MINERALIA SLOVACA

13 1981 5

MINERALIA SLOVACA

Vol. 13
(1981)
No. 5
385—480

Casopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických prieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAŠ
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEĽ
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARÍK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH CONTENTS

PÔVODNÉ PRÁCE ORIGINAL PAPERS

Anna Vozárová — Jozef Vozár

Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika — Lithostratigraphical subdivision of Late Paleozoic sequences in the Hronic unit — **385**

Milan Mořkovský — Regina Lukášová

Vztah rychlostí seizmických vln ve východoslovenské neogenní pánvi ke geologické stavbě — Relation between seismic wave velocities and geological structure in the East Slovakian Neogene basin — **405**

Bohuslav Cambel — Vlastimil Kátlovský — Miloslav Khun

Geochémia uránu, tória, uhlíka a ďalších prvkov v tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát — Distribution of uranium, thorium, carbon and other elements in black shales of the Malé Karpaty, Mts. crystalline (SW Slovakia) — **423**

Ondrej Ďurža — Rudolf Ďuďa

Termoelektrické napätie z ložiska Zlatá Baňa — Thermoelectric strain of pyrite from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) — **443**

SPRÁVY REPORTS

Stanislav Polák — Peter Hanas

O zlatinkovej aureole antimónového zrudnenia Pezinok — Kolársky vrch — On the alluvial gld aureole around the Pezinok — Kolársky vrch hill antimony mineralisation (Malé Karpaty Mts., Western Slovakia) — **451**

DISKUSIA DISCUSSION

Ján Bystrický

O súčasnom stave stratigrafie „typického profilu meliatskej série“ — On the recent state of stratigraphy in “typical profile of the Meliata group” — **457**

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky *Continuation see page 3 of the cover*

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 385—403*

Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika

ANNA VOZÁROVÁ, JOZEF VOZÁR

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

(4. obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 22. 9. 1980

Project No. 5
Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts

Литостратиграфическое разчленение верхнего палеозоя Гроника

Базальные части покрова Гроника (хочского и штурецкого) представляет состав верхнепалеозойских осадков и вулканитов моласового развития. В древней литературе этот состав принято называть как „мелафировая серия" (П. Кеттнер 1931), или „верфен с мелафирами" (Д. Андрусов 1958, 1959). Новые результаты петрографического и литологического исследований стефанских и пермских секвенций позволяют вычленить и дефинировать новые литостратиграфические единицы: нижнебоцианские и малужинские свиты. (Нижна Боца, Форм., Малужина форм.), которые составляют Ипполитическую группу. (Ипполтица Груп.).

Lithostratigraphical subdivision of Late Paleozoic sequences in the Hronic unit

Basal portion of both Hronic nappes (the Choč and Šturec nappes) is composed by sediments and volcanites of molasse development and of Late Paleozoic age. Hitherto the sequence has been assigned as "Melaphyre Series" or "Werfenian with melaphyre". New lithological and petrographical investigation allowed to establish and define two informal lithostratigraphic units here: the Nižná Boca and Malužiná formations respectively composing together the Ipoltica group.

Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch reprezentujú súbory vulkanitov a klastických sedimentov tvoriacich bazálne časti viacerých tektonických jednotiek včlenených do alpinotypnej stavby, t. j. mladopaleozoické súbory tatrika, severnej a južnej časti veporika, zemplinika, obidvoch čiastkových príkrovov hronika, severnej a južnej časti gemerika (Vozárová — Vozár, 1978).

Hronikum ako alochtónnu tektonickú jednotku podľa D. Andrusova — J. Bystrického — O. Fusána (1973) budujú dva čiastkové príkrovy — spodný, šturecký a vrchný, chočský s. s. Ich rozsah sa

obsahovo čiastočne stotožňuje s tzv. čiernovážskou a bielovážskou „sériou", ktoré charakterizoval M. Maheľ (1961) a A. Biely (1962). Obidve „série" sa v doterajšom tektonickom členení chápali ako dva vývíny chočského príkrovu (sensu Andrusov, 1936). V rámci čiernovážskej „série" sa v minulosti vymedzovala tzv. melafýrová séria, ktorej názov sa traduje od tridsiatych rokov (Kettner, 1931).

Už D. Štúr (1860) na základe celkovej litologickej povahy, korelácie voči paleontologicky preukázaným horizontom permu iných oblastí alpsko-karpatskej sústavy, a najmä na základe vzťahu voči výraznému horizontu spodnotriasových kremencov a vyšších vrstiev pestrofarebných pieskovcov, ílovitých a vápnitých bridlíc a slienitých vápencov s faunou zaraďoval pestrofarebný komplex do permu (Rotliegende). Sivé súvrstvie, ktoré je spodnou časťou tejto „série", podľa litologickej korelácie označil D. Andrusov (1936) ako vrchný karbón, avšak pestrofarebné sedimenty s bázickými vulkanitmi v nadloží už ako celok zaradil (l. c.) do spodného triasu (!). D. Andrusov (1958, 1959) tieto pestrofarebné sedimenty s vulkanitmi nazval „verfén s melafýrmi". Celý komplex chápal ako počiatočnú etapu vývoja alpínskej geosynklinály a melafýry ako produkt iniciálneho vulkanizmu.

Štúdie A. Bieleho (1962) o Nízkych Tatrách a Tríbeči, M. Maheľa et al. (1961) o Malých Karpatoch priniesli dôkazový materiál na zaradenie podstatnej časti „melafýrovej série" do permu. P. Snopková (in Maheľ, ed., 1962, s. 107) prvýkrát zistila zastúpenie mikroflóry karbónskeho a permského veku. Výsledkom ďalšej etapy výskumu tohto súboru sedimentov a vulkanitov bolo podrobnejšie litostratigrafické členenie, ako aj priradenie jednotlivých vrstvových súborov do vrchného karbónu a permu. Výsledky sú najmä v prácach Ž. Ilavskej (1964), E. Drnzíka (1969), V. Ďurovičа (1971), J. Badára — L. Novotného (1971), V. Sitára — J. Vozára (1973), E. Planderovej (1972, 1979), J. Vozára (1974—1979), A. Vozárovej — J. Vozára (1975—1979).

Stupeň poznania litologického, faciálneho charakteru mladšieho paleozoika hronika dosiahol v súčasnom období takú úroveň, že je na jeho bližšie definovanie nevyhnutné použiť zásady stratigrafickej klasifikácie. Doterajšie označenia ako „melafýrová séria" alebo „verfén s melafýrmi" sú z vecného i formálneho hľadiska nesprávne.

Podľa nových Zásad čs. stratigrafickej komisie (2. vyd., 1978) je základná litostratigrafická jednotka označená termínom súvrstvie a termín séria sa nahrádza označením skupina. V doterajšom názve mladšieho paleozoika hronika sa porušila hierarchia kategórií litostratigrafických jednotiek, a tak sa vymedzila „séria" v sérii („melafýrová séria" v čiernovážskej „sérii"). Pri označení sa použil názov „melafýr", čo nezodpovedá požiadavkám na špecifické označenie názvu litostratigrafickej jednotky. Okrem bázických eruptív značnú časť reprezentujú aj intermediárne eruptíva, teda v novom termínovom označení sú to bazalty, andezity a ich vulkanoklastiká, čiže zastaraný názov „melafýrová séria" nevystihol ani obsahovú náplň.

Z doterajších prác väčšiny citovaných autorov nevyplýva jednoznačné chápanie rozsahu „melafýrovej série" čo do zastúpenia jednotlivých členov, resp. horizontov. Jedni ňou rozumeli iba súbor klastických sedimentov a sprievodných vulkanitov mladopaleozoického veku, iní do „série" zaraďovali aj nadložný kremenec, kremitý pieskovec, pestrofarebný pieskovec a bridlice zodpovedajúce už spodnému triasu.

Tieto dôvody a výsledky štúdií nás viedli k vymedzeniu nových litostratigrafických jednotiek (Vozárová — Vo-

zár, 1979c). Ich podrobnú charakteristiku predkladáme v tejto štúdii. Súbory vrchnokarbónskych a permských sedimentov a vulkanitov hronika v celých Západných Karpatoch označujeme ako ipoltickú skupinu pozostávajúcu z dvoch súvrství, nižnobocianskeho a malužinského.

Vymedzenie nových litostratigrafických jednotiek

Ipoltická skupina

Pomenovanie skupiny je motivované dolinou Ipoltica, ktorá prebieha od S na J, smerom na J od osady Čierny Váh v Nízkych Tatrách a je ľavým prítokom rieky Čierny Váh.

Stratotyp. V profile doliny Ipoltica, dlhom takmer 6 km, sú v priečnom reze obnažené obidve základné litostratigrafické jednotky ipoltickej skupiny — nižnobocianske a malužinské súvrstvie.

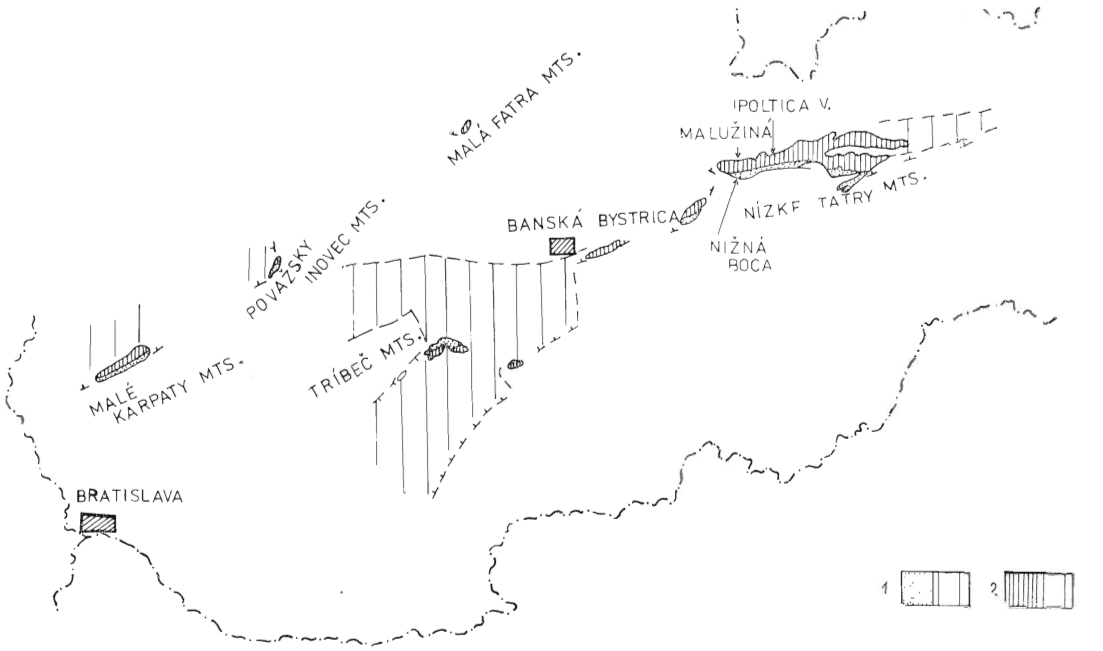
Mocnosť ipoltickej skupiny vypočítaná z mocností typových profilov jej obidvoch súvrství je 2500—2800 m. Treba mať na zreteli pozíciu skupiny v bazálnej časti príkrovovej jednotky, čo znamená značnú redukciu jej členov v podstatnej časti dnešného rozšírenia, a najmä redukciu najspodnejších členov, ktoré sa alebo nezachovali, alebo sú iba rudimentárne. Skupina je lepšie zachovaná v spodnejšom (štureckom) príkrove hronika.

Rozšírenie. Ipoltická skupina sa v Západných Karpatoch nachádza v spodnej časti príkrovov hronika v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Malej Fatre, Strážovských vrchoch, v Tríbeči a v priľahlej časti podložia neogénu stredného Slovenska, na južných a severných svahoch Nízkych Tatier, v podloží paleogénu Spišskej kotliny a v severnej časti Braniska.

Hranice. Ohraničenie skupiny voči podložiu je tektonické. Fragmenty silne mylonitizovaných granitoidov sú v bazálnej časti štureckého príkrovu na severných svahoch Nízkych Tatier (Andrusov, 1936, Vozárová — Vozár, 1979a). Nadložím skupiny sú takmer všade dobre zachované súbory spodnotriasových detritických sedimentov. Tektonické podložie je rozdielne. Pri vyššom (chočskom) príkrove hronika je to najčastejšie šturecký príkrov, príp. tam, kde sa nezachoval, je to fatrikum alebo až obalové série kryštalinika. Skupina v spodnom (štureckom) príkrove hlavne v Nízkych Tatrách leží v nadloží veporika, inde v nadloží príkrovov fatrika a len ojedinele vystupuje nad obalovými sériami tatrika.

Litologická charakteristika. Ipoltická skupina sa skladá z cyklicky usporiadaných súborov klastických sedimentov, z ktorých len celkom podradnú časť zaberajú chemogénne sedimenty. Charakteristickým znakom je zmena v zafarbení sedimentov — v spodnej časti zelenosivá, sivá, tmavosivá a smerom do vrchnej časti litostratigrafickej jednotky svetlosivá, červená a fialovosivá. Všeobecne v smere od bázy do vrchnej časti klastický materiál hrubne, zväčšuje sa hrúbka vrstvových telies, a to v priamej závislosti od zvyšovania synsedimentárnej tektonickej aktivity. Súčasťou skupiny sú vulkanity a vulkanoklastické sedimenty. V bazálnych častiach sa zistili pomerne tenké polohy vulkanoklastík dacitového zloženia, vo vrchnej sú zastúpené produkty intenzívneho vulkanizmu toleiitového trendu (Th-andezity, Th-bazalty a ich vulkanoklastiká).

Vek. Ipoltická skupina má stratigrafické rozpätie stefan — perm, preukázané v obidvoch súvrstviach jednak na základe makroflóry (Sitár — Vozár, 1973), ale najmä mikroflóry (Snopková in Maheľ, edit., 1962, Ilavská, 1964, Planderová, 1973, 1979).



Obr. 1. Prehľad rozšírenia ipoltickej skupiny v Západných Karpatoch
1 — nižnobocianske súvrstvie na povrchu a v podloží, 2 — malužinské súvrstvie na povrchu a v podloží (nižnobocianske súvrstvie je rozšírené aj v podloží malužinského súvrstvia v oblasti neogénu stredného Slovenska, ako aj v iných oblastiach spoločného výskytu)
Fig. 1. Extent of the Ipoltica group in the Western Carpathians
1 — the Nižná Boca formation on the surface and in basement, 2 — the Malužiná formation on the surface and in basement (the Nižná Boca formation occurs also in the underlier of the Malužiná fm. in Middle Slovakian neovolcanic area and elsewhere of common occurence)

Nižnobocianske súvrstvie

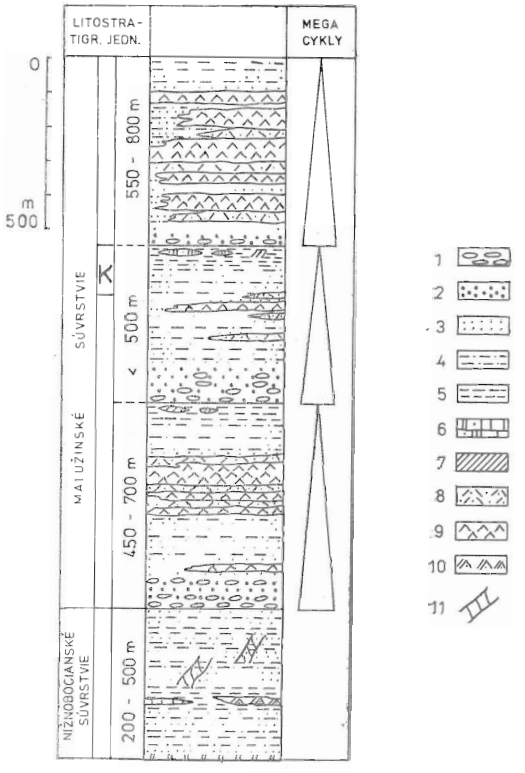
Pomenovanie je podľa obce Nižná Boca, ležiacej priamo na vymedzenom súvrství na severných svahoch Nízkych Tatier pri štátnej ceste Brezno — Čertovica — Kráľova Lehota.

Stratotyp súvrstvia je pri severozápadnej časti obce Nižná Boca v zárezе cesty (profil označený NT-22, NT-23)[1] a je doplnený o typový profil v doline Holičná (NT-26)[1] na juhovýchodnom svahu Holice (ľavý prítok Ipoltice, 12 km na V od Nižnej Boce, 6 km na JZ od osady Čierny Váh) a v doline Dikula (NT-36, pravý prítok Ipoltice, 6,5 km na J od osady Čierny Váh).[1]

Mocnosť súvrstvia (max. až 500 m) sa vypočítala z typových profilov a doplnila o údaje zo štruktúrnych vrtov GK-12 (Devičany), VIK-1 (Pohronský Inovec), ktoré v podloží stredoslovenských neovulkanitov zastihli mladšie paleozoikum hronika (Karolus et al., 1970, 1976). Skutočnú mocnosť skresľuje silná tektonická redukcia pozdĺž príkrovovej plochy.

Regionálne rozšírenie súvrstvia je v spodnej časti obidvoch čiastkových príkrovov hronika. Maximálne rozšírenie má na severných svahoch Nízkych Tatier, v Tríbeči a v priľahlom podloží stredoslovenských neovulkanitov. Ostatné výskyty sú v Malých Karpatoch, Po-

[1] Číselné označenie lokalít v teréne a v dokumentácii záverečnej správy A. Vozárovej (1980).



Obr. 2. Litostratigrafická schéma členenia ipoltickej skupiny
1 — piesčitý zlepenec, 2 — hrubozrnný pieskovec, 3 — jemnozrnný a strednozrnný pieskovec, 4 — siltovec, pieskovec, 5 — siltovec, aleurity, 6 — piesčité karbonáty, karbonáty, 7 — evapority (sadrovec, anhydrit), 8 — bázické vulkanoklastiká, 9 — efuzívne telesá tholeiitických andezitov a bazaltov, 10 —dacitové vulkanoklastiká, 11 — subvulkanické telesá, dajky andezitov a dioritov; K — kravianske vrstvy

Fig. 2. Schematic lithostratigraphical subdivision of the Ipoltica group
1 — sandy conglomerate, 2 — coarse sandstone, 3 — fine- to medium-grained sandstone, 4 — siltstone, sandstone, 5 — siltstone, aleurolite, 6 — sandy carbonate, carbonate, 7 — evaporite, 8 — basic volcanoclastics, 9 — tholeiitic andesite to basalt (effusive bodies), 10 — volcanoclastics of dacite composition, 11 — subvolcanic body and dyke (andesite to diorite). K — Kravany beds

vážskom Inovci, na južných svahoch Nízkych Tatier a v severnej časti Braniska.

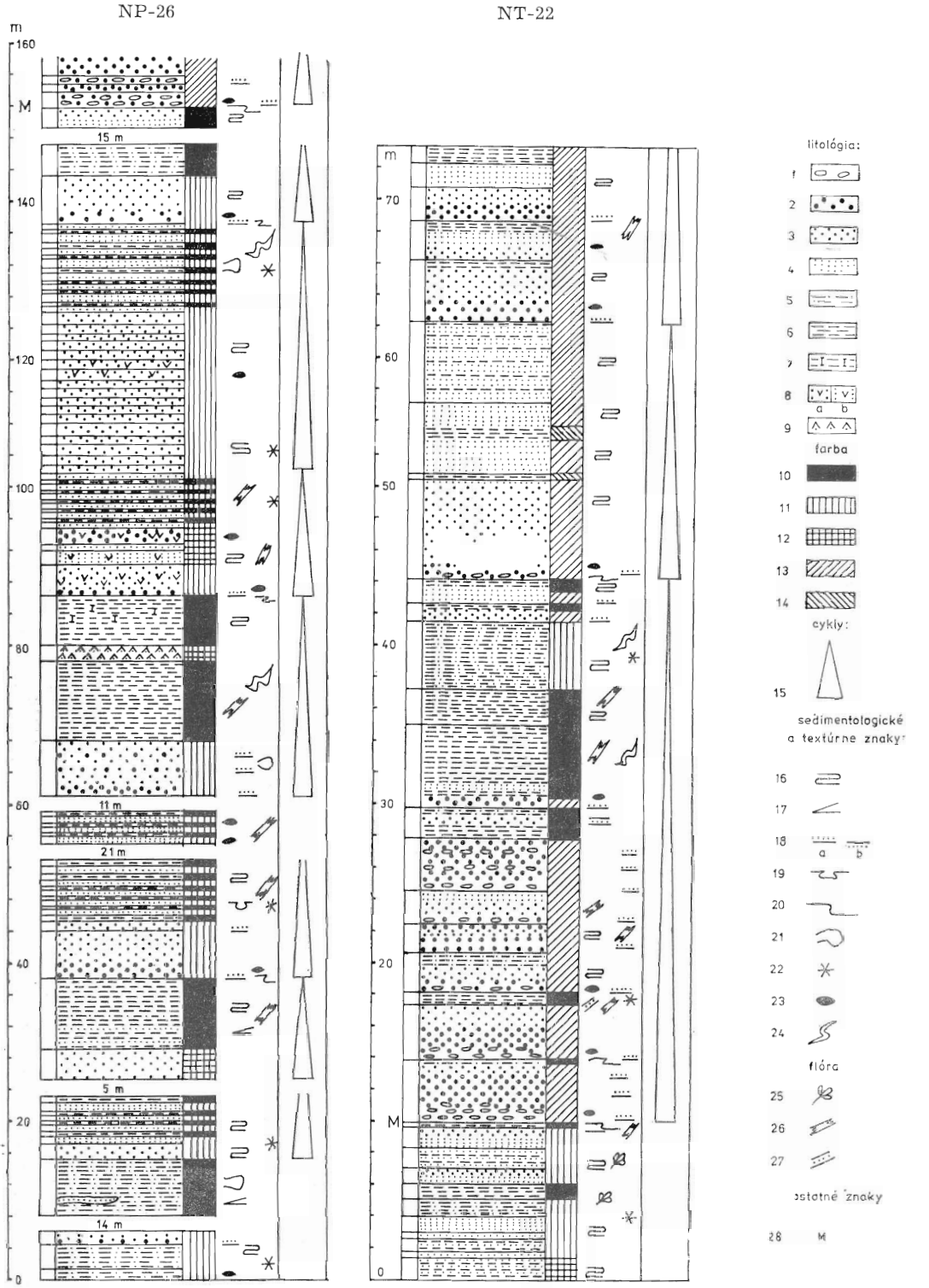
Hranice. Stratigrafické podložie súvrstvia nie je okrem lokálnych výskytov mylonitizovaných granitoidov pre príkrovový charakter hronika jednoznačné (Vozárová — Vozár 1979a). Nadložím nižnobocianskeho súvrstvia je vždy malužinské súvrstvie.

Litologická charakteristika. Farba súvrstvia je prevažne sivá až zelenosivá (80 %), menej často čiernosivá, tmavosivá a hnedosivá (20 %). Sedimentárne sekvencie súvrstvia sú z ílovitých a grafitických bridlíc, siltovca, jemnozrnného, strednozrnného a hrubozrnného pieskovca. V polohách aleuropelitov sú časté úlomky alochtónnej makroflóry (Sitár — Vozár, 1973) a bližšie neurčiteľné zvyšky kôry kmeňov stromov, rozvetvených konárikov, resp. koreňov. Pieskovec tvorí približne 50—55 % sedimentov súvrstvia.

Synsedimentárnu vulkanickú činnosť reprezentujú polohy litokryštaloklastických tufov — tufitov (Ďurovič, 1971) mocných maximálne 180—200 cm. Petrografickým zložením zodpovedajú dacitovému a andezitovému vulkanizmu, s ktorým súvisia aj sporadické polohy silicitov mocné 5—30 cm (Vozárová, 1980).

V podradnom množstve sú v pieskovcoch polohy s obliakovým materiálom, ktorý je hlavne z kremeňa a granitoidov, sporadicky acidných vulkanických hornín, kvarcitov, fylitov a lyditov. Piesčitý detrit má takéto zloženie: kremeň a úlomky kvarcitov (40—50 %), draselný živec a plagioklasy (20 %), úlomky granitoidov, fylitov, acidných a intermediárnych vulkanických hornín, pieskovca (súhrnne maximálne 30 %), biotit a muskovit (5—10 %). Množstvo základnej hmoty varíruje medzi 15—30 %. Pieskovec zodpovedá najmä litickým drobám, menej litickým arenitom. Ílové minerály v základnej hmote pieskovca majú toto zloženie: kaolinit, illit, montmorillonit a chlorit (Ďurovič, 1971).

Na zložení ílovitých bridlíc sa zúčast-


NP-26
NT-22
m
160
140
120
100
80
60
40
20
0
M
15 m
11 m
21 m
5 m
14 m
70
50
30
litológia:
1
2
3
4
5
6
7
8
a
b
9
farba
10
11
12
13
14
cykly:
15
sedimentologické
a textúrne znaky:
16
17
18
19
20
21
22
23
24
flóra
25
26
27
ostatné znaky
28

ňuje klastický detritus (kremeň, sľuda, živec, akcesorické minerály), autigénne minerály (karbonáty, sericit, oxidy a hydrooxidy železa) a ílové minerály — illit, montmorillonit, kaolinit a chlorit (Ďurovič, l. c.). S najjemnejšími sedimentmi sú lokálne (Malé Karpaty) asociované tenké vložky (do 40 cm) sivých kryštalických karbonátov (Vozárová, 1980).

Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia vytvárajú dobre vyvinuté telesá vrstiev rovnomernej mocnosti zložené do cyklov prvého a druhého rádu. Väčšina z nich má normálnu stavbu, teda zjemňovanie smerom do nadložia. Miestami boli spozorované aj inverzné cykly. V celom priereze nižnobocianskeho súvrstvia je tendencia pomalého hrubnutia klastického materiálu smerom do vrchných častí.

Vzájomné vzťahy medzi cyklami, resp. jednotlivými vrstvami sú často erózne. Bazálne časti relatívne hrubozrnnejších telies sedimentov obsahujú početné intraklasty bridlíc. Gradácia v rámci cyklov je vyjadrená zmenou mocnosti vrstiev sedimentov príslušnej zrnitosti alebo zmenou veľkosti klastických zŕn. Vnútorné usporiadanie klastických častíc v rámci sedimentárnych telies je gradačné, laminárne, menej flaserovité. V polohách aleuropelitov sú bežné bioturbačné textúry. Na mnohých lokalitách v Nízkych Tatrách (Nižná Boca, dolina Holičná, Medvedia, Dikula na J od Čierneho Váhu, Mokrá dolina pri Spišskom Bystrom, v oblasti na Z a S od Vernára), v Tríbeči (Píla pri Žarnovici) a v Malých Karpatoch sa vo viacerých horizontoch našli zvyšky flóry a nepravidelne rozmiestnená rastlinná sečka. Len z lokality Nižná Boca sa podarilo zvyšky rastlín identifikovať presnejšie (Sitár — Vozár, 1973).

Sedimentačné prostredie. Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia vznikli v deltovom prostredí. Klastický detrit prinášaný rozvetvenou sieťou riečnej delty bol pomerne hrubozrnný a svedčí o členitom reliéfe okolia sedimentačného bazénu. Sedimenty súvrstvia reprezentujú výnosové časti distribučných korýt delt smerujúcich do plytkých sedimentačných bazénov. Korytá delt prinášali aj rastlinný detrit z obnaženej

Obr. 3. Litologické profily nižnobocianskeho súvrstvia a spodnej časti malužinského súvrstvia. Lokality: NT- 26 — dolina Holičnej, NT-22 — Nižná Boca
Vysvetlivky: litológia: 1 — piesčitý zlepenec, 2 — hrubozrnný pieskovec, 3 — strednozrnný pieskovec, 4 — jemnozrnný pieskovec, 5 — veľmi jemnozrnný pieskovec, 6 — aleuropelity, bridlice, 7 — karbonátové bridlice, 8 — vulkanoklastický pieskovec (a — hrubozrnný až strednozrnný, b — jemnozrnný), 9 — dacitový tuf; farba: 10 — čierna, tmavosivá, 11 — strednosivá, 12 — zelenosivá, 13 — svetlosivá, 14 — červenosivá; 15 — sedimentárne cykly; sedimentologické a textúrne znaky: 16 — laminácia, 17 — šikmé zvrstvenie, 18a — normálne gradačné zvrstvenie, 18b — inverzné gradačné zvrstvenie, 19 — stopy po vtláčaní, 20 — erózne textúry, 21 — sklzové textúry, 22 — zvýšený obsah klastickej sľudy, 23 — závalky aleuropelitov, 24 — znaky bioturbačnej činnosti; flóra: 25 — zvyšky makroflóry, 26 — rastlinná sečka, 27 — zvyšky kôry stromov; osobitné znaky: 28 — hranica s malužinským súvrstvím

Fig. 3. Lithological profiles of the Nižná Boca formation and of the lower part of the Malužiná formation. Localities: NT-26 — Holičná dolina valley, NT-22 — Nižná Boca village
Explanations: Lithology: 1 — sandy conglomerate, 2 — coarse sandstone, 3 — medium-grained sandstone, 4 — fine-grained sandstone, 5 — very fine-grained sandstone, 6 — aleuropelite, shale, 7 — carbonatic shale, 8 — volcanoclastic sandstone (a — coarse to medium-grained, b — fine-grained), 9 — dacite tuff. Colour: 10 — black to dark-grey, 11 — medium-gray, 12 — greenish-gray, 13 — light-gray, 14 — reddish-gray, 15 — sedimentary cycles. Sedimentology and structural features, 16 — laminar stratification, 17 — diagonal stratification, 18 — graded bedding (a — normal, b — inverse), 19 — impression mark, 20 — erosional structure, 21 — sliding structure, 22 — increased clastic mica content, 23 — aleuropelite concretion, 24 — bioturbation activity mark. Flora: 25 — macroflora remnant, 26 — plant debris, 27 — tree bark remnant. Other features: 28 — boundary towards the Malužiná formation

oblasti. Je veľmi pravdepodobné, že v oblasti deltovej roviny vznikli početné čiastkové bazény, močiare a bažiny s tendenciou vývoja rašelinísk. Ustavičná zmena smeru korýt delt spôsobila občasnú likvidáciu aspoň časti malých sedimentačných bazénov s charakteristickou výplňou a s obsahom rastlinnej sečky. Svedčí o tom alochtónna zuholnatená makroflóra, úlomky konárikov, koreňov a kôry stromov. Dobre vyvinuté vrstvovité telesá, ich rovnomerná mocnosť pri značnom plošnom rozšírení, alochtónna makroflóra, sedimentačné textúry, prejavy bioturbácie a relatívne vysoký obsah klastickej sľudy v pieskovci svedčia o usadzovaní v plytkom vodnom bazéne. Nadväznosť na plytkomorské prostredie signalizujú časté nálezy planktónu (Ilavská, 1964, Planderová, 1979).

Vulkanické horniny. V sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia sú ložné a pravé žily eruptívnych hornín, ktoré sú časťou permského subvulkanického aparátu. V. Šťastný (1927) ich pôvodne označil ako augitické porfyrity, S. Vrána — J. Vozár (1969) ako dioritové porfyrity a uviedli z nich minerálnu asociáciu pumpellyitovo-prehnitovo-kremeňovej fácie ako prejav poklesovej metamorfózy. Neskôr sa preukázal komagmatický charakter týchto žilných telies a permských efuzív v nadložnom, malužinskom súvrství (Vozár, 1973, 1977, 1980).

Žily andezitu až dioritu sú sivé, sivozelené a dosahujú mocnosť od niekoľko metrov až do 250 m a dĺžku úmernú mocnosti až niekoľko km. Žilné telesá sú prevažne medzivrstvové, ložné a iba ojedinele pravé a šošovkovitého tvaru. Kontaktnú metamorfózu voči nadložiu i podložiu možno sledovať v hrúbke desiatok cm až 1—1,5 m, a to v závislosti od veľkosti telesa a charakteru okolitého sedimentu. Výraznejšie sú účinky na jemnejšie aleuropelity. Na kontaktoch je intenzívne prekremenenie, koncentrácie chloritu, rudných minerálov, albitu, karbonátov a epidotu. Vnútorná štruktúra žíl je monotónna, prevažujú horniny strednozrnitej variety. zriedkavá je drobnozrnitá, príp. porfyrická textúra. Mineralogické zloženie je plagioklas (49—57 %), pyroxén (12 %), amfibol (6 %), biotit, draselný živec, kremeň, rudné minerály, apatit, titanit, prehnit, pumpellyit, chlorit, epidot a sericit (Vrána — Vozár, 1969).

Žilné telesá dioritu a andezitu sú vo všetkých výskytoch nižnobocianskeho súvrstvia, najviac v Nízkych Tatrách a v Tríbeči, menšie telesá sú v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, v tektonických troskách v Branisku a vo veporskej časti Slovenského rudohoria.

Vek. Nižnobocianske súvrstvie sa hlavne podľa makroflóry z lokality Nižná Boca zaraďuje do stefanu B—C. V. Sitár — J. Vozár (1973) opísali dobre zachované zvyšky *Asterotheca miltoni* Artis, *Asterotheca arborescens* Brongniart, *Cordaites palmaeformis* Goeppert z rôznych horizontov a *Callipteridium gigas* Guttbier z najvrchnejšieho horizontu súvrstvia. Vrchnokarbónsky vek súvrstvia na základe litologickej povahy prvýkrát predpokladal D. Andrusov (1936). Neskôr P. Snopková (in Maheľ, edit. 1962) a Ž. Ilavská (1964) našli sporomorfy vrchnokarbónskeho, resp. vestfálskeho veku. Novšie E. Planderová (1979) rozlíšila autochtónnu mikroflóru rozpätia stefan B, C, D a alochtónnu mikroflóru vestfálskeho veku. Na základe uvedených údajov nižnobocianske súvrstvie vekovo zaraďujeme do stefanu.

Malužinské súvrstvie

Pomenovanie súvrstvia je podľa obce Malužiná, ležiacej na severných svahoch Nízkych Tatier pozdĺž štátnej cesty Brezno — Čertovica — Kráľova Lehota.

Časť obce a rovnomerná dolina sú priamo na malužinskom súvrství.

Typový profil malužinského súvrstvia je odkrytý v takmer 5 km dlhom nesúvislom zárezе v doline Ipoltica (14 km na V od obce Malužiná, lok. NT-3 až NT-21) a doplnený o údaje z doliny Malužiná a Bystrá (na JZ od obce Spišské Bystré).

Mocnosť súvrstvia sa vypočítala z typového profilu a doplnila údajmi zo štruktúrnych vrtov GK-5 (Veľká Lehota), GK-12 (Devičany), GK-13 (Nová Baňa), PKŠ-1 (Gondovo), ktoré v podloží stredoslovenských neovulkanitov zastihli mladšie paleozoikum hronika (Karolus et al., 1969, 1970, 1975). Vplyvom alpínskej tektoniky je súvrstvie v rozličných oblastiach nerovnomerne redukované a dnešné rozšírenie, ako aj mocnosť nevyjadrujú jeho skutočný rozsah a hrúbku. Podľa prístupných údajov uvádzame mocnosť maximálne 2200 m.

Regionálne rozšírenie. Malužinské súvrstvie je litostratigrafická jednotka v spodnej časti štureckého a chočského príkrovu hronika. Bolo vymedzené v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Malej Fatre, Strážovských vrchoch, v Tríbeči a v podloží neogénu stredného Slovenska, na južných a severných svahoch Nízkych Tatier, v podloží paleogénu Spišskej kotliny a v tektonických fragmentoch v severnej časti Braniska. Úplnejší sled súvrstvia sa zachoval v štureckom príkrove, najmä v severných svahoch Nízkych Tatier.

Hranice. Podložím malužinského súvrstvia je väčšinou nižnobocianske súvrstvie. V oblastiach výraznejšej tektonickej redukcie leží malužinské súvrstvie, resp. jeho jednotlivé členy priamo v tektonickom nadloží spodnejšej tektonickej jednotky. Pre silnú tektonickú redukciu v mnohých oblastiach (Strážovské vrchy, Malá Fatra, Považský Inovec) chýba nielen nižnobocianske súvrstvie, ale aj podstatná (spodná a stredná) časť malužinského súvrstvia. Vzájomná hranica súvrství je litologická a bez známok prerušenia sedimentácie. V nadloží malužinského súvrstvia sú všade dobre zachované spodnotriasové klastické sedimenty v charakteristickom vývoji.

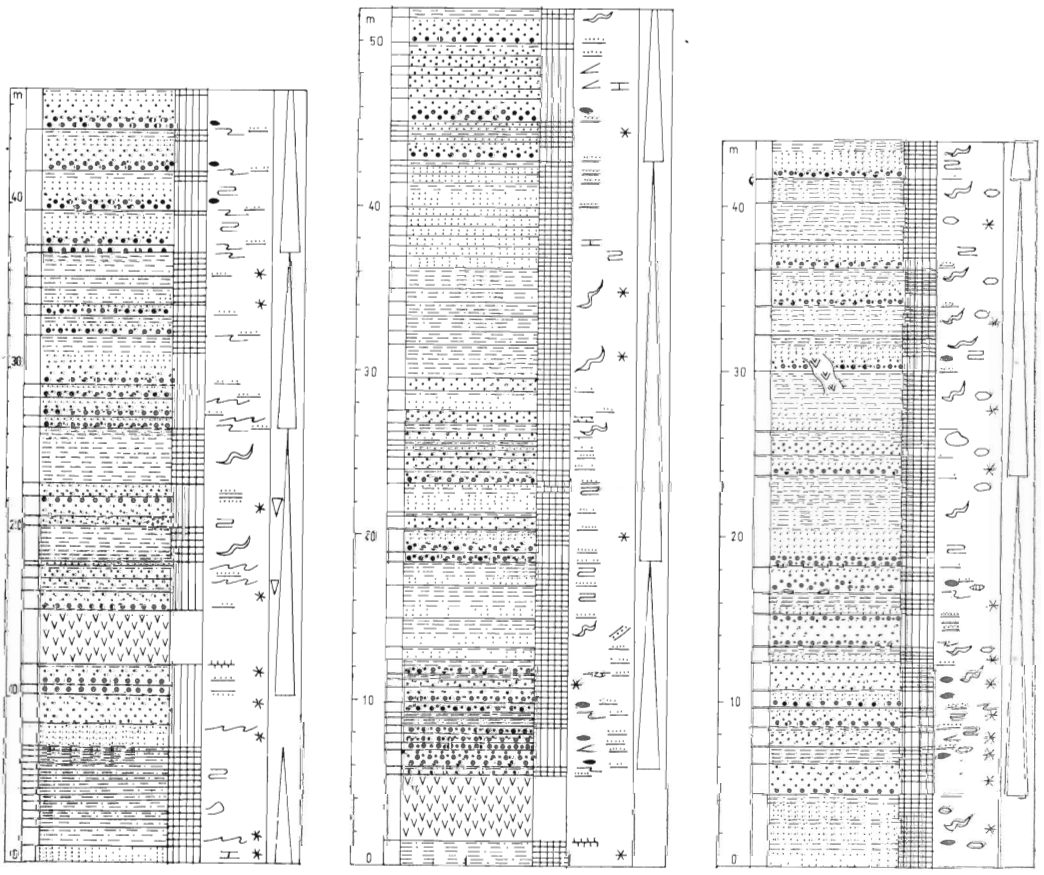
Litologická charakteristika. Základnými znakmi malužinského súvrstvia sú: 1. cyklická vnútorná stavba usporiadaná do troch megacyklov, 2. synsedimentárny vulkanizmus prechodného až toleiitického trendu bázického až intermediárneho charakteru vo vrchných častiach najmä prvého a tretieho megacyklu, 3. pestrosť v zafarbení sedimentov.

V porovnaní s nižnobocianskym súvrstvím sa v sedimentárnych sekvenciách malužinského súvrstvia zvyšuje obsah hruboklastického detritu. Bazálne časti všetkých troch vymedzených megacyklov sú najmä z drobnozrnného zlepenca, piesčitého zlepenca a hrubozrnného pieskovca. Sedimenty v cyklickej stavbe tvoria dobre vyvinuté vrstvovité telesá mocné 2—4 m. Vzájomný styk telies je erozívny. Najcharakteristickejším znakom je výrazná gradácia podľa zrnitosti. Vrstvy majú rovnomernú mocnosť a dosahujú veľkú plošnú rozlohu. V bazálnych častiach vrstvových telies sú gradačné, vo vrchných laminárne alebo planárne, šikmo zvrstvené intervaly.

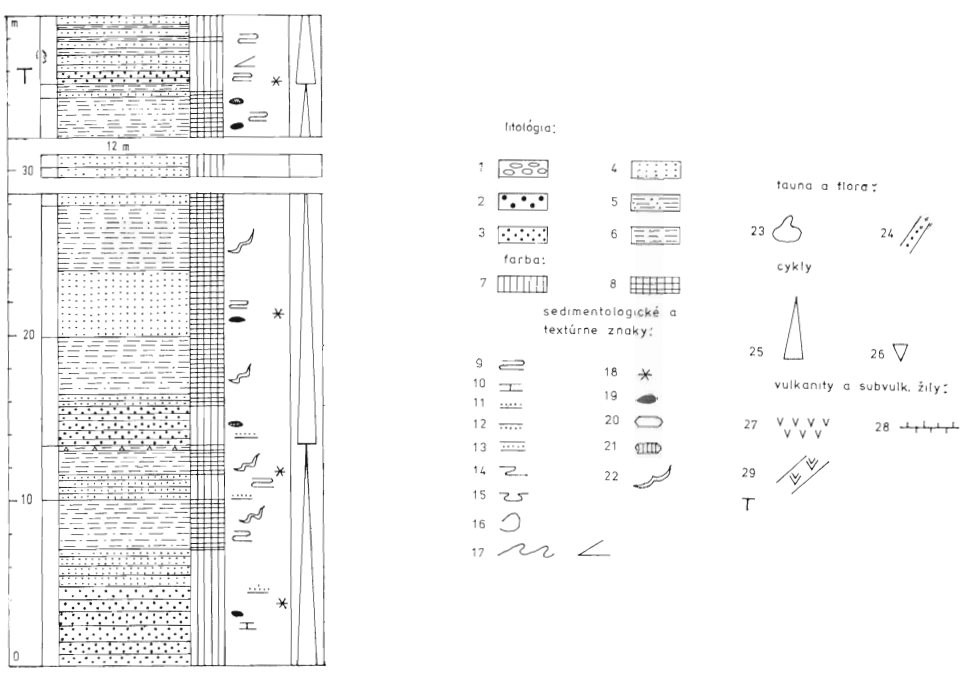
Obliakový materiál zlepencových polôh bazálnych častí megacyklov je z kremeňa, granitoidov, metasedimentov, fylitov, lyditov, vulkanitov (kyslých i bázických) a vzácne svorov. V bazálnej časti prvého megacyklu sú na niektorých miestach cykly so zjemňovaním do vrchných častí s dobre vyvinutým hruboklastickým a jemnozrnným členom. Jemnozrnný člen reprezentujú sivo sfarbené aleuropelity s občasným obsahom alochtónnej rastlinnej sečky. Tieto jemnozrnné členy sú zvyčajne

Obr. 4. Litologické profily malužinského súvrstvia. Lokality: NT-27 — I. megacyklus (dolina Holičnej), NT-3 — I. megacyklus (dolina Ipoltice), NT-13 — II. megacyklus (dolina Ipoltice), NT-24 — III. megacyklus (dolina Benkovského potoka)
Vysvetlivky: litológia: 1 — piesčitý zlepenec, 2 — hrubozrnný pieskovec, 3 — strednozrnný pieskovec, 4 — jemnozrnný pieskovec, 5 — veľmi jemnozrnný pieskovec, 6 — aleuropelity, bridlica; farba: 7 — svetlosivá, 8 — červenosivá; sedimentologické a textúrne znaky: 9 — laminácia, 10 — doskovitosť, 11 — normálne gradačné zvrstvenie, 12 — inverzné gradačné zvrstvenie, 13 — pensymetrické gradačné zvrstvenie, 14 — erózne rozmyvy, 15 — stopy po vtláčaní, 16 — skĺzové textúry, 17a — čeriny, 17b — šikmé zvrstvenie, 18 — klastická sľuda, 19 — závalky aleuropelitov, 20 — pelosideritové konkrécie, 21 — septárie, 22 — stopy po bioturbačnej činnosti; fauna a flóra: 23 odtlačky schránok lamellibranchiát, 24 — úlomky kôry stromov; cykly: 25 — normálne cykly, 26 — inverzné cykly nízkeho rádu; Vulkanity a subvulkanické žily: 27 — výlevy bazaltov a andezitov, 28 — prejavy kontaktnej metamorfózy, 29 — menšie žilné telesá; T — hraničné vrstvy perm — trias

Fig. 4. Lithological profiles of the Malužiná formation. Localities: NT-27 — first megacycle (Holičná dolina valey), NT-3 — first megacycle (Ipoltica valley), NT-13 — second megacycle (Ipoltica valley), NT-24 — third megacycle (Benkovský potok valley)
Explanations: Lithology: 1 — sandy conglomerate, 2 — coarse sandstone, 3 — medium-grained sandstone, 4 — fine-grained sandstone, 5 — very fine-grained sandstone, 6 — aleuropelite, shale, Colour: 7 — light-grey, 8 — reddish-grey. Sedimentological and structural features: 9 — laminar structure, 10 — platy fabric, 11 — normal graded bedding, 12 — inverse graded bedding, 13 — assymetrical graded bedding, 14 — wash-out, 15 —



impression mark, 16 — slumping structure, 17a — ripple mark, 17b — diagonal bedding, 18 — clastic mica, 19 — aleuropelite concretion, 20 — pelosiderite concretion, 21 — septarium, 22 — bioturbation mark. Faunistic and floristic remnants: 23 — Lamellibranchiate mould, 24 — tree bark fragment. Cycles: 25 — normal cycle, 26 — inversed cycle of lower order. Volcanite and subvolcanic bodies: 27 — basalt to andesite flow, 28 — contact metamorphism, 29 — vein body of subordinated size. T — boundary beds between Permian and Triassic



čiastočne erodované ďalším sedimentačným cyklom.

Stredné časti megacyklov sú zložené z cyklických klastických sekvencií strednej až jemnej zrnitosti. Vnútornú štruktúru tejto časti tvorí množstvo opakujúcich sa asymetrických cyklov prvého rádu zložených zo strednozrnného až jemnozrnného pieskovca, aleuropelitov a aleurolitov. Pieskovcové telesá majú turbiditovú vnútornú štruktúru zloženú z gradačne zvrstvového intervalu, nad ktorým je relatívne jemnozrnná nevrstvovitá alebo laminárne zvrstvená časť alebo aj šikmo zvrstvená a čerinová časť. Sedimentácia telies je ukončená bezštruktúrnymi alebo výrazne laminárne zvrstvenými aleuropelitmi.

Sedimenty sú pestro sfarbené. Červená farba sa viaže na najjemnejšie frakcie sedimentov. Bazálne časti pieskovcových telies obsahujú množstvo intraklastov červených bridlíc a aleuropelitov. Odrážajú procesy sedimentárnej erózie. Bežne sú zachované textúry eróznych rozmyvov a stopy vtláčania hrubozrnnejších sedimentov do relatívne jemnejších v ich podloží. Lamináciu v aleuropelitových sedimentoch veľmi často deštruovali bioturbačné procesy organizmov. V týchto sedimentoch sa našlo množstvo organických hieroglyfov. Podľa A. Seilachera (1967) sú to: Domichnia — stopy po bývaní (rúrkovité útvary veľmi často v tvare písmena U), Pascichnia — stopy po žraní ílojedov, ktoré tvoria systém navzájom sa nekrižujúcich brázd a tunelov, Repichnia — chaotický systém navzájom sa

križujúcich brázd a tunelov vytvorených lezením živočíchov po dne. Vzácne sa našli odtlačky schránky lastúrnikov zo skupiny Schizodus (pre zlú zachovanosť bližšie neurčiteľné) a pomerne dobre zachované červy. V aleuropelitoch sú časté pelosideritové a kalcitovo-dolomitové konkrécie a septárie. Najvrchnejšie časti megacyklov sú z jemnozrnných a aleurolitovo-pelitových sedimentov s výraznou horizontálne vrstvovitou textúrou a pestrým svetlosivým až červeným sfarbením. Obsahujú karbonátové konkrécie usporiadané do decimetrových polôh a ojedinelé šošovky anhydritu a sadrovca (max. mocnosť 30 m, Drnzík, 1969, Novotný — Badár, 1971) v najvyšších častiach prvého a druhého megacyklu.

Klastický detrit v cykloch má takéto minerálne zloženie: kremeň (60—70 %), živec (plagioklas, ortoklas, mikroklín, mikropertit, úhrnne 15—20 %), úlomky hornín (granitoidy, metapieskovec, fylity, vulkanity, úhrnne 10—20 %), sľudu (biotit a muskovit, spolu 5—10 %). Štruktúrna vytriedenosť sa pohybuje od 10—40 %. Pieskovec petrograficky zodpovedá litickým arenitom až litickým drobám. Na zložení aleuropelitov, ako aj základnej hmoty pieskovca sa zúčastňuje asociácia ílových minerálov: illit, montmorillonit, kaolinit, chlorit (Ďurovič, 1971).

Charakter vulkanizmu. Produkty synchrónnej vulkanickej činnosti s bazaltovou až andezitovou magmou vystupujú v niekoľkých úrovniach, čo svedčí o viacfázovom charaktere (Vozár, 1971). Produkty prvej erupčnej fázy sú regionálne rozšírené v prvom sedimentárnom megacykle. Sú to viacnásobné opakované lávové prúdy nad sebou a mocnosť prúdov je 1—15 m. Medzi nimi sú časté vložky vulkanoklastík. Najvyšší vulkanický horizont I. erupčnej fázy tvoria jemné vulkanoklastické sedimenty, popolový a pieskový laminovaný tuf, ktorého textúry naznačujú uloženie v subakválnom prostredí.

Druhý sedimentačný megacyklus obsahuje len menšie výlevné telesá s vulkanoklastikami. Aktivita bola relatívne slabšia, obmedzená hlavne na explozívnu činnosť. Vo vrchnej časti megacyklu sú menšie polohy nepravidelne rozmiestnených brokových a pieskových tufitov, tufitického pieskovca a siltovca s mocnosťou polôh do 20—30 cm a dĺžkou do niekoľko desiatok metrov. Len zriedkavo, v najvrchnejšej časti megacyklu, sú vulkanoklastiká sprevádzané aj malými efuzívnymi telesami s kontaktnometamorfným účinkom na podložie.

Tretí megacyklus charakterizujú masy vulkanitov, produktov hlavnej erupčnej fázy. Zaberajú celú strednú časť megacyklu. Sú to viacnásobne opakované lávové prúdy nad sebou hrubé 1—35 m. Sú plošne veľmi rozšírené. Jednotlivo ich možno súvisle sledovať až niekoľko km. Spodnú časť tohto vulkanogénneho sledu charakterizujú relatívne tenšie opakované lávové prúdy striedajúce sa s tufmi, tufitickým prieskovcom a siltovcom.

Kontakt lávy s podložnými sedimentmi je výrazný, často poznačený lalokovitým, jazykovitým vtláčaním do relatívne plastickejšieho, pôvodne zvodneného sedimentu. Účinky kontaktnej metamorfózy tvoria zónu hrúbky od 10 do 30—40 cm, maximálne do 70 cm. Najčastejšie sú to tenké lemy s charakteristickým spečením. Sú to červené rohovce, prekremenené a na oxidy železa bohaté partie, výrazná koncentrácia chloritu, albitové, karbonátové a epidotové žilky. Osobitne možno charakterizovať kontakty dvoch lávových prúdov nad sebou s tenkými sklovitými lemami zo strany obidvoch prúdov. Mladší prúd zvyčajne kontaminuje nerovný a niekedy aj zbrekciovatený povrch staršieho prúdu. Kontakt bežne lemujú žilky

chloritu a kalcitu s obsahom rudných minerálov.

Na mnohých miestach sú bazálne časti alebo okraje lávových prúdov brekciované so znakmi hyaloklastitových štruktúr najmä na báze prúdov druhe erupčnej fázy. Hyaloklastity vznikli rýchlym stuhnutím lávy vo vodnom prostredí. Fragmenty lávy sú ostrohranné i zaoblené a s výrazným sklovitým a chloritovým lemom. Tmelí ich sklopopolovitá alebo jemná psamitová a aleuropelitová základná hmota s podielom vulkanoklastickej zložky.

Vnútorná štruktúra lávových prúdov tejto druhej erupčnej fázy je pestrá. V okrajových častiach efuzívnych telies prevládajú porózne, mandľovcové a jemnozrnité až afanitické variety. Vnútorné časti prúdov sú zo strednozrnitých a porfyrických variet. Zistili sa aj fluidálne prvky signalizujúce smer tečenia magmy v dvoch protichodných smeroch, kolmo na priebeh telies. Rozšírenie, priebeh efuzívnych telies, ich vonkajšia aj vnútorná stavba, viacnásobné opakovanie výlevov, výrazné fluidálne textúry a vzťahy voči sedimentom svedčia o líniovom type vulkanizmu bazaltovo-andezitového charakteru s prechodným až toleiitickým magmatickým trendom (Vozár, 1977). Aj keď sú to štruktúrne a textúrne veľmi pestré horniny, ich minerálne zloženie je monotónne: plagioklasy (I. a II. generácia), augit, olivín, sekundárne (sericit, chlorit, epidot, kalcit, kremeň, prehnit, pumpellyit) a rudné minerály (pyrit, chalkopyrit, bornit, galenit), akcesórie (apatit, ilmenit, titanit, zirkón). Z premien je najčastejšia chloritizácia a epidotizácia, ktorá je dvoch generácií, viažúca sa jednak na lávové prúdy alebo sú to epidotovo-kalcitové žily s barytom a s rudnou mineralizáciou, ktoré vypĺňajú priečne poruchy. Geochemický a petrografický charakter vulkanitov sa skúmal osobitne (Vozár, 1973, 1974, 1976, Cubínek 1977), a preto v tab. II uvádzame len priemer hodnôt vypočítaných zo 137 chemických analýz.

Kravianske vrstvy sú lokálnou litostratigrafickou jednotkou vymedzenou vo východnej časti Nízkych Tatier (Novotný — Badár, 1971). Sú vo vrchnej časti druhého megacyklu. Pozostávajú z cyklicky sa striedajúcich pieskovcov a aleuritov, ktoré sú gradačne zvrstvené, pestro sfarbené a s hojnými diagenetickými žilkami sadrovca. Smerom do vrchnej časti sa charakter sfarbenia sedimentov mení. Prevláda sivá a sivozelená farba. Sedimenty obsahujú množstvo preplavených úlomkov zuhoľnatenej flóry. Zmena v zafarbení sedimentov je odrazom diagenetických premien a priamo závisí na obsahu organickej hmoty. V sedimentárnych sekvenciách je okrem toho asociovaný aj detritický dolomitický vápenec a dolomitický pieskovec.

V malužinskom súvrství v smere od stratigrafického podložia po nadložie možno pozorovať zmenšovanie veľkosti zrna sedimentov. Znižuje sa pomer pieskovec — bridlica a zvyšuje sa mineralogická zrelosť piesčitých sedimentov.

	I. megacyklus	II. megacyklus	III. megacyklus
pieskovec	70 %	64 %	58 %
bridlica	30 %	36 %	42 %

Zatiaľ čo obsah kremeňa zastúpeného v detrite I. a II. megacyklu varíruje v rozsahu 60—70 %, vo vrchnej časti tretieho megacyklu tvorí až 80 % detritu.

Sedimentačné prostredie malužinského súvrstvia možno všeobecne označiť za deltovojazerné. Systém malých riečnych delt prinášal detritický materiál z morfogénu do sedimentačného bazénu. Zachované typy sedimentárnych textúr, prevaha turbiditových textúr

Chemické zloženie reprezentatívnych vzoriek zo žilných telies
Chemical composition of representative samples from vein bodies

Tab. 1

Lokalita	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Pb	Ga	Cu	V	Zr	Ni	Co	Ba	Sr	Cr
Nízke Tatry—sever Nižná Boca	56,26	1,13	16,59	0,91	6,01	0,13	3,71	5,66	3,64	1,80	0,42	st.	12	20	143	324	13	26	447	251	89
dol. Malužiná	57,26	2,26	16,08	0,50	5,30	0,03	6,92	1,12	4,52	0,79	0,23	st.	11	14	178	282	17	22	282	603	78
Vernár	50,64	2,02	15,99	0,05	8,02	0,17	5,89	7,25	3,80	0,77	0,18	10	11	—	282	234	25	14	100	263	89
Níz. Tatry—juh Piesok Podbrezová	53,57	1,14	15,75	1,80	5,03	0,14	4,08	6,15	4,16	2,12	0,26	132	12	15	148	85	25	27	331	398	135
Tríbeč—dol. Žitavica	55,04	1,75	16,37	9,69	7,25	0,22	3,64	4,22	4,86	0,50	0,40	105	23	62	186	234	10	10	85	110	93
Malé Karpaty na SZ od Lošonca	56	1,13	16,60	1,16	5,80	0,13	3,92	5,20	4,24	1,60	0,20	15	12	20	160	240	20	18	160	320	80

Priemerný obsah kysličníkov s efuzívnych telies malužinského súvrstvia
Average composition of effusive bodies in the Malužiná formation calculated from 137 rock analyses

Tab. 2

Erup. fáza	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5
I.	52—54	0,9—1,2	14,2—15,8	1—2,3	3,5—5,0	6,0—8,0	0,2	3,0—7,0	0,7—1,7	3,0—4,0	0,2
II.	44—60	1,0—2,0	14,6—17,0	2—5,0	3,5—6,6	6,0—9,0	0,3	4,0—12,0	0,7—2,0	3,0—4,0	0,2

v pieskovcových telesách, množstvo organických hieroglyfov v jemnozrnných sedimentoch a občasný výskyt chemických sedimentov vo vrchných častiach prvého a druhého megacyklu sú dôkazom o existencii plošne väčších vodných nádrží so zvýšenou salinitou, do ktorých ústili malé riečne delty. Bazálne časti megacyklov reprezentujú návodné časti delt, výplne distribučných kanálov zložené z pieskovca, často s obsahom obliakov a s hojnými útržkami ílovitých bridlíc. Podstatná časť sedimentov malužinského súvrstvia sa usadzovala pod stabilnou vodnou hladinou. Je to komplex dnových jazerných sedimentov, do ktorých sa vklinili výnosové sedimenty delt. Toto sedimentačné prostredie signalizuje aj prítomnosť množstva klastickej sľudy, alochtónneho rastlinného detritu a znaky po intenzívnej bioturbačnej činnosti organizmov.

Pôvodný sedimentačný bazén hronika možno charakterizovať ako úzky lineárne vytiahnutý trog (Vozár, 1971b) založený na kontinentálnom type kôry s postupným subidenčným poklesávaním pozdĺž systému hlbokých lineárnych zlomov. Zloženie klastického detritu sedimentov a relikty kryštalinika v podloží nižnobocianskeho súvrstvia (Vozárová — Vozár, 1979a) dokladajú, že fundament bazénu bol zložený predovšetkým z granitoidných, príp. migmatitových komplexov. Epimetamorfné až mezometamorfné horniny boli v menšine.

Synsedimentárna tektonická aktivita sa viazala na vertikálne pohyby pozdĺž lineárnych zlomových systémov po okrajoch bazénu a na roztahovanie v jeho vnútornej časti. Jej odrazom je megacyklická stavba malužinského súvrstvia s prevahou hruboklastických sedimentov v spodných častiach megacyklov a opakované lávové prúdy bázických a intermediárnych magmatitov tholeiitického trendu.

Vek. Na základe litologického vzťahu malužinského súvrstvia k paleontologicky dobre doloženému nižnobocianskemu súvrstviu sa predpokladal pre prvý megacyklus spodnopermský vek (autun?, Vozár 1971a, 1974), čo sa neskôr preukázalo aj palinologicky (Planderová in Vozárová — Vozár, 1979b). Vrchnú časť malužinského súvrstvia na základe mikroflóry zistenej vo vrchnej časti druhého megacyklu (Planderová, l. c.) zaraďujeme do saxónu až türingu. Z najvrchnejšej časti tretieho megacyklu E. Planderová — A. Vozárová (1980) uvádzajú mikroflóru kazansko-tatárskeho stupňa. Z uvedeného vychodí, že malužinské súvrstvie reprezentuje spodný a vrchný perm. Je zaujímavé, že tento súbor sedimentov prvýkrát do permu zaradil (Rotliegende) D. Štúr (1860), a to na základe litologickej podobnosti a vzťahu ku kampilským vrstvám s faunou.

Recenzoval O. Samuel

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1936: Subtatranské príkrovy v Západných Karpatoch. *Carpatica (Praha), 1.*

Andrusov, D. 1958, 1959: Geológia československých Karpát. *Zv. 1, 2. Bratislava, Vyd. SAV. 302 s., 308 s.*

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. *Guide-book for geological exc. X. Congres CBGA. Bratislava. 44p.*

Badár, J. — Novotný, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slov., 9, s. 23—42.*

Biely, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbča. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 205—218.*

Cubínek, J. 1977: Die Distribution der Mikroelemente in Melaphyrgesteinnen der Kleinen Karpaten. *Záp. Karpaty, ser. miner., petr., geoch., ložisk. (Bratislava), 3, S. 87—146.*

Drnzik, E. 1969: O zrudnení typu mednatých pieskovcov v permo melafýrovej série

na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. *Mineralia slovaca, 1, s. 7—38.*

Ďurovič, V. 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanosedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. *Acta Geol. geogr. Univ. Comen., 23, s. 5—114.*

Ilavská, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus den Karbon der Niederen Tatra. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 15, S. 227—232.*

Karolus, K. et al. 1969: Čiastková záverečná správa za r. 1969. *Záverečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte GK-5 (Veľká Lehota). Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 120 s.*

Karolus, K. et al. 1970: Hlboký štruktúrny vrt GK-12 — Devičany. *[Čiastková záverečná správa za rok 1968—1970.] Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 140 s.*

Karolus, K. et al. 1975: Čiastková správa za rok 1975. *Geologický profil vrtu PKŠ-1 (Gondovo). Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 110 s.*

Karolus, K. et al. 1975: Komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-13. (Nová Baňa). *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 150 s.*

Karolus, K. et al. 1976: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu VIK-1 (Veľký Inovec). *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 110 s.*

Kettner, R. 1931: Geologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. *Knih Ústř. úst. geol., 13.*

Maheľ, M. 1961: Mezozoikum. *Zjazdový sprievodca XII. zjazd Čsl. spol. pre miner. a geol. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra. 55 s.*

Maheľ, M. (edit) 1962: Vysvetlivky ku geol. mape ČSSR, list Bratislava — Wien. *Bratislava, Geofond, 250 s.*

Planderová, E. 1973: Palinological research in the melaphyre series of the Choč-Unit in the NE part od Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), pp. 143—168.*

Planderová, E. 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 72, s. 31—60.*

Planderová, E. — Vozárová, A. 1980: New data on the Late Paleozoic in the West Carpathians. *IGCP No 5, Newsletter 2, Edit.: F. P. Sassi, Padova, pp. 82—84.*

Seilacher, A. 1967: Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol. (Amsterdam), 5.*

Sitár, V. — Vozár, J. 1973: Die ersten Makrofloren-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (West Karpathen). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, S. 441—448.*

Štúr, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichts—Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. Geol. Bundesanst, (Wien), S. 17—149.*

Šťastný, V. 1927: Studie o takzvaných melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. *Rozpr. Čes. akad. věd, tř. 2, 36, 29, s. 1—32.*

Vozár, J. 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 41, s. 153—165.*

Vozár, J. 1971a: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 55, s. 131—137.*

Vozár, J. 1971b: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 231—237.*

Vozár, J. 1973a: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. *Záp. Karpaty (Bratislava), 18, s. 183—214.*

Vozár, J. 1973b: Chemizmus der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten. *Náuka o Zemi, sér. Geol., 7. 84 s.*

Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. *Záp. Karpaty, sér. miner., petrogr., geoch., ložisk. (Bratislava), 1, s. 7—50.*

Vozár, J. — 1976: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tríbeč. *Záp. Karpaty, sér. miner., petrogr., geoch. ložisk. (Bratislava), 2, s. 151—187.*

Vozár, J. 1977: Magmatické horniny toleitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. *Mineralia slov., 9, 4, s. 241—258.*

Vozár, J. 1980: A study on Permian volcanics of the West Carpathians. *IGCP No 5, Newsletter 2, Edit.: F. P. Sassi, Padova, pp. 79—81.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 64, s. 81—96.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1977: The Upper Carboniferous of the West — Carpathians. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 67, s. 141—152.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1978: Paleospratický obraz vrchného karbónu a permu Záp. Karpát. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Red. J. Vozár. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 233—258.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1979a: Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu (diskusia). *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 72, s. 195—198.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1979b: Permian of the West Carpathians. *Guide book for geological excursion. Symposium 1979, Bratislava, Geol. ústav D. Štúra. 88 s.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1979c: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie — nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Mineralia slov., 11, s.*

477—478.
Vozárová, A. 1980: Petrograficko-litologický výskum vrchného karbónu chočskej jednotky Západných Karpát. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava. 120 s.*
Vrána, S. — Vozár, J. 1969: Minerálna asociácia pumpellyit-prehnit-kremennej fácie Nízkych Tatier. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 49, s. 91—100.*

Lithostratigraphical subdivision of Late Paleozoic sequences in the Hronic unit

ANNA VOZÁROVÁ, JOZEF VOZÁR

Late Paleozoic sequences are known in several West Carpathian tectonic units (in Tatric, Fatric, Hronic, Veporic, Gemeric and Zemplinic units). Two new informal lithostratigraphical units composing the lowermost part of the Hronic unit are described and defined in the present paper.

The Hronic unit (sensu Andrusov et al. 1973) represents an allochtonous nappe sheet in the Western Carpathians composed by two partial nappes (the Choč and Šturec nappes). Both nappe structures comprise volcanosedimentary sequences of Late Paleozoic age in their lowermost parts. These Late Paleozoic sequences are subdivided into the lower Nižná Boca and upper Malužiná formations composing the Ipoltica group.

The Ipoltica group

The name of the group is after the Ipoltica valley in the Nízke Tatry Mts. northern part where the complete and type profile of the group outcrops. The thickness of the Ipoltica group attains, according to measurements in profile and additional data from boreholes located in Middle Slovakian neovolcanic area (Karolus et al. 1969, 1970, 1975, 1976) uncovering the group in the basement, 2,500 to 2,800 m. Because its position in the structurally lowermost portions of a nappe sheet, tectonic reduction of single constituents in the group is highly probable. The regional extent of the Ipoltica group covers substantially the extent of both Hronic nappes (fig. 1). The boundary towards the underlier is everywhere of tectonic nature.

Lithology (fig. 2) may be characterized by clastic sediments arranged in cyclic repetition whereas sediments of chemogenous nature are rare. Single rock types have grey, greenish-grey, red to violet colours. In single sequences, the size of clastic constituent and thicknesses of single beds increase upwards reflecting gradually growing tectonic activity in the deposition area being responsable for the synsedimentary volcanic manifestations as well. This volcanism was of linear type producing tholeiitic basalt to andesite.

The age of the Ipoltica group is Stephanian to Permian according to microflora and macroflora contained in its both formations (Snopková in Mateľ et al. 1962, Ilavská 1964, Planderová 1972, 1979, Sitár — Vozár 1973).

The Nižná Boca formation

The name is after Nižná Boca village in the Nízke Tatry Mts. where the stratotype locality occurs. The type profile is located about 12 km E from Nižná Boca village (the Holica tributary to the Ipoltica valley).

Thickness of the formation attains, according to measured outcrops and additional borehole data, up to 500 m. Considerable part of the formation is reduced tectonically due to its position in the basal part of nappe structure. The regional extent of the formation covers the extent of the whole Hronic unit (fig. 1). The lower boundary is everywhere a tectonic one whereas the Malužiná formation creates the upper boundary.

As to the lithology (fig. 3), the formation consits of grey, greenish-grey to dark-grey argillaceous and graphiteous shale, siltstone and mainly sandstone of variable grain size with conglomerate layers at places. Macroflora remnants occur in aleuropelitic layers whereas shale intraclasts are frequent in sandstone beds. Thin volcanoclastic layers of dacite to andesite composition and related thin silicite seams are of special meaning. Carbonates are rare being evidenced hitherto but from the Little Carpathian area. Inversed sedimenta-

tion cycles have been observed only locally. In the entire profile, a gradual upward coarsening of the clastic material is evident. Single beds reveal graded, laminar and less frequently flaser internal attitude.

Sediments have been deposited in deltaic to near-shore environments representing prograde portions and distribution channels of deltaic river mouths into shallow part of near-shore marine sedimentary basins. Shallow marine environment is signalized even by marine planctonic remnants (Ilavská 1964). Vein bodies of andesite to dacite composition generated by volcanic activity during the Permian are another typical constituent of the member (Šťastný 1927, Vrána — Vozár 1969).

The age of the Nižná Boca formation is Stephanian B—C according to its macroflora (Sitár — Vozár 1973) whereas a Westphalian to Stephanian age is indicated by microflora (Snopková in Maheľ et al. 1962, Ilavská 1964). Recently, a Stephanian B—C—D age has been assumed by Planderová (1979).

The Malužiná formation

The name is according to Malužiná village in the Nízke Tatry Mts. The type profile is located in the Ipoltica valley (completed by data from the Malužiná valley).

Thickness of the formation, calculated from outcrops in the Nízke Tatry Mts. and from borehole data in the basement of the Middle Slovakian neovolcanic area, is up to 2,200 m. The Malužiná formation attains regional extent in basal part of the Hronic unit (fig. 1). The lower boundary towards the lower Nižná Boca formation is a lithological one, only at places where the whole Nižná Boca formation is reduced totally by tectonic processes, the basal nappe surface of the Hronic unit creates the lower boundary even for the Malužiná formation. The upper boundary is again a lithological one towards sediments of Lower Triassic age situated above the Malužiná formation concordantly without sedimentary interruption.

As to the lithology (fig. 4), the main features of the Malužiná formation may be characterized as follows.

1) Internal arrangement into three megacycles,

2) Presence of synchronous volcanite layers and bodies of basic to intermediate composition and of slight to pronounced tholeiitic chemistry (Vozár 1971, 1977) in the first and third megacycles. Both volcanic stages produced repeated lava flows, tuffaceous to tuffitic layers, hyaloclastites and breccia,

3) Variegated colour of sediments (red, brown, violet, grey to whitish-grey).

The amount of coarse detritic constituent is higher in the Malužiná formation when compared with the Nižná Boca one. Basal parts of all three megacycles consist of coarse sandstone to conglomerate layers. Mainly quartz, granitoids, metasediments, volcanite and rare mica schist participate on pebble and fragment composition. Single beds are well developed with graded bedding at the base whereas planar to laminar bedding characterizes the upper parts. Single beds attain 2 to 4 m thickness and the contacts between them are of erosional nature. Shale intraclasts or aleurolite fragments and plant debris occur rarely in sandstone bodies.

Middle portions of single megacycles reveal cyclic internal structure dominated by medium to coarse grained clastics. Usually, single cycles are assymetric being composed by sandstone, aleurolite to aleuropelite. Shale to aleurolite intraclasts occur here frequently.

Upper portions of megacycles have again cyclic internal structures composed mainly by fine sediments. Laminar to horizontal stratification prevails in aleurite to aleuropelite rocks. Layers with carbonate concretions together with gypsum to anhydrite lenses (Drnzík 1969, Badár — Novotný 1971) occur mostly in upper parts of the first and second megacycles. Organic hyeroglyphs were observed as well classified according to Seilacher (1967). Rarely, Schizodus external moulds and, in concereti̇ons, badly preserved Gastropoda have been found to occur. Well preserved forms of Vermes activity occur at places.

The sedimentary environment was that of deltaic to lacustrine. A system of small river deltas carried the detritic material from the morphogene into the sedimentary basin. Preserved sedimentary structures, overwhelming turbidite sandstone layers, organic hyeroglyphs and chemogenous layers in upper portion of the first two megacycles point to considerable size of water reservoir with higher salinity. Basal portions of single megacycles represent natural levee portions or distribution channel fillings composed mainly by sandstone and subordinated conglomerate layers. Overwhelming part of megacycles represent subaquaceous sediments deposited below stable water surface as lacustrine bottom sediments with prograde deltaic fans.

Synsedimentary tectonic activity concentrated to movements along subvertical faults confining the sedimentary domains and to rifting movements in basinal centres being

reflected both by megacyclic internal structure of the Malužiná formation with mostly coarse detritic sediments in basal portions of single megacycles as well as by repeated extrusions producing volcanic layers.

The age of the Malužiná formation is deduced from its lithological relations to the underlying Nižná Boca formation (Stephanian) and to the overlier containing Campilian fauna (Štúr 1860, Roth 1938). Palynological data point to the presence of Autunian, Saxonian and Thuringian beds embracing all three megacycles (Planderová 1972, 1979, Planderová — Vozárová 1980).

In the palinspastic picture of Variscan molasse basins of the Western Carpathians, Late Paleozoic sediments of the Hronic unit reveal typical features of basins created by rifting along the southern periphery of the Variscan orogenic belt. Such deduction follows both from the unrolled arrangement of the recent Alpine structure as from the comparison with Late Paleozoic developments present in other West Carpathian units (Vozárová — Vozár 1978, 1980).

RECENZIA

V. Bouška, et al.: **Geochemie.** 1. vyd. Praha, Academia, nakl. Čs. akademie věd 1980. 555 s.

Recenzovanú publikáciu pripravilo deväťnásť autorov, jej vedeckým redaktorom je B. Cambel a recenzentom B. Fojt a V. Hejl. Schválilo ju Ministerstvo školstva ČSR ako učebnicu pre vysoké školy.

Je to dosť rozsiahla publikácia a tematickým záberom najskôr zodpovedá všeobecnej geochémii. Dotýka sa prakticky všetkých stránok rozvinutého vedného odboru. Autorský kolektív je zložený z kvalifikovaných odborníkov a všetci, čo v tom vednom odbore pracujú, im zaiste budú za prípravu diela povďační.

Povojnové roky, ale najmä ostatných 15 či 20 rokov poznamenal nezvyčajne prudký rozvoj geochémie. Tento interdisciplinárny vedný odbor prináša poznatky, ako aj exaktné postupy matematiky, fyziky, chémie, ale aj biológie potrebné na hodnotenie prírodných procesov.

Dnes už azda niet autora, ktorý by si na požadovanej úrovni mohol dovoliť rozsiahlu a dosť rôznorodú problematiku všeobecnej geochémie spracovať samostatne. Východiskom môže byť iba autorský kolektív, pričom vždy treba počítať s tým, že aj on musí prekonať nejedno úskalie. Aj preto možno pochopiť, že učebnice geochémie medzi knižnými novinkami dosť chýbajú. Na druhej strane o knižné vydania alebo o kratšie práce, v ktorých sa analyzujú čiastkové geochemické problémy, ako napr. otázky prospekčnej geochémie, biochémie, izotopovej a regionálnej geochémie a pod., nie je núdza. Sú to spravidla práce s náročným fyzikálnym, fyzikálno-chemickým, matematickým, ale aj štatistickým výkladom.

Od súčasnej všeobecnej geochémie sa očakáva logický a od učebnice navyše didakticky vyvážený výber, aby poskytol inštruktívny úvod do exaktného výkladu spomenutých geochemických špecializácií. Ide o náročnú úlohu a predpokladáme, že vždy budú pripomienky na adresu autorov, ako mohli efektívnejšie i efektnejšie pripraviť jednotlivé časti, ale aj námety pre čitateľov, ako majú pristupovať k štúdiu diela ako celku a jeho statí.

Ani v tom prípade nebude azda na škodu, ak sa aspoň na niektoré témy recenzovanej práce pozrieme kriticky.

Pri kolektívnom spracúvaní monografie vždy hrozí isté nebezpečenstvo, že jej jednotlivé časti nebudú vždy obsahovo na seba účelne nadväzovať, príp. že sa kde-tu objaví aj isté opakovanie. Pritom sa nevyhnutne žiada, aby rozličnými autori tým istým termínom pripisovali rovnaké pojmy a aby používali rovnakú terminológiu. Ako to vychodí z predslovu knihy, redaktori si to uvedomovali od začiatku práce, ale ani tak sa istým nedostatkom tohto druhu nevyhli. To, pravdaže, v značnej miere znižuje celkovú úroveň publikácie, aj keď väčšina jej tém bola pripravená kvalifikovane. Predpokladáme, že to môže viesť k nejednej nejasnosti a nepresnosti v interpretácii, a to či už ide o didaktické spracovanie jednotlivých častí ako učebnej látky alebo aj o logické osvojovanie jednotlivých problémov najmä mladými geochemikmi. Tak napr. termodynamickú stať, úvodnú do fyzikálnochemického výkladu prírodných procesov, napísal T. Pačes (Geochemický systém a jeho vlastnosti) a J. Babčan (Termodynamika geochemických procesov). Od obidvoch autorov sa dozvedáme, čo je termodynamický systém, pravda, s tým rozdielom, že prvý ho volá geochemickým, druhý termodynamickým. Podľa nás hovoriť o geo-

chemickom systéme je nesprávne. Ide totiž o systém charakterizovaný termodynamickými parametrami. Keď sa v chemickej termodynamike, ktorá rovnako ako geochémia len aplikuje termodynamiku ako fyzikálny odbor, hovorí o termodynamickom systéme, nemalo by sa inakšie postupovať ani v geochémii. Druhý autor na s. 53 zasa píše o geochemickej rovnováhe. Ide totiž o rovnováhu, ktorá je definovaná dosiahnutím, príp. aj nedosiahnutím rovnováhy chemických, nie geochemických potenciálov. Hovoríme teda o chemickej rovnováhe či nerovnováhe aj pri geochemickej analýze prírodných procesov. A už z prvého prečítania sa zdá, že takýchto nepresností vo vyjadrovaní je v práci viac. Prvý autor hovorí o zatvorených a otvorených systemoch, ale druhý sa dotýka iba zatvorených systémov. Je to pri fyzikálnochemickom hodnotení geochemických procesov dosť vážny nedostatok.

Termodynamické hodnotenie prírodných otvorených systémov podali viacerí autori, ale najznámejšie práce v tomto smere sú od D. S. Koržinského. Nezabudlo sa naňho v mnohých iných podobných prácach, a preto sa naňho nemalo zabudnúť ani v tejto časti diela. Potom keď čítame J. Suka o metamorfných, ale najmä metasomatických procesoch, kde sa odvoláva na výsledky D. S. Koržinského, chýba nám fyzikálnochemická osnova výkladu. To má negatívny vplyv aj na niektoré ďalšie stránky fyzikálnochemického osvojovania geochemickej problematiky.

Mohli by sme, prirodzene, uviesť aj iné pripomienky. Napr. je pravdepodobné, že sa študent dozvie od prednášateľa, kto je autorom mineralogického pravidla, ale mala by o tom byť informácia aj v učebnici. Máme pritom na mysli mineralogické pravidlo odvodené zo zatvorených systémov. O mineralogickom pravidle odvodenom z otvorených systémov sa nehovorí vôbec nič.

Ďalšie dosť závažné nedostatky vychodia nie vždy z domyslenej klasifikácie a celkovej logickej nadväznosti výkladu jednotlivých pojmov. Tak napr. v úvode (s. 14) sa vedúci autorského kolektívu V. Bouška hlási k Fersmanovej klasifikácii geochémie, ktorá hovorí, že geochémia báda históriu chemických prvkov v zemskej kôre..., a sám to vyjadruje ešte priliehavejšie, keď hovorí, že geochémia je chémia Zeme. Lenže ten istý autor má na s. 121 stať o geochemickej charakteristike telies slnečnej sústavy. Podľa nás by bol autor presnejší, keby písal o kozmochémii. Podobne je to aj pri geochémii Mesiaca z pera P. Jakeša (s. 129), ale aj pri ďalších prejavoch nerešpektovania zásad vedeckej klasifikácie odvodených od logickej povahy obsahu a rozsahu analyzovaných pojmov. Tento fakt sa dosť negatívne prejavil nielen v terminológii, ale aj v celkovom usporiadaní preberanej látky. Zdá sa, že mnohé časti sú v rámci všeobecnej geochémie veľmi rozsiahle, ale na druhej strane chýbajú informácie, ktoré by v základnej geochemickej učebnici chýbať nemali. Niet v nej napr. postoja k tomu, čo sú to hlavné prvky, čo vedľajšie, stopové a pod. Problémy prospekčnej geochémie by si napr. vyžadovali osobitné spracovanie s oveľa širším záberom, pravda, nie v rámci všeobecnej geochémie. V tejto učebnici by sa bolo vystačilo s upozornením na niektoré aspekty geochemických problémov, ktoré majú svoj význam pre túto časť geochémie. Dosť podobne by sme mohli uvažovať aj o látke, ktorá patrí do kozmochémie, regionálnej geochémie a pod.

V tejto súvislosti sa natíska otázka, či sa nemohlo rozplánovať vydanie viaczväzkovej geochémie s presnejšie vyhraneným obsahom jej jednotlivých disciplín. V takto vydávanej práci by sme sa napr. dozvedeli, že predmetom regionálnej geochémie nie je iba stanovenie fónového obsahu. Na realizáciu dosť nákladných projektov geochémie, ktoré sa u nás v súčasnosti realizujú a na ktorých budú zrejme pracovať aj odchovanci tejto učebnice, by to bolo zrejme veľmi málo.

V dnešnej geochémii by sa malo aspoň čo-to povedať aj o aplikácii matematickej štatistiky, ale najmä podať príslušnú geochemickú dokumentáciu práve z aspektu uplatnenia tohto matematického vedného odboru. A nebolo by nadbytočné ani upozornenie na využitie poznatkov štatistickej fyziky, hlavne pri rozvádzaní zásad fyzikálnochemickej analýzy geochemických procesov.

Pri čítaní niektorých častí recenzovanej publikácie neuspokojujú odkazy na literatúru, a to nielen zahraničnú, ale ani domácu. Nestačí len zhrnúť literatúru do niekoľkých riadkov, aby bol spokojný každý, ale predovšetkým doterajšie výsledky autorov oživiť v záujme ďalšieho rozvoja vedného odboru. Týka sa to najmä tých smerov, ktoré treba aktualizovať vzhľadom na budúce trendy a potreby.

Publikovaná učebnica je rozsiahla a široký je aj okruh problémov, ku ktorým sa bolo treba vyjadriť aj kriticky. Škoda, že sa pred vydaním práca neprediskutovala so širším okruhom pracovníkov tejto oblasti, lebo pri takýchto publikáciách to býva celkom bežné a užitočné.

Na začiatku recenzie sme sa vyjadrili, že autorský kolektív je z kvalifikovaných odborníkov a zároveň sme vyslovili predpoklad o vďačnom prijatí publikácie. V takom zmysle zaiste prijmú kritické poznámky jednak sami autori, ale aj čitatelia, ktorým je recenzia adresovaná v prvom rade. Ide najmä o to, aby popri zaujímavých a užitočných informáciách, ktoré môžu z recenzovanej publikácie získať, mohli zároveň kriticky hodnotiť jej niektoré závery a vyjadrenia. Sme presvedčení, že to námahu, ktorú autori v príprave tejto práce vynaložili, ani v najmenšom neznehodnocuje.

Jozef Gubač

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 405—422*

Vztah rychlostí seizmických vln ve východoslovenské neogenní pánvi ke geologické stavbě

MILAN MOŘKOVSKÝ, REGINA LUKÁŠOVÁ
Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 621 00 Brno

(9 obr. v texte)
Doručené 12. 2. 1981

Зависимость скорости сейсмических волн от геологического строения Восточнословацкой неогенной впадины

Анализом скоростных условий неогена Потисской низменности, особенно на основании сейсмокаротажных измерений и их кореляции с петрографическими и физическими свойствами керна скважин, было установлено, что скорости распространения сейсмических волн являются результатом глубины и литологии стратиграфических комплексов. Локальная зависимость связана с фациальным развитием осадков, вулканизма и т. п. Вместе с этими причинами на скоростные условия влияют и остальные факторы связанные с развитием впадины. Наряду с тектоникой и аномальным пластовым давлением влияние оказывают также диагенез младших осадков, которые в последственном развитии впадины были отденудированные. Выше указанные условия по всей вероятности находятся и в остальных неогенных впадинах алпинско-карпатской дуги.

Relations between seismic wave velocities and geological structure in the East Slovakian Neogene basin

An analysis of seismic wave velocities of Neogene beds in the Potiská nížina lowland area based mainly on seismic logging measurements and correlation of results with petrography and physical properties of borehole cored samples reveals that seismic wave velocities are determined by the depth and lithology. Local relations depend upon facial development of sediments or occurence of volcanics etc. Besides such clear cases, wave velocities are influenced by further phenomena as tectonics, anomalous bedding pressures and diagenesis imposed by superponed younger strata which have been later partly removed. Ascertained relations are obviously valid for Neogene basins of the whole Alpine-Carpathian arc.

Při zpracování výsledků reflexně seizmických měření je nutná znalost rychlostních poměrů, a to pro převod získaných seizmických údajů z registro-

vaného časového oboru do hloubkového oboru. Různá rychlost šíření seizmických vln významně ovlivňuje hloubku a sklon interpretovaných seizmických rozhraní. Pro praktickou potřebu se dosud převážně rychlostní poměry zjišťují seizmokarotáží, tj. buzením seizmických vln při povrchu a sledováním jejich rychlostí registrací ve vrtu.

V dřívějších etapách, kdy se zahajoval geofyzikálně geologický průzkum nových rajónů a kdy bylo k dispozici jen málo seizmokarotážních údajů, nebylo prakticky možno seizmogeologickými poměry se blíže zabývat. Pak, zejména ve vnitrokarpatských depresích, se prakticky pro celou pánev používala jediná seizmokarotážní křivka. Tak v Potiské nížině to byla křivka opěrného vrtu Sečovce-1. Teprve s přibývajícím množstvím údajů bylo možno věrohodněji srovnávat rychlostní poměry, a to v závislosti na pozici v pánvi, dále v závislosti na stratigrafii apod.

V následujícím předkládáme poznatky, ke kterým jsme dospěli po zpracování seizmokarotážních údajů 20 hlubinných vrtů v Potiské nížině.

Jejich rozborem a rozborem i dalších podkladů jsme stanovili jednak charakteristiky rychlostí jednotlivých neogenních stupňů a jednak variabilitu rychlostí v jednotlivých částech pánve (obr. 1).

Použité podklady

Základem našeho zpracování byly údaje seizmokarotážních měření na jednotlivých vrtech. Vzhledem k různé metodice měření a dále vzhledem k objektivním příčinám (hlavně vysoké teploty) nelze získané materiály přijímat vždy bez výhrad. Větší počet údajů, které jsou k dispozici, dovoluje však většinu významnějších chyb eliminovat (vrt Lastomír-2, Ptrukša-7 apod.). Většina starších seizmokarotážních měření byla prováděna v rámci reflexně seizmických prací v dané oblasti a také byla dokumentována v příslušných výročních zprávách. Teprve později, od r. 1971 (V. Filková — J. Pernica 1971—1976) se přikročilo k samostatnému hodnocení jednotlivých vrtů. Při našem zpracování jsme použili vedle seizmokarotáže i dalších podkladů, zejména elektrokarotážního měření, akustické karotáže, dále výsledků rychlostních analýz vyhodnocených podél reflexně seizmických profilů samočinným počítačem. Rovněž jsme přihlédli k údajům týkajícím se stratigrafických, tektonických poměrů, fyzikálních vlastností vrtních jader, petrografických i kalcimetrických analýz vrtních jader a výplachových úlomků.

Tyto materiály jsme souhrnně zhodnotili a předložili jako jednotné zpracování pro praktické potřeby užité interpretace reflexně seizmických měření. Toto zpracování (včetně rozvinutých rychlostních grafů, dokumentace všech seizmokarotážních měření apod.) je archivováno v n. p. Geofyzika Brno (R. Lukášová — M. Mořkovský — M. Klíč 1980).

Použité stratigrafické údaje byly získány na základě mikrobiostratigrafických analýz a korelací elektrokarotážních záznamů od pracovníků geologického odboru Moravských naftových dolů, k. p., Hodonín (tab. 1).

Rozbor rychlostí seizmických vln

Při analýze rychlostí šíření seizmických vln v neogenních souvrstvích Potiské nížiny jsme vycházeli ze souhrnného zpracování údajů seizmokarotážního měření na 20 hlubinných vrtech zkoumané oblasti.

Vzhledem k dosaženým výsledkům, kdy se zjistilo rozčlenění území z hlediska rychlostních poměrů a vzhledem k rozsáhlosti problematiky, přikládáme

Přehled stratigrafie použitých vrtů:
Review of stratigraphy and thickness in measured boreholes

Tab. 1

Vrt	Ptr-22	Se-2	Tre-5	Zatín-1	Alb-4	Bá-13	Bunk-1	La-1
pliocén-panon	0—880 m	—	0—280 m	0—360 m	—	0—120 m	0—800 m	0—390 m
vyšší sarmat	—1530 m	0—555 m	—970 m	—500 m	—	—315 m	—1090 m	—735 m
spodní sarmat	—2707 m	—1350 m	—1615 m	—1310 m	0—660 m	—755 m	—1215 m	—1702 m
svrchní báden brakický	—	—2065 m	—2515 m	—	—2105 m	—1845 m	—	—2505 m
svrchní báden (bol. bul. z.)	—3607 m	—2580 m	—3040 m	—2830 m	—2525 m	—2570 m	—	—2790 m
střední báden	—	—2895 m	—3163 m k. h.	—3070 m	—2785 m	—3160 m	—	—3090 m
spodní báden	—	—3210 m k. h.		—3656,7 m k. h.	—3013 m	—3510 m	—	—3533 m k. h.
karpat	—				—3200 m k. h.	—3777 m k. h.	—	
podloží	—3713 m k. h.						—2100 m k. h.	
	R. Jiříček (ústní sdělení)	R. Jiříček (1971)	R. Jiříček (ústní sdělení)	R. Jiříček (ústní sdělení)	R. Jiříček (1971)	R. Jiříček (ústní sdělení)	R. Rudinec — J. Magyar (1979)	R. Jiříček (1971)

pro ilustraci v tomto článku detailnější materiál jen z vrtů charakterizujících jednotlivé seizmogeologické rajóny (obr. 2, 3). Přehledné znázornění rychlostních závislostí, kde jsou zahrnuty výsledky všech seizmokarotáží, je vyznačeno na obr. 4, 5.

Souborné zpracování vertikálních hodochron t_0 (H), tj. závislosti času příchodu vlny na hloubce, ukázalo, že celkově lze vyčlenit na základě průběhu jednotlivých křivek t_0 (H) v souhrnném grafu 3 pásma.

1. pásmo zahrnuje křivky t_0 (H) z vrtů Stretava-21, Bunkovce-1, Bánovce-1, Lastomír-1, spodní část křivky Lastomír-2, Rebrín-1, Ptrukša-22, Ptrukša-2, Ptrukša-7.

2. pásmo tvoří křivky Malčice-1, Zatín-1, Trhoviště-26, Sečovce-1, Bánovce-13, Iňačovce-1.

3. pásmo obsahuje křivky vrtů Trebišov-5, Sečovce-2, Rakovec-2, Kľčovo Dlhé-2, Albínov-4.

Uvedené rozčlenění je výrazné od hloubky —1000 m. Křivky 1. pásma vykazují pro tytéž hloubky nejdelší časy, pásma 3. nejkratší časy, křivky pásma 2. jsou mezilehlé. Uvedené rozložení rychlostních křivek v generelu je odrazem geologické stavby pánve.

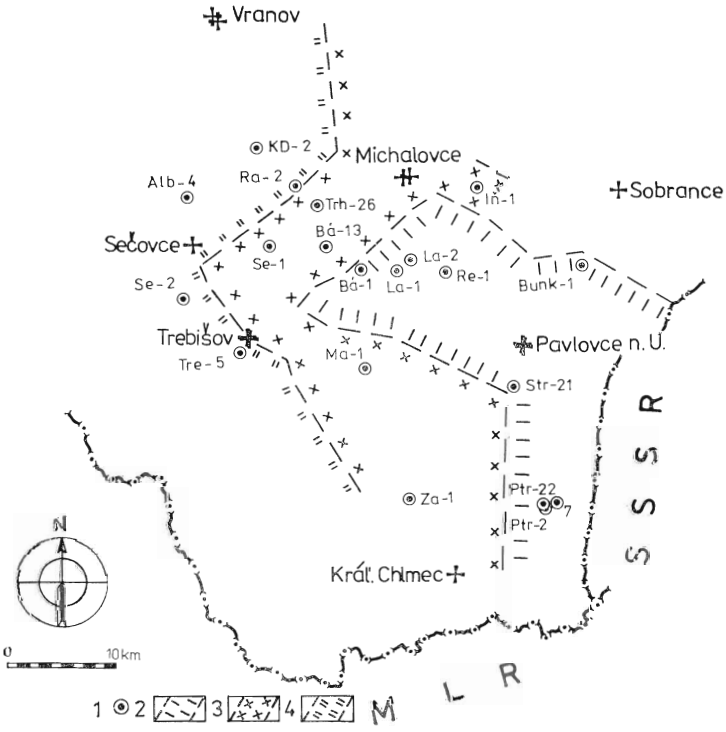
1. pásmo zahrnuje vrty situované

převážně v centrální části pánve. V maximálních mocnostech tam byly zastiženy sedimenty panonu-pliocénu a vyššího sarmatu, které oproti stratigraficky hlubším stupňům obsahují vesměs méně pískových horizontů i méně karbonátového tmele. Rovněž litologický vývoj spodního sarmatu, ve srovnání se z. okrajovými částmi pánve, je více pelitický.

Anomální průběh křivky t_o (H) vrtu Bunkovce-1 od hloubky okolo 1250 m je vyvolán výraznou změnou litologie. Vrtem bylo totiž v intervalu 1215—2100 m zastiženo paleozoické podloží neogénu, budované vápnitými břidlicemi.

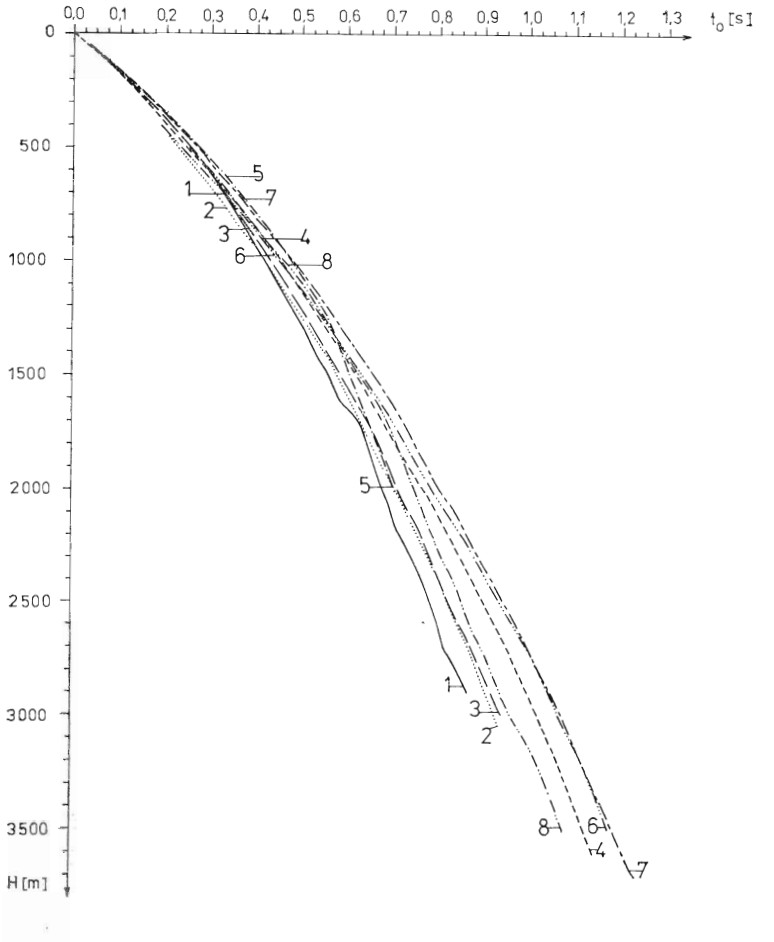
2. pásmo rychlostních křivek vzniklo kombinací jevů, z nichž jsou nejvýznamnější jednak strukturní pozice mezi okrajovými a pánevními vývoji a z ní vyplývající litologická charakteristika a dále vulkanizmus.

3. pásmo zahrnuje rychlostní křivky vrtů okrajových částí pánve. Při výrazných strukturních rozdílech mezi okra-



Obr. 1. Přehledné schéma rychlostních poměrů v Potiské nížině
1 — hlubinné vrty se seizmokarotáží (Klčovo Dlhé-2, Albínov-4, Rakovec-2, Sečovce-2, Trebišov-5, Trhoviště-26, Sečovce-1, Bánovce-13, Iňačovce-1, Malčice-1, Zatín-1, Bánovce-1, Lastomír-1, 2, Rebrín-1, Bunkovce-1, Stretava-21, Ptrukša-2, 7, 22), 2 — rozsah použití rychlostních závislostí 1. pásma, 3 — rozsah použití rychlostních závislostí 2. pásma, 4 — rozsah použití rychlostních závislostí 3. pásma

Fig. 1. Schematic presentation of seismic wave velocity distribution in the Potiská nížina lowland area
1 — deep borehole site with seismic logging measurements (Klčovo Dlhé-2, Albínov-4, Rakovec-2, Sečovce-2, Trebišov-5, Trhoviště-26, Sečovce-1, Bánovce-13, Iňačovce-1, Malčice-1, Zatín-1, Bánovce-1, Lastomír-1 and -2, Rebrín-1, Bunkovce-1, Stretava-21, Ptrukša-2, -7, 22), 2 — span of applied velocity dependence in the first belt, 3 — span of applied velocity dependence in the second belt, 4 — span of applied velocity dependence in the third belt



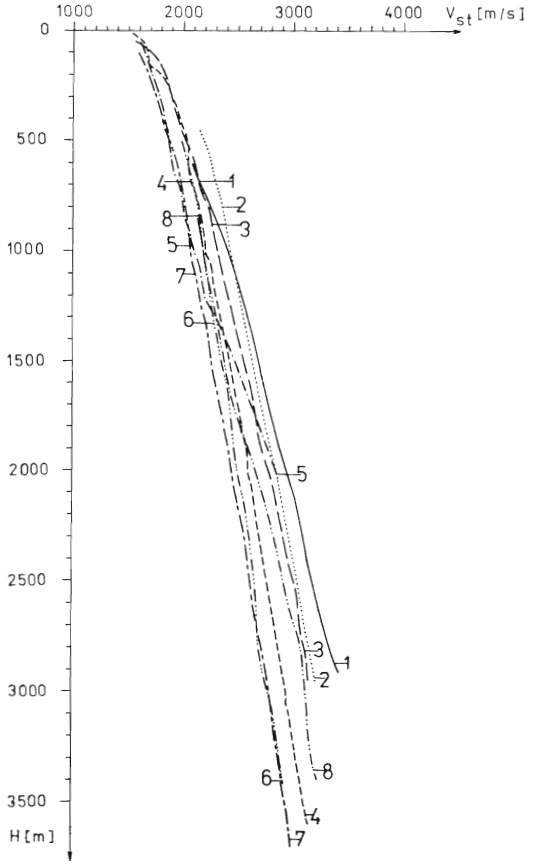
Obr. 2. Seizmokarotážní měření v oblasti Potiské nížiny. Vertikální hodochrony t_0 (H)
1 — Albinov-4, 2 — Sečovce-2, 3 — Trebišov-5, 4 — Bánovce-13, 5 — Bunkovce-1, 6 — Lastomír-1, 7 — Ptrukša-22, 8 — Zatín-1

Fig. 2. Seismic logging measurements in the Potiská nížina lowland area. Vertical hodochrons t_0 (H)
1 — Albínov-4, 2 — Sečovce-2, 3 — Trebišov-5, 4 — Bánovce-13, 5 — Bunkovce-1, 6 — Lastomír-1, 7 — Ptrukša-22, 8 — Zatín-1.

jovými a pánevními částmi bazénu budují okrajové části stratigraficky starší sedimentární komplexy, které se vesměs vyznačují větším zastoupením hruběji klastických sedimentů — pískovců. Dále jsou tam zastoupeny, z hlediska rychlostí, významné členy sedimentárních komplexů, které v pánevních vývojích podléhají větším litofaciálním změnám, a tedy i významným změnám rychlostí — sedimenty brakického svrchního bádenu.

Shodný obraz ovšem podávají křivky středních rychlostí V_{st} (H). Rozpětí, ve kterém se pohybují křivky středních rychlostí 1. pásma, činí v hloubce 500 m 1850—2000 m/s, v hloubkách kolem 2500 m dosahují hodnot 2500—2650 m/s. Pásmo 2. je charakterizováno středními rychlostmi 1850—2100 m/s v hloubce 500 m a 2750—2900 m/s v hloubce 2500 m. Křivky středních rychlostí 3. pásma se v hloubce 500 m pohybují v intervalu 2000—2200 m/s, v hloubce 2500 m vykazují rychlosti 3000—3200 m/s.

Posuzujeme-li obor rychlostí, ve kterém se pásma, zahrnující výše uvedené skupiny vrtů, pohybují, dochází v neogénu Potiské nížiny k dosti výraznému snižování středních rychlostí elastických vln zhruba ve směru od Z k V. Tento trend je podmíněn hlavně litologií komplexů sedimentů, která je kontrolována stratigraficko-tektonickými poměry. Tak souvrství sarmatu v z. části



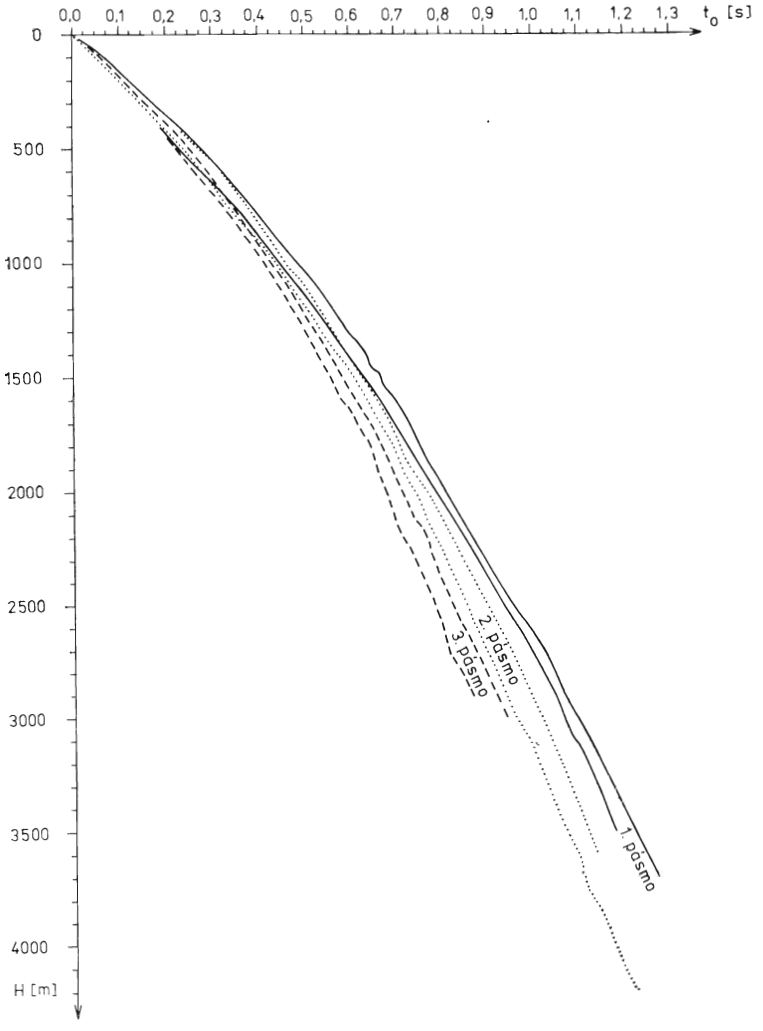
Obr. 3. Seizmokarotážní měření v oblasti Potiské nížiny. Střední rychlosti V_{st} (H). Označení vrtů stejné jako na obr. 2
Fig. 3. Seismic logging measurements in the Potiská nížina lowland area. Mean velocities V_{st} (H). Borehole notation as in fig. 2

pánve obsahují větší množství pískovcových poloh o vyšších rychlostech seizmických vln oproti panonským sedimentům s větším podílem pelitické sedimentace na V. Zmíněný rozdíl ve středních rychlostech v hlubších částech neogénu (v hl. 2500—3000 m) z. okrajových částí pánve oproti centrálním a v. oblastem činí 500—600 m/s. Je pravděpodobné, že na uvedeném výrazném rozdílu rychlostí se podílejí i zóny anomálního vrstevního tlaku, zjištěné zejména vrty v oblasti Lastomíra a Stretavy. Tyto zóny podmiňují snížení rychlostí elastických vln.

Při korelaci vztahů rychlostních poměrů ke geologické stavbě bylo použito i údajů automatické rychlostní analýzy vyhodnocené samočinným počítačem podél reflexně seizmických profilů. Zjistili jsme, že v časovém intervalu 0,6—1,6 s jsou tyto údaje prakticky shodné s hodnotami středních rychlostí zjištěnými ze seizmokarotážních měření.

Pro využití získaných údajů o rychlostech a řešení jejich vztahu ke strukturní pozici v pánvi jsme provedli podrobnou analýzu v r s t e v n í c h r y c h l o s t í a tyto výsledky srovnali s údaji litologie a stratigrafie.

Rozbor vrstevních rychlostí získaných z vertikálních hodochron jednotlivých seizmokarotážních měření byl proveden pro neogenní sedimenty pliocénu—panonu, vyššího a spodního sarmatu, brakického svrchního bádenu, zóny bolivino-buliminové svrchního bádenu, středního a spodního bádenu a karpatu. Zá-



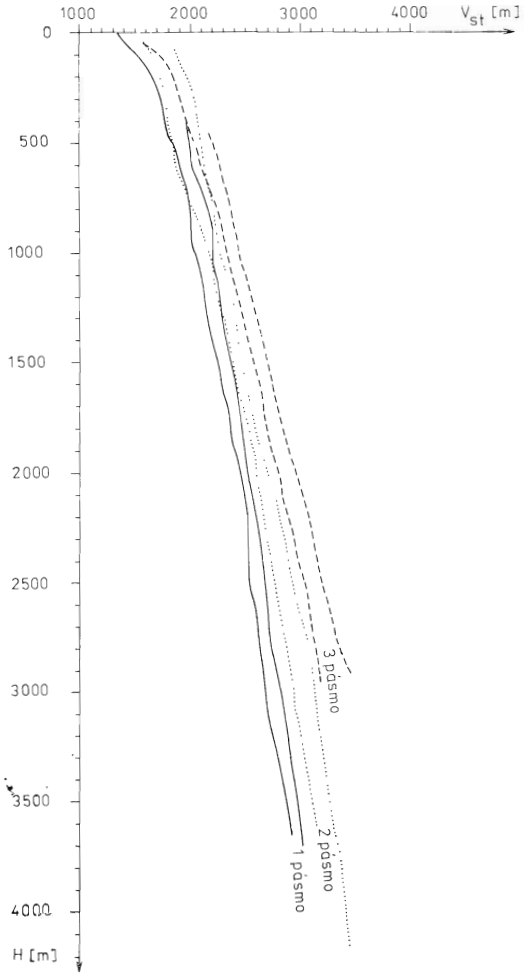
Obr. 4. Přehledné rozložení rychlostních závislostí v Potiské nížině (vertikální hodochrony t_0 (H)
Fig. 4. Schematic distribution of velocity dependences in the Potiská nížina lowland area. Vertical hodochrons t_0 (H)

kladní poznatky o rychlostní charakteristice jednotlivých neogenních stupňů dokumentují grafy vrstevních rychlostí vztažených ke stratigrafii neogenních komplexů. Součástí grafů je i schematické znázornění litologie sedimentárních komplexů.

Pliocén-panon

Zde shrnujeme údaje o vrstevních rychlostech všech stratigrafických stupňů pliocénu až po bázi panonu (obr. 6). Vrstevní rychlosti zjištěné v tomto komplexu zahrnují rozpětí hodnot 1600—2680 m/s. Změny rychlostí jednotlivých křivek mají pozitivní charakter, tj. s narůstající hloubkou se zvyšují. I když místně jsou rychlosti ovlivněny změnami litologie (písčitá komponenta, vulkanogenní a vulkanický materiál), nejvýraznější narůstání rychlostí je funkcí hloubky, tj. diageneze sedimentů.

Při srovnání hodnot jednotlivých vrtů pozorujeme jasný vztah vrstevních rychlostí ke strukturní pozici v pánvi, která kontrolovala litologický vývoj se-



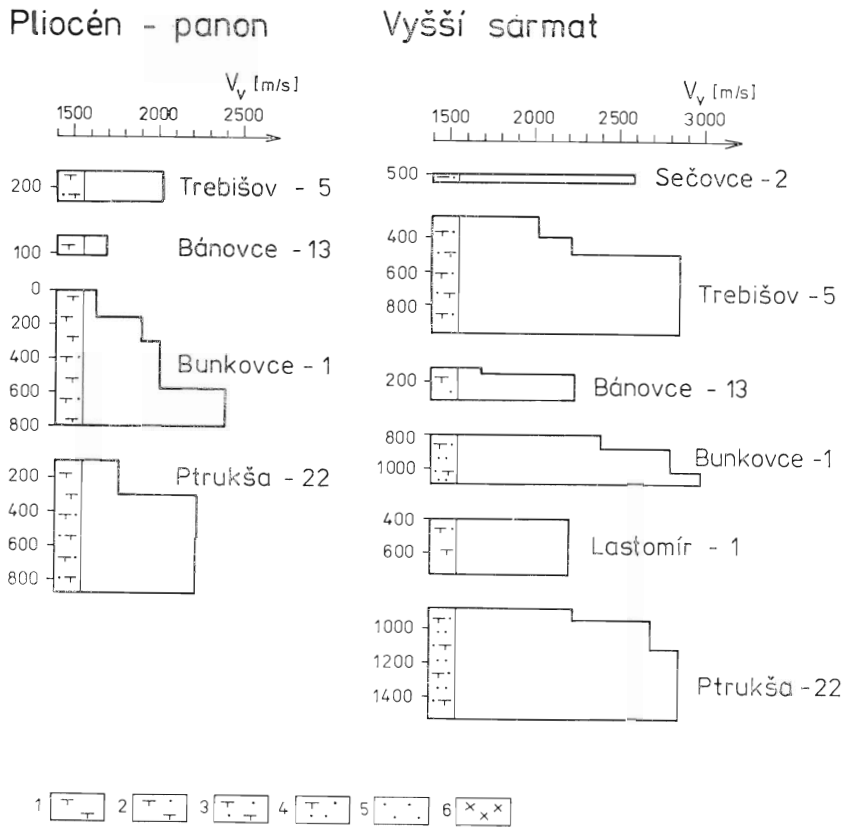
Obr. 5. Přehledné rozložení rychlostních závislostí v Potiské nížině (křivky středních rychlostí V_{st} (H)
Fig. 5. Schematic distribution of velocity dependences in the Potiská nížina lowland area. Curves of mean velocities V_{st} (H)

dimentů. Okrajové vývoje, event. vývoje na vnitropánevních elevacích, vyznačující se menším počtem pískových horizontů a jejich menšími mocnostmi, vykazují nižší hodnoty V_v (např. vrty Iňačovce-1, Bunkovce-1, Ptrukša-2) oproti pánevním vývojům s větším podílem pískových poloh (Rebrín-1, Stretava-21 aj.). Rychlosti ovšem srovnáváme při stejných hloubkách. Vzhledem k tomu, že v dalším geologickém vývoji pánve nedocházelo k výraznějším inverzím subsidence (přibližně obdobné rozložení i subrecentních a recentních pohybů), nepovažujeme vliv denudace v jednotlivých strukturně tektonických částech pánve za významný.

Vyšší sarmat

Vrstevní rychlosti v tomto komplexu se pohybují v rozpětí 1960—3080 m/s. I zde pozorujeme normální narůstání rychlostí se vzrůstající hloubkou. Rovněž tak je zřejmá závislost narůstajících rychlostí (v téže hloubce) u různých vrtů na počtu a mocnosti písků (obr. 6).

Značný rozptyl vrstevních rychlostí, jak vyplývá z grafu, je jen relativní a je značně ovlivněn skupinou vrtů, ve



Obr. 6. Vrstevní rychlosti — pliocén-panon, vyšší sarmat
1 — vápnité jílovce, 2 — slabě písčité vápnité jílovce, 3 — písčité vápnité jílovce, 4 — silně písčité vápnité jílovce, 5 — pískovce, 6 — vulkanity a jejich pyroklastika
Fig. 6. Bedding velocities, Pliocene-Pannonian and Upper Sarmatian unit
1 — calcareous claystone, 2 — slightly arenaceous marlstone, 3 — arenaceous marlstone, 4 — strongly arenaceous marlstone, 5 — sandstone, 6 — volcanite

kterých se vyšší sarmat nachází v malých hloubkách.

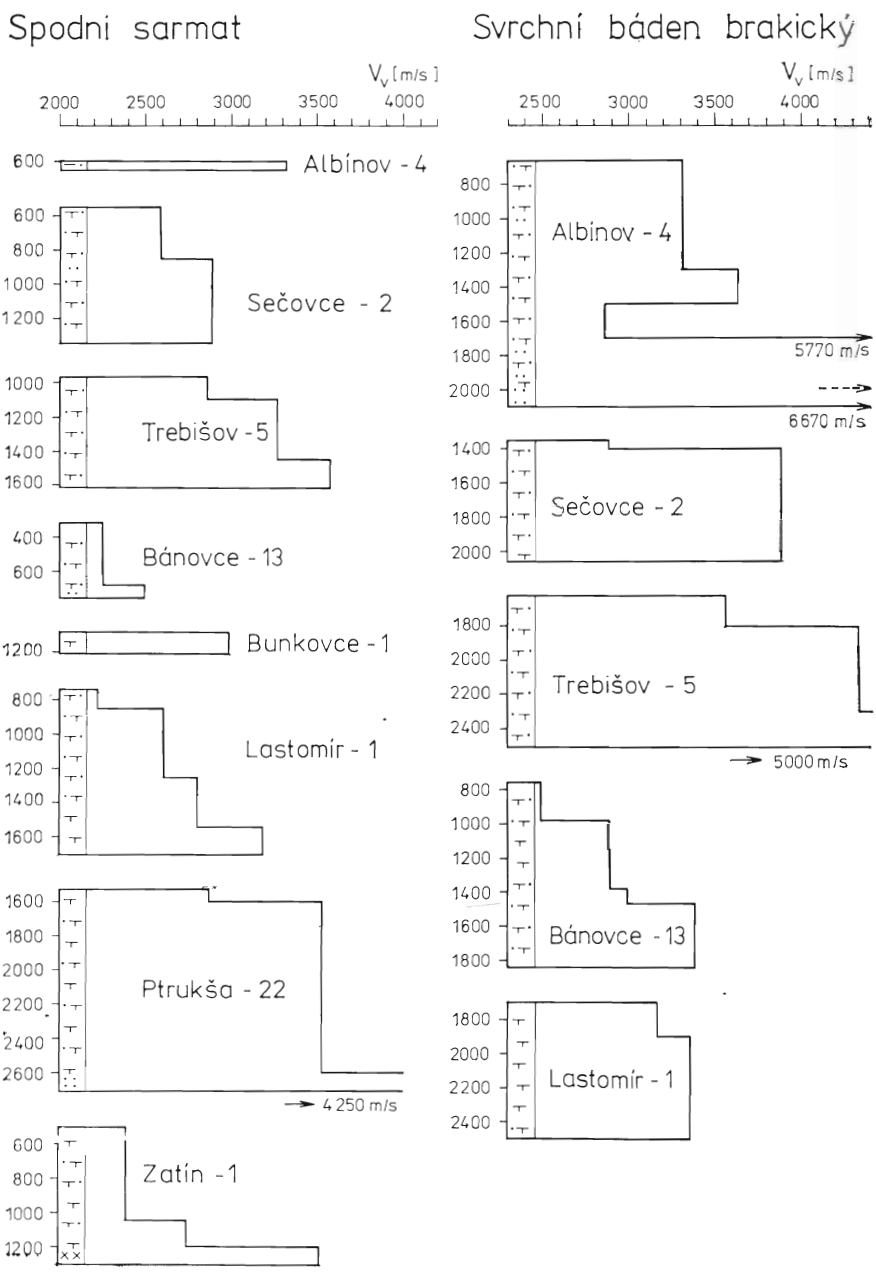
Spodní sarmat

Při sledování hodnot V_v u tohoto komplexu zjistíme, že vcelku jsou hodnoty poměrně vyrovnané. Jako převážně určující se opět jeví přímý vztah rychlostí k hloubce a k litologii souvrství. Naprosto převážná část údajů se v hloubce — 1000 m pohybuje okolo hodnoty 2600 m/s (obr. 7).

Z uvedeného rámce se nápadnější měrou vymykají hodnoty vrtů Malčice-1, Zatín-1 a skupina vrtů ze sz. části pánve: Rakovec-2, Albínov-4 a Klčovo Dlhé-2.

Z původně normálního průběhu rozložení vrstevních rychlostí ve vrtu Malčice-1 v intervalu 855—1240 m dochází hlouběji k enormnímu nárůstu rychlostí až na hodnoty přes 4000 m/s. To je podmíněno přítomností andezitových těles a ložních žil andezitů.

Nápadný nárůst V_v v intervalu 1200—1300 m vrtu Zatín-1 způsobují již ložní žíly eruptiv.



Obr. 7. Vrstevní rychlosti — spodní sarmat, svrchní báden brakický. Vysvětlivky u obr. 6
Fig. 7. Bedding velocities, Lower Sarmatian, brackish Upper Badenian units. Explanations as in fig. 6

Konečně poslední anomální skupinou jsou vrty Rakovec-2, Albínov-4 a Klčovo Dlhé-2. U skupiny vrtů ze s. okraje pánve v hloubce okolo 700 m dosahují vrstevní rychlosti 2760—3320 m/s, tj. vůbec nejvyšších hodnot. Toto zjištění potvrzují též výsledky rozboru automatických rychlostních analýz vyhodno-

cených samočinným počítačem na reflexně seizmických profilech v prostoru vrtů Albinov-4, Sečovce-1 a Lastomír-1. Rozdíl rychlostí v sarmatu v hloubce 600—650 m v s. okrajové části pánve (Albinov-4) ve srovnání s hodnotami v centrálních oblastech (Lastomír-1, Sečovce-1) činí 100—300 m/s.

Uvedenou anomalitu lze stěží vysvětlit odlišným petrografickým složením sedimentů. Podle charakteru elektrokarotážních diagramů jde zejména při s. okraji pánve o převažující pelitický vývoj bez výraznějších poloh psamitů. Obsah uhličitanů ve srovnání s ostatními oblastmi podle charakteru křivek zdánlivého odporu není výrazněji zvýšený. Rovněž charakter vrtních jader nenasvědčuje významnějším litologickým změnám. Jedním z pravděpodobných řešení je vztah této oblasti k poklesové, resp. výzdvihové tektonice. Je možné, že v důsledku mladších pohybů byly oproti jiným částem pánve intenzívněji denudovány původně uložené mocnější komplexy vyššího sarmatu. Tím by bylo možno vysvětlit vyšší hodnoty vrstevních rychlostí oproti recentnímu hloubkovému gradientu. Zmíněný rozdíl V_v při srovnání s hodnotou hloubkového gradientu v jiných částech pánve by mohl odpovídat 400—500 m mocnosti denudovaného komplexu.

Svrchní báden brakický

Svrchní brakický báden (obr. 7) byl paleontologicky stanoven pouze v okrajových částech svrchnobádenského sedimentačního prostoru (R. Jiříček, 1971).

Hodnoty vrstevních rychlostí ve svrchním brakickém bádenu se pohybují ve značném rozmezí, a to od 2500 m/s ve vrtu Bánovce-13 v hl. 900 m až po 6000 m/s ve vrtu Albinov-4 v hl. 1700 m.

Skutečně nejnižší hodnoty vrstevních rychlostí vztažené k týmž hloubkám byly zjištěny v oblastech vrtů Lastomír, Rebrín, Bánovce-13, Sečovce-1. Odtud směrem k JZ hodnoty vzrůstají — vrt Sečovce-2.

Nejvyšších hodnot, které převyšují hloubkový gradient, tj. nárůst rychlosti s hloubkou, dosahují vrstevní rychlosti opět u vrtů Albinov-4, Klčovo Dlhé-2, Rakovec-2. Zvýšené hodnoty pozorujeme i u vrtů Trebišov-5 a Sečovce-2. Stejně jako u souvrství spodního sarmatu se domníváme, že u vrtů při s. okraji pánve i u svrchního brakického bádenu jde o efekt pozdějších, tj. epigenetických pohybů, v jejichž důsledku byly tyto komplexy vyzdviženy a nacházejí se v relativně menších hloubkách.

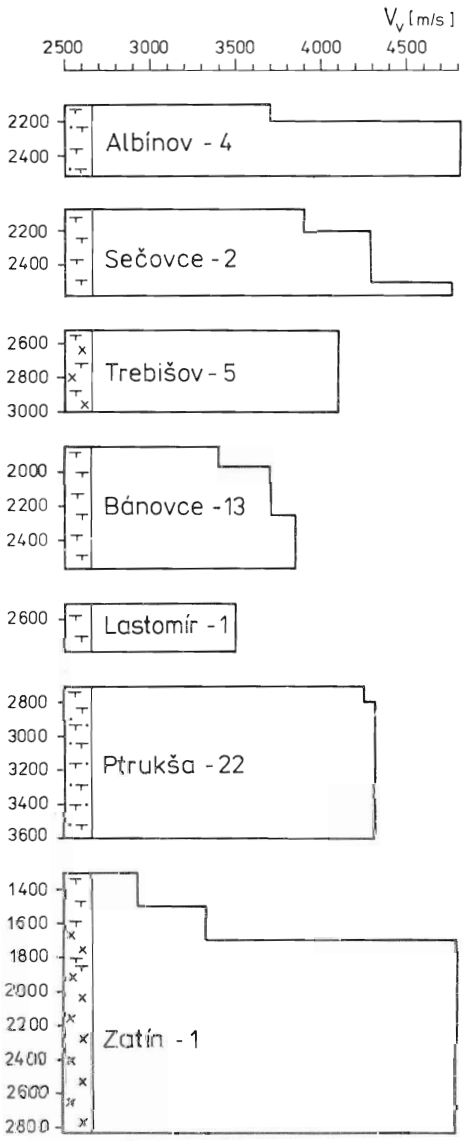
Obdobný princip, zvýšení rychlostí elastických vln v důsledku zpevnění váhou nadložních, ale později denudovaných sedimentů, popsal B. L. Alexandrov (1977).

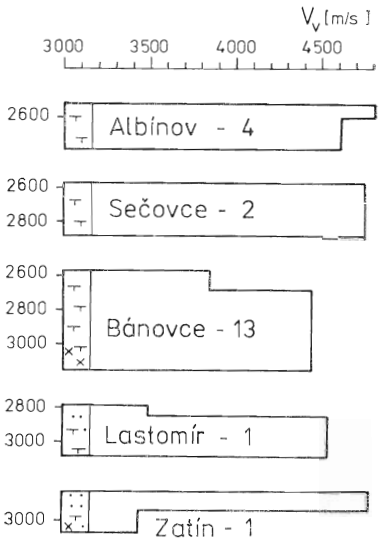
Obdobně jako u souvrství spodního sarmatu, lze prokázat, že celkové anomální zvýšení rychlostí nevyvolávají lokální příčiny, jako komplexy pískovců apod. Ty se zde rovněž objevují a projevují se významně zvýšenými hodnotami rychlostí. Rozhodujícím je však celkový zvýšený trend, který je patrný zejména u plastických hornin — jílů.

Lokální, výrazné rychlostní anomálie představují bazální polohy svrchního brakického bádenu. Jde o polohy pískovců, které podle křivky zdánlivého odporu elektrokarotážního měření obsahují více karbonátů oproti nadložním polohám (vrt Albinov-5 v intervalu 1680—2100 m, Klčovo Dlhé-2 v intervalu 1420—1520 m).

Svrchní báden — zóna bolivino-buliminová

S výjimkou vrtu Zatín-1, kde zvýšení vrstevních rychlostí vyvolávají četná andezitová tělesa a jejich proudy, ne-





Obr. 8. Vrstevní rychlosti — svrchní báden — zóna bolivino-buliminová, střední báden. Vysvětlivky u obr. 6

Fig. 8. Bedding velocities, Upper Badenian (Bolovina-Bulimina zone) and Middle Badenian units. Explanations as in fig. 6

pozorujeme mezi jednotlivými oblastmi výraznějších odchylek v hodnotách vrstevních rychlostí (obr. 8). S výjimkou změn podmíněných litologií, které jsou někdy významné, jak dále uvedeme, odpovídají rychlosti normálnímu průběhu hloubkového gradientu. Nižší hodnoty rychlostí na vrtu Lastomír-2 jsou podmíněné vysokými vrstevními tlaky (M. Mořkovský 1980).

Tak u vrtu Rakovec-2, kde i přes poměrně hojné písčité až pískovcové polohy převládá pelitická sedimentace, byla v hloubce 1400 m zjištěna $V_v = 3260$ m/s. Ta odpovídá rychlostem ve spodnosarmatských pelitech v hloubce 1400 m ve vrtech Trebišov-5, Rebrín-1, v brakickém bádenu vrtu Bánovce-13, Trhoviště-26 v hloubce 1400 m a i ve vyšším sarmatu vrtu Ptrukša-7 v téže hloubce.

Významnými změnami vrstevních rychlostí podmíněnými litologicky, jsou výrazně zvýšené hodnoty na bázi zóny bolivino-buliminové. Byly zjištěny u vrtů

Klčovo Dlhé-2, Albinov-4, Sečovce-2, Lastomír-2. Rychlosti v tomto souvrství dosahují hodnot přes 4500 m/s. Závažnou okolností je to, že stejné rychlosti se objevují i v podložní solinosné zóně aglutinancií.

Po litologické stránce jde u zóny bolivino-buliminové, jak jsme výše uvedli, o převažující pelitickou sedimentaci. Pouze v bazální části přibývá pískovcových horizontů, až např. u vrtu Lastomír-2 reprezentuje bázi vysloveně pískovcový komplex. U vrtů Klčovo Dlhé-2, Albinov-4, Sečovce-2 křivka PS elektrokarotážního měření neindikuje významnější zvýšení propustností, avšak prakticky u všech vrtů pozorujeme zvýšení hodnot zdánlivého odporu. Je možné, že údaje křivky PS nejsou vždy reprezentativní a že zvýšení rychlostí na bázi zóny bolivino-buliminové můžeme přičítat zvýšenému obsahu uhličitanů v písčitějších polohách.

Střední báden — zóna aglutinancií

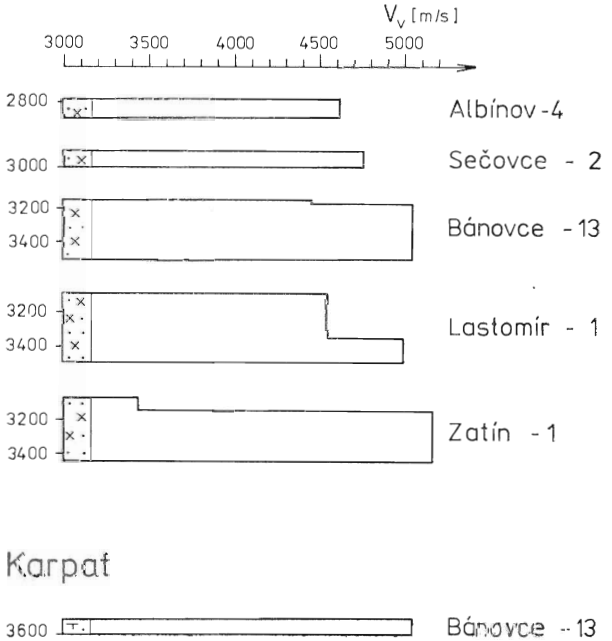
Zóna se vyznačuje vesměs výrazně detritičtějším charakterem oproti vyšší části zóny bolivino-buliminové (obr. 8). Tam, kde se stýká s písčitějším vývojem báze zóny bolivino-buliminové, neliší se hodnoty vrstevních rychlostí.

Stejně tak nepozorujeme větší rozdíly v rychlostech vlastního solinosného komplexu a sedimentárních komplexů bez chemogenní sedimentace zóny aglutinancií (Lastomír-2, Albinov-4, Klčovo Dlhé-2, Rakovec-2 aj.). Jde vesměs o hodnoty $V_v = 4400—4600$ m/s. To pak vysvětluje i tu okolnost, že chemogenní souvrství, mocná až 100 m, se neprojevují v časových řezech jako seizmicky výraznější komplexy.

Spodní báden

Obdobný charakter pozorujeme i u komplexů spodního bádenu (obr. 9). Rozsah vrstevních rychlostí je prakticky stejný jako u středního bádenu.

Výraznější nárůst je patrný pouze



Obr. 9. Vrstevní rychlosti — spodní báden, karpat. Vysvětlivky u obr. 6

Fig. 9. Bedding velocities, Lower Badenian and Karpathian units. Explanations as in fig. 6

u vrtu Bánovce-13 a v hlubší části spodního bádenu u vrtů Lastomír-1 a Lastomír-2. Je podmíněn větším zastoupením detritické frakce, což je zřetelně patrné zejména u vrtu Bánovce-13 na průběhu křivky PS. Zřejmě obdobná, i když méně zřetelná, vzhledem k charakteru EK-diagramu, bude závislost i u vrtů Lastomír-1 a Lastomír-2. Tak např. i u vrtu Lastomír-2 klesají hodnoty křivky zdánlivého odporu a zvedají se hodnoty křivky PS, jako u vrtu Bánovce-13. Větší rozdíl mezi vrstevními rychlostmi středního a spodního bádenu ve vrtu Zatín-1 je zřejmě podmíněn hojnou tufitickou složkou ve středním bádenu.

Karpat

I přes malé množství údajů týkajících se karpatu (obr. 9) je zřejmé, že vrstevní rychlosti karpatu zastiženého ve vrtech v hlubších částech pánve odpovídají normálnímu hloubkovému gradientu. Údaje vztažené ke stejné hloubce u jednotlivých vrtů nemají velký rozptyl. Jedině vrtem Iňačovce-1, byl karpat navrtán v hl. 1160—1940 m.

Ale i v tomto případě jde pravděpodobně o normální hloubkovou závislost. Vrstevní rychlost v hl. 1500 m (3580 m/s) se podstatněji neliší od zóny bolivinobuliminové vrtu Rakovec-2 (3260 m/s), brakického bádenu vrtu Sečovce-1 (3280 m/s) či vrtu Sečovce-2 (3900 m/s).

V karpatu vrtu Iňačovce-1 převládají ve vyšším pestrém souvrství jílovce až vápnité siltovce s vápnitým a anhydritovým pojivem (M. Zádrapa 1966), v hlubším karpatu to jsou šedé, slabě vápnité jíly až jílovce s ojedinělými proplástky jemnozrnných zpevněných vápnitých pískovců.

Závěr

V předložené práci jsou zpracovány rychlosti šíření seizmických vln v neogenních souvrstvích Potiské nížiny. Předložené zpracování, jež se opírá hlavně o seizmokarotážní měření, vystihuje poměry rychlostí šíření elastických vln v celé Potiské nížině. Při dané hustotě měření a při současném stavu poznatků o geologické stavbě pánve očekáváme, že větší rozdíly oproti předpokládaným poměrům mohou vzniknout prakticky pouze u vulkanických struktur — obtížnost jejich okonturování — či v oblastech významnějšího nahromadění vulkanogenního materiálu. Pro hloubkovou interpretaci časových řezů měření společného reflexního bodu byly sestrojeny modely rychlostí podél všech odměřených profilů.

Při zpracování bylo použito údajů seizmokarotážní metody i jiných metod karotáže. Dále jsme hodnotili podklady týkající se petrografie, kalcimetrie, fyzikálních vlastností vrtních jader, dále podklady týkající se zejména tektonické stavby pánve. Při porovnávání vztahů jsme použili i údajů automatické rychlostní analýzy vyhodnocené samočinným počítačem podél reflexně seizmických profilů.

Celou problematiku, komplikovanou ve východoslovenské neogenní pánvi intenzívní zlomovou a vulkanickou činností, bylo nutno řešit sledováním přímého vztahu rychlostních poměrů ke geologické stavbě. Z analýz křivek vertikálních hodochron a křivek středních rychlostí se zjistil trend poklesu rychlostí elastických vln ve směru Z—V. Tento trend je podmíněn předně litologií komplexů sedimentů, kontrolovanou stratigrafickými poměry často v závislosti na strukturních poměrech. V oblasti Lastomíra a Stretavy se na snížení rychlostí elastických vln podílejí pravděpodobně i komplexy s vysokými vrstevními tlaky.

Rozborem rychlostních křivek se zjistila tři pásma závislostí. První pásmo

charakterizuje křivky vrtů z centrální části pánve s nejnižšími rychlostmi šíření elastických vln. Druhé pásmo je mezilehlé, s uplatňujícím se vulkanismem, a konečně třetí pásmo zahrnuje rychlostní křivky z vrtů v okrajových částech pánve. Vzhledem k litologii, kdy jde o nejhojnější zastoupení hruběji klastických sedimentů, vykazuje toto pásmo nejvyšší rychlosti šíření elastických vln.

Vzhledem ke kerné stavbě a k výraznému režimu vysokých a pokleslých ker v neogenní výplni pánve bylo jako prakticky jediného reálného kritéria použito korelace údajů o rychlostech seizmických vln, vztažených ke stratigrafii neogenních komplexů, tj. vrstevních rychlostí. Jejich rozborem jsme zjistili v s. části pánve zvýšené rychlosti akustických vln oproti hloubkovému gradientu v jiných částech pánve. Považujeme to za projev stlačení nadložními komplexy spodního a vyššího sarmatu, které při pozdějších zvedavých pohybech byly denudovány. Ze zpracování vyplynulo, že v neogenních souvrstvích pliocénu—panonu až karpatu Potiské nížiny (tato platnost je obecná pro neogenní pánve celého karpatského oblouku) platí pro rychlosti šíření elastických vln následující závislosti a vztahy:

1. hloubkový faktor. U hornin téhož litologického typu ve stejných hloubkách, pokud nepůsobí další okolnosti, se rychlosti elastických vln šíří přibližně stejnými rychlostmi, bez vztahu ke stáří těchto hornin. Stáří hornin může hrát nepřímou úlohu v tom smyslu, že u starších propustných souvrství je delší časová možnost zaplnění skeletu hornin vysráženými karbonáty či jiným tmelem, eventuálně delší časový interval pro působení tektoniky apod.

2. Obecná závislost na litostratigrafii. Závislost je určována předně litologickými typy stratigrafických celků. V Potiské nížině se elastické vlny šíří nejvyššími rychlostmi v silně vápnitých pískovcích na bázi brakického svrchního bádenu (V_v = až 6000 m).

3. Vliv lokálních závislostí souvisejících s faciálním vývojem sedimentů. Je velmi často kontrolován strukturní stavbou — příbřežní či pánevní vývoje, vulkanity apod.

Co se týče solinosného komplexu náležejícího nejvyššímu střednímu bádenu, není možno na základě rychlostí jej oddělit od nadložních svrchnobádenských a ani od hlubších střednobádenských souvrství, jsou-li uložena v pískovcovém vývoji.

Vedle souhrnu údajů nutných pro zpracování reflexně seizmických měření ukázalo soubornější zpracování rychlostních poměrů v neogénu Potiské nížiny, že výsledky jsou v souladu se známým geologickým vývojem pánve a že mohou současné poznatky doplnit.

Významnou je ta okolnost, že ze studia rychlostí elastických vln a petrografických a geochemických poměrů za určité podmínky, kterou však v karpatských neogenních pánvích nacházíme téměř vždy, můžeme alespoň do jisté míry usuzovat na vývoj pánve i v těch obdobích, jejichž sedimenty byly v důsledku pozdějšího tektonického vývoje pánve denudovány, event. na vývoj pánve v období stratigrafických hiátů. Touto podmínkou je předně zastoupení pelitických souvrství jako „paměti" diageneze nebo bočního stlačení. Zmíněné údaje jsou prakticky jedinými konkrétními daty o těchto obdobích. Při jejich posuzování je však nutná znalost celého komplexu údajů pro upřesnění vlivů petrografického vývoje a chemismu hornin. Stejně tak je nutná znalost dalších, obecnějších, ale zásadních údajů, jako event. fázi tangenciál-

ních pohybů v geologickém vývoji pánve apod.

Pro získání úplnějšího obrazu bude nutno z tohoto aspektu systematicky se více věnovat petrografii, chemismu a obecně fyzikálním vlastnostem hornin.

Recenzoval I. Marušiak

LITERATURA

Alexandrov, B. L. 1977: Vlijanie glubiny zaleganija i porovovo davlenija na skorost sejsmičeskich voln v glinach. *Něftěgaz. Geol. Geofiz. (Moskva), No. 7, str. 43—46.*

Čverčko, J. — Ďurica, D. — Rudinec, R. 1969: Příspěvek k hranici torton—sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.) v r. 1967 (Praha), sv. 1, str. 252—254.*

Filková, V. — Pernica, J. 1971: Seizmokarotážní měření na hlubinném vrtu Stretava-21. *Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno, 27 str.*

Filková, V. — Pernica, J. 1973: Seizmokarotážní měření na hlubinném vrtu Lastomír-2. *Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno, 7 str.*

Filková, V. — Pernica, J. 1974: Seizmokarotážní měření na hlubinném vrtu Trebišov-5. *Manuskript — Geofond, Bratislava, 12 str.*

Filková, V. — Pernica, J. 1974: Seizmokarotážní měření na hlubinném vrtu Ptrukša-22. *Manuskript — Geofond, Bratislava, 12 str.*

Filková, V. — Pernica, J. 1976: Seizmokarotážní měření na hlubinném vrtu Trhoviště-26. *Manuskript — Geofond, Bratislava, 34 str.*

Jiříček, R. 1971: Stratigrafické a korelační schéma neogénu Potiské nížiny. *Manuskript — Mor. naftové doly, k. p., Hodonín.*

Lukášová, R. — Moňkovský, M. — Klíč, M. 1980: Rychlostní poměry v Potiské nížině. — *Manuskript — Geofond, Bratislava, 102 str.*

Moňkovský, M. 1980: Seizmická detekce zón s anomálně vysokými vrstevními tlaky ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zemný Plyn Nafta (Hodonín), r. XXV, č. 4, str. 569—574.*

Rudinec, R. — Magyar, J. 1979: Záverečná správa z pionierskeho vrtu Bunkovce-1. *Manuskript — Geofond, Bratislava, 15 str.*

Zádrapa, M. 1966: Sedimentárně petrografický rozbor jader z vrtu Iňačovce-1. *Manuskript — Geofond, Bratislava.*

Relations between seismic wave velocities and geological structure in the East Slovakian Neogene basin

MILAN MOŇKOVSKÝ, REGINA LUKÁŠOVÁ

Presented results of seismic logging data processing from 20 deep boreholes in the Potiská nížina lowland (East Slovakian Neogene basin) reflect relations valid for the whole area concerned. Due to the complex geological structure comprising considerable faulting and volcanite bodies, the problem was approached by the evaluation of seismic wave velocities in relation to the geological structure, stratigraphy and lithology.

Only data from boreholes characterizing single seismogeological regions are presented (figs. 2, 3). An overlook of all seismic logging measurements effected in the area is in figs. 4 and 5.

The processing revealed three belts of seismic wave velocity distribution in the area (fig. 4). The first belt characterized by data from borehole sites located in the central portions of the basin points to lowest values of elastic wave velocities. The second belt is characterized by the combination of phenomena from which mainly the structural position between marginal and basinal developments and the related lithology or the presence of volcanite bodies are the most important. The third belt comprises wave curves obtained from borehole sites along the margin of the basin. Here elastic wave velocities are the highest due to the share of coarser clastics.

The distribution of belts points to decreasing mean elastic wave velocities roughly from the W to the E. This trend is due to changing lithology controlled by stratigraphy and tectonics. So, Sarmatian beds on the W contain higher amounts of sandy layers with higher velocities if compared with Pannonian strata of more pelitic composition on the E. Differences of mean velocities in the deeper por-

tions of the basin (2,500 to 3,000 m) between western marginal part and central or eastern part are amounting 500—600 $m.s^{-1}$. Obviously, decreasing velocities are caused even by zones of anomalous bedding pressures (Mořkovský 1980) found by boreholes at Lastomír and Stretava.

Relations between structural position and seismic wave velocities were investigated by analysis of bedding velocities and comparing results with the lithology and stratigraphical subdivision of the Neogene. Results are plotted in graphs.

Pliocene to Pannonian (fig. 6)

Bedding velocities in the unit fluctuate between 1,600 and 2,680 $m.s^{-1}$. Despite that velocities are influenced locally by changes in lithology (arenaceous component, volcanogenous matter), the main increase in velocities is due to the increasing depth i. e. due to the diagenesis of sediments. Marginal developments or portions confined to intrabasinal elevations, where lesser amount of sandy horizons and their lesser thickness is common, reveal in similar depths but lower velocity values (V_v at Iňačovce-1, Bunkovce-1, Ptrukša-2 boreholes) when compared with basinal developments containing higher amount of sand horizons (Rebrín-1, Stretava-21 a. o.).

Upper Sarmatian (fig. 6)

Bedding velocities in the unit are 1,960 to 3,080 $m.s^{-1}$. The increase of velocities correlates well with the increasing depth, number and thickness of sandy horizons. The higher V_v dispersion is only relative being caused by data from boreholes drilling the Upper Sarmatian beds at smaller depths.

Lower Sarmatian (fig. 7)

The main relation determining the velocity increase is here again the increasing depth and lithology. Anomalous higher values in boreholes Maličice-1 and Zatín-1 are caused by the presence of volcanite bodies. A group of boreholes located in the NW part of the basin (Rakovec-2, Albínov-4 and Kolčovo Dlhé-2) yielded bedding wave velocities of 2,760 to 3,320 $m.s^{-1}$ in about 700 m depth which are the highest values obtained at all in the area.

This anomaly may not be explained by specific lithology of the site where mainly pelitic developments are concerned according to electrical logging diagrams. The carbonate content currently increasing the elastic wave velocities is not even conspicuously higher. One may suppose that the feature is caused by *compaction imposed by higher stratigraphical* units (Upper Sarmation) which, however, became *later eroded* due to the emersion of the whole northern part of the basin. Differences in bedding velocities when compared with depth gradient values in other parts of the basin may point to 400—500 m thick eroded strata. Similar case has been reported by Alexandrov (1977).

Upper Badenian in brackish development (fig. 7)

The Kolčovo Member (Čverčko — Rudinec 1968) yielded the lowest values of bedding velocities referred to the same depth of boreholes Lastomír, Rebrín, Bánovce-13 and Sečovce-1. At Lastomír and Rebrín relations are influenced by anomalous bedding pressures. Highest values surpassing the relative depth gradient occur in boreholes along the northern margin of the basin similarly to the Lower Sarmatian. It is supposed that such values are due to epigenetic movements and the unit occupies here subsequently shallower depth. It is provable, in this case similarly even to Lower Sarmatian beds, that the overall anomalous velocity increase is not caused by local influences as sand layers etc. which do occur at the site and usually have higher velocity values. Crucial is the overall increased trend detectable mainly within originally plastic rocks as clay and claystone. Local pronounced velocity anomalies are caused by calcareous sandstone layers at the base of the brackish Upper Badenian. According to the apparent resistance curve from electrical logging data, the amount of carbonate is here higher if compared with overlying horizons.

Upper Badenian (Bolivina-Bulimina zone, fig. 8)

With the exception of local influences e. g. volcanics in the Zatín-1 borehole or the areally restricted presence of sand layers, no significant deviations from the depth gradient were stated. Slight influence of subsequent elevational movements may be represented by relatively higher velocities in the northern part of the basin. The velocity decrease in

Lastomír area is due to high bedding pressures.

Middle Badenian (zone of agglutinations, fig. 8)

This zone is characterized by more detritic constituents as the higher Bolivina-Bulimina zone. Along the contact with the more sandy development of the former, bedding velocities are the same. No pronounced differences may be drawn between evaporitic sequence of the unit and areas without chemogenous constituent in the zone of agglutinations. Consequently, the up to 100 m thick chemogenous complex in the northern part of the basin does not represent itself in time section as a marked horizon.

Lower Badenian (fig. 9)

The span of bedding velocity values is here the same as in the case of Middle Badenian. Higher detritic admixture causes again velocity increase. Differences in bedding velocity values observable in Middle to Lower Badenian beds in the Zatín-1 borehole are obviously caused by higher amount of tuffaceous admixture in the Middle Badenian.

Karpathian (fig. 9)

Bedding velocity values in Karpathian beds drilled in deeper parts of the basin refer to the normal depth gradient. Karpathian beds in shallow depth were pierced at Iňačovce-1. Even here, the velocity in 1,500 m depth (3,580 $m.s^{-1}$) is near to values of the brackish Upper Badenian at Sečovce-1 (3,280 $m.s^{-1}$) and Sečovce-2 (3,900 $m.s^{-1}$).

Conclusions

The following relations and influences on seismic wave velocity distribution may be deduced for beds of Neogene age in the Potiská nížina lowland:

1) *Influence of the depth factor.* Rocks of the same lithological type in the same depth reveal also similar elastic wave velocities, inasmuch no other influences are present, without dependence on age. The influence of age may be only conditional as in the case of older permeable rock units there was more time to fill up the rock skeleton by carbonate precipitation or by argillaceous cement. There was more time also for the action of tectonic influences.

2) *General dependence on lithology* is reflected mainly by lithological pecularities of single stratigraphical units. Elastic waves are spreading by highest velocities in strongly calcareous sandstone of the basal Upper Badenian of brackish facies (V_v values up to 6,000 $m.s^{-1}$) and this value is the highest found in the whole area.

3) *Local influences* are related to the facial development of sediments what in turn is depending on the structural position (marginal or central position in the basin, volcanites a. o.). Completed models and evaluation of seismic wave velocity distribution for the basin are considered correct due to the considerable amount of deep borehole sites where seismic logging measurements were applied. Considerable deviations from the general picture may occur in hitherto less known volcanic areas where the variability of physical properties of rocks is also the highest.

Another important deduction is that the development of the basin may be appreciated from seismic wave velocity distribution even for those portions where the sedimentary filling has been eroded subsequently due to later tectonic movements. Such deductions may be made even for time intervals of stratigraphical hiates. For such cases, however, a whole complex of data is needed to accurate influences of petrography and chemical composition of rocks. Similarly further data as e. g. the time of tangential movements a. o., are necessary.

The present picture may be further improved by systematic collection of data on petrographical composition, chemical and physical properties of rocks.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 423—441*

Geochémia uránu, tória, uhlíka a ďalších prvkov v tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát

BOHUSLAV CAMBEL*, VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ*, MILOSLAV KHUN**

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava
** Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 01 Bratislava

(14 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 8. 9. 1980

Распределение урана, тория, углерода и остальных элементов в углистых сланцах кристалиника Малых Карпат

Углистые сланцы продуктивных зон имеют повышенное содержание урана (15,1 гр/т.) и пониженное содержание тория (3,2 гр/т.). Породы гармонской серии имеют постоянное содержание урана (4,3 гр/т.), тория (9,2 гр/т.) и калия (2,79 %). На основании этого их можно хорошо устанавливать. Генетически и парагенетически уран связан с органическим углеродом и в продуктивных зонах имеет прямую зависимость на содержании ТР и зиркония. Больше того торий имеет непрямую зависимость с органическим углеродом. Возможна в этом случае сорбция урана на углерод, ванад, илиже субкристалические колоидные минералы глинистого состава. Наоборот торий связан вероятнее всего во форме диадохии на породообразующие и аксесорические минералы.

Distribution of uranium, thorium, carbon and other elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline (SW Slovakia)

Contents of uranium are primarily higher (15.1 $g.t^{-1}$) whereas thorium contents are lower (3.2 $g.t^{-1}$) in black shales of "productive" (i. e. ore-bearing) zones in the Malé Karpaty Mts. crystalline. Rocks of the Harmónia group contain steady amounts of U (4.3 $g.t^{-1}$), Th (9.2 $g.t^{-1}$) and K (2.79 p. c.) allowing their appropriate identification. Uranium is bound genetically to organic carbon and its amounts in "productive" zones depend on contents of REE and Zr in single rock varieties. To the contrary, contents of thorium reveal negative correlation with the organic carbon. Uranium has been primarily adsorbed by carbon, vanadium or subcrystalline colloidal minerals of clay structure whereas thorium is retained in the rock by diadochy in accessory rock-forming minerals.

Táto práca je výsledkom pokračovania komplexného geochemického výskumu bridličnatého kryštalinika Malých Karpát, najmä jeho tmavých bridlíc, v ktorých je zvýšený obsah rozmanitých metalických prvkov. Tieto prvky

sa neskôr mohli stať východiskovým látkovým zdrojom mladších procesov, ktoré viedli k vzniku ložísk antimónu a polymetalických kovov. Obsah rozličných kovov v tmavých bridliciach sa zvyšoval pri morskej sedimentácii nedostatočne vetraného prostredia za prítomnosti exhalátov uvoľňujúcich sa pri submarinnom bázickom vulkanizme (H_2S, CO_2, halogenidy, výrony podmorských hydroteriem atď.) a prinášajúcich kovy, ktoré sa v morskej vode vyzrážali a dostávali do sedimentov. Organické planktonické zložky alebo terigénne zvyšky rastlinstva v období sedimentácie a diagenézy nezoxidovali, ale sa karbonizovali a pri metamorfóze sa menili na kerogénové a antracitové komponenty (Cambel — Šimánek — Kleinertová, 1965). Mnohé zo zvyškov sa stali stredobodom palinologických výskumov, ktoré priniesli dôkazy o paleozoickom veku kryštalinika Malých Karpát. Naším cieľom je zistiť geochemické rozdiely medzi tmavými bridlicami v zónach pyritových a antimonitových ložísk a tmavými bridlicami mimo nich. Doterajšie výskumy (Cambel — Khun, 1979; Cambel — Streško — Mičuda, 1981; Khun, 1980) potvrdzujú, že tmavé bridlice produktívneho súvrstvia Malých Karpát najmä pod vplyvom submarinného vulkanizmu nadobudli špecifické geochemické črty, ktorými sa od ostatných tmavých bridlíc malokarpatského kryštalinika zreteľne odlišujú. Potvrdzuje to aj geochemický výskum U a Th, ktorého výsledky v tejto práci analyzujeme.

V príspevku podávame prehľad o obsahu U, Th a C_{org} v bridličnatom kryštaliniku Malých Karpát, zaoberáme sa vplyvom metamorfózy na rozptyl, resp. koncentráciu týchto prvkov a objasňujeme kvantitatívny vzťah obsahu organickej hmoty k obsahu U a Th v sedimentoch a rozličných typoch pyritových rúd, ako aj v ílovito-kremitých metamorfitoch rulovej povahy. Na porovnanie uvádzame aj priemerný obsah U a Th v granitoidných horninách Malých Karpát, ako aj sumárny obsah vzácnych zemín v rozličných typoch hornín kryštalinika Malých Karpát. Dôležitým petrologicko-litogenetickým znakom je aj korelácia pomeru TR, Zr a U, Th. Vzťahu U, Th k C (organickej hmote) venujeme osobitnú pozornosť, lebo U a organické zvyšky často prejavujú kvantitatívnu závislosť, a preto bolo treba preskúmať, do akej miery je táto závislosť genetická, resp. iba parageneticka.

V práci sú mnohé analytické údaje o U, Th, K, interpretácia korelačných vzťahov obsiahnutá v kandidátskej práci Kátlovského (1979), ako aj niektoré výsledky z rigoróznej práce (Khuna, 1977). Kátlovský sám gamaspektrometrickou metódou analyzoval horniny na K, U a Th. Zužitkúvame aj analytické výsledky získané neutrónovou aktivizáciou (ÚGL ČSUP Stráže pod Ralskem, analytik P. Kotas), resp. spektrálnou analýzou pri Zr (analyzoval J. Medveď). Obsah C sa zistil v laboratóriách ÚÚG v Brne. Časť určení je z práce Cambela, Šimánka a Kleinertovej (1975).

U a Th je v horninotvorných a akcesorických mineráloch v rozptýlenom stave. Obidva prvky sú veľmi pohyblivé, a preto môžu indikovať geologické procesy a genézy hornín. Často ich sprevádzajú alkálie a vzácne zeminy.

Najmenej U a Th je vo svetlých, o niečo viac v tmavých mineráloch. Relatívne bohaté na U sú akcesórie hornín, apatit, ilmenit, magnetit a najbohatšie zirkón, ortit a monazit atď.

Výskum sedimentov potvrdil, že obsah U a čiastočne aj Th závisí od granulometrického a litologického zloženia sedimentov. U pribúda v horninách v takomto poradí: konglomeráty — pieskovce — ílovité sedimenty. Príbrežné

fácie majú vysoký pomer Th/U. Výnosom U sa tento pomer zvyšuje. Sliene a vápence majú nízky obsah U a Th. Bitúmeny viažu silne U a podľa Sapošnikova et al. (1968) je priama závislosť medzi C_{org} a U. Sedimenty bohaté na organickú zložku na P_2O_5 viažu najmä U. Najväčší obsah U býva v ílovitých sedimentoch obsahujúcich C_{org} a pyrit. Tento poznatok možno potvrdiť aj naším bádaním. Regionálna metamorfóza a ultrametamorfóza spôsobujú migráciu U a Th. Súvisí to s únikom vody, CO_2, resp. s oxidáciou C_{org} pri metamorfóze.

Štúdium geochémie U a Th poskytuje predpoklady objasniť viaceré metalogenetické otázky súvisiace s históriou geologického vývoja celej oblasti Malých Karpát. U a Th zaraďujeme medzi inkompatibilné (nekoherentné) prvky. Ich koncentrácia sa v závislosti od termodynamických podmienok prostredia značne mení a istým spôsobom sa podobajú alkalickým prvkom a vzácnym zeminám.

Porovnali sme obsah U a Th s celkovým obsahom TR (bez Y), a to preto, že vzácne zeminy majú podobné geochemické vlastnosti ako Th a U a často sa hromadia v spoločných mineráloch. Obsah vzácnych zemín nekoreluje priamo s Si, Mg, Fe, ale podobne ako alkalické prvky a alkalické zeminy ich obsah závisí od rozličných špecifických podmienok súvisiacich s obohacovaním sa magmy o zložky TR, alkálie a alkalické zeminy.

Preto závislosť obsahu TR a prvkov U a Th a ich vzájomná korelácia sú petrogeneticky indikačné, podobnosť ich správania (včítane alkácií) je nápadná a mechanizmus ich mobilizácie a nahromadenie v magmatických a metamorfovaných horninách obdobný.

Význam organickej hmoty vo vzťahu k akumulácii U je známy. Množstvo organickej hmoty v sedimentoch veľmi kolíše. Hodnota organickej hmoty spravidla reprezentuje analytický údaj C_{org} násobený tzv. konverzným faktorom. Tento faktor nie je univerzálny a úzko súvisí s typom organického materiálu a s obsahom ďalších prvkov — O, N, S, H. Pre malokarpatské tmavé bridlice bola hodnota konverzného faktora stanovená na 1,27 (Cambel — Šimánek — Kleinertová, 1975).

Možno povedať, že U sa vyskytuje vo všetkých základných typoch organických látok, ktoré majú dôležitú úlohu pri jeho koncentrácii v rozličných horninách. Organické látky s malým stupňom karbonizácie (rastlinné zvyšky, rašelina) majú veľký aktívny povrch, a preto sú schopné sorbovať zlúčeniny U. Organická hmota má aj funkciu redukovadla. Pri styku s roztokmi obsahujúcimi U^{6+} nastáva jeho redukcia na U^{4+} a jeho vyzrážanie do pevnej fázy. Vďaka prítomnosti aktívnych skupín (karboxylových a pod.) môžu organické látky vytvárať stále chemické zlúčeniny s U a za vhodných podmienok ho uvoľňovať. Všetky tieto procesy môžu viesť ku koncentrácii U. Ale organická hmota môže pôsobiť aj opačne, pretože pri istých geochemických podmienkach môže spôsobovať prevedenie uránových zlúčenín do rozpustného stavu. Tak pri oxidácii organickej hmoty vznikajú druhotné humínové kyseliny a fulvokyseliny, ktoré tvoria s uránom zlúčeniny rozpustné vo vode a ktoré sú prenášané podzemnými aj povrchovými vodami. V prírodných podmienkach nemá tento proces veľký ložiskotvorný význam, ale môže meniť primárny obsah U v horninách.

Metodika gamaspektrometrických meraní

Okrem vzoriek odbratých autormi sa použili aj vzorky, ktoré spracúva J. Veselský a M. Dyda.

Horninové vzorky podrvené pod 0,5 mm boli odkvartované na objem 150 cm^3, umiestnené do hliníkových kontajnerov tvaru Ma-

rinelliho nádoby a v nich hermetizované na cca 30 dní. Vzorka obklopovala scintilačný detektor vrstvou 8—10 mm.

Detekčný systém je zo sériovo vyrábanej sondy NKG-211 (Tesla Přemyšlení) so spektrometrickým kryštálom NaJ (Tl) s rozmermi 45×50 mm. Sonda je v priestore 200×200×300 mm, ktorý tieni 10 cm vrstva olova. Impulzy sa analyzovali 1024-kanálovým analyzátorom NTA 512/B (KFKI Budapest). Namerané spektrá sa zaznamenávali na diernu pásku alebo tlačiarňou.

Porovnávacími štandardmi boli syntetické štandardy (výrobca Ústav užitej geofyziky v Brne) a štandardy s prírodným materiálom v uhoľnej alumosilikátovej matrici (premerané v Příbrame na ÚGL ČSUP).

Čas merania sa pohyboval od 2000 do 5000 s. Vo väčšine prípadov bol čas rozdelený na dve časti a kontrolovaný testom významnosti χ^2.

Na určovanie obsahu U, Th, Ra a K sa použili nízke energie gamažiarenia. Stabilitu zosilnenia a polohu nuly konvertora kontroloval externý žiarič ^{241}Am (trvale priložený k detektoru) a ^{60}Co, ktorého polohy píkov sa kontrolovali v dvojhodinových intervaloch.

Spektrá sa spracúvali v podstate dvoma spôsobmi. V prvom štádiu sa spektrá vytlačené tlačiarňou manuálne zhodnotili metódou energetických intervalov. Obsah vyrátal malý počítač WANG-2200. V ďalšom štádiu sa spektrá zaznamenali na diernu pásku a ďalej spracúvali (Bartošek, 1977) na počítači EMR-6070 v ÚGF Brno.

Na základe opakovaných meraní nízko aktívnych vzoriek, ako aj z opakovaných meraní vzoriek s priemerným obsahom rádioaktívnych prvkov sa zhodnotila smerodajná odchýlka stanovenia jednotlivých prvkov takto: $S_U = 0{,}5$ g . t^{-1}; $S_{Th} = 0{,}6$ g . t^{-1}; $S_{Ra} = 0{,}3$ g . t^{-1} . Ur; $S_K = 0{,}15$ %.

Kritériá rozdelenia vzoriek hornín

Kritériá na členenie kryštalických bridlíc a vytváranie vhodných súborov v práci (pozri tabuľky) sú nasledujúce:

1. Z regionálneho hľadiska sa súbory bridlíc členia podľa oblasti, a to na bratislavskú, pezinsko-pernecků a modranskú.

2. Podľa litológie, petrografie a metamorfózy sa kryštalické bridlice delia na horniny rulovo-svorovej povahy a na tmavé bridlice. Tie sa delia podľa toho, či sú v produktívnych rudonosných zónach alebo mimo nich. Osobitne sa hodnotia bridlice harmónskej série. Do ohľadu sa berú aj horniny s amfibolom (aktinolitické bridlice a amfibolity) a rudy pyritovej formácie, resp. pyritom zrudnené tmavé bridlice.

3. Ďalším kritériom na členenie kryštalických bridlíc sú rádiometrické údaje. Princípy tohto členenia podľa obsahu U, Th, K a pomeru Th/U sú uvedené pri tab. 1 a obr. 13.

Diskusia k tabuľkám

Výsledky rádiometrických meraní a niektoré ich štatistické vyčíslenia sú v tab. 1, 2, 3.

Tab. 1 obsahuje základné analytické údaje o obsahu prvkov, ktoré sa hodnotia v texte, a to v poradí ich laboratórnej registrácie. Uvedené sú aj symboly charakterizujúce analyzované vzorky z litologicko-mineralogickej stránky.

V tab. 2 je aritmetický priemer a ďalšie štatistické údaje obsahu Th, U, K a pomeru Th/U rozčlenené podľa regionálneho členenia, podľa litologických a petrografických skupín a podľa rádiometrických typov. Vidieť, že priemerné hodnoty Th v granitoidoch bratislavského masívu stúpajú s ich bazicitou od 5,4 g . t^{-1} pri leukokratných granitoidoch do priemernej hodnoty 12,5 g . t^{-1} pri biotitických granodioritoch. U zostáva stály v rozmedzí od 1,5 g . t^{-1} pri leukokratných a 2,2 g . t^{-1} pri dvojsľudových typoch. V diferenciačnom slede narastá pomer Th/U od 3,5 do 6,5. Ukazuje sa, že v skupine biotitických granodioritov je v obsahu Th evidentný rozdiel, ale to môže byť výsledkom rozličného rozsahu porovnávaných súborov, ako aj heterogénnejšieho a leukokratnejšieho charakteru granitoidných hornín bratislavského masívu.

Nápadná je istá podobnosť obsahu Th a U medzi biotitickými granodioritmi modranského masívu a rulami, čo možno pokladať za jeden z dôkazov palingénneho vzniku žúl z analogických hornín. Pri rulách je nápadná aj obsahová zhoda Th a U, a to z bratislavskej oblasti aj pezinsko-perneckej oblasti, čo zase svedčí o litologickej a metamorfnej podobnosti podmienok vzniku rúl v obidvoch oblastiach.

Hodnoty obsahu Th a U v tmavých bridliciach sú značne rozdielne podľa toho, či patria do harmónskej série alebo do podložia, a podľa toho, či sú

Obsah U, Th, K, Th/U, Zr, TR, C_{org} v kryštalických bridliciach Malých Karpát v g.t^{-1}
Contents of U, Th, K, Zr, REE, organic carbon and the Th/U ratio in crystalline schists of the Malé Karpaty area in g.t^{-1}

Tab. 1

Číslo vzorky	Lokalita	Typ vzorky	Rádiometrický typ	Gamaspektrometria				INAA		SPA	INAA	CH
				Th	U	K	Th/U	Th	U	Zr	TR	$C_{org.}$
				g.t^{-1}	g.t^{-1}	%		g.t^{-1}	g.t^{-1}	g.t^{-1}	g.t^{-1}	%
1 C	Bratislava	1 sulf. Am	II.	1,4	9,7	0,12	0,1			191		
2 A	Bratislava	4 Bt	V.	7,0	1,7	1,87	4,1			83		
3 A	Dúbravka	4 Bt	V.	6,2	1,9	1,83	3,3			95,5		
4 A	Kuchyňa	1 Am	V.	6,5	0,7	0,48	9,2			37		
7 B	Kuchyňa	1 Bt Am sulf.	V.	7,9	2,8	2,60	2,8			63		
8 B	Kuchyňa	1 Bt Am sulf.	V.	6,1	3,1	0,17	1,9			57,5		
9 B	Kuchyňa	1 Am sulf.	V.	5,3	3,9	3,48	1,3			57,5		0,61
10 B	Kuchyňa	1 sulf.	II.	3,5	9,7	1,95	0,4			141		
11 B	Kuchyňa	1 sulf.	VI.	11,1	3,8	0,50	2,9			100		0,40
12 B	Kuchyňa	1 sulf. Am	III.	1,9	23,1	1,32	0,1			79		
14 B	Kuchyňa	1 sulf.	V.	5,8	4,6	1,01	1,3			100		
15 B	Pernecká dolina	1 sulf. Am Cb	II.	4,9	6,4	1,69	0,8			151		
16 B	Pernecká dolina	1 sulf.	III.	0,3	10,4	3,72	0,1	1,7	5,0	65	53,9	6,06
17 A	Modra - Harmónia	1	VI.	13,0	3,0	2,39	4,3	12	ND	78	127,15	
18 A	Modra Harmónia	1	VI.	9,2	8,7	2,96	1,1			112		
19 A	Dubová-Fúgelka	2	VI.	11,1	9,9	3,10	1,1	12,5	14,5	148	87,35	
20 A	Dubová-dedina	2	V.	6,9	1,3	0,53	5,43			107		
21 A	Častá	2	V.	8,0	2,5	2,55	3,2			52,5		
22 A	Častá - Sivá baňa	2	V.	6,2	4,2	1,79	1,5			68		
23 A	Častianska dolina	2	V.	6,1	2,5	2,97	2,4			162		
24 A	Častianska dolina	2	V.	7,6	3,1	1,88	2,4			166		
25 A	Pezinok-Cajla	1	V.	7,6	2,3	1,92	3,3			89		
26 A	Doľany	2 Bt	VI.	10,1	2,6	2,46	3,9			110		
27 A	Rybníček	1	I.	1,8	2,2	0,25	0,8			269		
28 A	Rybníček	1 Am	III.	1,1	15,7	0,02	<0,1			123		1,37
29 C	Rybníček	1 sulf. Am	IV.	0,3	41,6	0,01	<0,1			120		3,80
31 A	Pezinok-Cajla	1	VI.	9,0	2,7	2,37	3,3			148		
33 C	Čmele I	1 sulf. Am	IV.	0,3	40,5	0,67	<0,1			126		
35 A	Čmele III	1	I.	0,9	0,2	0,12	4,1			35		
36 A	Misársky Ostrobec	1 Bt	VI.	8,1	2,9	2,43	2,8			155		
38 A	Mariánka-lom	1 Cb	V.	7,2	2,5	3,84	2,9			112		
39 A	Mariánka-chaty	1 Bt	V.	7,8	6,4	2,94	1,2			126		
40 B	Karol, horná št.	1 sulf.	III.	0,3	19,8	0,43	<0,1	ND	5,1	100	27,3	
41 A	Karol, horná št.	1 Am	II.	2,1	14,0	1,13	0,1	1,8	5,4	139	53,7	2,84
42 B	Karol, dolná št.	1 sulf.	III.	0,3	25,7	0,40	<0,1	1,5	3,0	126	8,69	
43 C	Karol, dolná št.	1 sulf.	III.	1,2	16,5	0,14	0,1			191	13,83	
44 A	Karol, dolná št.	1 Cb	V.	6,0	2,4	2,09	2,5	3,6	2,1	91	22,22	
45 A	Ján, III. št.	1	I.	0,3	1,3	0,46	0,2	ND	ND	36	12,31	
46 A	Ján, III. št.	1 Cb	IV.	0,3	63,5	0,50	<0,1	ND	4,3	115	49,8	
47 A	Ján, III. št.	1 sulf. Cb	IV.	0,3	37,3	0,20	<0,1			157	29,22	
48 B	Ján, III. št.	1 sulf.	IV.	6,3	42,2	0,71	0,1	1,7	20,0	100	55,5	
49 A	Ján, III. št.	1 Cb	I.	0,6	6,4	0,01	0,1	ND	2,8	52	19,0	
50 A	Ján, I. št.	1 Cb	I.	0,6	0,9	0,43	0,7	ND	ND	69	8,0	
51 A	Pernecký revír	1 Am	II.	2,9	7,3	1,05	0,4	2,3	ND	91	32,2	1,29
52 B	Pernecký revír	1 sulf. Am Cb	I.	0,7	3,5	2,02	0,3	ND	ND	72	18,1	
53 B	Augustín, horná št.	1 sulf. Am	IV.	0,3	38,2	0,76	<0,1	1,1	1,0	110	24,7	
54 A	Augustín, horná št.	1 Am	IV.	0,3	40,5	0,81	<0,1			116	28,64	8,23
55 C	Augustín, horná št.	1 sulf. Am	IV.	0,6	47,6	0,74	<0,1			151	58,9	
56 A	Augustín, horná št.	1 Bt Am	IV.	0,3	43,8	0,83	<0,1			107		
57 A	Pezinok-Cajla	1 Am	II.	1,2	14,0	1,26	0,1	3,8	14,5	282	14,9	8,47
58 A	Kolársky vrch	1 Am	II.	4,6	2,2	1,15	2,1	5,0	ND	129	53,1	
59 A	Pezinok-Sb ložisko	1 Cb	V.	6,5	2,4	2,70	2,7	6,0	1	132	61,45	
60 A	Pezinok Sb ložisko	1 Cb	II.	3,0	10,5	1,79	0,3	3,1	9,3	96	44,9	1,73

61 A	Rybníček	1 Bt Am	IV.	1,8	36,3	1,03	< 0,1			141	52,1	5,36
62 A	Pezinok-Cajla	1	III.	0,4	24,0	0,91	< 0,1	3,4	13,5	190	30,0	4,90
64 B	Pezinok Sb ložisko	1 sulf.	II.	3,6	9,0	0,61	0,4					
65 B	Kuchyňa	1 sulf.	II.	4,2	3,1	1,96	1,4					
66 A	Kuchyňa	1	II.	1,0	12,8	1,18	0,1			159		
67 A	Kolársky vrch KV-3	1 Cb	II.	3,5	8,9	0,27	0,4	1,5	ND	190	23,2	0,65
68 A	Kolársky vrch KV-1	1 Cb	II.	7,4	8,8	3,51	0,8	6,1	10,5	117	93,8	2,30
69 A	Kolársky vrch KV-5	1 Bt Cb	V.	7,2	1,9	1,75	3,8	6,6	< 1	74	61,7	0,26
82 A	Kolársky vrch KV-14	1 Cb	V.	5,8	3,1	3,07	1,9	6,9	< 1	71	85,63	0,22
83 B	Kolársky vrch KV-15	1 sulf. Am Cb	II.	6,0	11,7	3,79	0,5			34		
84 B	Kolársky vrch KV-16	1 sulf. Cb	VI.	8,7	1,6	2,67	5,3	6,5	ND	60	95,06	0,49
85 A	Kolársky vrch KV-18	1 Am	II.	1,8	14,6	0,44	0,1			31,6		
86 A	Kolársky vrch KV-18	1 Am	III.	4,0	17,0	2,80	0,2			44		
87 A	Pezinok Sb ložisko	1 Cb	V.	5,6	1,6	1,27	2,6			46		
88 A	Pezinok Sb ložisko	1 Am	III.	2,8	18,8	0,82	0,1			33		
89 C	Ryhová šť.	1 sulf. Cb	IV.	6,7	49,5	0,27	0,1			42		
90 A	Hrubá dolina	1 Am	II.	2,6	10,8	7,29	0,2			30,9		
91 A	Hrubá dolina	1 Cb	II.	4,1	2,8	1,25	1,5			10		
92 A	Dubová-Fúgelka	1 Am Cb	VI.	9,9	4,5	3,79	2,2	7,0	ND	71	55,1	1,19
93 A	Dubová-Fúgelka	1 Bt Am	V.	5,7	3,8	2,40	1,5			45		
94 A	Kukla	1 Cb	V.	7,6	3,3	2,44	2,3	6,4	7,2	41	29,9	1,84
95 A	Dubová-Fúgelka	1 Bt	VI.	10,5	3,5	2,99	3,0			89		
96 A	Dubová-Fúgelka	1 Cb	VI.	9,4	8,5	3,69	1,1			69		
97 A	Rybníček, stará šť.	1 Am	VI.	0,3	38,3	0,46	0,1	< 0,5	1	85	97,0	5,08
98 A	Rybníček	1	I.	0,5	3,7	0,95	0,4	< 0,5	6,1	76	12,2	1,96
99 A	Rybníček, II. nová	1 Bt Am	III.	5,3	24,5	1,26	0,2	2,0	21	63	68,0	3,86
100 A	Rybníček, I. nová	1 Am Cb	I.	0,3	1,3	0,49	0,2	ND	ND	25,7	22,2	0,91
101 A	Rybníček	1 Am	I.	0,5	0,6	0,13	0,9			52,5		
102 A	Konské Hlavy	1 Bt	V.	7,4	1,8	2,11	4,1	6,2	ND	78	78,9	0,23
103 A	Cajlanská Homola	2 Am	VI.	9,6	1,5	4,89	6,6			170		
104 A	Pernek	3	I.	0,7	0,2	0,32	3,6	ND	< 1	47	10,8	0,07
105 A	Cajlanská dolina	1 Am	V.	6,8	2,3	1,65	2,7			126		
106 A	Pezinok-Cajla	1 Bt Am	II.	3,6	5,1	1,72	0,7			115		
107 A	Píla	4	VI.	13,0	2,7	3,05	4,9	8,6	6,3	89	111,2	
108 A	Cajlanská dolina	1	V.	7,6	2,4	4,50	3,2	5,1	ND	74	76,8	0,55
109 A	Dubová	4	VI.	12,7	4,0	4,74	3,2			110		
110 A	Dubová	4	VI.	9,2	3,3	2,41	2,7	12	ND	117	95,5	3,47
161 B	Bratislava	1 sulf.	II.	3,4	7,6	2,50	0,4			234		
162 B	Bratislava	1 sulf.	II.	4,5	4,7	2,71	0,9	3,3	4,3	191		
K 3 A	Mariánka	1 Cb	V.	7,1	2,0	1,34	3,6			107		0,47
K 5 A	Hrubá dolina	1 Bt	V.	6,1	2,1	1,99	2,8			62		0,66
K 6 A	Dubová-Fúgelka	2 Bt	VI.	8,6	3,4	1,76	2,5			148		0,21
K 10 A	Dubová-Fúgelka	2	VI.	10,7	8,4	4,70	1,3			174		2,81
K 12 A	Modra-Harmónia	1 Bt	VI.	11,6	5,3	4,24	2,2			155		4,93
K 13 A	Hrubá dolina	1 Cb	II.	2,8	3,8	0,88	0,7			20		0,63
K 16 B	Augustín, horná šť.	1 sulf.	IV.	1,4	43,3	1,44	0,1			151		4,94
K 17 B	Devín	2 sulf.	V.	7,4	3,4	3,43	2,2			155		0,03
K 18 A	Bratislava	4	V.	7,4	6,2	2,05	1,2			245		1,41
K 19 A	Bratislava	4	VI.	9,1	3,1	2,13	2,9			126		0,28

súčasťou rudonosného súvrstvia, alebo sú z oblasti mimo zón zrudnenia. Táto skutočnosť najlepšie vysvitá z tab. 3, ktorá osobitne uvádza aj hodnoty obsahu Th, U a Th/U z rúd a zrudnených bridlíc, ako aj bridlíc harmónskej série. Podobné údaje a členenie do súborov poskytuje aj tab. 2, v ktorej sú pri jednotlivých rádiometricky členených typoch aj ich litologické charakteristiky. Z nich vidieť, že jednotlivé litologické typy majú špecifické rádiometrické charakteristiky. Je to zrejmé aj z obr. 13 a 14. Osobitnú geochemickú charakteristiku má typ III a IV, ktoré majú vysoký obsah U (20,5—43,2 g . t^{-1}), nízky obsah Th (1,4—1,7 g . t^{-1}) a predstavujú zrudnené typy tmavých bridlíc a rudy.

Tmavé bridlice typu V a VI z pezinsko-perneckej a modranskej oblasti poukazujú na to, že ich možno odlíšiť aj z rádiometrického hľadiska. Kým v pezinsko-perneckej oblasti (podložie) prevláda typ s priemerným obsahom Th = 6,6 g . t^{-1}, U = 2,7 g . t^{-1}, K = = 2,2 %, zatiaľ v modranskej oblasti (harmónska séria) prevažne vystupuje typ VI s priemerným obsahom Th = = 10,6 . t^{-1}, U = 5,2 g . t^{-1}, K = 3,2 %.

Diskusia k obrázkom

Na obr. 1 je lokalizácia vzoriek analyzovaných na U a Th v oblasti kryštalinika Malých Karpát. Obr. 2 a 3 zachycujú rozdiely v analytických výsledkoch určovania U a Th získaných za pomoci INAA a gamaspektrometrie. Pri porovnaní obidvoch metód výsledky obsahu U sú rozdielnejšie ako pri Th. Ale vcelku sa obsahové trendy zhodujú. Hodnoty získané metódou INAA sú vyššie, a to pri Th menej ako pri U. Túto nezhodu možno pripísať použitím rozličných štandardov a metóde INAA, ktorá pracuje s malými kvantami vzorky, a preto sú analytické výkyvy viac zdôvodnené. Autori svoje zámery robili

◄

SPA — spektrochemická analýza, INAA — inštrumentálna neutrónová aktivačná analýza, CH — chemická analýza. Typ vzorky a jeho symboly: 1 — tmavá bridlica, 2 — sericiticko-aktinolitický fylit, 3 — amfibolická bridlica až metatufity, 4 — biotitický svorový fylit až rula, sulf. — sulfidy (hlavne pyrit), Bt — biotit, Am — amfibol, Cb — zvýšené množstvo karbonátov, A — bridlice bez viditeľných sulfidov, B — bridlice s obsahom sulfidov, C — sulfidické pyritové rudy, TR — La + + Ce + Sm + Eu + Tb + Tm + Yb + Lu. Detekčné limity: Th (ND) = 0,25 g . t^{-1} U (ND), menej ako 1 = 0,50 g . t^{-1}. Rádiometrické typy vzoriek v g . t^{-1} a v %: typ I: Th < 2, U < 6, K < 0,6 % (amfibolické bridlice, metatufy a metatufity); typ II: Th < 5, U — 6, až 15, K < 1,6 %, Th/U < 1 (sericiticko-chloritické bridlice); typ III: U — 15 až 30, Th < 5, K < 1,6 %, Th/U < 0,1 (zrudnené tmavé bridlice z produktívnych zón); typ IV: U > 35, Th < 5, K < 1,6 %, Th/U < 0,1 (rudy a značne zrudnené tmavé bridlice); typ V: Th — 5 až 8, Th/U > 1 (bridlice mimo zón zrudnenia, ruly a svorové fylity); typ VI: Th > 8, Th/U > 1 (bridlice mimo zón, prevažne harmónskej série)

SPA — spectrochemical analysis, INAA — instrumental neutron activation analysis, CH — chemical analysis. Sample type and symbol: 1 — black shale, 2 — sericite-actinolite schist, 3 — amphibole schist to metatuffite, 4 — biotite mica-schist to gneiss, sulf. — sulphide (mainly pyrite), Bt — biotite, Am — amphibole, Cb — higher amounts of carbonate, A — shale without visible sulphide content, B — shale with sulphide content, C — sulphidic (pyrite) ore, TR — sum of REE content (La + Ce + Sm + Eu + + Tb + Tm + Yb + Lu). Detection limits: Th (Nd) — 0.25 g . t^{-1}, U (ND) — less than 1 = 0.50 g . t^{-1}. Radiometric type of sample (values in g . t^{-1} and p. c.): type I — Th < 2, U < 6, K < 0.6 p. c. (amphibole schist, metatuff and metatuffite), type II — Th < 5, U = 6 to 15, K < 1.6 p. c., Th/U < 1 (sericite-chlorite schist), type III — U = 15 to 30, Th < 5, K < 1.6 p. c., Th/U < 0.1 (mineralized black shale of "productive" zones), type IV — U > 35, Th < 5, K < 1.6 p. c., Th/U < 0.1 (ore and intensively mineralized black shale), type V — Th = 5 to 8, Th/U > 1 (shale outside "productive" zones, gneiss to mica schist), type VI — Th > 8, Th/U > 1 (shale outside "productive" zones mainly of the Harmónia group).

Priemerný obsah Th, U, K a Th/U v granitoidoch a ílovito-kremitých metamorfitoch Malých Karpát rozčlenených podľa regionálnych a rádiometrických hľadísk
Average contents of Th, U, K and Th/U ratio in granitoids and argillaceous-siliceous metamorphites of the Malé Karpaty Mts. crystalline divided according to regional and radiometric aspects

Tab. 2

Názov horniny		Oblasť bratislavského masívu				Pezinsko-pernecké krvštalinikum				Oblasť modranského masívu			
		Th ppm	U ppm	K %	Th/U	Th ppm	U ppm	K %	Th/U	Th ppm	U ppm	K %	Th/U
leukokratný, jemnozrnný, mikroklínový granit až kremitý granodiorit	X	5,4	1,5	3,2	3,5								
	S	4,3	0,7	0,7	2,7								
	Rmin	1,1	0,6	1,0	0,9								
	Rmax	16,3	4,7	4,3	16,0								
	N	33											
dvosľudový, strednozrnný granit až kremitý granodiorit	X	11,8	2,2	3,1	5,6								
	S	3,3	0,7	0,4	2,7								
	Rmin	4,7	1,0	1,8	1,6								
	Rmax	21,0	5,8	4,3	19,6								
	N	88											
biotitický granodiorit až tonalit	X	12,5	2,0	2,6	6,5					8,3	1,7	2,2	5,3
	S	4,1	0,6	0,5	3,1					1,5	0,5	0,4	2,3
	Rmin	6,7	1,1	1,4	2,4					4,6	0,7	0,7	2,2
	Rmax	18,8	3,1	3,3	12,8					15,4	3,1	3,4	11,8
	N	13								10			
ruly	X	8,3	2,3	2,5	3,9	8,7	2,4	1,9	3,7				
	S	1,2	0,7	0,5	1,3	1,2	0,6	0,5	1,3				
	Rmin	5,7	0,7	1,5	1,3	7,5	1,6	1,3	2,3				
	Rmax	10,2	4,4	4,5	10,9	10,7	3,2	2,6	6,2				
	N	20				7							
Tmavé horniny Typ I	X	6,2	4,2	2,0	2,3	0,7	2,0	0,5	1,1				
	S	2,4	2,7	0,9	1,6	0,4	1,9	0,5	1,4				
	Rmin	1,4	1,7	0,1	0,1	0,3	0,2	0,0	0,1				
	Rmax	9,2	9,7	3,4	4,6	1,8	6,4	2,0	4,1				
	N	10				10							
		nečlenené typy											
Tmavé horniny Typ II	X					3,4	8,9	1,8	0,5				
	S					1,6	3,8	1,6	0,5				
	Rmin					1,0	2,2	0,2	0,1				
	Rmax					7,4	14,6	7,2	2,1				
	N					17							
Tmavé horniny Typ III	X					1,7	20,5	0,8	0,1				
	S					1,7	3,6	0,8	0,0				
	Rmin					0,3	15,7	0,0	0,1				
	Rmax					5,3	25,7	2,8	0,2				
	N					10							
Tmavé horniny Typ IV	X					1,4	43,2	0,6	0,1				
	S					2,2	7,1	0,3	0,0				
	Rmin					0,3	36,3	0,0	0,1				
	Rmax					6,7	63,5	1,4	0,1				
	N					13							
Tmavé horniny Typ V	X					6,6	2,7	2,2	3,0	6,8	2,9	2,0	2,6
	S					0,8	1,2	1,1	2,9	0,8	0,9	0,7	1,3
	Rmin					5,3	0,7	0,1	1,2	5,7	1,3	0,5	1,5
	Rmax					7,9	6,4	4,5	13,0	8,0	4,2	2,9	5,4
	N					17				7			
Tmavé horniny Typ VI	X					9,3	2,5	2,5	4,1	10,6	5,2	3,2	2,5
	S					1,1	0,9	1,5	1,6	1,5	2,6	0,9	1,2
	Rmin					8,1	1,5	0,5	2,8	8,6	2,6	1,7	1,1
	Rmax					11,1	3,8	4,8	6,6	13,0	9,9	4,9	4,9
	N					5				13			

Prehľadná tabuľka priemerného obsahu Th, U, K a Th/U v horninách kryštalinika Malých Karpát
Review of average contents of Th, U, K and of the Th/U ratio in rocks of the Malé Karpaty Mts. crystalline

Analyzované prvky		Produktívne zóny			Mimo zón				
		Typ B C	Typ A	Spolu	Harm. séria	Spolu	Tmavé bridlice spolu	Ruly až fylity	Granitoidy
		N 26	N 36	N 62	N 17	N 40	N 102	N 27	N 242
Th	X	3,58	3,07	3,23	9,20	7,66	4,98	8,4	9,1
	S	3,23	2,72	2,94	2,70	2,84	2,91	1,2	
	Rmin	0,3	0,3	0,3	2,8	1,4	0,3	5,7	
	Rmax	11,1	9,0	11,1	13,0	13,0	13,0	10,7	
U	X	19,69	12,46	15,15	4,30	4,27	11,10	2,3	1,9
	S	17,00	15,16	16,23	2,19	2,56	9,87	0,7	
	Rmin	2,8	0,2	0,2	1,3	1,3	0,2	0,7	
	Rmax	49,5	63,5	63,5	8,7	10,8	63,5	4,4	
K	X	1,28	1,10	1,18	2,79	2,68	1,77	2,4	3,0
	S	1,10	0,88	0,97	1,21	1,36	1,02	0,5	
	Rmin	0,1	0,1	0,1	0,53	0,53	0,1	1,3	
	Rmax	3,79	3,51	3,79	4,94	7,29	7,29	4,5	
Th/U	X	0,87	1,35	1,15	2,59	2,42	1,63	3,9	4,8
	S	1,25	1,95	1,70	1,35	1,45	1,50	1,3	
	Rmin	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	0,1	1,3	
	Rmax	5,3	9,2	9,2	5,4	6,6	9,2	10,9	

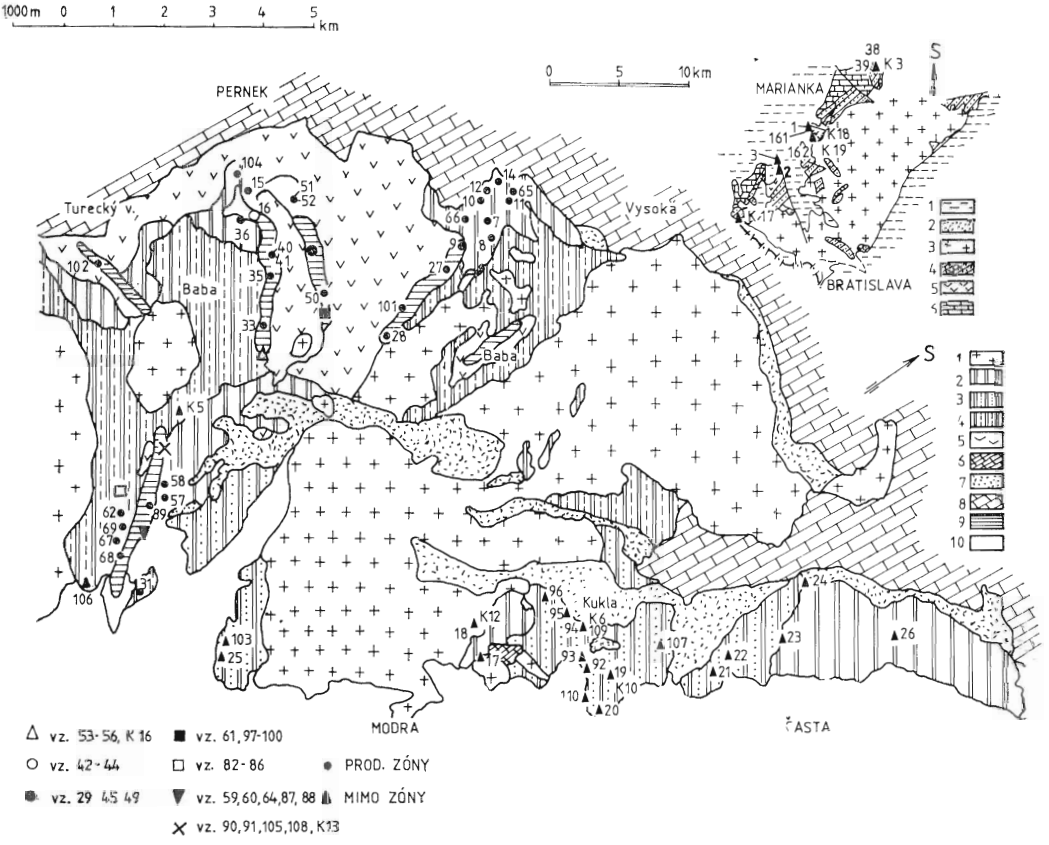
X — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka, R — variačné rozpätie, N — počet vzoriek
X — arithmetic mean, S — standard deviation, R — variation span, N — number of samples

na základe výsledkov gamaspektrometrie. Týchto meraní bolo viac (pri bridliciach 144) ako meraní INAA (37).

Obr. 4 a 5 dávajú prehľad o obsahovej frekvencii U a Th podľa jednotlivých typov hornín. Vyplýva z nich závislosť obsahu Th a U od litológie hornín a rozličnej intenzity metamorfných procesov, ako aj metalogenetických procesov. Napr. vidieť, že niektoré horniny zrudnené pyritom majú proti pravidlu nie vždy vysoký, ale niekedy aj nízky obsah U a naopak. Zrejme to súvisí aj s dvojakou metalogenézou kryštalinika Malých Karpát. Zatiaľ nie je jasné, do akej miery hydrotermálny proces akumuluje alebo proztyľuje U a Th v rudách, resp. v horninách postihnutých premenou. Výnimky týkajúce sa obsahu U a Th sú oproti očakávaniu aj napr. v horninách z produktívnych zón a mimo nich. Prvé majú zvýšený obsah U a druhé zvýšený obsah Th. Tieto anomálie sa v niektorých prípadoch dajú vysvetliť tým, čo dokázali vrty, že niekedy sa v tektonickom postavení vyskytujú v produktívnych zónach aj bridlice harmónskej série, ale hlavnou príčinou obsahovej variability môže byť litologická zložitosť hornín súvrstvia. Ale aj tak dávajú geochemické výskumy možnosť uvažovať o tom, či

◀

X — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka R_{min}—R_{max} — variačné rozpätie, N — počet vzoriek
X — arithmetic mean, S — standard deviation, R_{min}—R_{max} — variation span, N — number of samples

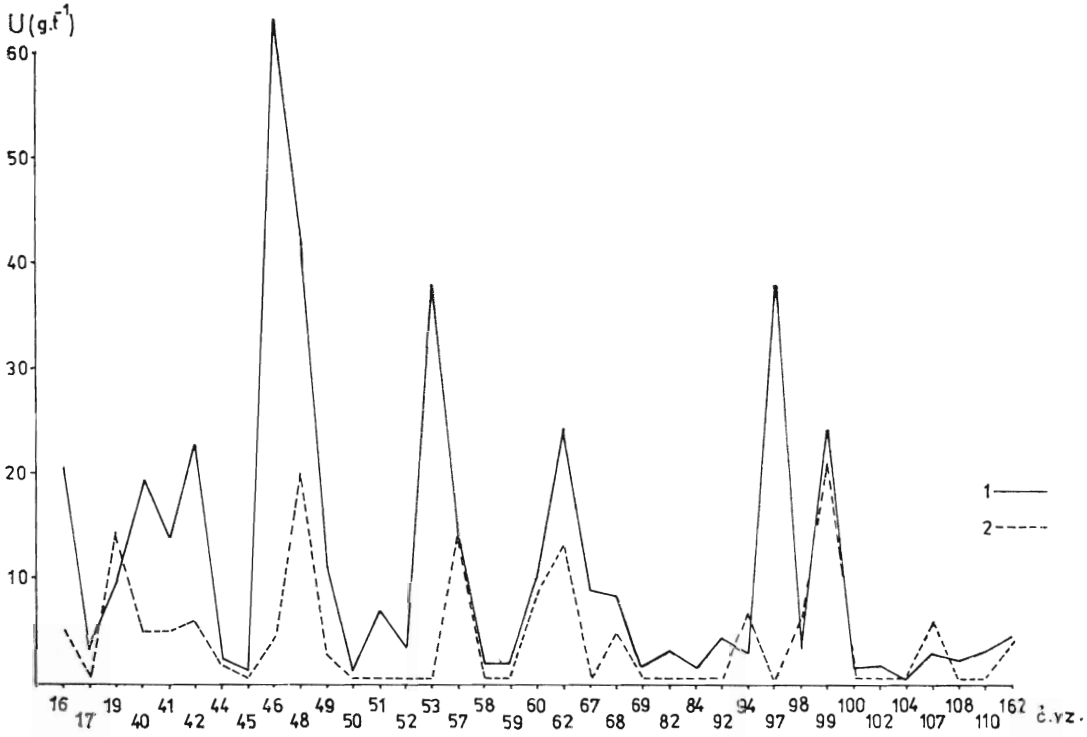


Obr. 1. Mapka odberu analyzovaných vzoriek kryštalinika Malých Karpát
Oblasť pezinsko-perneckého kryštalinika: 1 — granitoidné horniny: 1 — granitoidné horniny, 2 — fylity, 3 — bridlice, 4 — rula, 5 — amfibolity, 6 — vápenec (1, 2, 4, 5 — pezinsko-pernecké kryštalinikum; 3, 6 — harmónska séria), 7 — spodnotriasový kremenec, 8 — nerozčlenené mezozoikum, 9 — produktívne rudonosné zóny, 10 — mladšie útvary (paleogén, neogén, kvartér). Oblasť Bratislavy: 1 — neogén a mladšie útvary, 2 — spodnotriasový kremenec, 3 — bratislavský granitoidný masív, 4 — fylit až rula 5 — amfibolity a iné metabazity, 6 — mezozoikum vcelku (upravené podľa Cambela — Valacha, 1956)

Fig. 1. Sampling site map of the Malé Karpaty crystalline area
(1, 2, 4 and 5 — Pezinok-Pernek crystalline, 3 and 6 — Harmónia group). Pezinok-Pernek crystalline area: 1 — granitoids, 2 — phyllite, 3 — shale, 4 — gneiss, 5 — amphibolite, 6 — marble, 7 — quartzite, Lower Triassic, 8 — undivided Mesozoic, 9 — „productive" (i. e. ore-bearing) zone 10 — younger formations (Paleogene, Neogene, Quarternary). Bratislava area: 1 — Neogene and younger formations, 2 — quartzite, Lower Triassic, 3 — the Bratislava granitoid massif 4 — phyllite to gneiss, 5 — amphibolite and other metabasite, 6 — Mesozoic undivided (modified from Cambel — Valach 1956)

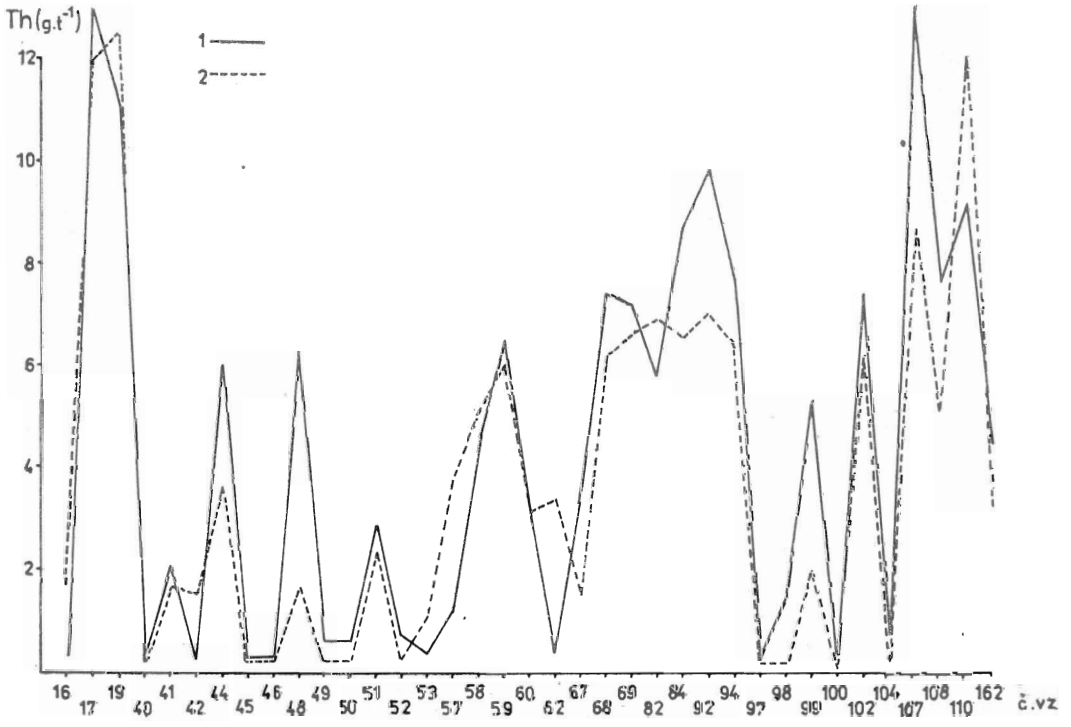
časť vzoriek odobraných z produktívnych zón na základe obsahu Th a U nie sú vzorkami harmónskej série. Ide najmä o oblasť Sb ložiska Pezinok. Ale pravidlom zostáva, že jednotlivé základné typy hornín kryštalinika Malých Karpát majú charakteristický obsah U, Th a pomer Th/U a týka sa to aj % obsahu K_2O. Potvrdzuje to aj graf na obr. 13 a 14.

Grafy na obr. 6 a 7 dávajú názorný obraz o korelačnej závislosti Th a U a obi-

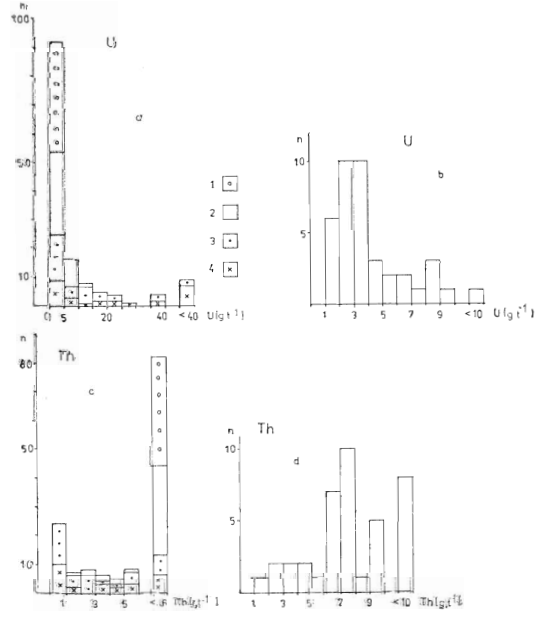


Obr. 2. Porovnanie obsahu U získaného za pomoci neutrónovej aktivizácie (INAA) a gama-spektrometrickou metódou. 1 — gamaspektrometria, 2 — INAA
Fig. 2. Comparison of analytical results for U obtained by gamma-spectrometry and instrumental neutron activation analysis (INAA). 1 — gamma-spectrometry, 2 — INAA

dvoch prvkov ku K_2O. Najmenší rozptyl hodnôt a zreteľné trendy korelácie prejavuje obsah Th a U v rulách a bridliciach harmónskej série. Preto je grafické znázornenie len v týchto dvoch typoch hornín. Typy bridlíc produktívnych zón alebo z podložia mimo zón (s vylúčením harmónskej série) majú veľmi variabilný obsah prvkov, a preto pri nich nie je možnosť jednoznačne určiť korelačné trendy. Je to preto, že pri tomto type bridlíc obsah prvkov závisí od anomálnych procesov tvorby bridlíc v menlivých podmienkach vulkanickej aktivity. S tým súvisí aj ich menlivá litológia, a najmä menlivý obsah C, S, čo je odrazom špecifických fyzikálno-chemických zmien vzniku sedimentov produktívnych zón. V období metamorfózy sú horniny, ale najmä obsah C_{org} príčinou menlivého (zmenšeného) stupňa rekryštalizácie tmavých bridlíc oproti bridliciam bez C_{org}. Preto nízka kryštalonomita hornín nezávisí len od intenzity metamorfózy, t. j. od vzdialenosti hornín od intrúzie, ale najmä od obsahu organickej hmoty, resp. vysokého obsahu SiO_2 v nich. Pri rulách je zaujímavé, že niet závislosti Th od SiO_2 a K_2O, zatiaľ čo pri U je závislosť od SiO_2 negatívna a voči K_2O pozitívna. Podobne je to aj s pomerom Th/U k SiO_2 (%) a Th/U ku K_2O (%). Bridlice harmónskej série majú podobné korelačné trendy ako ruly, ale korelačný trend Th ku K_2O má jasne pozitívnu



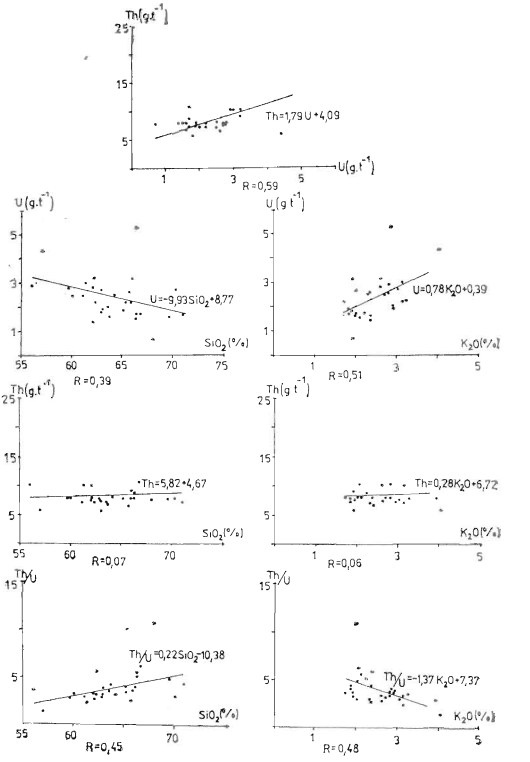
Obr. 3. Porovnanie obsahu Th získaného za pomoci INAA a gamaspektrometrie. 1 — gamaspektrometria, 2 — INAA
Fig. 3. Comparison of analytical results for Th obtained by gamma-spectrometry and INAA. 1 — gamma-spectrometry, 2 — INAA



Obr. 4. Histogramy obsahu U a Th z rozličných bridličnatých hornín a rúd Malých Karpát. a, c — súborné histogramy, b, d — histogramy obsahu v tmavých bridliciach mimo produktívnych zón. 1 — ruly až svorové fylity, 2 — bridlice mimo produktívnych zón, 3 — tmavé bridlice z produktívnych zón bez viditeľného zrudnenia (typ A), 4 — tmavé bridlice zo zón s viditeľným zrudnením až rudy (typ B, C)
Fig. 4. Frequency distribution of uranium and thorium contents in different schists and ores of the Malé Karpaty area. a, c — summary frequency distribution, b, d — frequency distribution in black shales outside of "productive" zones. 1 — gneiss to mica-schist, 2 — shale outside of "productive" zones, 3 — black shale within "productive" zone without visible mineralization (type A), 4 — black shale of the "productive" zone with visible mineralization up to clear ore (type B, C)

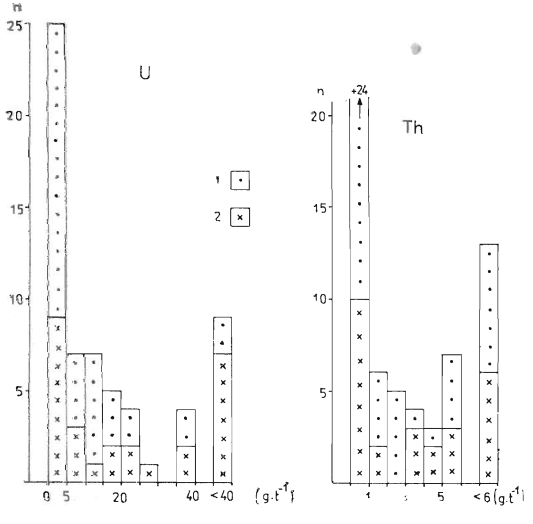
závislosť. Korelačné vzťahy sú v súlade s primárnou litológiou a metamorfnou históriou kryštalických bridlíc.

Obr. 8, 9, 10, 11 indikujú závislosť Th a U od Σ TR a obsahu Zr. Th prejavuje pozitívnu závislosť od Σ TR podľa dvoch trendov, ktoré sú dosť blízke. U prejavuje pozitívny trend závislosti od Σ TR, a to na dvoch obsahových úrovniach, čo môže indikovať obojakú väzbu v horninách. Naproti tomu tmavé bridlice mimo zón zrudnenia závislosť U od Σ TR neprejavujú. Pretože sa výskum ťažkých akcesórií obidvoch typov hornín nerobil, nemožno rozdielnosti osvetliť exaktnejšie. Z obr. 10 vysvitá, že Th od obsahu Zr v bridliciach z produktívnych zón neprejavuje zjavnú korelačnú závislosť na rozdiel od bridlíc mimo zón, kde možno určitý pozitívny trend pomeru Th/U pozorovať. Obr. 12 dokazuje závislosť obsahu U od obsahu C_{org} a opačne negatívnu závislosť pri Th.



Obr. 6. Korelačná závislosť U, Th, Th/U, SiO_2, K_2O pri skupine rúl a svorových fylitov kryštalinika Malých Karpát. R — korelačný koeficient

Fig. 6. Correlation between U, Th, Th/U, SiO_2 and K_2O in the group of gneiss to mica schist samples of the Malé Karpaty Mts. crystalline. R — correlation coefficient

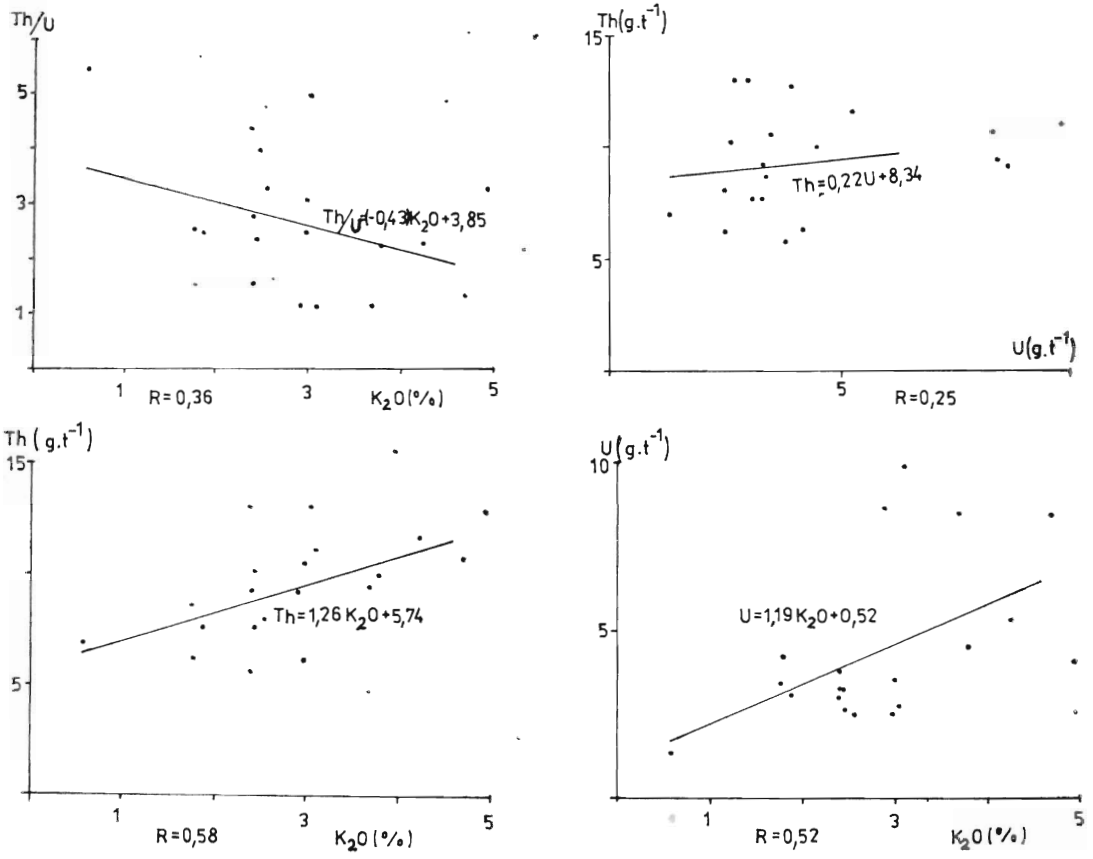


Obr. 5. Súborné histogramy obsahu U a Th v tmavých bridliciach (typ A a v rudách (typ B, C) z produktívnych zón. 1 — horninový typ A, 2 — horninový typ B, C

Fig. 5. Summary frequency distribution of U and Th contents in black shales (type A) and ores (type B, C) of "productive" zones. 1 — rock type A, 2 — rock type B and C

Táto skutočnosť potvrdzuje, že U a Th sa v bridliciach pravdepodobne viažu na iné zlúčeniny a minerálne zložky študovaných hornín.

Obr. 13 a 14 poskytujú informáciu o tom, aký je obsahový pomer Th a U v študovaných horninách a že zákonite pre jednotlivé typy hornín možno ohraničiť príslušné polia. Z obr. 14 vidieť, že pole rúl (6) a bridlíc z harmónskej série (4) a tmavých bridlíc mimo zón (5) a amfibolických metatufov a metatufitov (3) je na rozdiel od hornín produktívnych zón (1, 2) relatívne úzko ohraničené. To značí, že genetické pomery



Obr. 7. Korelačná závislosť U, Th, Th/U, K_2O pri tmavých bridliciach mimo zón harmónskej série (typ podľa rádiometrického členenia). Charakteristiky typov podľa uvedeného členenia sú pri tab. 1. R — korelačný koeficient

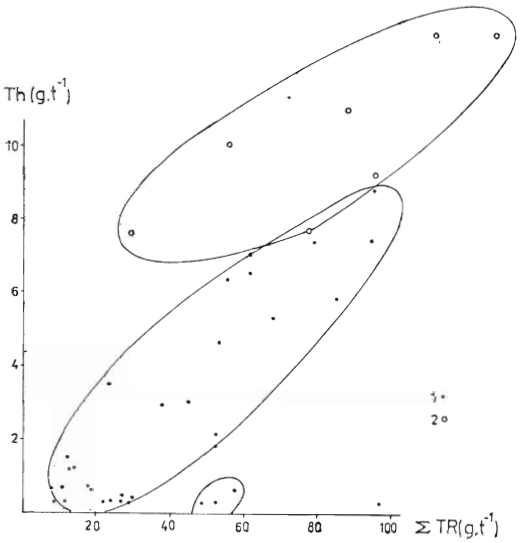
Fig. 7. Correlation between U, Th, Th/U and K_2O in black shales outside zones of the Harmónia group (according to radiometric subdivision). Characteristics according to the division are tabled in tab 1. R — correlation coefficient

hornín produktívnych zón sú, ako sme už povedali, relatívne variabilné, a závisia od menlivosti litogenetických faktorov, ktoré sa prejavovali v priebehu vulkanogénno-sedimentačného procesu.

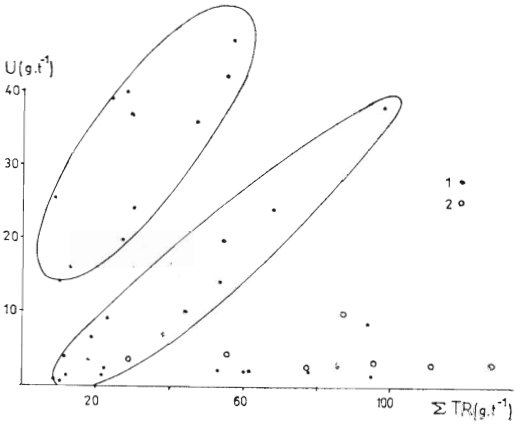
Záver

V práci konštatujeme, že tmavé bridlice produktívnych zón majú primárne zvýšený obsah U (pozri tab. 2 a 3) a ich variety sa odlišujú aj podľa množstva U. Osobitný geochemický obraz majú aj bridlice harmónskej série, ktoré možno na základe obsahu U, Th, K_2O a pomeru Th/U relatívne dobre identifikovať.

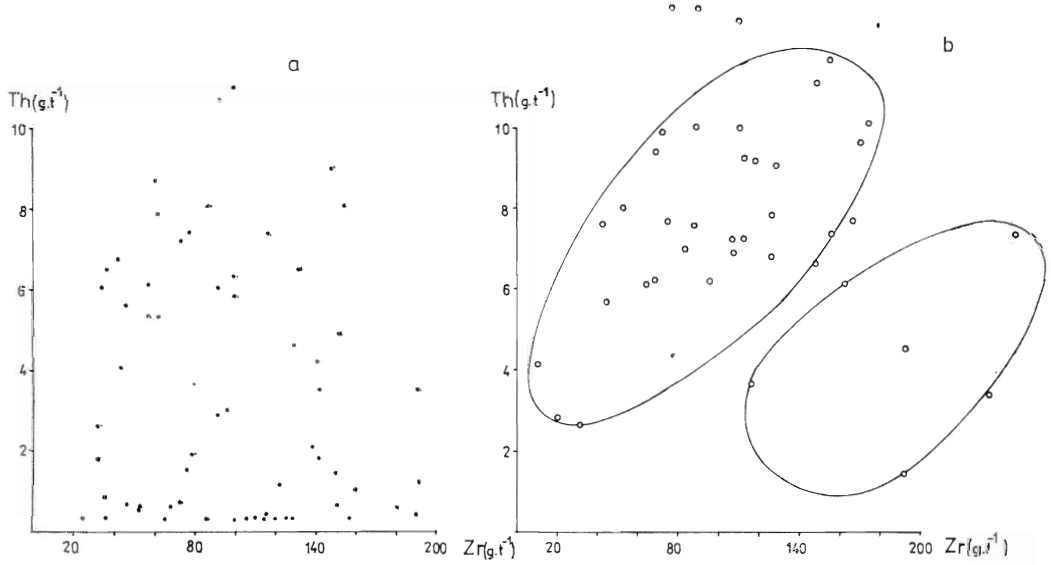
Podľa pomeru Th a U k C_{org} možno konštatovať, že U má pozitívnu závislosť a Th negatívnu. Ide teda o genetickú spätosť U s C_{org}, zatiaľ čo Th v tmavých bridliciach závisí skôr od diadochických vzťahov k istým horninotvorným minerálom, najmä akcesóriám študovaných hornín. Ide zrejme o protichodné vzťahy obidvoch prvkov k ich



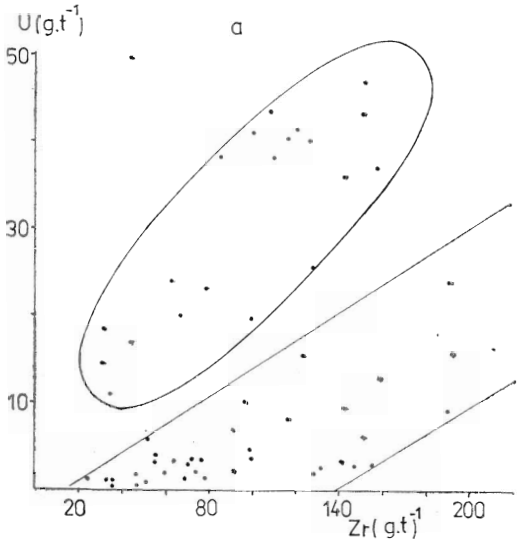
Obr. 8. Korelačný vzťah obsahu Th a Σ TR. 1 — tmavé bridlice z produktívnych zón, 2 — bridlice mimo produktívnych zón
Fig. 8. Correlation between Th and Σ REE. 1 — black shales of "productive" zones, 2 — shales outside "productive" zones



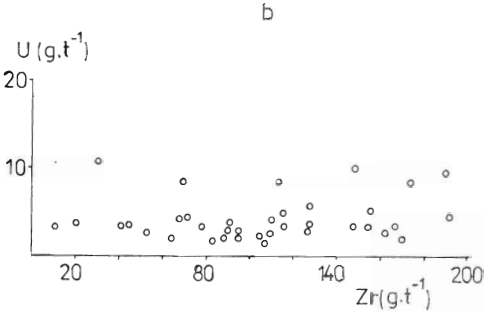
Obr. 9. Korelačný vzťah obsahu U a Σ TR. Vysvetlivky pri obr. 8
Fig. 9. Correlation between U and Σ REE. Explanations in fig. 8

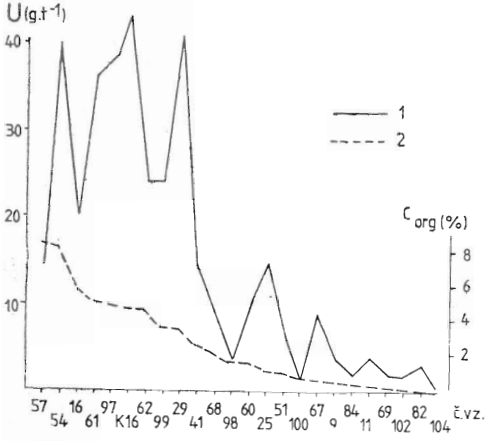


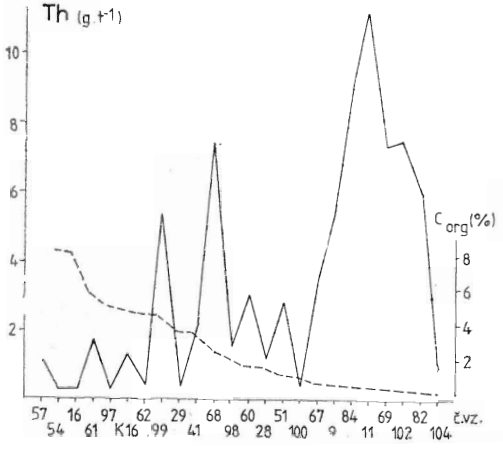
Obr. 10. Korelačný vzťah obsahu Th a Zr. Vysvetlivky: a — produktívne zóny, b — bridlice mimo zón
Fig. 10. Correlation between Th and Zr contents. a — "productive" zone, b — shale outside "productive" zones

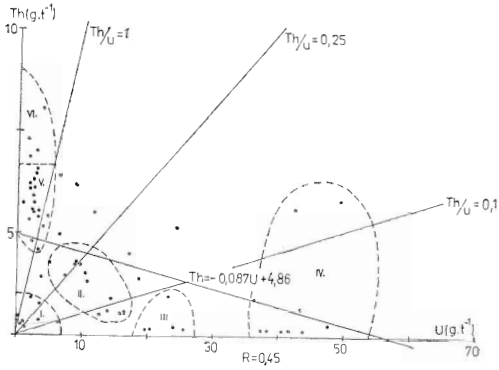


Obr. 11. Korelačný vzťah obsahu U a Zr. Vysvetlivky pri obr. 10
Fig. 11. Correlation of U and Zr contents. Explanations in fig. 10





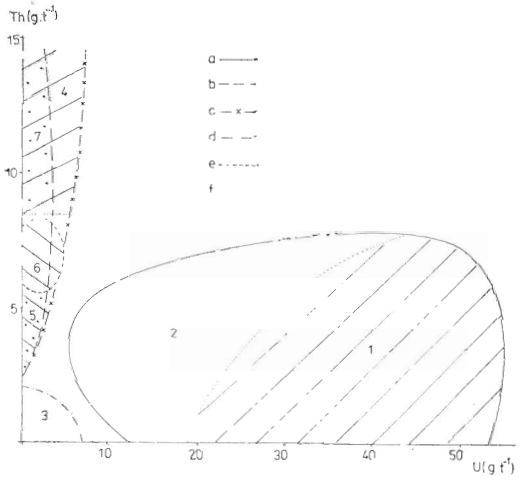




Obr. 13. Korelačný vzťah Th k U v tmavých bridliciach pezinsko-perneckého kryštalinika. Vymedzenie polí, ktoré charakterizujú jednotlivé typy bridlíc. Parametre typov sú pri tab. 1
Fig. 13. Correlation between uranium and thorium contents in shales of the Pezinok-Pernek crystalline. Areas of single shale types are outlined. Parameters for single types in tab. 1

◀

Obr. 12. Graf závislosti obsahu C_{org} od obsahu U a Th. 1 — U (Th), 2 — C_{org}
Fig. 12. Correlation between organic carbon content and contents of uranium and thorium. 1 — Th/U ratio, 2 — organic carbon content.



Obr. 14. Korelačný graf obsahu Th a U polí jednotlivých hornín kryštalinika. a — tmavé bridlice a rudy produktívnych zón, b — aktinolitické bridlice, c — tmavé bridlice mimo produktívnych zón, d — granitoidy, e — ruly až svorové fylity, f — hranica rozčleňujúca polia na menšie celky osobitne odlíšené šrafovaním. Typy hornín ohraničené jednotlivými poľami: 1 — zrudnené bridlice až rudy, 2 — tmavé bridlice produktívnych zón bez viditeľného zrudnenia, 3 — aktinolitické bridlice a metatufy, 4 — bridlice harmónskej série 5 — tmavé bridlice mimo produktívnych zón, 6 — ruly a svorové fylity, 7 — žuly

Fig. 14. Correlation plot of thorium and uranium contents for single rock types of the Malé Karpaty Mts. crystalline. a — black shale and ore in "productive" zones, b — actinolite schist, c — black shale outside "productive" zones, d — granitoids, e — gneiss to mica-schist, f — boundaries of single fields in the plot differing by hachure. Rock type limited by fields: 1 — mineralized shale to ore, 2 — black shale of "productive" zones without visible mineralization, 3 — actinolite schist and metatuffite, 4 — shale of the Harmónia group, 5 — black shale outside "productive" zones, 6 — gneiss to mica-schist, 7 — granite

akumulácii v tých istých typoch hornín. Th a U sa v kryštalických bridliciach Malých Karpát viažu odlišným spôsobom na rozmanité zložky a vo forme rozličných minerálnych zlúčenín, pričom pri U pravdepodobne rozhoduje sorpčná forma väzby U a pri Th diadochická forma.

Ukazuje sa, že proces metamorfnej rekryštalizácie spôsobuje stabilizáciu obsahu Th a U (pozri tab. 3) v rulách, resp. v hybridných granitoidoch. Tmavé bridlice s menšou kryštalinitou minerálov tento pomer nedosahujú, lebo primárne zvýšený obsah U sa v tmavých bridliciach zadržiava väzbou na organické zložky, pretože sa v tomto type bridlíc zachytáva U, ktorý migruje pri metamorfóze z extrémnych metamorfných podmienok do menej extrémnych. Výskum Th a U v sedimentoch kryštalinika Malých Karpát dokazuje, že vedie k užitočným genetickým interpretáciám pri štúdiu geologických pomerov, ako aj minerálov, hornín a rúd.

Recenzoval C. Varček

LITERATÚRA

Bartošek, J. 1977: Citlivá metoda stanovení obsahu přirozeně radioaktivních prvků v horninách. *Manuskript — Geofyz. úst. ČSAV Praha.*

Cambel, B. 1953: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 3, 338 s.*

Cambel, B. — Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Bratislava, VSAV. 493. S.*

Cambel, B. — Šimánek, V. — Kleinertová, V. 1975: Untersuchung der in den kristallinen Schiefern der Kleinen Karpaten vorkommenden organischen Substanz. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 25, S. 275—293.*

Cambel, B. — Khun, M. 1979: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov., 11, s. 507—520.*

Cambel, B. — Streško, V. — Mičuda, I. 1981: Obsah niektorých prvkov v rudonosnom súvrství kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov., 13, s. 129—144.*

Kátlovský, V. 1979: Distribúcia prirodzených rádioaktívnych prvkov v granitoidoch a metamorfitoch Malých Karpát. *Manuskript — Geol. úst. SAV Bratislava.*

Khun, M. 1977: Stopové prvky a organický uhlík v tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Manuskript — Kat. geoch. PFUK Bratislava. 76 s.*

Khun, M. 1980: Použitie diskriminačnej analýzy na príklade čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika. *Mineralia slov., 12, s. 469—473.*

Sapošnikov, G. N. — Kuznecov, A. G. 1968: O nekotorych zakonomernosfach raspredelenija radioaktivnych elementov v pozdnekembrijskich otloženijach priangarskej časti Enisejskogo krjaža. *Trudy Vsesojuz. nauč. — issled. geol. Inst. VSEGEI, t. 142, vyp. 11, s. 131—141.*

Wedepohl, K. H. 1964: Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland. Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 28, S. 305—364.*

Distribution of uranium, thorium, carbon and other elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline (SW Slovakia)

BOHUSLAV CAMBEL — VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ — MILOSLAV KHUN

Higher concentrations of several metallic elements do occur in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline. Such concentrations may have served as source for subsequent ore-forming processes and resulted in vein paragenesis of antimony and base metals. Several metallic elements concentrated in black shales during conditions of marine sedimentation of insufficiently oxidizing environment at the presence of exhalates originating from synchronous basic volcanic activity and carrying metals deposited during marine sedimentation. Planctonic organics or terrigenous plant remnants became carbonized into kerogene or anthracite matter during metamorphism (Cambel et al. 1975).

Previous investigations (Cambel — Khun 1979, Cambel et al. 1981, Khun 1980) revealed that black shales in "productive" (i. e. ore-bearing) zones of the Malé Karpaty Mts. crystalline acquired their specific geochemical pattern mainly due to submarine basic volcanism differing by that considerably from other black shale samples in the area. Such pattern has been confirmed by the investigation of uranium and thorium concentration of the respective rocks.

Basic statistical parameters of U, Th and K contents, of the Th/U ratio are tabled in tab. 2 dividing samples according to lithostratigraphic subdivision, lithological and petrographical groups and according to different radiometric values. It appears that thorium contents increase with growing basicity in granitoids of the Bratislava massif from 5.4 $g.t^{-1}$ in leucocratic varieties up to 12.5 $g.t^{-1}$ in biotite granodiorite. Concentrations of uranium are relatively steady fluctuating between 1.5—2.2 $g.t^{-1}$. Biotite granodiorite samples differ by contents of thorium considerably and the feature may be caused by different rock varieties compared but even by the more heterogeneous and leucocratic nature of granitoids in the Bratislava massif involved in the sample set. The considerable similarity between contents of thorium and uranium together with qeual Th/U ratio in biotite granodiorite of the Modra massif and gneiss samples is conspicuous what may be attributed as one of proofs for palingenic granite origin. Contents and statistical values of Th and U in black shales differ considerably depending if samples of the Harmónia group or of the deeper Pezinok-Pernek crystalline are concerned but also depending on the location within or outside of "productive" zones (tab. 3). Single rock types reveal also different radiometric characteristics (tab. 2). Mineralized black shales represent types III and IV with high uranium (20.5—43.2 $g.t^{-1}$) and low thorium (1.4—1.7 $g.t^{-1}$) contents respectively. Black shales of type V and VI sampled from Pezinok-Pernek and Modra area (Harmónia group) respectively, may be subdivided by radiometric means, too. In the Pezinok-Parnek area, black shales contain 2.7 $g.t^{-1}$ uranium and 6.6 $g.t^{-1}$ thorium in average whereas the type VI containing 5.2 $g.t^{-1}$ uranium and 10.6 $g.t^{-1}$ thorium in average occurs in the Harmónia group.

Differences in analytical results obtained for U and Th by gamma-spectrometry and instrumental neutron activation analysis (INAA) are indicated in figs. 2 and 3. Values obtained by INAA are higher for U, less for Th but trends in both contents are similar. Frequency distribution of the U and Th content in different rock samples is in figs. 4 and 5. Data point to dependence on lithology and different intensity of metamorphic and

metallogenetic processes. Correlation of Th and U concentrations with contents of K_2O in respective rocks is clear for gneiss and shale samples coming from the Harmónia group (figs. 6 and 7). Correlations between Th and U concentrations both with REE and Zr contents are in figs. 8—11. Concentrations of uranium do not correlate with REE in shales sampled outside of "productive" zones nor such correlation has been foud between contents of Th and Zr in shales of "productive" zones. A positive correlation between contents of uranium and organic carbon contents and a negative between the latter and thorium contents confirms (fig. 12) that uranium is related genetically with the organic carbon content of the black shales. On the other hand, thorium concentrations depend on diadochy in certain rock-forming minerals mainly accessories. Therefore geochemical relations of both elements are contrasted. Relative variability of rocks in "productive" zones resulted from various lithogenetic factors during volcanosedimentary stage and appears expressed in the Th/U ratio (fig. 14) covering a broad area.

In the conclusion, black shales of "productive" zones contain more uranium (tabs. 2 and 3) and single rock varieties are characterized by the means of Th and U concentrations. A peculiar geochemical feature of shales sampled from the Harmónia group is the steady U, Th and K concentration allowing reliable identification of respective rocks. It appears that metamorphic processes stabilized the Th/U ratio in gneiss and hybrid granitoid samples. Black shales do not achieve such values of this ratio by retaining primarily higher uranium concentrations where it is bound on organic compounds. Results prove that data on uranium and thorium concentrations do provide useful genetic informations.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Stratiformné karbonáty a metasomatický siderit v ložisku Rudňany

BLAŽEJ KUSÁK, JÁN HURNÝ

Стратиформные карбонаты и метасоматический сидерит на месторождении Рудняны

В результате геолого-разведочных работ жильной структуры Златник, были установлены стратиформные карбонатные слои и метасоматический сидерит в комплексе метаморфированых пород (амфиболитов, метапирокластик и метапсамитов карбонского возраста). Наличие стратиформных карбонатов разведанных на месторождении Рудняны являются новым открытием и может иметь и экономическое значение.

Strata-bound carbonate and metasomatic siderite from the Rudňany deposit (Eastern Slovakia)

During geological investigations of the Zlatnik vein structure in the Rudňany ore field, the presence of strata-bound carbonate layers and of metasomatic siderite within it has been found enclosed by a complex of higher metamorphosed rocks as amphibolites, metapyroclastics and metapsammites of Carboniferous age. The presence of strata-bound carbonates is a new case in the geological survey of the whole Rudňany deposit and may be also of economic importance.

Počas prieskumu sa v oblasti žily Zlatník na XVI. horizonte ložiska Rudňany zistili stratiformné karbonáty, ktoré na niektorých miestach intenzívne zatláča metasomatický siderit. Sú v komplexe vyššie metamorfovaných hornín, amfibolitov, metamorfovaných pyroklastík a metapsamitov karbónu. Podľa doterajších poznatkov polohy karbonátov pravdepodobne vytvárajú širšiu zónu so smerom rozšírenia na JV. Ich smerný rozsah nie je známy, ale predpokladáme, že smerom na JZ vykliňujú.

Problematikou karbonátov v rudnianskom rudnom poli sa zaoberali Turan — Vančová (1977). Okrem karbonátov v žilách vyčlenili Fe dolomitovo-ankeritovo-sideritovú a Mg dolomitovo-magnezitovú asociáciu, ktoré v rozptýlenej forme vystupujú v horninách karbónu, a vyslovili náhľad o ich syngenetickom vzniku. Karbonáty tohto charakteru opísal aj Gubáč (1967, 1973) a uviedol, že ide o výsledok okoložilných premien pod vplyvom hydrotermálnych roztokov. Vzhľadom na to, že sa rozptýlená karbonátová mineralizácia vyskytuje v okolí žíl bežne, v zónach alterácie, prikláňame sa k druhému názoru o ich pôvode. Tieto karbonáty nemajú s opisovanými stratiformnými karbonátmi priestorovú ani genetickú súvislosť.

Stratiformné karbonáty sú dosť monotónnou mineralizáciou. Tvoria lamíny, lavice a vrstvy mocné od cm do 1,5 m. Sú uložené konformne s okolitými horninami (obr. 1) a jednoznačne indikujú plochy ss. Úklon karbonátových polôh je 50—62° na SSZ a SZ, čo je v zhode s generálnym sklonom horninových komplexov. Karbonáty sú biele, sivobiele a sivé a v závislosti od rozptýleného chloritu možno miestami pozorovať aj zelenkastý odtieň. Sú jemnozrnné až celistvé. Štruktúrno-textúrne znaky, ako je vrstvovitosť, laminovanosť a striedanie s detritickými sedimentmi, svedčia o ich synsedimentárnom pôvode.

Podľa obsahu hlavných chemických zložiek sme v stratiformných karbonátoch odlíšili kalcit (CaO = 54,68 %; MgO = 0,5 %; MnO = 0,09 %; FeO = 0,29 %; CO_2 = 43,24 %; SiO_2 = 0,96 %) a dolomit (CaO = 27,17 %; MgO = 19,50 %; MnO = 0,53 %; FeO = 4,14 %; CO_2 = 44,09 %; SiO_2 = 3,65 %). Mikroskopicky možno aj v zdanlivo čistom kalcite a dolomite vidieť zrnká kremeňa, chlorit, muskovit a pyrit.

Na niektorých miestach, najmä v priesečníkoch karbonátových polôh s diagonálnymi, ale aj s priečnymi mladšími sideritovými a sideritovo-kremeňovými žilkami, možno pozorovať metasomatické zatláčanie. Je tu re-

Obr. 1. Polohy stratiformných karbonátov
Fig. 1. Layers of strata-bound carbonate

latívne veľké nahromadenie metasomatického sideritu. Ten sa rozširuje do karbonátových polôh, kde pozvoľna vyznieva. Metasomaticky siderit je svetložltohnedej farby, jemnozrnitý až celistvý. Podľa obsahu hlavných chemických zložiek (FeO = 45,44—47,23 %; MgO = = 6,83—10,35 %; MnO = 1,65—2,07 %; CaO = 0,38—0,48 %; SiO_2 = 0,36—3,78 %) a ich prepočtu na kryštalochemický vzorec $(Fe_{0,96-0,77}Mg_{0,19-0,28})_{0,88-1,50}$ CO_3 zodpovedá sideroplezitu, čo je v žilách rudnianskeho ložiska bežný siderit. Siderit vystupuje v asociácii s kremeňom, turmalínom a pyritom, ktoré v dutinkách tvoria aj drúzové agregáty.

Stratiformné karbonáty a metasomatický siderit sú novozisteným javom a v histórii prieskumu rudnianskeho ložiska sa dostávajú do popredia záujmu prvýkrát. Z praktického hľadiska sú významné priesečníky karbonátových polôh so smernými rudnými štruktúrami, kde mohla nastať aj rozsiahlejšia sideritová metasomatóza, čo predstavuje nové potenciálne možné prírastky zásob ložiska Rudňany.

Geologický prieskum Spišská Nová Ves

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 443—449*

Termoelektrické napätie z ložiska Zlatá Baňa

ONDREJ ĎURŽA*, RUDOLF ĎUĎA**

* Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 00 Bratislava
** Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(1 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 17. 11. 1980

Термоэлектрическое напряжение в пирите месторождения Злата Баня

На основании пульзационного изменения термоэлектрических свойств пиритов и из изменений величин полученных из термоэлектрической проводимости, коэфициента продуктивности во вертикальном направлении были установлены золотосульфидные зоны месторождения, которые находятся в согласии со зонами установленными при помощи химических анализов.

Thermoelectric strain of pyrite from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

Repeatedly measured higher thermoelectric voltage coefficient values in pyrite and using the gold-bearing productivity coefficient calculated from thermoelectric data, several gold-sulphidic ore zones in the Zlatá Baňa deposit have been delimited. The apparent zonality is in agreement with data obtained using chemical analytical data.

V ostatnom období vznikli práce o využívaní elektrických vlastností rudných minerálov pri riešení dôležitých genetických a metalogenetických problémov a vyhľadávaní rudných ložísk (Ďurža, 1978, 1980, Gajdoš — Ďurža, 1981). Meranie termoelektrického napätia dáva možnosť na fyzikálnom základe získať nový zaujímavý materiál na poznanie podmienok tvorby rudných minerálov.

Elektrické náboje reprezentujú elektróny (záporné náboje) alebo voľné miesta (diery) po elektrónoch (kladné náboje). Ak sa vodivosť polovodiča realizuje elektrónmi, je typu *n* (donor), a ak sa realizuje dierami, je typu *p* (akceptor).

Teplotný gradient, ktorý sa vytvára pomocou dvoch separátne zahrievaných elektród, spôsobuje difúziu voľných nosičov nábojov od teplejšej elektródy k chladnejšej, v dôsledku čoho medzi nimi vzniká termoelektrické napätie (DTEN). Meranie DTEN teda spočíva v určení veľkosti napätia vznikajúceho

pohybom elektrických nábojov, Koeficient *DTEN* (α) sa určuje zo vzťahu $\alpha = E_0/\Delta T$, kde E_0 — termoelektrické napätie vzorky, ΔT — rozdiel teplôt.

Opis prístroja na meranie *DTEN*, ako aj metodiky merania sme už uviedli (Ďurža, 1978, 1979, Gajdoš — Ďurža, 1981).

Ložiskové pomery

Zlatobanský vulkanický aparát zaberá severnú časť Slanských vrchov a na jeho stavbe sa zúčastňujú komplexy ryolitových vulkanoklastík, ílovito-piesčité sedimenty a komplexy andezitového vulkanizmu. Kaličiak (1980) ho rozdelil na spodnú a vrchnú etáž, ktoré sa sformovali na spodnom miocéne — vrchnom bádene.

Mineralizácia je geneticky spätá s vývojom intermediárneho subsekventného magmatizmu, najmä s intruzívnymi procesmi dioritových porfyritov. V okolí Zlatej Bane sa vrtnými prácami zistili žilníkovo-impregnačné, brekciovité a žilno-žilníkové typy polymetalickej mineralizácie a prejavy skarnovej Mo—Cu mineralizácie (Kaličiak — Ďuďa, 1980).

Celkový vývoj mineralizácie a zrudňovacích procesov prebiehal v štyroch etapách, synchrónnych s vývojom vulkanického aparátu. Kým v 1. etape vývoja (vrchný báden — spodný sarmat) vznikla pyritová formácia, ktorá je zložkou propylitizácie hornín v asociácii s chloritom, karbonátmi, epidotom-zoisitom atď. a tvorí impregnácie a drobné žilky, počas 2. etapy vývoja v spojitosti s intrúziami pyroxenických diorit-porfyritov vznikla Fe-skarnová a sčasti polymetalická mineralizácia. Skarnová formácia sa vo vrte KSV-15 zistila v hĺbke 484—486 a 1073—1075 m a tvorí ju magnetit, diopsit, aktinolit, chlorit a granát s mladšími naloženými žilkami pyritu, pyrotínu a chalkopyritu. Staršia polymetalická formácia sa zistila vo vrte KSV-15 v hĺbke 1513 m. Má žilný charakter a nachádza sa v ryolitovom prostredí. Reprezentuje ju pyrotín, pyrit, galenit, sfalerit a chalkopyrit.

Zrudňovacie procesy 3. etapy vývoja spájame so záverečnými štádiami diferenciácie magmatického kozuba (stredný sarmat — vrchný sarmat). Široko sa tu uplatnila hlavne mladšia formácia, ktorú reprezentuje Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Te atď. Rozšírená je v andezitovom komplexe a má vo vrchnej časti brekciovitý a žilníkový charakter, kým v hlbších častiach (vrt KSV-5, hĺbka nad 500 m) je v žilníkovo-impregnačnej forme a viaže sa hlavne na dajkovité formy dioritových porfyritov. Mineralizáciu tvorí hlavne galenit, sfalerit a pyrit v sprievode karbonátov, barytu a kremeňa. V menšom množstve sa vyskytuje aj pyrotín, chalkopyrit, Pb—Sb sulfosoli, Ag-teluridy, tennantit — tetraedrit atď.

Novým a doteraz neznámym typom zrudnenia je Mo—Cu formácia, ktorú zistil Rybár — Ďuďa (1980) vo vrte KSV-15 a ZH-5 v hĺbke 800—1440 m. Tvorí najspodnejší a najvyššie termálny člen epigenetickej mineralizácie v 3. etape vývoja. Lokalizovaná je v dajkovitých formách dioritových porfyritov a v horninách spodnej štruktúrnej etáže (ryolitové komplexy, piesčito-ílovité sedimenty). Má žilníkovo-impregnačný charakter a reprezentuje ju hlavne chalkopyrit, pyrit, molybdenit, arzenopyrit, vzácne bornit, pyrotín, rýdze zlato, stanín, sfalerit a bournonit. Sprevádza ju turmalinizácia, sericitizácia, silifikácia a adularizácia hornín.

Lokálne, najmä v periférnych častiach zlatobanskej vulkanotektonickej depresie, vznikla antimonitová a ortuťovo-arzénová mineralizácia (Dubník, Nosger, Kuria hora atď.). Bezprostredne v centrálnej časti sa obidva tieto

typy mineralizácií uplatnili iba veľmi vzácne ako najmladšie, naložené na staršie zrudnenia (vrt ZH-5), resp. na novovzniknutých štruktúrach (vrt KSV-3, 4). Dozvuky prejavov mineralizácie 3. etapy vývoja sú známe vo forme opálovej formácie iba v perifémych, vzdialených častiach vulkanotektonickej depresie (Dubník, Libanka atď.).

Zrudňovacie procesy 4. etapy vývoja sú nevýrazné a boli späté s postvulkanickou solfatarovou činnosťou za vzniku rozsiahlej markazitovej formácie a mladšej chlóropálovej formácie v perifémych častiach zlatobanskej vulkanotektonickej depresie.

Postavenie pyritu v ložisku

Pyrit je v celej oblasti najrozšírenejším sulfidickým minerálom. Tvorí jemnokryštalické agregáty vo forme impregnácií v hydrotermálne premenených horninách a intenzívne zatláča tmavé horninotvorné minerály. Tvorí jemné žilky v asociácii s ďalšími sulfidmi a tmelí horninové brekcie. Zistil sa aj vo forme masívnych liatych hniezd. Ojedinele sú veľké kryštály v kalcitovej žilovine (do 20 mm) a v neposlednom rade sú známe aj pyritové agregáty v polymetalickom zrudnení.

Prakticky najrozšírenejším typom je pyrit II, a to vo forme impregnácií hornín. Má hexaedrický vývoj a iba ojedinele presahuje veľkosť 1 mm. Je nepravidelne rozptýlený v silne propylitizovaných a argilitizovaných vulkanických horninách. Starší pyrit I je vzácnejší a tvorí drobnú výplň po tmavých horninotvorných mineráloch (pyroxény, amfiboly) v asociácii s magnetitom, chloritom, hematitom atď. Má alotriomorfný vývoj. Pyrit III je ešte vzácnejší a je produktom hydrotermálnych procesov v počiatočných štádiách vývoja magmatickej činnosti (2. etapy vývoja). Vytvára hrubokryštalické agregáty v asociácii so sfaleritom, galenitom a chalkopyritom (vrt KSV-15/1513 m) v polymetalickej žile. Za mladší pyrit IV považujeme ten, ktorý sa nachádza bezprostredne v asociácii s hydrotermálnemetasomatickými zrudneniami porfýrového typu (Mo—Cu, Pb—Zn) v telesách dioritových porfyritov. Má impregnačný charakter, je hypidiomorfný až alotriomorfný. Vzácne tvorí drobné krátke žilky spolu s galenitom a sfaleritom.

Pyrit V a VI je známy z polymetalickej mineralizácie brekciovitého a žilno-žilníkového typu. Majú prevažne alotriomorfný vývoj a intenzívne ich zatláčajú mladšie sulfidy. Predpokladáme, že tento pyrit môže byť sčasti aj zlatonosný. Mikroskopicky sa zistili jeho dve generácie, pričom ich časové a kvantitatívne zastúpenie nie je jasné. Naopak pyrit VII uzatvára vylučovanie hydrotermálnej mineralizácie 3. vývoja. Je v asociácii s antimonitom, Pb—Sb sulfosoľami a chalcedónom. Má hypidiomorfný vývoj. Predpokladáme, že pyrit v asociácii s realgárom, rumelkou a markazitom je mladší, má samostatné postavenie a časovo je od predchádzajúcich generácií pyritu značne oddelený. Jeho vylučovanie v perifémych častiach vulkanotektonickej depresie spájame už s dozvukmi hydrotermálnej, resp. s fumarolovou fázou mineralizácie.

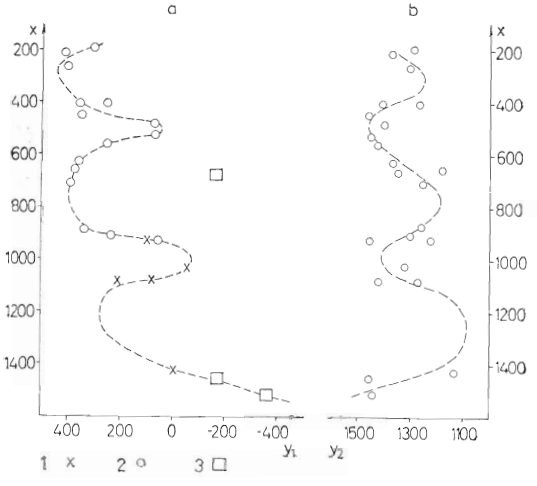
Predpokladáme, že z celej oblasti je 8—9 generácií pyritu, ale porovnávať ich spravidla nemožno, a preto ich v ďalších etapách bude treba hlbšie bádať rozličnými metódami.

Výsledky experimentálneho štúdia a ich interpretácia

Zmeny termoelektrického napätia pyritu zo Zlatej Bane v závislosti od

hĺbky sme zobrazili bodovým diagramom (obr. 1a). Z diagramu vidieť, že sa termoelektrické napätie pyritu mení vo vertikálnom smere v širokom intervale kladných aj záporných hodnôt (prvé stovky mikrovoltu na stupeň). Pritom pozorujeme, a to v súlade s publikovanými údajmi (Karasev et al., 1975, Samarcev — Ovsianikov, 1978), zákonitú zmenu typu vodivosti pyritu vo vertikálnom smere (tab. 1). Na hlbokých horizontoch je pyrit charakteristický elektrónovým typom vodivosti. So zmenšovaním hĺbky sa zväčšuje význam dierovej vodivosti a vo vrchných horizontoch tento pyrit dominuje.

Pozorované zmeny typu vodivosti vo vertikálnom reze ukazujú na obohatenie pyritu zo spodku zóny rozšírenia defektmi — donormi a zvrchu defektmi — akceptormi. Tieto predpoklady sa potvrdili aj predbežnými výsledkami



Obr. 1. Termoelektrické napätie a mikrotvrdosť pyritov z ložiska Zlatá Baňa. x — hĺbka [m], $y_1 = \alpha[\mu V/deg]$, y_2 — VHN [MPa], 1 — vodivosť p — n, 2 — vodivosť typu p, 3 — vodivosť typu n

Fig. 1. Thermoelectric strain and microhardness of pyrite from the Zlatá Baňa deposit. x — depth in m, $y_1 = \alpha[\mu V \cdot deg^{-1}]$, y_2 — VHN [MPa], 1 — p — n-type conductivity, 2 — p-type conductivity, 3 — n-type conductivity

štúdia obsahu mikroprímesí v pyrite (Kvaček — Ďuďa, v tlači). Pyrit z brekciovitého typu zrudnenia má vyšší obsah Ag — akceptor (13—16 g . t^{-1}). Podobného charakteru je aj pyrit zo žilno-žilníkového typu. Naopak, pyrit žilníkovo-impregnačného typu zrudnenia (teda z hlbších častí) je o Ag ochudobnený (do 10 g . t^{-1}). Výraznejšie rozdiely sa spozorovali v obsahu Co (donor) v pyrite. Kým vo vrchnejších častiach sú prímesi Co iba v rozmedzí 0,001—0,005 %, pyrit z hlbších častí (žilníkovo-impregnačných typov) obsahuje Co od 0,0055 do 0,011 %. V obsahu Ni viazanom na pyrit sa zistili opačné závislosti, ale o jeden rád nižšie ako pri Co.

Údaje o obsahu Au viazaného na pyrit nie sú ešte k dispozícii, ale vzhľadom na nepatrný obsah rýdzeho Au v zrudnení možno stanovený obsah Au v chemických analýzach vzoriek pokladať za súčasť prímesí v pyritoch. Je možné, že v hlbších častiach sa zlato viaže sčasti na koncentrácie arzenopyritu, sčasti pyritu.

Žerebcov et al. (1978) stanovili empirickú závislosť na vypočítanie koeficienta produktívnosť K_p pre zlatosulfidické zóny

$$K_p = \frac{n}{N} . 100\ \%$$

kde K_p — koeficient produktívnosti, ktorý určuje percento meraní termoelektrického napätia charakterizujúce pyrit zlatoproduktívnej asociácie, n — počet meraní termoelektrického napätia s hodnotou $\geq 220\ \mu V/deg$, N — počet meraní termoelektrického napätia pre vzorku.

Podľa ich záverov anomálne zmeny elektrofyzikálnych vlastností pyritu s $K_p \geq 60\ \%$ zodpovedajú zlatosulfidickým zónam.

Výsledky meraní sú v tab. 1. Z nej

Hodnoty termoelektrického napätia a mikrotvrdosti pyritu zo Zlatej Bane
Values of thermoelectric strain and of microhardness in pyrite from Zlatá Baňa deposit

Tab. 1

Č.vz.	Metráž /m/	α /μV/deg/	Vodivosť typu n /%/	K_p /%/	VHN /MPa/	Generácia pyritu
1007	193,7	304,1	0	100	12935,0	V
1006	215,5	415,7	0	100	13780,8	V
1034	267,5	407,2	0	100	13069,3	V,VI
1794	402,0	263,8	0	80	14098,3	V
1018	405,0	366,1	0	80	12679,2	V
1012	450,0	355,7	0	100	14636,3	V
1620	484,6	72,3	56	50	14057,1	V
1082	525,0	75,0	0	0	14525,6	IV,II
1072	563,5	259,4	0	80	14248,2	IV,II
1668	630,0	369,0	0	100	13685,7	IV,II
1800	653,0	373,3	0	100	11769,8	IV
1792	666,5	-165,0	100	0	13524,0	IV
1672	710,0	393,6	0	100	12539,1	IV
1670	877,5	339,5	0	100	12596	IV
1783	911,0	239,8	0	66	13052,6	IV,II
1931	925,6	58,3	0	0	12231,4	IV,II
1931	928,0	106,9	18	0	14586,9	IV,II
1775	1027,4	-53,7	72	0	13221,2	IV
1933	1085,0	216,8	20	60	12747,8	IV,II
1923	1085,5	77,9	20	0	14288,4	IV,II
1645	1430,1	-9,3	71	0	11348,4	IV
1634	1456,0	-175,6	100	0	14610,8	IV,II
1640	1513,0	-364,7	100	0	14462,8	III

možno vyčítať, že zvýšené hodnoty K_p sú v troch intervaloch: 200—500 m, s dvomi maximami 200—320 m, a okolo 450 m, resp. 560—900 m, ktoré je spôsobené vyššou intenzitou žilníkovo-impregnačného zrudnenia s lokálnymi maximami hodnôt K_p — 560—660 m, 700—920 m. Tretí interval je okolo 1085 m. Tieto maximá zodpovedajú lokálnym akumuláciam zlata, ako ich určil Rybár — Ďuďa (1980). Ako vyplýva z ich práce, zlato v profile vrtu KSV-15 vytvára dve výrazné akumulácie v hĺbke 200—500 m s maximami okolo 280—320 m a 450—500 m. Vo väčšej hĺbke obsah Au výrazne klesá. Lokálne zvýšenie je v oblasti okolo 600, 750—850, 1081—1085 a okolo 1300 m. Výsledky obidvoch metód sa zhodujú pomerne dobre.

Zmeny hodnôt koeficienta termoelektrického napätia, koeficienta produktívnosti, mikrotvrdosti a typu vodivosti vo vertikálnom smere pre jednotlivé zóny vo vrte sú v tab. 2. Z nej vidieť, že sa zlatosulfidické zóny koncentrujú v mladšej polymetalickej formácii.

Zaujímavá je aj zmena intervalov zvýšenia a zníženie termonapätia pyritu (obr. 1a), čo spôsobuje premiestnenie maxím a miním po vertikále a dáva bodovému diagramu podobu sínusoidy. Tieto vlny na diagrame svedčia o pulzačnej zmene mikrotvrdosti a termo-

Hodnoty elektrických charakteristík a mikrotvrdosti jednotlivýn zón vrtu KSV-15
Values of electric characteristics and of microhardness in single zones in the KSV-15 borehole

Tab. 2

Zóny	Hĺbka /cca m/	α /μV/deg/	Vodivosť typu n /%/	K_p /%/	VHN /MPa/
mladšia polymetalická formácia					
nižšie termálna	190-270	375,7	0	100	13261,4
stredná termálna	320-450	328,5	0	87	13804,3
skarnová poloha	484-485	72,3	56	50	14057,1
žilníkovo-impregnačné zrudnenie Pb, Zn	490-650	234,5	0	60	14153,2
prechod do Mo-Cu formácie ± Pb, Zn	650-900	189,4	33	66	12765,5
žilníkovo-impregnačné zrudnenie Mo-Cu	900-1000	135,0	6	22	13263,3
liata žila	1027-1028	-53,7	72	0	13221,2
žilníkovo-impregnačné zrudnenie	1085-1500	27,5	53	20	13251,6
staršia polymetalická formácia	1500-	-364,7	100	0	14462,8

elektrického napätia (obr. 1). Odhaľujú aj vzájomnú závislosť vlastností — približnú zhodu intervalov s maximami a minimami (symetricky — zrkadlová poloha bodov — hodnôt termoelektrického napätia a mikrotvrdosti).

Pretože termoelektrické a fyzikálne vlastnosti sulfidov — polovodičov, akým je pyrit, závisia od termodynamického režimu prostredia kryštalizácie, možno predpokladať, že vlnovú podstatu zmien termoelektrických vlastností a mikrotvrdosti sulfidov pozdĺž vertikály určuje pulzujúce prenikanie hydroteriem. Každá dávka hydrotermálnych roztokov s pohybom nahor prešla takmer rovnakými zmenami (v čase a priestore), a to sa odzrkadlilo aj na produktoch kryštalizácie. Je možné, že pozorovaný jav spôsobilo kolísanie teploty vo vertikálnom smere, aj keď je známe, že tvrdosť a termoelektrické napätie závisia aj od mnohých iných faktorov (Povarennych, 1963, Ioffe, 1957).

Záver

1. Merania termoelektrického napätia potvrdili predpoklady o vertikálnej zonálnosti na ložisku Zlatá Baňa. V hlbokých horizontoch je pyrit charakteristický elektrónovým typom vodivosti. So zmenšením hĺbky sa zvyšuje význam dierovej vodivosti a vo vrchných horizontoch tento pyrit dominuje.

2. Zmeny hodnôt termoelektrického napätia, koeficienta produktívnosti, mikrotvrdosti a typu vodivosti vo vertikálnom smere, ako aj pre jednotlivé zóny vo vrte KSV-15 ukazujú, že sa zlatosulfidické zóny koncentrujú v mladšej polymetalickej formácii.

3. Možno predpokladať, že vlnovú podstatu zmien termoelektrických vlastností a mikrotvrdosti pyritu vo vertikálnom smere spôsobuje pulzujúce prenikanie hydroteriem.

Recenzoval M. Háber

LITERATÚRA

Ďurža, O. 1978: Štúdium elektrických vlastností rudných minerálov. *Manuskript — Katedra geochémie PFUK Bratislava, 67 s.*

Ďurža, O. 1979: Meranie termoelektrickej sily a merného elektrického odporu rudných minerálov. *In: Prínos geofyziky pre národné hospodárstvo: Pezinská Baba, s. 260—265.*

Ďurža, O. 1980: Elektrické vlastnosti rudných minerálov. *Manuskript — Geologický ústav PFUK Bratislava, 115 s.*

Gajdoš, V. — Ďurža, O.: Merný elektrický odpor, koeficient usmernenia a diferenciálne termoelektrické napätie niektorých rudných minerálov. *Mineralia slov. (v tlači).*

Ioffe, A. F. 1957: Fizika poluprovodnikov. *Moskva — Leningrad, AN SSSR. 491 s.*

Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Mineralia slov., 12, s. 1—25.*

Kaličiak, M. — Ďuďa, R. 1981: Ložiskové a mineralogicko-paragenetické pomery v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov., 13, s. 1—25.*

Karasev, A. P. — Krasnikov, V. I. — Sejfulin, R. S. — Favorov, V. A. 1974: Izučenije fizičeskich svojstv minerálov s celu ocenki rudnych mestoroždenij. *In: Razvedočnaja geofizika na rubeže 70-ch godov. Moskva, Nedra, s. 632—637.*

Krasnikov, V. I. — Sejfulin, R. S. — Sumatochin, V. A. — Favorov, V. A. 1975: Nekotoryje voprosy metodiki termoelektričeskich svojstv rudnych mineralov i interpretacija rezuľtatov izmerenij. *Sov. Geol. (Moskva) 8, s. 107—116.*

Kvaček, M. — Ďuďa, R.: Chemizmus sulfidických minerálov rudných formácií zlatobanského vulkanotektonického sparátu. *Mineralia slov. (v tlači).*

Povarennych, A. S. 1963: Tverdosť mineralov. *Kijev, AN USSR, 303 s.*

Rybár, P. — Ďuďa, R. 1980: Chemická zonálnosť ložiska Zlatá Baňa. *Mineralia slov., 12, s. 241—254.*

Samarcev, I. T. — Ovsianikov, I. I. 1978: O vertikaľnoj zonaľnosti zolotorudnych mestoroždenij Srednogo Urala. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., 107, 5, s. 610—615.*

Žerebcov, Ju. D. — Politikov, P. S. — Krivčenko, V. F. — Jarcev, A. P. 1978: O vozmožnosti ocenki zon sulfidnoj mineralizacii na zoloto po elektrofizičeskim svojstvam piritov. *Izv. Akad. Nauk Kaz. SSR, Ser. geol., 3, s. 44—50.*

Thermoelectric strain of pyrite from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

ONDREJ ĎURŽA — RUDOLF ĎUĎA

Physical and chemical properties of minerals are dependent on physico-chemical parameters of the environment in which mineral individuals originated. Thermoelectric strain changes in pyrite have been determined by repeated measurements from samples taken at different depth intervals. In deeper levels, pyrite is characterized by n-type conductivity whereas cases of p-type conductivity increase upwards being dominant in uppermost portions of the deposit.

An empiric dependence between the thermoelectric voltage coefficient and gold content of pyrite has been stated by Zherebtsov et al. (1978). The productivity coefficient expressing percentage frequency of thermoelectric voltage coefficient values typical for gold-bearing mineral associations allows to assume the presence of hopeful gold-bearing ores within some kinds of deposits. According to empiric data, anomalous changes in thermoelectric properties of pyrite with a K_p value over 60 p. c. could indicate gold-bearing zones in sulphidic ores.

Measurements applied to pyrite samples from the Zlatá Baňa deposit yielded higher values of the productivity coefficient for samples taken between 200—500 m depth interval (with maxima at 200—320 m and 450 m respectively), between 560—900 and in 1085 m depth. Ascertained maxima thus refer to local gold-bearing ore accumulations. Changes of thermoelectric voltage coefficient values are in good agreement with changes of pyrite microhardness (tab. 2).

The ascertained correlation in physical properties of pyrite on the Zlatá Baňa deposit points to repeated presence of gold-bearing pyrite in single mineralization stages with a maximum concentration of gold in the younger base-metal ore formation.

Preložil I. Varga

RECENZIA

P. Gross — E. Köhler et al.: **Geológia Liptovskej kotliny.** 1. vyd. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra 1980 242 s.

Odborná verejnosť si už zvykla na to, že sa v rámci edícií Geologického ústavu D. Štúra zjavujú na knižnom trhu monografie zamerané jednak na aktuálne témy stratigrafie, metalogenézy, magmatizmu, tektoniky, jednak na regionálne celky a podrobné spracovanie jednotlivých oblastí.

Medzi práce druhého typu patrí aj recenzovaná publikácia P. Grossa — E. Köhlera et al. (recenzenti: V. Gašpariková a R. Marschalko, vedecký redaktor O. Samuel).

Dovedna 14 autorov napísalo dielo s dobrou a logickou vnútornou štruktúrou. Je v ňom zemepisný obraz, prehľad výskumov, otázky podložia, geológia a stratigrafia sedimentov paleogénu, ich petrografia a chemizmus, geológia kvartéru, tektonika, paleografia, hydrogeológia, geofyzikálne výskumy, opis paleogénnych skamenenín, závery, literatúra, resumé v angličtine a ruštine.

Podložie paleogénu Liptovskej kotliny sa napriek tomu, že je o ňom množstvo informácií, komentuje predsa len veľmi stručne, takže sa o ňom čitateľ môže viac dozvedieť z kapitoly o geofyzikálnom výskume, ktorú dobre a vyčerpávajúco napísali pracovníci bratislavského závodu Geofyziky (J. Hricko, V. Szalaiová, M. Stránska, L. Zbořil). Svedčí to nielen o zaangažovanosti kolektívu do riešenia aktuálnych otázok, ale aj o schopnosti využiť ich pri komplexnom spracúvaní regionálnych celkov a napokon aj o užitočnej spolupráci Geofyziky a Geologického ústavu D. Štúra.

Nosnou časťou diela je geológia a stratigrafia sedimentov vnútrokarpatského paleogénu (P. Gross, E. Köhler, J. Papšová, P. Snopková). Je napísaná vyčerpávajúco, výstižne a na dobrej odbornej úrovni. Autori predložili svoju predstavu o geologickej stavbe a tá sa dopĺňa v časti o tektonike (P. Gross) a paleogeografickom vývoji (P. Gross, E. Köhler). Ale aj tak sa nejedna otázka chápe staticky, chýba diskusia, námety a vybratá problematika. Prejavuje sa to najmä v paleotektonickom zaradení sedimentárnych sekvencií. O možnosti vzťahu k molasovému vývoju tu niet ani zmienky. Prílohami sú litologické profily, ktoré reprezentujú časti sedimentárnych sekvencií, lenže chýba im dynamickosť a mierku väčšiny kresieb možno nájsť len v errátach. Autori mohli zostaviť aspoň jeden kompletný litologicko-tektonický profil, ktorý by sumarizoval údaje dotýkajúce sa celého bazénu. Pri litologickej charakteristike autori rozsahom primerane zhodnotili jednotlivé súvrstvia, ale je na škodu veci, že sa tieto poznatky nezužitkovali na pomenovanie a definovanie litostratigrafických jednotiek.

Štúdiu vhodne dopĺňa petrografická a geologická charakteristika sedimentov a zhodnotenie ťažkých minerálov (P. Gross, Z. Priechodská, G. Kupčo, M. Klinčeková). Tieto informácie sú dnes a budú aj neskôr aktuálne najmä pri riešení otázok paleogeografie a podmienok sedimentácie.

Vyčerpávajúco a na dobrej profesionálnej úrovni je spracovaný kvartér a aktuálne sú tu najmä informácie z hľadiska národného hospodárstva (I. Vaškovský).

Obdobne aj hydrogeologické pomery (O. Franko, V. Hanzel), ich analýzu a celkové hodnotenie oblasti treba pokladať za teoretický i praktický prínos a kapitolu hodnotiť ako presahujúcu rámec regiónu Liptovskej kotliny.

Veľmi cenné a z aspektu využitia v ďalšom geologickom výskume útvarov paleogénu aktuálne sú aj výsledky paleontologického a biostratigrafického bádania (E. Köhler, J. Papšová, P. Snopková). Táto časť je vyčerpávajúca najmä v hodnotení lokalít, opise foriem, pričom ju vhodne dopĺňa register fosílií a rozsiahla fotodokumentácia.

Fotografie v závere diela zachycujú jednak fosílie a jednak situáciu v teréne. Publikáciu dopĺňa geologická mapa obsahujúca aj geologické profily (mierka 1 : 50 000, Gross, 1979). Mapa je prílohou monografie, ale distribuuje sa aj v samostatnej obálke a má vhodnú dvojjazyčnú legendu. V knihe, ako pri väčšine monografií, je cudzojazyčné resumé veľmi stručné, čo nepochybne vyvolá isté ťažkosti pri distribúcii práce do zahraničia.

Publikácia Geológia Liptovskej kotliny vyšla na počesť nedožitých 100. narodenín nestora slovenskej geológie prof. Jána Volka-Starohorského. Nesporne treba oceniť vynaloženú námahu a úsilie všetkých jej autorov. Zásluhou širokej a plodnej spolupráce inštitúcií i autorov je na knižnom trhu kniha rozširujúca zoznam doterajších monografických diel a sumarizujúca informácie o národohospodársky nesporne dôležitej oblasti Slovenskej socialistickej republiky.

Jozef Vozár

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 451—456*

SPRÁVA

O zlatinkovej aureole okolo antimónového zrudnenia Pezinok — Kolársky vrch

STANISLAV POLÁK, PETER HANAS

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Geologický úsek Bratislava, Geologická 18, 834 37 Bratislava

(3 obr. v texte)

Doručené 22. 12. 1980

Золотоносная авреола на сурьмяном месторождении Пезинок-Коларская гора

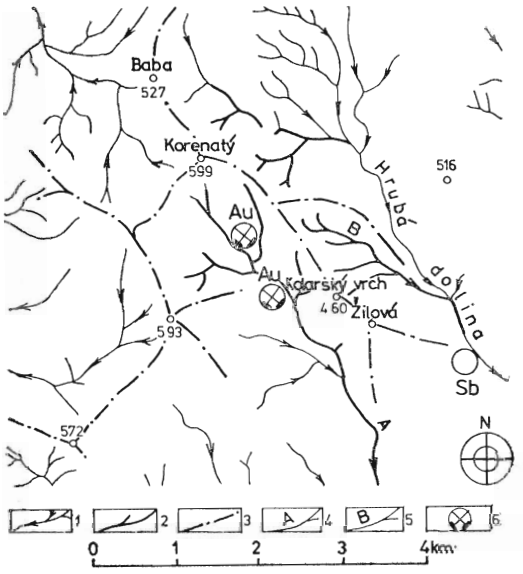
На периферии сурьмяно-золото-мышьяковой минерализационной зоны месторождения Пезинок-Коларской горы обнаружена выразительная золотоносная авреола, которая образовалась благодаря заброшенным золотоносным жилам кварца. Составляя эти данные с новейшими результатами геологической разведки в восточном направлении указанного месторождения, можно считать, что и эта золотоносная авреола приурочена к похожим золотоносным жилам. Сурьмяно-золото-мышьяковое оруденение в первичной и гипергенной зоне несодержит макроскопического золота. Не исключена возможность, что золотоносные кварцевые жилы тектонически отделены продолжением минерализации сурьмяно-золото-мышьяковой зоны.

On the alluvial gold aureole around the Pezinok — Kolársky vrch hill antimony mineralization (Malé Karpaty Mts., Western Slovakia)

A pronounced halo of alluvial gold occurences occurs around the antimony—gold—arsenic mineralization belt in the Pezinok—Kolársky vrch hill area. Placer gold concentrations along the western margin of the belt originate clearly from neighbour and abandoned gold-bearing quartz veins. The comparison of placer gold halo stated along the eastern side of the belt with the recent knowledge of the geological situation in the area clearly points to the presence of hitherto unknown gold-bearing veins. The antimony mineralization does not contain abundant gold in its hypergenous nor primary zone, nevertheless gold-bearing quartz veins represent probably deeper portions of the same mineralization detached by subsequent tectonic movements.

Najvýraznejšia zlatinková aureola v celej hydrosieti Malých Karpát je v perifériі antimónového zrudnenia v oblasti Pezinok — Kolársky vrch, kde

akoby dokumentovala zlatonosnosť niektorých rudných štruktúr presahujúcich za hranicu exploatačného objektu Sb—As—Au rúd. Ale jej interpretáciu komplikuje najmä existencia kedysi exploatovaných zlatonosných žíl asi 2 km na SZ od Sb ložiska v závere Slnečného údolia, sprevádzaných aj ťažbou zlata z recentných a subrecentných sedimentov v poprúdovej časti údolia (obr. 1). Keďže smer vodných tokov je prevažne paralelný s antimónovým rudným ťahom (SZ—JV) a nikde ho v produktívnej časti neerodujú v priečnom smere, stanoviť podiel zlatinkového zlata z oblasti zlatorudných žíl a podiel z Sb—Au—As zrudnenia bez hlbšej analýzy nemožno. Najnovšie sme šlichovacími prácami zistili zlatinkovú aureolu aj na S od oblasti so zlatonosnými žilami (potok Ryhová a jeho drobné prítoky) a na SV od antimónového ťahu v potoku pod Kolárskym vrchom, ktorý eroduje jeho prirodzený spádový terén.



Obr. 1. Zlatonosnosť hydrosiete na periférii Sb—Au—As rudného ťahu Pezinok — Kolársky vrch (460 m)
1 — súčasná hydrosieť, 2 — potoky so zlatonosnými šlichmi, 3 — hlavné erozívne rozvodia, 4 — potok Slnečného údolia, 5 — potok spod Kolárskeho vrchu, 6 — pozícia opustených baní na zlatonosný kremeň v Slnečnom údolí, Sb — ťažobný závod na rudnom ťahu Pezinok

Fig. 1. Alluvial gold in the surficial flow system along the periphery of antimony—gold—arsenic mineralized belt at Pezinok — Kolársky vrch hill area
1 — recent flow system, 2 — brooks with placer gold occurences, 3 — main erosion watershed, 4 — Slnečné údolie brook, 5 — Kolársky vrch brook, 6 — abondoned mining workings on gold-bearing quartz veins in the Slnečné údolie valley, Sb — mining plant

Je nesporné, že takmer jediným možným zdrojom zlatiniek v povodí potoka Slnečného údolia sú zlatorudné žily v jeho morfologickom uzávere. V spodnej časti potoka je miestami také silné nahromadenie zlatiniek (napr. šlichy z 10 l štrkopiesku značky KT-651, 654 a 655 majú 22, 51 alebo okolo 200 zlatiniek), že si to možno vysvetliť iba tak, že ide hlavne o odpad z nedokonalého technologického postupu v stupovej úpravni, ktorá pracovala na rovnakom potoku ešte v druhej polovici minulého storočia a jej odpad sa prirodzene rozptyľoval v potočných sedimentoch. Azda jedinou výnimkou je tu malý zlatonosný prítok od SV od kóty Žilová (422 m). Sb—Au—As rudný ťah leží totiž už na druhej strane chrbta, a preto ho za zdroj zlata v tomto teréne pokladať nemožno.

Rozšírenie zlatinkovej aureoly aj v smere na S, SV, ako aj na Z od známych zlatorudných žíl už zrejme poznali aj starí malokarpatskí prospektori, aj keď sa prakticky primárnych zdrojov nikde nedopátrali. Vo väčšine najvyšších častí zlatonosných prítokov sú krátke staré kutacie štôlne, ktoré boli asi jediným vtedajším završením vyhľadávania. Týmito dielami sa zistili skôr náhodné objavy, a preto ich prospektori v krátkom čase opúšťali. Aj v súčasnosti je rovnaký metodický problém. Istý prínos očakávame od ďalšieho šli-

chovania delúvií a za predpokladu zvládnutia laboratórnej metodiky uvažujeme použiť aj metódu „forest litter".

Pri súčasných informáciách možno oprávnene predpokladať, že celú zlatinkovú aureolu na Z, S a SV od zlatorudných žíl za hranicou známych zrudnení produkujú analogické žily s viditeľným zlatom v ich hypergénnej zóne. Menej jednoznačný až problematický zdroj zlatiniek má potok spod Kolárskeho vrchu. Vzhľadom na morfológiu tu nemožno vylúčiť ani podiel alebo totálny prínos z Sb—Au—As rudného ťahu. V potoku ako jedinom v celom okolí nachádzame totiž v šlichoch arzenopyrita v jemných náplavoch aj zvýšený obsah Sb a As, ktoré jednoznačne pochádzajú z uvedenej ložiskovej zóny. Tak tu v hydrosieti vzniká asociácia Sb—As—Au. Ale prekvapuje, že zlatinky vystupujú aj za hranicu ukončenia rudného ťahu v smere na SZ.

Riešenie tejto otázky má, prirodzene, veľký praktický význam. Za predpokladu analogickej zlatonosnosti ostatných známych alebo doteraz neobjavených výskytov Sb rúd by v morfologicky príhodnejších terénoch bolo možno využiť zlatinkové zlato potokov ako nepriamy indikátor Sb zrudnenia a v kombináci s pôdnometalometrickými prácami využiť aj zlatonosnosť delúvií a kolúvií.

Ale v prvom rade treba zhodnotiť doterajšie poznatky z hypergénneho režimu zlata v Sb—Au—As rudnom ťahu Pezinok — Kolársky vrch a čiastočne sa pristaviť pri jeho primárnom minerálnom charaktere. Preto encyklopedicky zhŕňame základné relevantné poznatky:

1. V celom Sb ložisku, ako ani v sprievodných rudných štruktúrach sa doteraz ani chalkografickými prácami voľné primárne zlato nezistilo. A nebolo zrejme známe ani našim predchodcom, pretože celá historická ťažba sa orientovala iba na Sb rudy. Na sklonku ťažby Au v zlatorudných žilách sa robili početné kutacie práce v širšom okolí na jej udržanie a zaistenie nových zdrojov, ale tie boli mimo Sb—Au—As rudného ťahu.

2. Obsah Au je prevažne dobre korelovateľný s obsahom As vo forme euhedrálneho arzenopyritu (Au : As = = 1 : 2500 až 6000) a čiastočne s nápadným zvýšením S. Je potvrdená aj veľmi výrazná zlatonosnosť arzenopyritového koncentrátu a vlastného arzenopyritu (175 ppm Au).

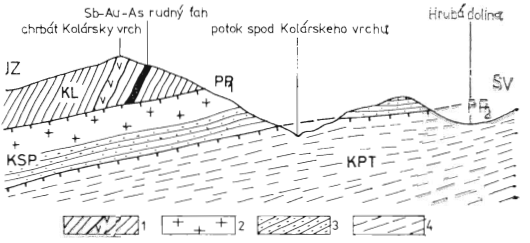
3. Súčasné prieskumné práce pokusne otvorili povrchový východ jednej z výrazne zlatonosných polôh pri vrte KV-21. Napriek niekoľkonásobnému ryžovaniu rozličného materiálu z tohto umelého odkryvu sa v šlichoch nijaké zlatinky nenašli (v jednom prípade niekoľko zrniek FeAsS). Podobné výsledky boli aj s materiálom zo zasunutého ústia štôlne Horný Gedeon, ako aj zo šachtičky v elúviu — delúviu nad predpokladaným východom tunajšej tzv. Zlatej žily medzi vrtmi KV-23 a KV-37.

4. Prítomnosť zlata vo voľnej zlatinkovej forme by podľa pracovníkov Laboratórneho strediska Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi mala signalizovať malá homogénnosť materiálu pri opakovaných analýzach (náhodná prítomnosť väčšej zlatinky v niektorom návažku). Preto sa pokusne vyryžovalo niekoľko duplikátov v mletých zásekových vzoriek (okrem iného aj vzorka KV-318 s laboratórne zisteným obsahom 11,6 ppm Au), resp. sa vzorky pokusne rozdružovali v bromoforme, ale výsledok bol rovnako negatívny. Ani po odparení vzoriek s kyselinou dusičnou, pričom nastal úplný rozklad sulfidov, sa nijaké viditeľné zlato zistiť nepodarilo.

Podľa týchto faktov možno s veľkou istotou vyhlásiť, že zlato v Sb—Au—As rudnom ťahu vo forme voľných zlatiniek s priemerom nad 0,1 mm nevy-

stupuje a ani v hypergénnnej zóne výraznejšia koncentrácia submikroskopického zlata nenastáva.

Zlatinky v potoku spod Kolárskeho vrchu preto treba zaradiť k analogickému alebo totožnému zdroju s kremeňovými zlatonosnými žilami s viditeľným zlatom. Tie sú podľa doterajších poznatkov iba v muskoviticko-biotitických žilách s hojnými pegmatitmi. Podľa doterajších predstáv z geologického mapovania je tesne za severozápadným ukončením rudného ťahu Pezinok — Kolársky vrch malý masív takejto žuly (volá sa aj teleso Staré mesto), ktorý preráža prvú produktívnu zónu, a tak ju v týchto miestach vlastne ukončuje. Zo súčasných prieskumných prác na výskyt antimónu sa ukazuje, že ide o nesprávne interpretovanú situáciu: teleso je totiž iba povrchovým východom 50 až 150 m mocnej spodnej tektonickej dosky dnes nazývanej „spodným kryštalinikom" (KSP), ktorá obmedzuje hĺbkové pokračovanie vyššie položenej dosky „ložiskového kryštalinika" (KL). Spodné kryštalinikum tvorí vo vrchnej časti (pozri obr. 2) lakolitové teleso dvojsľudovej žuly a v spodnej časti ruly s výraznou laminációu paralelnou s presunovou plochou PP_1 ložiskového kryštalinika (to má pomerne monoklinálne, jasne diskordantné uloženie so strmým sklonom na JZ). V ďalšom podloží spodného kryštalinika je pod presunovou plochou PP_2 séria výrazne nižšie metamorfovaných hornín s vložkami kremenca a dolomitu, pre ktorú používame pracovné označenie „séria KPT". Obidve prešmykové plochy majú zhruba smer ZJZ—VSV a veľmi mierny sklon na J. V dôsledku erózie potoka spod Kolárskeho vrchu sa podložné kryštalinikum a séria KPT postupne proti prúdu objavujú v čoraz väčšej mocnosti, až podložné kryštalinikum tvorí celý uzáver doliny potoka. Preto neprekvapuje prítomnosť zlatinkového



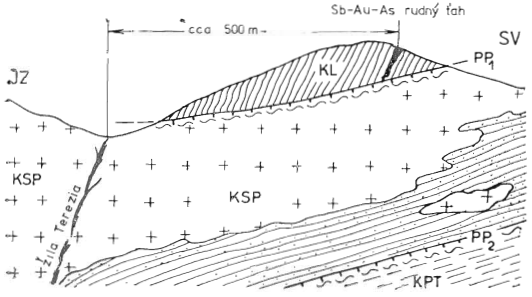
Obr. 2. Schematický rez Sb—Au—As rudným ťahom Pezinok — Kolársky vrch
1 — ložiskové kryštalinikum (KL), 2 — dvojsľudové žuly spodného kryštalinika (KSP), 3 — ruly spodného kryštalinika (KSP), 4 — biotitické kremité fylity série KPT, PP_1 a PP_2 — hlavné presunové plochy

Fig. 2. Shematic section of the antimony—gold—arsenic mineralisation at Pezinok — Kolársky vrch hill area
1 — crystalline rock on the deposit (KL), 2 — two-mica granite of the lower crystalline unit (KSP), 3 — gneiss of the lower crystalline unit (KSP), 4 — biotite phyllite, arenaceous (KPT), PP_1 and PP_2 — main thrust

zlata v náplavoch potoka a v jeho malých prítokoch od JZ, teda z miest, kde vo vyšších partiách nad spodným kryštalinikom vystupuje už ložiskové kryštalinikum (LK), ale ani asociácia Sb—As v jemných náplavoch vedľa zlatiniek. Ale doteraz je neobjavený ich vlastný zdroj v dvojsľudových žulách, aj keď pozitívne ryžovanie už prešlo z alúvia do delúvia.

Podľa načrtnutej interpretácie spôsobila zlatinkovú aureolu okolo Sb—Au—As zrudnenia v Pezinku iba Au mineralizácia spodného kryštalinika. Otázny je vzťah týchto dvoch zrudnení v pomerne malom teréne. Nápadná je akási kulisovitá paralelnosť hlavnej zlatonosnej žily v oblasti jej starej exploatácie (žila Terézia) s priebehom a sklonom rudného ťahu Sb—Au—As ležiaceho asi 500 m viac na SV. Pôvodne sme uvažovali o možnosti prechodu Sb—Au—As zrudnenia z ložiskového kryštalinika do spodného kryštalinika a s prípadným prechodom do zlatonosných kremeňových žíl. Na základe vrtných prác už

túto možnosť temer úplne vylučujeme, ak sa, pravda, nepripúšťa, že ide o kontemporárne zrudnenia tektonicky oddelené presunovou plochou PP_1 (pozri obr. 3). Navádzajú k tomu totiž aj lokálne výskyty neznámej generácie Sb minerálov v niektorých žilách zlatonosného kremeňa, ktoré podľa archívnych údajov mávali niekedy miestny atribút „antimónová" a pod.



Obr. 3. Vzťah Sb—Au—As rudného ťahu a žily zlatonosného kremeňa Terézia v Slnečnom údolí (vysvetlivky ako na obr. 2)
Fig. 3. Relation between the antimony—gold—arsenic ore belt and Tereza gold-bearing quartz veins in the Slnečné údolie valley. Explanations as in fig. 2

Aj keď táto predstava umožňuje interpretáciu niektorých zásadných ložiskovo-prognóznych faktov (najmä pokračovanie Sb—Au—As rudných štruktúr priamo do podložného kryštalinika), má vážne protiargumenty, ktoré ju stavajú na hypotetickú úroveň. Hlavnou prekážkou je tu nedostatok nových informácií o charaktere žíl zlatonosného kremeňa v hlbších častiach. Archívne správy z minulého storočia naznačujú, že sa miestne alebo generálne s pribúdajúcou hĺbkou v týchto žilách objavovali neznáme „kýzy", označované niekedy ako „markazit", ktoré zrejme predstavovali koniec exploatácie, pretože úpravárska technológia sa, pochopiteľne, opierala iba o rýdze zlato. Mohlo by teda ísť o rovnaký typ zlato-arzenopyritovej mineralizácie, akú majú niektoré úseky na Sb—Au—As rudnom ťahu, ale s odchýlnym hypergénnym režimom (iné horninové prostredie, neprítomnosť stredne až silne pyritizovaných hornín a pod.). Rozdiely vo farbe kremeňa (na rudnom ťahu hlavne sivočierne variety) mohla vyvolať v ložiskovom kryštaliniku ich pozícia a väzba priamo na plochy čiernych bridlíc alebo na ich najbližšiu horninu.

Uvedený predpoklad kauzálnej spojitosti zlatonosných kremeňových žíl s rudnými štruktúrami pezinského Sb—Au—As ťahu by mal veľký praktický vplyv na ďalšie vyhľadávanie Sb rúd. Zlatinková aureola recentnej hydrosiete okolo ložiska Pezinok — Kolársky vrch ukazuje na priaznivé prognózne hodnotenie aj v spodnom kryštaliniku.

Recenzoval M. Slavkay

On the alluvial gold aureole around the Pezinok — Kolársky vrch hill antimony mineralization (Malé Karpaty Mts., Western Slovakia)

STANISLAV POLÁK, PETER HANAS

A halo of alluvial gold occurences has been found to occur around the antimony—gold—arsenic mineralized belt at Pezinok — Kolársky vrch hill area in the Little Carpathians. The halo covers also the site of historical gold mining from quartz veins at Limbach, Slnečné údolie valley. The share and distribution of gold on both mineralization types,

differing by mineral parageneses and geological position, was hitherto unknown. Recent investigation revealed that in spite of higher and extensive gold content in the Sb—Au—As mineralization, where gold is bound to arsenic minerals and almost no native gold is present, this condition together with specific hypergenous regime resulted in that single structures producing placer gold accumulations in the area are the gold bearing quartz veins. The quartz veins however represent another type of mineralization and only some geological and structural situations point to the probability that such gold-bearing quartz veins may represent original deeper portions of Sb—Au—As mineralizations. Later tectonic movements detached the antimony ore veins and the actual rock environment of quartz veins differs from that of the former reflecting also the different mineral association.

Preložil I. Varga

RECENZIA

V. Bouška et al.: **Geochemie.** 1. vyd. Academia 1980. 556 s., 195 obr.

Za redakcie V. Boušku, P. Jakeša, T. Pačesa a J. Pokorného vyšla moderná vysokoškolská učebnica, ktorá tak rozširuje rad základnej geochemickej literatúry u nás (Geochémia A. Polánskeho — K. Smulikowského vyšla v slovenčine v preklade B. Cambela a J. Zelmana v Slovenskom pedagogickom nakladateľstve roku 1978).

Na príprave publikácie sa zúčastnil rad popredných československých geochemikov. Určená je vysokoškolským študentom geochémie, základnej a ložiskovej geológie — zameranie geochémia — na prírodovedeckých fakultách československých univerzít (UK v Bratislave, UK v Prahe, UJEP v Brne a i.), ale nesporne poslúži aj vedeckovýskumným pracovníkom ostatných geologických odborov, chemikom, biochemikom a pod.

Úvodné kapitoly sa stručne dotýkajú histórie geochémie, zaoberajú sa jej rozdelením i postavením medzi prírodnými vedami. Zaujímavá je kapitola o vývoji geochémie v ČSSR (autor J. Babčan a J. Čadek). V jej závere je výber významných prác našich geochemikov. V ďalších kapitolách sa preberajú fyzikálnochemické základy geochémie (redaktor oddielu T. Pačes) zaoberajúce sa geochemickými látkami, geochemickým systémom a jeho vlastnosťami, ako aj dôležité časti o termodynamike geochemických procesov a geochemickej rovnováhe (J. Babčan). V obšírnej kapitole pod názvom Geochemické procesy (redaktor oddielu V. Bouška) sa na základe najnovšej literatúry a v spojení s kozmickou geochémiou píše o vzniku chemických prvkov, vývoji kozmu, vzniku galaxií a vesmírnych telies, ako aj o chemickej charakteristike telies slnečnej sústavy. Tam sú v časti o geochémii Mesiaca (P. Jakeš) aj viaceré analýzy hlavných a stopových prvkov v mesačných horninách. Podstate endogénnych a exogénnych geochemických procesov sa venujú ďalšie časti tejto kapitoly. Sú o procesoch v zemskej kôre a v plášti (magmatické, hydrotermálne a metamorfné procesy) ako aj o jej deštrukcii a premene, vzniku sedimentov a neposlednom rade sa tu pertraktujú otázky vzniku a vývoja života (V. Pokorný), a biogeochemických procesov (J. Koštíř). V časti o geochemickom vývoji Zeme (redaktor oddielu P. Jakeš) je reč o geochémii magmatických hornín, sedimentov a metamorfovaných hornín. Typy hornín sa dokumentujú mnohými grafmi a tabuľkami analýz. Ďalšia časť tejto kapitoly je o hydrosfére (T. Pačes), atmosfére (B. Moldan), rozoberá sa geochémia organickej hmoty. Tu sa uvádzajú typy organických látok vyskytujúcich sa v geologických materiáloch (M. Streibl), ako aj geochémia uhlia (V. Bouška) a geochémia ropy (V. Šimánek).

Záverečná kapitola je venovaná praktickému významu geochémie (redaktor J. Pokorný). Stručne sa v nej píše o problematike geochemického vyhľadávania ložísk nerastných surovín, a to rudných, ale aj ložísk ropy a plynu, ďalej o využívaní najnovších geochemických poznatkov pri riešení aktuálnych problémov ochrany životného prostredia (B. Moldan, T. Pačes). V závere kapitoly sú kratšie časti o metódach geochemického bádania sedimentov (J. Čadek), o význame izotopickej geochémie (V. Šmejkal) a o technogenéze (J. Pokorný).

Záver diela tvoria dôležité geochemické tabuľky (redaktor V. Bouška), rozsiahly zoznam použitej literatúry a precízny menný a vecný register (J. Švenek).

Veľký počet autorov sa na jednej strane očakávane prejavil odchýlkami v obsahovom, a najmä formálnom spracovaní častí, ale na druhej strane rozmanité zameranie autorov pomohlo optimálne splniť základnú úlohu — pokryť čo najširší rozsah látky.

Publikácia vychodí z najnovšej svetovej a domácej literatúry a má vysokú odbornú úroveň. Napokon zárukou jej vedeckosti je aj to, že jej vedeckým redaktorom je nestor slovenskej geochémie akademik Bohuslav Cambel.

Záverom možno s uspokojením konštatovať, že československá geochemická literatúra je bohatšia o mimoriadne cenné dielo.

Miloslav Khan

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 457—463*

DISKUSIA

O súčasnom stave stratigrafie „typického profilu meliatskej série"

JÁN BYSTRICKÝ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava

Doručené 5. 5. 1981

О настоящем положении стратиграфии „типичного разреза мелятинской серии"

До 1979 г. считалось, что стратиграфия является „однозначно изучена". Последовательность слоёв в тектонической кровле красных известняков (пелсон „динаридной конодонтовой привинции") считалась как „ладин даже нижняя юра. Наличие конодонтовой зоны тетгидис-Асс. Эта зона считалась однозначно доказанной в слоях № 8 и 9 родов Гл. тетидис, Г. тадноле, Г. полигнатгиформис и в слое № 7 опят, на основании семейства Метаполигнаттус мисики КОЗУР эт МОЦК.

В 1980 г. стратиграфия разреза была переоценена. Род Г. навикула из слоёв № 9 остался синонимом рода Г. оэртлии КОЗУР, который „до сих пор был определён только во верхнем карне Эуразии" (КОЗУР Г. 1980) и Метаполигнатгус мисики остался синонимом рода Метаполигнаттус мосгери (КОЗУР эт МОСТЛЕР) известного до сих пор только из Севата. В стратиграфической интерпретации Р. МОЦКА (1980) всётаки род Г. оэртлии КОЗУР не встречается в слоях № 9, лишь в слоях 12/73 и 15/80, которые (без основания) считает как кордевол. По его мнению в слоях № 9 встречаются семейства определённые уже в 1973 г. (КОЗУР Г. — МОЦК 1973 а, б, ц,), которые в случае их зачленения в смысле Г. КОЗУРА (1980) уже бы немогли встречаться. Неясности видим и в стратиграфической высоте слоёв № 4. Р. МОЦК (1980) в тексте приводит наличие рода Гондолелла галлстаттенсис, в разрезе опять род Г. стеинбергенсис.

Включая 1979 г., когда свиты тёмных сланцев считались как нижний и средний карн, была дана параллель между мелиатской серией и триасом гор Бюкк. В настоящее время когда тёмные сланцы вчленены до верхнего нора, является эта параллель нежелательна. В триасе указанных гор как известно ни в норе ни в юре тёмные сланцы необнаружены.

On the recent state of stratigraphy in "typical profile of the Meliata group"

Views on stratigraphical subdivision of the Meliata group were previously uniform being interpreted recently as "unambiguously solved". The whole sequence in the tectonic overlier of red platy limestone (Pelsonian with "Dinaric conodont provinciality") has been appreciated as "Ladinian to Lower Julian". The representation of conodont zone tethydis — Ass. Zone has been believed as "proved unambiguously" in beds No 8 and 9 according to the assemblage of *Gl. tethydis, G. tadpole,*

G. polygnathiformis and in beds No 7 according to the species *Metapolygnathus misiki* Kozur et Mock. The stratigraphy of the profile has been reevaluated in 1980. Then, *G. navicula* from beds No 9 became synonyme of species *G. oertlii* Kozur "found hitherto but in uppermost Carnian of Eurasia" (Kozur 1980) and *Metapolygnathus misiki* became synonyme of species *Metapolygnathus mosheri* (Kozur et Mostler) known hitherto but from Sevatian. According to the stratigraphical interpretation by Mock (1980), however, the species *G. cerilii* Kozur does not occur in beds No 9 but in beds No 12/73 and 15/80 respectively which are ascribed by him, unreasonably, to Cordevolian. According to the latter subdivision by Mock (1980), the association indicated already in 1973 (Kozur — Mock 1973 a, b, c) does occur in beds No 9 where, assuming the subdivision given by Kozur (1980), it should not occur already. Incertitudes concern also the stratigraphical level of beds No 4. Mock (1980) describes here the species *Gondolella hallstattiensis* in the explanation whereas *G. steinbergiensis* is indicated in the profile.

Up to 1979 when the sequence of dark shales was thought to represent Lower to Middle Carnian, the Meliata group has been parallelized with the Triassic of the Bükk Mts. (Northern Hungary). Now, after having assigned an Upper Norian to Jurassic age to dark shales, this parallelization is out of question. Namely no dark shales are known to occur in the Triassic of the Bükk Mts. and no more in the Jurassic.

Typický profil meliatskej série na S od obce Meliata dnes pozná takmer každý geológ zeoberajúci sa paleogeografiou alebo tektonikou najvnútornejšej časti Západných Karpát. Ale menej známe sú stratigrafické otázky tohto profilu. Je to jednak preto, že literatúra je ťažko prístupná a že sa problematika v každej práci podáva ako jednoznačne vyriešená, resp. nové poznatky sú niekedy skryté v publikáciách vyslovene paleontologického charakteru, napr. vo vysvetlivkách k paleontologickým tabuľkám.

Ako je známe, stratigrafia typického profilu meliatskej série sa dnes opiera výlučne o konodonty. Prvým publikáciám o tomto profile (Kozur — Mock, 1973a, 1973b, 1973c) chýba grafická dokumentácia, a to orientáciu v postupnosti citovaných vzoriek značne sťažuje. Aj keď sa uvedení autori odvolávajú na 8 vzoriek preskúmaných z hľadiska konodontov (Kozur — Mock, 1973b, s. 366), výskyt konodontov spomína sa len zo 4 vzoriek (č. 14, 8, 9, 7). Bez uvedenia čísla a pozície vzoriek sa „zo série pestrých (červených) kremitých bridlíc s polohami kremitých doskovitých vápencov" uvádza výskyt „zúbkovaných konodontov multielementu *Gladigondolella tethdis*" (Kozur — Mock, 1973a, s. 5), ktoré podobne ako aj „konodonty viditeľné v hrubých výbrusoch — ovšem bez rodového a druhového určenia — dovoľujú iba hrubé začlenenie do stredného triasu až julu" (Kozur — Mock, 1973a, s. 5), resp. do ladinu až julu (Kozur — Mock, 1973, s. 366). Naproti tomu vo vzorkách 3 až 6 sa majú vyskytovať iba „ojedinelé úlomky konodontov, umožňujúce iba hrubé začlenenie do stredného triasu až julu (Kozur — Mock, 1973a, s. 6).

Prvá, aj keď dosť schematická, grafická dokumentácia vrstvového sledu a postupnosti odobratých vzoriek (č. 14 — 6) bola publikovaná až roku 1975 (Mock, 1975b, s. 40). Až z nej sa dá po prvý raz usudzovať, že termín „multielement *Gl. tethydis*", spomenutý skôr (Kozur — Mock, 1973a), sa vzťahuje na vzorku č. 11 a 12, aj keď v texte niet o tomto „multielemente" zmienky. Jediným argumentom na ich zaradenie do ladinu až julu sú už len „hrubé výbrusy,

Prehľad o stratigrafii typového profilu meliatskej série (čísla vrstiev, mocnosť, litológia z práce R. MOCK 1980, čísla vzorkov v zátvorke sú doplnené z práce R. MOCK 1975)
Review of stratigraphy applied for the typical profile of the Meliata group (bed number, thickness and lithology according to Mock 1980, numbers in brackets completed from Mock 1973)

Tab. 1

č. vrstiev	mocnosť	Litológia	číslo vzorku	H. Kozur — R. Mock 1973a, b, c	R. Mock 1975b	R. Mock 1979	R. Mock 1980	H. Kozur 1980 S. Kovács — H. Kozur 1980	1973—1975	1979	R. Mock 1980	H. Kozur 1980
11		tmavé ílovité bridlice, piesčité bridlice, pieskovce										
10	1,4	čierne „lydity“	1/73				rét alebo spodný lias				Vrchný nor	Vrchný nor
9	7 m	tmavosivé sliene a slienité bridlice s 5 šošovkami? allodapických vápencov	4/73 (6/73) 7/73	ladin až jul — najvyšší kordevol — spodný jul; stredný trias — jul	ladin — jul; vrchný kordevol — spodný jul; spodný jul	? kordevol; vrchný kordevol — spodný jul; jul	sevat ? sevat	? sevat	ladin — jul (stredný karn)	? kordevol — jul (spodný a stredný karn)		
8	2 m	slienité bridlice striedajúce sa s vápencami	21/80				kordevol — spodný jul	najvyšší tuval				
7	3 m	sivé, lavicovité, rohovcové a hľuznaté vápence	8/73 9/73 19/80								kordevol — spodný jul (spodný a stredný karn)	Najvyšší karn
6	20 m	sekvencia červených „rádiolaritov“ a silifikovaných vápencov s mikriticko-filamentovou mikrofáciou	15/80 12/73 (11/73)									
5		vložka zeleného tufitu	(13/73)									
4		červené kremité bridlice s vložkami ílovitých bridlíc										
						ZLOM						
3		červený lavicovitý vápenec	KKMM-24 KKMM-22				Pelson					
2		masívny kryštalický vápenec s výplňou ? puklín červenými bridlicami a vápencami	14/73	Pelson	Pelson	Pelson	Pelson					
1		masívny kryštalický vápenec										

v ktorých vidno pestré spoločenstvo konodontov, skleritov holoturií . . .“ (Mock, 1975b, s. 41). Až do roku 1975 sa interpretovala stratigrafická výška jednotlivých litologických jednotiek tohto profilu v zmysle schémy z roku 1973, teda: vrstvy reprezentované vzorkou č. 14 = pelsón dinaridnej provincie, č. 11 a 12 = ladin až jul, č. 8 a 9 = vrchný kordevol až spodný jul, č. 6 a 7 = spodný jul. Ale treba mať na zreteli, že v uvedenej stratigrafickej schéme mal veľmi významnú úlohu nový druh, zistený vo vzorkách č. 6 a 7, opísaný ako *Metapolygnathus misiki* Kozur et Mock (Kozur — Mock, 1973a). Ten sa totiž podľa „filogenetického vývojového trendu v rámci tohto druhu, resp. radu mostleri“ pokladal za indexový druh rovnomennej konodontovej zóny zastúpenej v hraničnej oblasti medzi kordevolom a julom v „dinaridnej a aziatskej provincii . . . až do Japonska“ (Kozur — Mock, 1973c, s. 15).

V exkurznom sprievodcovi z roku 1979 sa pozícia vrstiev reprezentované vzorkou č. 11 a 12 „spresnila“ na kordevol, lebo voľný balvan sivého rohovcového vápenca obsahujúci 1 exemplár *Gondolella polygnathiformis* nájdený v sutine „prakticky môže pochádzať . . . len z redukovaného intervalu“, teda z podložia súboru pestrých kremitých hornín (Mock, 1979). Ďalším novým údajom je výskyt *Gondolella navicula* v prekremenených vápencoch s mikriticko-filamentovou mikrofáciou (bez uvedenia čísla vzorky alebo pozície). Uvedený „argument“ o kordevolskom veku vrstiev reprezentovaných vzorkou č. 11 a 12, ako uvidíme ďalej, sa neskôr (Mock, 1980) nespomína[1], ale zastúpenie korodovelu sa chápe ako fakt, ktorý nemôže ovplyvniť ani údaj H. Kozura (1980) o stratigrafickom rozpätí druhu *Gondolella oertlii* n. sp.

Podstatné zmeny v stratigrafickej interpretácii profilu nastali až roku 1980. Z práce R. Mocka (1980) sa po prvý raz možno dozvedieť, že skôr (1973a) použitý termín „multielement *Gl. tethydis*“ zo vzorky č. 12 sa vzťahuje na druh *Gypridodella venusta* (Huckr.), vyskytujúci sa v spoločenstve s *G. oertlii* Kozur, *G. n.* sp. aff. *navicula* Huckr., ako aj to, že termín „multielement *Gl. tethydis*“ sprevádzajúci druh *M. misiki* (Kozur — Mock, 1973a, s. 5), sa tiež vzťahuje na druh *C. venusta* (Huckr.). Najvýznamnejším novým údajom je zistenie, že druh *Metapolygnathus misiki*, ktorý sa ešte roku 1979 (Mock, 1979) pokladal za dôkaz julského veku, je synonymom druhu *Metapolygnathus mosheri* (Kozur et Mostler) (Kovács — Kozur, 1980, s. 60, tab. 10, fig. 4), a preto sa vrstvy zastúpené vzorkou č. 7 stratigraficky prehodnocujú ako „? sevat“, teda vrchný nor.[2] Tak sa stratigrafická hodnota uvedeného „multielementu *Gl. tethydis*“ podstatne mení, keďže podľa všetkých doterajších dát by nemal presahovať hornú hranicu podstupňa júl (preto zohral rozhodujúcu úlohu aj v definícii tzv. tethydis A. Z., resp. polygnathiformis — zóny sensu Kozur, 1972, s. 17).

Okrem uvedeného sa po prvý raz uvádza fauna konodontov aj zo vzorky č. 4, teraz na rozdiel od predchádzajúcich údajov (t. j. stredný trias až jul) pokladanej za sevat. Lenže čo do obsahu konodontov je tu medzi údajom

[1] Dokonca R. Mock (1980, s. 140) píše: „Súčasne nevieme presne, ktoré litologické a stratigrafické členy chýbajú. Nad zlomom nasleduje asi 20 m hrubá sekvencia červených „rádiolaritov“.

[2] V práci R. Mocka (1980, s. 140) sa už vôbec nespomína „fylogenetický trend radu mostleri, ale sa uvádza „pričom sme tu pripísali vek karn — vrchný kordevol alebo spodný tuval, vzhľadom na karnický vek podložných pozitívnych vzoriek“. Tu treba iba pripomenúť, že i de o nepresnú citáciu (Kozur — Mock, 1973a), pretože v tomto profile sa podstupeň tuval nikde neuvádzal.

v texte a v graficky znázornenom profile rozpor. Podľa textu (s. 141) má sa v ňom vyskytovať druh *Gondolella hallstattensis*, podľa profilu (s. 139) *Gondonella steinbergensis*. Ak je správny prvý údaj v texte, vrstvy predstavované vzorkou č. 4 by mali byť ekvivalentné amonitovej zóne s *Juvavites magnus* (lak 3 sensu Krystyn, 1980, s. 78), resp. vrchnej časti amonitovej zóny s *M. paulckei* a zóny s *Juvavites magnus* (Kovacs — Kozur, 1980, tab. 2), teda nijako by nemali patriť do sevatu. V druhom prípade možno iba usudzovať o stratigrafickom rozpätí zón s *C. bicrenatus* až subzóny I. zóny s *Ch. marshi)*, teda alaun až spodný rét, sensu Krystyn, l. c.), resp. zóna s *C. bicrenatus* až zona s *Cochloceras suessi)*, t. j. vrchný alaun až spodný rét, sensu Kovács — Kozur, 1980, tab. 2).

Jasnejšia nie je ani otázka stratigrafickej výšky vrstiev zastúpených vzorkou č. 9. H. Kozur (1980, s. 153) pri opise nového druhu *Gondolella oertlii* dáva do jeho synonymiky aj exemplár, ktorý sa bol uvádzal a je vyobrazený v práci H. Kozura — R. Mocka (1973a, tab. 1, fig. 12) ako *Gondolella navicula* Huckr. Na základe tohto údaju (ako aj Kozura — Mocka, 1973b, tab. 2, fig. 1, pretože ide o reprodukciu tohože obrázku) ide o vzorku č. 9 z typického profilu od Meliaty. Pozoruhodné je, že R. Mock (1980) z uvedenej vzorky tento druh vôbec neuvádza. Podľa neho sa totiž vo vzorke č. 9 má vyskytovať *G. tadpole*, *G. polygnythiformis*, *Gl. tethydis*, *G.* cf. *navicula* a zúbkované konodonty, teda spoločenstvo, ktoré by sa v stratigrafickej výške prípisovanej tejto vzorke — najvyšší karn, zóna s *Kl. macrolobatus* (Kozur, 1980) už nemali vyskytovať[3] (pozri Kovács — Kozur, 1980, tab. 2). Na rozdiel od H. Kozura (1980) R. Mock (1980) uvádza druh *G. oertlii* Kozur z vrstiev reprezentovaných vzorkami č. 12/73 a 15/80, ktorým — ako sme už spomenuli, pripisuje kordevolský vek (na základe sutiny).

Podľa toho, čo sme uviedli, asi 3 m nad vrstvami zastúpenými vzorkou č. 9 by mali nasledovať tmavé bridlice patriace asi do sevatu. V nich by podľa H. Kozura (1980) mal byť zastúpený spodný a stredný norik, podľa R. Mocka (1980) vrchný jul, tuval, spodný a stredný norik. Pritom ani jeden z týchto autorov neuvažuje o tektonickej alebo synsedimentárnej redukcii vrstiev.

Ako ďalší nový poznatok sa uvádza príslušnosť „lyditov" (vzorka č. 1) do rétu až liasu (podľa rádiolárií), a tým aj zistenie, že „celé súvrstvie tmavých bridlíc, piesčitých bridlíc a pieskovcov v ich nadloží patrí jure" (Mock, 1980, s. 138, 141).

Načrtnuté zmeny v stratigrafickom hodnotení tmavých bridlíc meliatskej série v nadloží „rádiolaritov" a tmavých lavicovitých rohovcových vápencov sa musia prejaviť aj v novom prístupe k riešeniu vzťahu meliatskej série k triasu Bukových vrchov. V čase, keď sa tmavé bridlice meliatskej série pokladali za karnské (jul), paralelizovala sa meliatska séria s triasom Bukových vrchov (Kozur — Mock, 1973a, b, c, 1977[4]). Tmavé bridlice Bukových vrchov, pôvodne pokladané za ladinské (Balogh,

[3] H. Kozur (1980) pri stanovení stratigrafického rozpätia druhu *Gondolella oertlii* Kozur ako „Doteraz dokázaná len v najvyššom karne Eurázie" zabudol, že roku 1973 tak húževnate dokazoval, že vzorky č. 8 a 9 patria práve na základe výskytu *Gl. tethydis*, *G. tadpole* a *G. polygnathiformis* „presne rozsahu tethydis A. Z" a že „tým je jasné, že tethydis A. Z. sme jednoznačne dokázali" (Kozur — Mock, 1973c, s. 14). V asociácii s *G. oertlii* uvedené druhy H. Kozur (1980) nespomína. Je preto namieste, myslíme, otázka, či vzorku č. 9 možno pokladať aj teraz za „jednoznačný najvyšší karn".

[4] H. Kozur — R. Mock (1977, s. 118): „Je veľmi pravdepodobné, že meliatska séria je priamym severným pokračovaním triasu Bukových vrchov".

1964), preradili H. Kozur — R. Mock tiež do karnu, a to „na základe vzoriek" (pravda, bez uvedenia ich paleontologického obsahu) a údajného výskytu amonita *Carnites floridus* (Kozur — Mock, 1973c, s. 16—17), ktorý sa neskôr už v nijakej práci o triase Bukových vrchov nespomenul. Táto korelácia, ktorej sa pridŕžali aj iní autori, už nezodpovedá novej stratigrafickej interpretácii typického profilu meliatskej série. V Bukových vrchoch, pokiaľ vieme (pozri aj Sprievodcu z r. 1979), nie sú totiž známe tmavé bridlice norického stupňa, tobôž nie jury. Myslíme si, že ešte pred zodpovedným riešením vzťahu meliatskej série k triasu Bukových vrchov a k silickému príkrovu treba nevyhnutne doriešiť základné stratigrafické problémy.

V najnovších publikáciách sa napr. systematické prehodnotenie druhu *Metapolygnathus misiki* Kozur et Mock zisteného údajne „až do Japonska" (Kozur — Mock, 1973c) vôbec nespomína. Údajov o výskyte druhu *G. oertlii* Kozur je podľa našej mienky nateraz príliš málo, aby sa mohli vzťahovať „len na najvyšší karn Eurázie" (Kozur, 1980). Podľa synonymiky je totiž tento druh doteraz známy len z 2 lokalít Severných Vápencových Álp (Feuerkogel, Sommeraukogel) a z profilu od Meliaty. Pritom len na jednej z nich bola amonitmi doložená jeho stratigrafická výška — najvyšší karn. Ďalej nie je známe taxonomické chápanie druhov zo vzorky č. 9, ktoré uvádza R. Mock (1980). Z ostatných reviznych prác H. Kozura (1980) a S. Kovácsa a H. Kozura (1980) výskyt *G. tadpole*, *G. polygnathiformis* atď., uvádzaný zo vz. č. 9 a 8 už skôr (Kozur — Mock, 1973a, 1973b, 1973c) si vyžaduje taxonomickú revíziu.

Analýzou doterajších poznatkov o stratigrafii typického profilu meliatskej série pri Meliate možno teda iba konštatovať to isté ako roku 1973 (za čo sa nám ušla ostrá kritika v práci H. Kozura — R. Mocka, 1973c): „Nález konodontov v meliatskej sérii poukazuje na možnosť riešiť jej stratigrafické problémy paleontologickými metódami, ale existujúce dáta nemožno pokladať za ich „jednoznačné vyriešenie" (Bystrický in Bystrický et al., 1973, dodatok, s. 7).

LITERATÚRA

Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Hung., 48, 2, S. 245—719.*

Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. *In: J. Bystrický: Guide to Excursion D, X. Congr. of KBGA. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, príloha, pp. 1—7.*

Kozur, H. 1972: Die Conodontengattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 und ihr stratigraphisher Wert. *Geol. paläont. Mitt. Innsbruck (Innsburck), 2, 11, S. 1—37.*

Kozur, H. — Mock, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. paläont. Mitt. Innsbruck (Innsbruck), 3, 2, p. 1—14.*

Kozur, H. — Mock, 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, S. 365—374.*

Kozur, H. — Mock, R. 1973c: Bemerkungen zu einer anonymen Beilage zum Exkursionsführer (Exkursion D) des X. Kongress der KBGA. *Geol. paläont. Mitt., Innsbruck (Innsbruck) 3, 10, S. 9—32.*

Kozur, H. — Mock, R. 1977: Conodonts and Holothurian Sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 23, pp. 109—128.*

Kozur, H. 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel-und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. *Geol. paläont. Mitt. Innsbruck (Innsbruck), 10, 3—4, S. 79—172.*

Kovács, S. — Kozur, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. *Geol. paläont. Mitt. Innsbruck (Innsbruck), 10, 2, S. 47—78.*

Krystyn, L. 1980: Stratigraphy of the Hallstatt region. Second European Conodont Symposium. Guidebook. *Abh. geol. Bundesanst. (Wien) 35, pp. 69—98.*

Mock, R. 1975a: Über Trias-Conodonten und einige Probleme der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten. *Mineralia slov., 7, 1—2, S. 27—34.*
Mock, R. 1975b: Meliata — typová lokalita meliatskej série. *Mineralia slov., 7, 4, s. 40—42.*
Mock, R. 1979: Meliata — typová lokalita meliatskej série. *Exkurzný sprievodca prvého pracovného stretnutia o geológii najjužnejších zón Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 63—66.*
Mock, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. Second European Conodont Symposium. Guidebook. *Abh. geol. Bundesant. (Wien), 35, pp. 69—98.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Jozef Fides: **Nové poznatky o hydrogeológii modrokamenského ložiska** (Bratislava 9. 10. 1980)

V roku 1974 sa opätovne zhodnotili zásoby uhlia modrokamenského ložiska, pričom sa vypočítalo 20 mil. t vyťažiteľných zásob tretieho sloja. Ale sprístupnenie zásob na otvárku a dobývanie závisí od zvládnutia hydrogeologických pomerov a banskotechnických podmienok dobývania.

Pretože hydrogeologické pomery v podloží tretieho sloja nie sú známe, roku 1978 sa vyprojektovala a roku 1979 realizovala prvá etapa doplnkového hydrogeologického prieskumu. Vyhĺbili sa dovedna 4 prieskumné hydrogeologické vrty (2 ako sólové a 2 vo vzájomnej vzdialenosti r = 44,8 m). Do tretieho sloja sa vŕtalo na plný profil a pažilo priemerom 219/213 mm. Kolóna sa utesnila plášťovou cementáciou až po ústie vrtu s cieľom izolovať piesok produktívnych vrstiev v nadloží tretieho sloja. Podložie tretieho sloja bolo na každom vrte asi v dĺžke 100 m odvŕtané na jadro a po pribraní vystrojené filtrami FKO priemeru 142/118 mm na pažniciach 127 mm ako jedna kolóna na strateno. Filtre boli situované na základe intervalov priepustných polôh stanovených karotážou. Hlava filtračnej kolóny sa v päte zacementovanej technickej kolóny utesnila na princípe obturátora, päta filtrovej kolóny, resp. kalníka sa zatvorila.

Vrty vyhĺbila organizácia MÉV Pécs z MLR, hydrodynamický výskum vykonal a zhodnotil VIKUV Budapešť. Pri všetkých vrtoch sa postupovalo metodicky rovnako. Po čistiacom kompresorovaní na odstránenie ílového vyplachovadla z vrtu, ako aj z prifiltrovej zóny filtrov a začerpania vrtu v zmysle jeho prípravy sa vykonala čerpacia skúška s konštantným čerpaným množstvom v prvom vrte v trvaní necelých 6 dní, pri ďalších vrtoch asi po 3 dni. Čerpacie skúšky sa vykonali ponorným elektrickým čerpadlom. Potom nasledovala stúpacia skúška podľa teórie neustáleho prúdenia, pričom sa nástup hladiny meral elektrickým hladinomerom a registroval mechanickým tlakomerom typu Hügel fy Leutert.

Potom sa vykonala stupňovitá čerpacia skúška na 3, resp. 4 zníženia po 180 min s postupne zväčšovaným čerpaným množstvom. V priebehu nej (s uzavretým ústím vrtu) sa konali separačné testy — merania výdatnosti plynu. V záverečnej fáze čerpacej skúšky sa vo všetkých vrtoch vykonali merania teplotného a tlakového gradientu, ako aj reometrické merania. Povrchový odber vzoriek vody sa uskutočnil na ústí vrtov pri rozličnom čerpanom množstve, hĺbkový odber vzoriek pod tlakom z rozmanitej hĺbky pri konštantnom čerpanom množstve. Vzorky plynu sa odobrali počas separačných testov.

Pôvodne plánovaný rozsah hydrodynamického výskumu dokončila baňa Dolina a Banský výskumný ústav, ktorý výsledky komplexne zhodnotil. Vo všetkých vrtoch sa vykonali stupňovité čerpacie skúšky a z vrtu H-2 viac ako 40-dňová čerpacia skúška so sledovaním ostatných vrtov ako piezometrov. Skúšky sa vykonali aj zhodnotili podľa teórie neustáleného prúdenia.

Získali sa veľmi cenné nové hydraulické poznatky, ktoré naznačujú relatívne dobrú priepustnosť kolektorov v podloží tretieho sloja v priemere $T = 3$ až 5.10^{-4} m^2.s^{-1}, koeficient filtrácie k $k_f = 2$ až $2{,}5.10^{-5}$ m.s^{-1}, koeficient storativity okolo $S = 1.10^{-4}$).

Piezometrické hladiny zo všetkých súčasne sledovaných (3 až 4) kolektorov vykázali kóty 196 až 198 m n. m, naproti tomu v medzislojovom piesku 108 až 132 m n. m. Hydraulická spojitosť kolektorov v podloží tretieho sloja s kolektormi v jeho nadloží sa nepreukázala a vzhľadom na kóty piezometrických hladín zrejme nejestvuje.

Voda je stredne mineralizovaná (okolo 6 g/l), hydrouhličitanová horečnato-vápenato-sodná s pH málo pod 7,0 a s celkovou (pre-

chodnou) tvrdosťou 150 až 165° N. Objem rozpusteného plynu vo vode je od 5 do viac ako 8 Nm^3/m^3. Ide prakticky o kysličník uhličitý (98 až 99 %) s podielom dusíka (okolo 1 %). V niektorých vzorkách sa zistilo 0,01 % metánu, vo viacerých sa nedal vykázať.

Z bansko-hydrogeologického hľadiska za istý nedostatok nových poznatkov treba označiť, že predstavujú akési „integrované" hodnoty viacerých kolektorov. Napriek tomu bolo možno konštatovať:

1. V miestach s malou hrúbkou izolačných vrstiev medzi tretím slojom a prvým kolektorom v jeho podloží treba (vzhľadom na hydrostatický pretlak 1,1 až 1,5 MPa na počvu tretieho sloja) rátať s nebezpečenstvom prievalu so všetkými dôsledkami, a preto je nevyhnutné odvodňovať podložie na zníženie tlaku na primeranú hodnotu.

2. Na etapu otvárky tretieho sloja za najvhodnejší systém drenáže, resp. znižovania tlaku v kolektoroch v podloží tretieho sloja, pokladajú čerpacie odvodňovacie vrty z povrchu. Až v etape rozvinutej otvárky, a najmä prípravy na dobývanie možno predpokladať aj využívanie primeraných drenážnych objektov z banských diel.

Súčasný stav poznatkov neumožňuje jednoznačne určiť, ktoré kolektory sa v podloží tretieho sloja z hľadiska bezpečnej exploatácie musia odvodňovať. Preto sa navrhujú ďalšie etapy doplnkového hydrogeologického prieskumu.

Vyriešiť bude treba aj otázky technologického a prevádzkového charakteru: technológiu vŕtania odvodňovacích vrtov, ich optimálnu konštrukciu a vystrojenie a v neposlednom rade likvidáciu čerpanej vody.

Z metodického hľadiska je cenný poznatok, že na riešenie inžinierskych problémov, akým je aj odvodňovanie ložísk úžitkových nerastov, sa krátkodobými čerpacími skúškami podľa teórie neustáleného prúdenia nezískajú reprezentatívne podklady o väčších plochách ložiska, a preto je účelné orientovať sa aj na dlhodobé čerpacie skúšky so súčasným sledovaním čo najväčšieho počtu pozorovacích objektov.

K. Karolus — E. Karolusová: **Geologicko-vulkanoštruktúrna stavba Pohronského Inovca** (Bratislava 6. 3. 1980)

Geologická vulkanologická stavba Pohronského Inovca je zložitá. Zložitosť vychodí z blokovej — segmentovanej stavby podložného reliéfu a opakovaných prejavov bádensko-sarmatského a sarmatského vulkanizmu. Najstaršie prejavy a sled vulkanických produktov overil vrt GK-5 pri V. Lehote (Karolus et al., 1969). Tvorí ich veľké extruzívne teleso hyperstenicko-amfibolického andezitu (± biotit ± granát ± kremeň). Pozične sú v nadloží produkty stratovulkánu pyroxenických andezitov (±amfibol) s mocnejšími lávovými prúdmi a periklinálnym uložením. Nasleduje mohutný vulkanizmus amfibolicko-pyroxenických andezitov vo forme efuzívno-extruzívnych telies zaradených pozdĺž novobanskokľačianskej zóny. Jeho epiklastiká sú široko rozplavované aj do lokálnych panvičiek s uhoľnou sedimentáciou, napr. pri Obyciach. Zároveň sa oživuje činnosť amfibolicko-biotitických andezitov, ktorých eruptívne centrá sú vyvinuté v malom počte, ale ich explozívne členy sú dispergované na veľkej ploche horstva. Ďalší vulkanický vývoj viedol k vzniku ignimbritov s centrom v novobansko-klačianskej zóny. Jeho epiklastiká čiastočne aj v nadloží pemzových tufov spätých s ignimbritovým vulkanizmom je skupina tzv. mladých andezitov. Medzi ne patria aj leukoandezity so stratovulkanickou stavbou. Ryolitový vulkanizmus sa viaže na severojužný systém vo forme dajok alebo nekových telies. Vrt GK-13 a GK-13 v sériách predvulkanického podložia overili granitoidné teleso s množstvom dajok dioritových, granodioritových a granitových porfýrov.

RECENZIA

A. Panayioton (edit.): **Ophiolites.** Proceedings International Ophiolite Symposium. Nicosia, Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Department 1980. 871 p.

Práca má reprezentačnú úpravu a rozsiahly dokumentačný materiál. Je rozdelená do piatich hlavných kapitol. V prvej sa rieši problematika troodoského masívu, v druhej otázky všeobecného charakteru súvisiace s genézou ofiolitov. Tretia kapitola obsahuje príspevky o tetýdnych a štvrtá o predtetýdnych ofiolitoch. Posledná kapitola sa zaoberá metalogenetickými otázkami spätými s ofiolitmi.

Väčšina príspevkov má vysokú odbornú úroveň a vo viacerých sa na podklade komplexných terénnych a laboratórnych štúdií predkladajú odbornej verejnosti nové pracovné hypotézy o genéze ofiolitov. Pracovníci zaoberajúci sa príslušnou problematikou v alpsko-karpatskom systéme v tomto diele nepochybne nájdu nové podnety a námety pre vlastnú prácu.

Štefan Bajaník

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 465—473*

INFORMÁCIA

Prstencové komplexy severnej Nigérie a ich metalogenetický význam

JÁN PASTOR

Rudné bane, n. p., 974 00 Banská Bystrica

(4 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 11. 3. 1981

Кольцевые комплексы в Северной Нигерии и их металогенетическое значение

Кольцевые комплексы в Северной Нигерии язляются особыми представителями геологических структур. Они являются источником промышленных концентраций некоторых элементов, которые представляют особый интерес для геологов и горняков. До настоящего времени особое положение в этом районе для добычи имеют оловяно-вольфрамовые руды (касситерит, колумбит, вольфрамит и сфалерит).

Ring complexes of Northern Nigeria and their metallogenetic significance

Ring complexes in Northern Nigeria represent the most peculiar examples of these interesting geological structures. They create sources to industrial concentrations of some elements and attracted geological and mining interest. Main industrial minerals are cassiterite, columbite, wolframite and sphalerite.

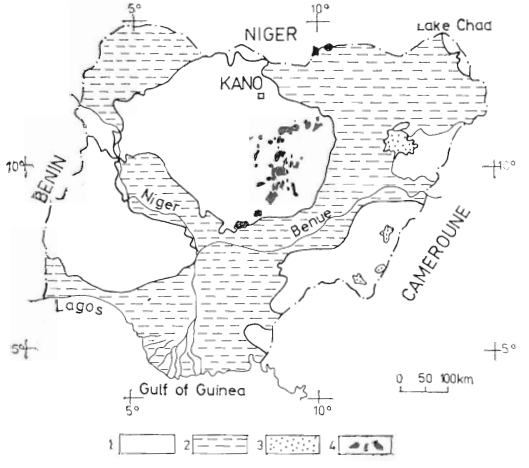
Prstencové komplexy v severnej Nigérii sú jednými z najcharakteristickejších predstaviteľov týchto osobitných geologických štruktúr. Pretože okrem zaujímavej geologickej stavby sú aj zdrojom priemyselných koncentrácií niektorých prvkov, boli a sú predmetom veľkého záujmu. Doteraz hlavnými úžitkovými minerálmi sú cínovec, kolumbit, volframit a sfalerit.

Výskyt prstencových komplexov a ich štruktúrna pozícia

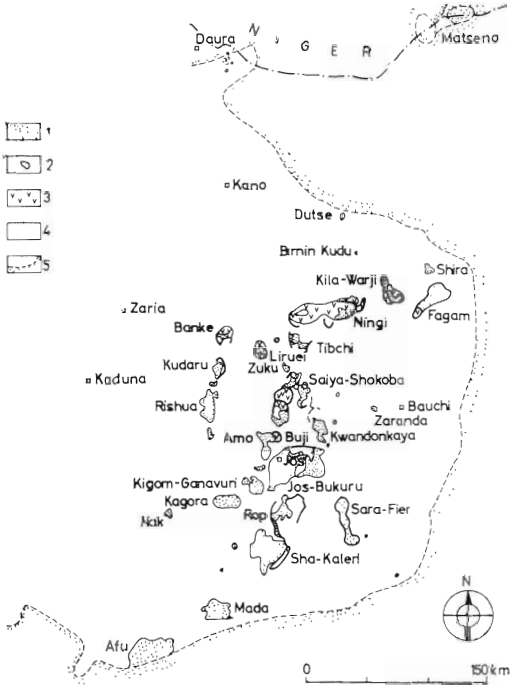
Z územia Nigérie je známych vyše 40 prstencových komplexov predstavujúcich denudačné zvyšky rozsiahlej vulkanickej činnosti. Odlišujú sa nielen veľkosťou, ale aj kompletnosťou vývoja a zachovanosťou po denudácii. Niektoré sú z viacerých prekrývajúcich sa kom-

plexov. Ich spoločným znakom je, že v nich vždy vystupuje rozlične veľký masív granitoidných hornín zahŕňaných pod spoločný názov „mladšie granity". Z geomorfologického hľadiska vytvárajú skalisté horstvá ostro kontrastujúce s okolnou parovinou, ktorú tvoria kryštalické bridlice a tzv. staršie granity. Vyskytujú sa na S od rieky Benue v zóne tiahnúcej sa v smere S—J v dĺžke okolo 400 km a šírke 150 km. Zóna je iba časťou oveľa rozsiahlejšej magmatickej provincie, ktorá je dlhá okolo 1200 km a zasahuje až na územie Nigerskej republiky (Nigeru), kde sú známe podobné komplexy, ale v prostredí mladších sedimentárnych formácií (obr. 1).

Priebeh celej zóny je zrejme spätý s dvoma hlavnými geologickými štruktúrami afrického kontinentu (Turner, 1976), a to s centrálnou časťou smeru S—J panafrického orogenetického pruhu, a zároveň je v priamom pokračovaní okraja afrického kontinentu smerom na J od hraníc s Kamerunom (obr. 1). Podľa driftovej teórie sa Južná Amerika od Afriky (jura — krieda) neoddelila podľa jedného, lež podľa viacerých zlomov (Tarling, 1974). Mnohé dosiahli len počiatočné štádium, resp. pohyby na nich ustali (panva Benue). Prstencové komplexy potom pravdepodobne vystupujú v zóne počiatočného zlomu, na ktorom nenastalo rozlomenie kôry (Black, 1965, in Turner, 1976), ale sa len zvýšila tepelná a magmatická aktivita.



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa Nigérie
1 — čadič, trachyt, ryolit, 2 — sedimenty (krieda), 3 — prekambrium—kambrium, 4 — prstencové komplexy
Fig. 1. Simplified geological map of Nigeria
1 — rhyolite, basalt, trachyte, 2 — Cretaceous sediments, 3 — Precambrian and Cambrian, 4 — ring complexes



Obr. 2. Kruhové komplexy Nigérie (podľa Turnera, 1976)
Fig. 2. Ring complexes of Nigeria according to D. C. Turner (1976)

Veková pozícia prstencových komplexov nezapadá do nijakého orogénneho cyklu príslušnej oblasti. Mnohé meranía absolútneho veku tzv. mladších granitov kolíšu v rozmedzí 160—170 mil.

rokov, čo poukazuje na jurský vek. Vznik prstencových komplexov bol spätý s epeirogenetickými pohybmi a oblasť ich výskytu bola jednou z hlavných znosových oblastí panvy Benue (Kogbe, 1976). Recentné výzdvihy sú typické pre hlavnú oblasť výskytu prstencových komplexov Jos Plateau.

Podložie prstencových komplexov (basement rocks) tvoria kryštalické bridlice pravdepodobne predkambrického veku, ktoré boli remetamorfované počas panafrického orogénu (Jacobson et al., 1964, van Breeman a Bowden in Turner, 1976). Najčastejšie sú migmatity, ruly a tzv. staršie granity. Staršie granity vykazujú vek 500—600 mil. rokov. Hranice medzi horninovými typmi sú pozvoľné a predpokladá sa, že väčšina starých granitov vznikla anatexiou.

Mechanizmus vzniku a štádiá vývoja prstencových komplexov

Štruktúrnemu a petrologickému vývoju prstencových komplexov v Nigérii sa venujú britskí i domáci geológovia už viac ako 50 rokov. Vývoj štruktúr sa odohral v troch štádiách (Turner, 1976).

Každé štádium reprezentuje viac zložitých procesov, ktoré zanechali rozličné produkty. Sopečné, ako aj intruzívne horniny sa v súčasnosti vyskytujú na území ohraničenom vonkajšími prstencovými dajkami a zlomami. Charakteristika štádií je takáto:

1. Vznik počiatočného vulkanizmu. Po vývoji magmatického kozuba a prívodných kanálov na zónach oslabenia podložia sa vyvinuli veľké ryolitové vulkány. Okrem tzv. staršieho ryolitu sa na stavbe prvotných vulkánov v nepatrnej miere zúčastňuje aj čadič a trachyt. Ich prítomnosť nie je doteraz uspokojivo vysvetlená. Pred koncom tohto štádia sa v subvulkanickom kozube akumulovalo obrovské množstvo magmy.

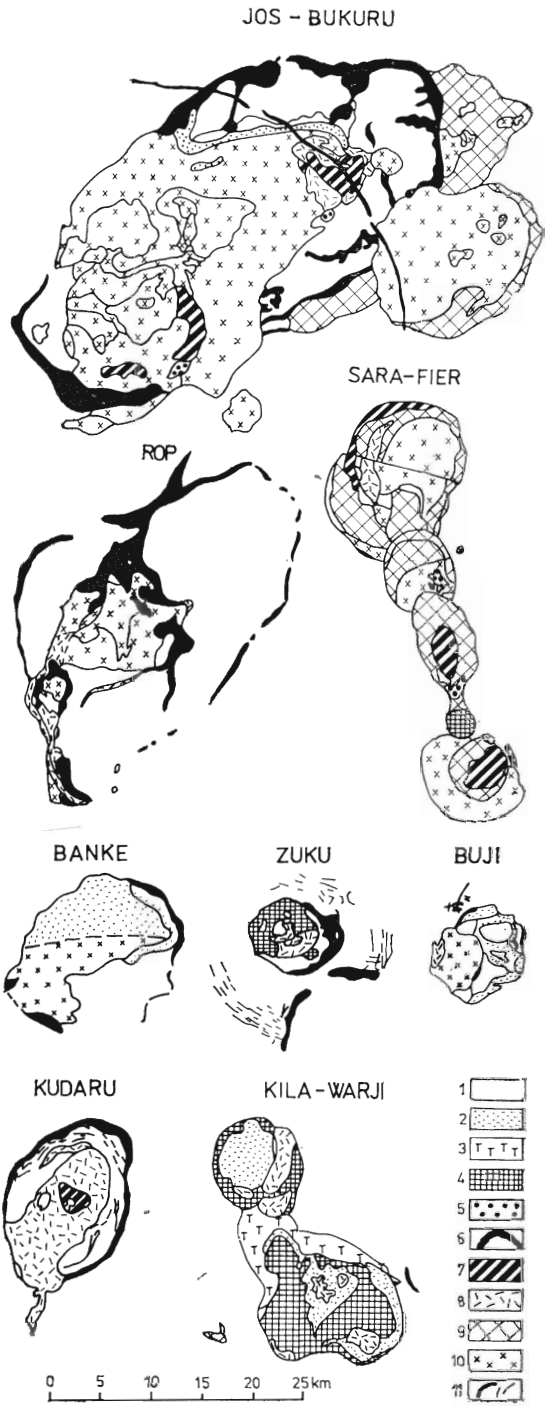
Veľkosť, tvar a presná poloha prívodných kanálov nie sú všade dobre známe. Komplikuje sa to tým, že mladšie procesy zastierali staršie. Napriek tomu sú v niektorých komplexoch dobre rozoznateľné kruhovité (Zuku, Liruei), oblúkovité aj lineárne prívodné centrá. Tak isto sú odlíšiteľné aj niektoré parazitné kanály, ktoré teraz majú tvar žíl vyplnených ryolitom. Vyskytujú sa na okraji kruhových komplexov, niekedy aj mimo nich. Prívodné centrá zvyčajne vznikali na križení sa dvoch významnejších tektonických prvkov v podloží komplexov.

Produkty staršieho ryolitového vulkanizmu sú zastúpené ryolitovými prúdmi striedajúcimi sa s polohami spečeného tufu, lapilového tufu a aglomerátov. Poukazuje to na vysoký podiel plynu v magme. Ukázalo sa, že mnohé staršie ryolity sú vlastne typickými ignimbritmi s úlomkovitou textúrou, ktorú zastiera silné spečenie, devitrifikáciou a rekryštalizáciou. Mocnosť tzv. starších ryolitov kolíše od 100 do 1000 m.

2. Vývoj kalderových štruktúr a prstencových dajok. Počiatočné vulkanické štádium sa skončilo prudkou erupciou popolovitého materiálu, čím sa subvulkanický magmatický kozub značne vyprázdnil. V dôsledku náhleho poklesu hydrostatického tlaku v magmatickom rezervoári a hmotnosti nadložných horninových komplexov vznikli prstencové zlomy a pozdĺž nich poklesol centrálny blok do vrchnej časti magmatického rezervoára. Magma vytláčaná do oblastí zníženého litostatického tlaku (v nadloží poklesávajúceho bloku) využívala najmä systém okrajových prstencových dajok, ktoré sledujú systémy zlomov na okraji subsidujúceho bloku s prechodmi do sillu v centrálnej časti bloku.

Povrchovým prejavom tohto procesu bolo sformovanie sa kaldery. Magma vystupujúca pozdĺž prstencových zlomov stuhla v podobe dajok granitového porfýru. S nimi súvisia aj tzv. mladšie ryolity, známe vo forme extruzívnych telies ako lávové prúdy a výplň kaldery, pne, sopúchy a dajky. Polohy mladších ryolitov dosahujú v niektorých komplexoch mocnosť aj vyše 500 m. Granitové porfýry, ako aj mladšie ryolity sú porfyrickými horninami s veľkým podielom vyrastlíc s hrubozrnnou základnou hmotou a z petrochemickej stránky sú si veľmi príbuzné. Vysoký podiel vyrastlíc je osobitne nápadný pri porovnaní starších ryolitov s mladšími.

Jedným z najtypickejších štruktúrnych prvkov prstencových komplexov sú prstencové dajky (ring dykes) vzniknuvšie na prstencových zlomoch obmedzujúcich poklesnutú centrálnu časť vulkanického aparátu. Ich tvar a rozmery sú veľmi rozdielne. Bývajú kruhovité, eliptické a polygonálne, s priemerom od 5—25 km. Väčšinou sú neúplné alebo prerušované, pričom jednotlivé časti spája pokračovanie prstencového zlomu (obr. 3). Kontakty dajok s podložím sú ostré, sklon väčšinou vertikálny. Vnútorné kontakty (smerom do komplexu) sú často nepravidelné a s množstvom odžiliek. Odžilky zvyčajne sledujú radiálne zlomy, pozdĺž ktorých sa centrálny blok rozlámal na viac



Obr. 3. Zjednodušené geologické mapy niektorých kruhových komplexov (podľa Turnera, 1976, a Jacobsona, 1958)
1 — mladší ryolit, 2 — starší ryolit (kremeňovo-fayalitický porfýr), 3 — trachyt, 4 — syenit, 5 — gabro, 6 — kruhové žily žulového porfýru, 7 — fayalitický granit, 8 — egirinicko-arfvedsonitický granit, 9 — hastingsiticko-biotitický granit, 10 — biotitický granit, 11 — kužeľovité žily

Fig. 3. Simplified geological maps of some ring complexes (by Turner, 1976 and Jacobson, 1958)
1 — younger rhyolite, 2 — older rhyolite (quartz-fayalite porphyry), 3 — trachyte, 4 — syenite, 5 — gabbro, 6 — ring dykes of granite porphyry, 7 — fayalite granite, 8 — aegirine-arfvedsonite granite, 9 — hastingsite-biotite granite, 10 — biotite granite, 11 — cone dyke

krýh. Pokles krýh nebol súčasný a rovnomerný. Svedčí o tom ich dosť chaotické rozmiestnenie. Kým v jednej kryhe majú polohy lávových prúdov a klastického materiálu mierny sklon, v susednej môžu byť napr. vertikálne. Amplitúdu poklesu centrálnej časti možno dnes ťažko určiť, ale niektorí autori počítajú s poklesom 100—1000 m, ba aj viac (Turner, 1976). Tým možno vysvetliť chýbanie sopečných produktov z vonkajšej strany prstencových dajok. Pokles, a tým aj uchovanie pred denudáciou, nastal len z vnútornej strany prstencových zlomov.

Granitový porfýr prstencových dajok je z veľkých vyrastlíc alkalického živca, kremeňa, amfibolu, pyroxénu a biotitu. Typické je zmenšovanie sa vyrastlíc so zmenšovaním sa mocnosti dajok, čo je výsledkom nerovnakej rýchlosti chladnutia a tuhnutia horniny.

3. Intruzívne štádium. Toto štádium je charakteristické vznikom diferencovaných intrúzií. Ich počet a rozsah sú v rámci jednotlivých prstencových štruktúr veľmi premenlivé. Niektoré sú v pôdoryse okrúhle, kosákovité, eliptické, s plochým alebo mierne vypuklým povrchom a na bokoch strmo upadajú. Používa sa pre ne názov bell-jar (Roberts, 1970). Ich mocnosť je značná, lebo vrty hlboké vyše 500 m ešte podložie nezastihli. V apikálnej časti sú časté xenolity s kontaktom poukazujúcim na rýchle chladnutie. V okrajových častiach sú prítomné typické pne. Rad intrúzií má charakter prstencových dajok, ktoré na rozdiel od vonkajších prstencových dajok tvorí granit, nie granitový porfýr. V niektorých komplexoch sa pri intrúzii nadvihlo a rozlámalo nadložie a pozdĺž zlomov intrudoval granit.

Jednotlivé petrogenetické typy (syenity, fayalitový a arfvedsonitický granit) sú produktmi diferenciácie, ale jednako sa predpokladá, že pri ich vzniku bol aktívny aj proces asimilácie v dôsledku pretavovania okolných hornín. Poukazujú na to hojné xenolity podložných hornín, ako aj vulkanického komplexu.

Na mineralizáciu Sn, Nb, W, Mo, Zn, Pb, Cu sú najbohatšie biotitické granity, ktoré sú najmladšími členmi diferenciácie. Na základe xenolitov možno vekovú postupnosť intrúzií generalizovať nasledujúco (Turner 1976): 1. amfibolicko-pyroxenický granitový porfýr, 2. amfibolický (biotit) granit, 3. biotitický granit.

Biotitický granit má ďalšie deriváty, ktoré sú zdrojom úžitkových prvkov, a preto ako príklad možno uviesť intrúzie na Jos Plateau, kde sa ťaží cca 90 % Sn a Nb. V masíve Jos-Bukuru je časová následnosť derivátov takáto:

1. Hrubozrnný biotitický granit príbuzný staršiemu amfibolicko-biotitickému granitu. Výskyt mineralizácie Sn je nepatrný.

2. Strednozrnný biotitický granit s častou mineralizáciou Sn, Nb.

3. Jemnozrnný až strednozrnný biotitický granit (albitický) s hlavnou fázou mineralizácie Sn, Nb. Táto závislosť je známa už dávno a využíva sa pri prospekcii.

Granitové intrúzie sú oproti ostatným horninám prstencového komplexu oveľa menej porušené a majú masívny charakter. Miestami ich síce prerážajú žily bázických hornín, ale sú z praktického hľadiska bezvýznamné.

Modálna analýza biotitického granitu z komplexu Amo (podľa MacLeoda) je takáto: kremeň 31,8 %, pertit 56,5 %, nepertitický albit 7,1 %, biotit 4,6 %. Chemické analýzy sú v tab. 1.

Mineralizácia viažúca sa na prstencové komplexy

V prstencových komplexoch severnej Nigérie vystupuje široká škála mi-

Tab. 1

Chemické analýzy niektorých riebeckitických a biotitických žúl
Chemical composition of some riebeckite and biotite granites

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	76,5	74,3	71,6	70,1	75,5	75,9
TiO_2	0,14	0,13	0,23	0,26	0,06	0,10
Al_2O_3	11,06	11,47	13,54	16,98	13,62	12,71
Fe_2O_3	1,63	1,89	1,85	0,78	0,61	0,39
FeO	0,80	0,83	1,05	1,65	0,87	1,21
MnO	0,05	0,01	0,07	0,03	0,02	st.
MgO	0,01	0,08	0,01	0,10	0,18	0,16
CaO	0,25	0,32	0,01	0,72	0,08	0,03
Na_2O	3,77	5,28	6,79	3,57	4,57	3,72
K_2O	4,97	4,38	3,79	5,56	4,77	4,50
P_2O_5	st.	0,02	st.	0,03	st.	st.
H_2O^+	0,28	0,43	0,37	0,26	0,21	0,24
H_2O^-	0,20	0,08	0,01	0,05	0,05	0,09
Spolu	100,00	90,22	99,32	100,09	100,62	98,96

1 — riebeckitický granit, Liruei, 2 — albiticko-riebeckitický granit Liruei, 3 — detto, 4 — biotitický granit Jos, 5 — biotitický granit Pankshin, 6 — biotitický granit Liruei. (Browden, Whitley a Van Breemen, 1976)

nerálov. Najvýznamnejší je cínovec, kolumbit, tantalit, monazit, volframit a galenit (doteraz sa zužitkúva len na kozmetické účely), ktoré sa ťažia, resp. ťažili. Veľmi častý, ale nateraz bez väčšieho priemyselného významu je chalkopyrit, bornit, sfalerit, arzenopyrit, molybdenit, lepidolit, fluorit a topás. Ekonomicky najvýznamnejší je cínovec, s ktorým v asociácii vystupujú aj ďalšie minerály s praktickým významom, a preto sú opísané spoločne.

Formy výskytu cínovca sú rozmanité, ale najčastejšie je to akcesória v granite, nepravidelné hniezda a šmuhy so zvýšenou koncentráciou, greizenové žilky a hniezda, rudné žily dlhé niekoľko km a s hĺbkovým dosahom niekoľko sto metrov.

Výskyt cínovca ako akcesórie je častý najmä v biotitickom granite s prevahou albitu. Zvyčajne sa viaže na apikálne časti granitových telies. Koncentrácia cínovca bežne dosahuje 0,03 %, čo pri prítomnosti kolumbitu a silnom rozložení granitu (kaolinizácia a dickitizácia) postačuje na ziskovú ťažbu hydromonitormi. Tento typ ložísk býva veľmi rozsiahly a z hľadiska kolumbitu sú to najrozsiahlejšie ložiská na svete.

Nepravidelné šmuhy a hniezda zvýšených koncentrácií cínovca sa viažu aj na apikálne časti biotitického (albitického) granitu. Výskyt zvýšených koncentrácií je veľmi nepravidelný a nie sú známe nijaké zákonitosti. Ich veľkosť je veľmi premenlivá, ale nepresahuje niekoľko m. Tieto koncentrácie často využívajú drobní ťažiari. Spolu s cínovcom vystupuje niekedy aj kolumbit.

Z greizenových žiliek, žíl a hniezd sa počas II. svetovej vojny na mnohých miestach intenzívne ťažil cínovec, ako aj na volframit. Aj v súčasnosti je tento typ zrudnenia jedným z najvýznamnejších potenciálnych zdrojov cínovca a volframitu, pretože miestami vytvára husté žilníky. Vyskytujú sa v apikálnych častiach biotitickej žu-

ly. V miestach, kde nadložie mladého biotitického granitu tvoria horniny podložia, možno sledovať plynulý priebeh greizenových žíl z granitu do plášťa. Podľa výsledkov niektorých vrtných prác sa greizenové žilky v granite vytrácajú cca 50 m od jej povrchu. Smerom do plášťa sú známe ich výskyty v dĺžke aj niekoľko 100 m. V okolí niektorých žiliek sa greizenizácia rozširuje a vytvára nepravidelné hniezda. Okrem cínovca tu vystupuje volframit, ktorý miestami prevláda, ďalej topás, kremeň, molybdenit, fluorit, lepidolit. Turmalín sme našli iba na jednom mieste v komplexe Banke.

Granit v okolí greizenizovaných polôh a žíl býva silne premenený. Typická K-metasomatóza sa prejavuje zatláčaním biotitu kremeňa a ostatných minerálov K-živcom ružovkastej farby. Hornina takto nadobúda hrubozrnnú štruktúru a červenkavú farbu, čo je aj bežné vyhľadávacie kritérium. Prechod medzi granitom obohateným o K-živec a ostatným biotitickým granitom býva pozvoľný. Hrúbka obohatenej zóny niekedy zasahuje až 1,5 m od rudného telesa.

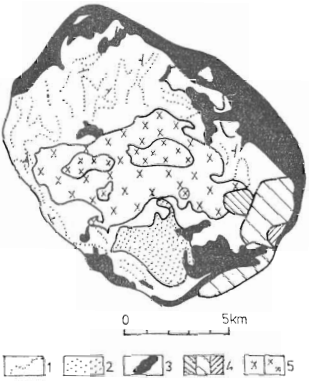
Doteraz je v príprave na ťažbu iba jedna žila v komplexe Liruei. Známa je v dĺžke vyše 4 km a hĺbkový dosah mineralizácie Sn overili banské práce do hĺbky 120 m a vrty do 350 m. Žila je na zlomovej línii smeru V—Z, má sklon 80° na S a priemernú mocnosť 1,5 m. Okrem cínovca tu vystupuje sfalerit s obsahom Cd, galenit s obsahom Ag, chalkopyrit, pyrit, topás, lepidolit a molybdenit, ktorý je v nebilančnej koncentrácii roztrúsený v celom masíve mladšieho granitu.

Spomenuté formy výskytu cínovca a s ním vystupujúcich minerálov poskytli zvetrávaním, ktorému podľahli tisíce km^3 cínonosných biotitických granitov, rozsiahle rozsypové ložiská. Ťažbou z nich sa Nigéria drží na poprednom mieste v ťažbe cínovca a na prvom mieste na svete v ťažbe kolumbitu.

Metodika prieskumu primárnych Sn—W ložísk

Z opísanej sopečnej a intruzívnej činnosti sú dnes iba denudačné zvyšky. Hĺbka denudácie v kruhových komplexoch nie je rovnaká. Najmenej denudované sú severné komplexy, kde sa ešte zachovalo množstvo vulkanických členov, ale v južnej časti sú známe len intruzívne telesá, pričom denudácia postupila hlboko do granitových masívov. Pomalá denudácia dala možnosť vyniknúť rozdielom vo fyzikálno-mechanických vlastnostiach hornín, čo sa odráža na ich rozdielnych morfologických tvaroch. Preto je veľmi výhodné používať na výskum štruktúrnych prvkov satelitové, letecké a radarové SLAR snímky. Pri terénnych prácach (vrty, ryhy, geofyzikálne a geochemické práce) sa používajú ortofotografické mapy.

Z hľadiska možného výskytu primár-



Obr. 4. Zjednodušená mapa komplexu Liruei (podľa Jacobsona, 1958)
1 — staršie vulkanity, 2 — mladšie vulkanity, 3 — fayalitový granitový porfýr, 4 — peralkalinický, 5 — biotitický
Fig. 4. Simplified geological map of the Liruei complex (by Jacobson, 1958)
1 — older volcanite, 2 — younger volcanite, 3 — fayalite granite porphyry, 4 — peralcaline granite, 5 — biotite granite

nych ložísk sú najnádejnejšie komplexy s najmenšou mierou denudácie. Domorodci sú schopní dokonale identifikovať všetky úžitkové minerály a preryžovali doslova všetky vodné toky. V prípade pozitívneho výsledku požiadali o prospekčné alebo ťažobné právo. Vyhľadávanie zdrojov zrudnenia je veľmi jednoduché, pretože všetky žiadosti eviduje banský úrad. Potom stačí zistiť znosovú oblasť druhotného nahromadenia.

Geochemické metódy sa v súčasnosti používajú len v obmedzenej miere. Oveľa viac sa využívajú geofyzikálne práce. Na prvom mieste sú gravimetrické metódy, a to na stanovovanie rozsahu mladých granitov pod horninami plášťa, pretože apikálne časti biotitických granitov, ako aj plášť (desiatky až stovky m) sú z hľadiska výskytu Sn, W mineralizácie najperspektívnejšie. Elektrické metódy sa používajú na identifikáciu žilníkov.

Záver

Problematika prstencových komplexov v Nigérii a ich známa mineralizácia je príliš zložitá na to, aby sa mohla zhrnúť na niekoľkých stranách. Navyše mnohé otázky nie sú doteraz uspokojivo vysvetlené. Napriek tomu možno konštatovať isté črty platné pre všetky komplexy. Za najdôležitejšiu možno pokladať postupnosť ich vývoja v troch odlišiteľných štádiách, a to: 1. vznik počiatočného vulkanizmu, 2. vývoj kalderových štruktúr a prstencových dajok, 3. intruzívne štádium.

Ďalším a z praktického hľadiska veľmi závažným poznatkom je, že sa mineralizácia viaže na intruzívne štádium, a to na jeho posledné deriváty — biotitický granit. Už na prvý pohľad tu vystupujú mnohé črty nápadne podobné znakom našich vulkanických aparátov.

Recenzoval V. Konečný

LITERATÚRA

Ajakaiye, D. E. 1976: Gravity Survey over the Nigerian Younger Granite Province. *Geology of Nigeria, pp. 207—224.*

Badeyoko, T. A. 1976: Role of Adiabatic Crystalisation and Progressive Melting in the Origin of the Younger Granites — Sara-Fier Complex. *Geology of Nigeria, pp. 195—206.*

Bowden, P. — Whitley, J. E. — Van Breemen, O. 1976: Recent Geochemical Studies on the Younger Granites of Northern Nigeria. *Geology of Nigeria, pp. 177—194.*

Kogbe, C. A. 1976: Paleogeographic History of Nigeria from Albian Times. *Geology of Nigeria, pp. 237—252.*

Pastor, J. — Turaki, U. M. — Ford, S. O. 1977: Bore-holes logging, Liruei Complex. *Manuscript — NMC Jos, Nigeria.*

Pastor, J. — Fakorede, O. — Binga, N. 1979: Bore-holes logging Banke Complex. *Manuscript — NMC Jos, Nigeria.*

Roberts, J. L. 1970: The Intrusion of Magma into Brittle Rock. *Mechanism of Igneous Intrusion, pp. 287—338.*

Tarling, D. H. — Tarling, M. P. 1974: Continental Drift.

Ring complexes of Nothern Nigeria and their metallogenic significance

More than 40 ring complexes are known in Nothern Nigeria. Because of their economical significance, they have been subject to many investigations and studies of different British and local workers. They represent remnants of Jurasic volcans which intruded the late Precambrian to Lower Paleozoic basement rocks. They are located on

a N—S zone, which is paralel to the main Pan-African trends in the basement continuing northward to Niger Republic and lies on the continuation of the African continental margin south of Nigeria (Fig. 1.) Some authors are of the opinion that ring complexes have been formed in a region of crustal arching developped prior to the separation of Africa and South America in the Cretaceous (Turner D. C. 1976, Black R. 1965). They are built o two-fold volcanic sequences and their evolution is quite complex. According to Turner D. C. (1976) the evolution may be summarized as a sequence of three main stages:

1. Early volcanic stage characterized by building of large rhyolite volcanoes. Along with rhyolite some miner bodies of trachyte and basalt are known as well.

2. Caldera and ring dyke stage which followed the rapid eruption of ash and tuff. This caused decreasing of hydrostatic preassure and led to the collapse of the centre of volcanic structure within the ring faults. Magma, which rose along the ring faults, crystalised as granite porphyry and extruded into the caldera, forming so called late rhyolites. On the contrary to the early rhyolites, all rocks of this stage are porphyritic.

3. Intrusive stage is characterized by gradual emplacement of differentiated intrusions below the volcanic complexes. Their number, shape and size are very varying within different complexes. The term "bell-jar" intrusions was suggested for some of them (Roberts 1970). Different petrogenetic types are the products of magma differentiation and assimilation of older rocks. All of them have been comprehended under the common term "Younger granites". Their economic significance is considerable, in particular that of biotite granite as the source of Sn, Nb, W, Mo, Zn and Pb mineralisation.

Economically most important are the deposits of cassiterite and columbite. Their forms of occurence are diverse, but so far the most important are the placer deposits or the weathered parts of rocks containing the mineralization. The primary mineralization has been the subject of interest for a few decades, but a systematic exploration has been launched only recently.

The geological structure of ring complexes is too complicated to be explained on a few pages, particularly when many details are not yet fully understood. Despite of that there are many similarities between Nigerian ring complexes and our volcanic and tin bearing areas with many comparable features.

Preložil autor

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

E. Karolusová: **Geologicko-petrografické problémy leukokratných andezitov** (Bratislava 6. 3. 1980)

V skupine tzv. mladých pyroxenických andezitov v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti majú osobitné postavenie leukokratné andezity. Ich regionálne rozšírenie so sprievodnými vulkanofaciálnymi produktmi je najvýraznejšie na juhozápadnej a južnej periférii stredoslovenskej neovulkanickej oblasti, najmä v Pohronskom Inovci a Štiavnických vrchoch. V Bátovskej kotline na S od Levíc sú pochované pod sarmatskými sedimentmi (Brestenská, 1964, 1970, a Karolus — Vaňová, 1973). Čerstvé leukokratné andezity sú tmavosivé až čierne a vyznačujú sa fluidálnymi textúrami. Časté sú vitroporfyrické pórovité odrody. Základná hmota je prevažne hyalopilitická, ale nevylučuje sa ani mikrolitická, najmä v strede prúdov (74 až 90 % minerálneho zloženia).

Porfyrické výrastlice plagioklasov sú zonálne, kostrovité a vplyvom magmetickej korózie a rýchlej kryštalizácie nedokonale vyvinuté. Bazicita je v Pohronskom Inovci najbežnejšie An_{40-50}, na J Štiavnických vrchov sa vyskytujú bázickejšie plagioklasy s An_{50-60}. Ich obsah podľa modálneho zloženia je menlivý (od 7—20 %). Pyroxény zastupuje hyperstén. Jeho obsah býva od 0,3—1,7 a len ojedinele 2 %. Jednoklonný pyroxén je drobný, zvyčajne v zhlukoch s hyperténom. Jeho modálny obsah je od 0,1—0,6 %. Tieto andezity sú pomerne kyslé, s priemerným obsahom SiO_2 59—63 %.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Problémy územnoplánovacej prípravy výstavby sídliska Dargovských hrdinov v Košiciach

Na seminári, ktorý usporiadala pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti v Košiciach a pobočka ČSVTS pri Stavoprojekte v Košiciach 11. 3. 1981, boli prednesené dva referáty.

Karol Lokša: **Niektoré problémy územnoplánovacej prípravy sídliska Dargovských hrdinov v Košiciach**

Po druhej svetovej vojne zaznamenali Košice prudký urbanický rast. Jeho charakteristickým znakom je prelom v územnom rozvoji mesta a jeho riadenie urbanistickým plánovaním (SÚP). Historická rozloha mesta sa prekračuje aj v súčasnosti, a to v súvislosti s ďalším rozvojom hospodársko-sídelnej aglomerácie a s prechodom na východnú stranu mesta a do údolia Torysy.

Územie na východnej strane mesta tvoria pahorkatiny Košickej kotliny, ktoré sú svahovité, morfologicky členité a majú zložité inžinierskogeologické pomery. To si vyžaduje iný koncepčný aj technicko-organizačný prístup pri zabezpečovaní výstavby. Osobitosti spočívajú v prispôsobovaní a väčšej náročnosti inžinierskogeologických prieskumných prác aj pri hodnotení širšieho územia a jeho stability už v rámci vypracúvania územnoplánovacej dokumentácie, ako aj pri riešení technicky náročnejších problémov zakladania, postupu výstavby a sanácie územia. Zásady sanácie územia spočívajú v troch cieľových etapách. Je to prírodný stav územia, etapa výstavby a konečné, zástavbou už zmenené pomery územia a jeho používanie.

Prechod výstavby na menej vhodné územia je spoločensky odôvodnený vyčerpaním rovinných plôch a ochranou pôdneho fondu, a to napriek tomu, že si výstavba vyžaduje zvýšené investičné prostriedky. Ako to potvrdzujú aj niektoré výsledky zo sídliska Dargovských hrdinov, hodnotenie efektívnosti zo širšieho urbanistického hľadiska to umožňuje. Na území funkčne využívanom na bývanie k tomu pristupujú aj hodnoty v mimoekonomickej sfére, t. j. predpoklady tvorby kvalitnejšieho životného prostredia, ktoré svahovitý a členitý terén poskytuje.

Za základný smer územného rozvoja mestských sídelných útvarov treba pokladať zvýšenie intenzity využívania jestvujúceho a nového územia, a to včítane menej vhodných plôch so zložitou konfiguráciou a inžinierskogeologickými pomermi. To vyžaduje prispôsobiť metodiku prípravy aj v oblasti inžinierskej geológie a sanácie územia.

Vykonalo sa 30 stabilitných výpočtov. Stupeň stability sa pohybuje od 1,04—10,95. Sanácia územia sa robí pilótovými stenami, zásypmi eróznych rýh, stabilizačnými prísypmi, horizontálnymi vrtmi a založením niektorých bytových objektov na širokopriemerových pilótach.

Skúsenosti získané pri výstavbe sídliska ukazujú, že projektovú prípravu takého rozsiahleho sídelného aglomerátu, akým je sídlisko Dargovských hrdinov, nemožno robiť bez dôsledného inžinierskogeologického prieskumu. Inžinierskogeologický prieskum je náročný z odbornej, finančnej aj časovej stránky a vyžaduje si dostatočný časový predstih.

Eduard Dobra: **Inžinierskogeologické poznatky z výstavby sídliska Dargovských hrdinov v Košiciach**

Sídlisko Dargovských hrdinov patrí u nás medzi sídliská s najzložitejšími základovými pomermi. Pri inžinierskogeologickom prieskume sa použili tieto metódy: meranie reziduálnych napätí vo svahoch, penetračné dynamické skúšky, geoakustické merania, presiometrické, geoelektrické a seizmické merania, štúdium leteckých snímok a zaťažkávacie skúšky pilót.

Najstarším útvarom je spodnosarmatský íl, ktorého povrch smerom na Z mierne upadá do aluviálnej nivy rieky Hornád. V nadloží leží súvrstvie košickej štrkovej formácie, ktorú pokrýva kvartérna hlina v hrúbke až 15 m. Hlavný horizont podzemnej vody je na rozhraní spodnosarmatského ílu a sedimentov košickej štrkovej formácie. Nestabilitu západného svahu sídliska ovplyvňuje aktivita zlomového systému smeru SZ—JV, ktorý má značný podiel na stvárňovaní svahov na ľavom brehu Hornádu.

Na sídlisku sa odlíšili štyri typy svahových pohybov: I. typ predstavuje pohyb más košickej štrkovej formácie po spodnosarmatskom íle, II. typ prebieha vo vlastnom súvrství košickej štrkovej formácie, III. typ predstavuje pohyb kvartérnych útvarov po podložnom súvrství košickej štrkovej formácie a IV. typ predstavuje antropogénne zosuny vznikajúce porušením technologickej disciplíny pri realizácii stavebných prác.

Pri zosunoch sa odlíšili hypotetické šmykové plochy a skutočné šmykové plochy identifikované priamo v kopaných šachticiach.

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 475—476*

KRONIKA

Martin Szentiványi — prvý slovenský hydrogeológ teoretik?

(Venujem prvej skupine slovenských hydrogeológov päťdesiatnikov — V. Böhmovi, P. Bujalkovi, J. Fidesovi, O. Frankovi, J. Frankovičovi, E. Kullmanovi, J. Šubovi, P. Tkáčikovi)

Fakt, že sa na Slovensku prvá skupina hydrogeológov päťdesiatnikov objavuje až v súčasnosti, svedčí o tom, aká je naša hydrogeológia mladá. Aj keď sa táto vedná disciplína v Európe začala formovať už v minulom storočí, treba ju rovnako pokladať za veľmi mladý vedný odbor. Genetické, hydrodynamické a dokonca aj hydrogeochemické otázky, pravdaže, zaujímali mysle už našich dávnych predkov a takéto otázky, ale aj odpovede na ne sa objavovali vlastne už v staroveku. Jednou z najuznávanejších autorít starovekého Grécka bol filozof Aristoteles. Jeho náhľady ovplyvnili nielen myslenie antickej verejnosti, ale boli základom svetovej vedy až do konca osvietenstva (18. stor.), keď už prírodné vedy dostávali exaktný ráz. Ale mnohé Aristotelove názory si podržali platnosť až do dnešných čias.

Na Slovensku sa záujem o prírodné vedy evidentne prebudil iba v období humanizmu (16.—17. stor.). Aj keď odborné diela s problematikou vôd z tohto obdobia, napr. J. Wernher: Podivuhodné vody na Spiši (pred rokom 1549) alebo o Podivuhodných vodách Uhorska (1549), sú iba opisné, ich význam pre naše etnikum i celú Európu bol veľký, pretože oboznamovali celú vtedajšiu učenú Európu s osobitosťami nášho vodného bohatstva.

Rozvoj univerzitného štúdia v Európe vyvolal, rozšíril a prehĺbil záujem o prírodné vedy a, prirodzene, aj o nové otázky a odpovede na ne. Práve v tom čase umožnili objavy technických zariadení v nebývalej miere poznávať zákony prírody a formulovať ich. O rozvoj vedy na Slovensku sa vtedy výrazne zaslúžila Trnavská univerzita. Aj keď ju viedlo protireformačné úsilie jezuitov, predsa len v prírodných vedách patrila medzi najprogresívnejšie vysoké školy.

Jednou z veľkých postáv tejto univerzity bol polyhistor Martin Szentiványi. Od roku 1667 (narodil sa 20. 10. 1633 v Liptovskom Jáne) účinkoval ako univerzitný profesor v Trnave, vo Viedni, Štajerskom Hradci, Mníchove a v Košiciach. V rokoch 1690—1693 bol aj rektorom univerzity v Trnave. M. Szentiványi bol podnikavým mužom. V Turci vybudoval dve papierne, ktoré dodávali kvalitný materiál pre trnavskú tlačiareň. Zomrel v Trnave 29. 3. 1705.

M. Szentiványi zasiahol svojím vedeckým dielom do viacerých odborov. Vo všetkých jeho prácach sa prelínajú staré náhľady s novými poznatkami a metafyzická abstraktnosť s empirickou konkrétnosťou. V prírodných vedách vyšiel z tradičných aristotelovských názorov, ale neuspokojoval sa s nimi, a ak sa objavili nejaké pochybnosti, overoval si ich.

Medzi množstvom odborných prác publikovaných v súhrnnom diele Curiosiora et selectiora variarum scientiarum miscellanea — Vzácnejšie rozmanitosti, vybrané z rozličných vedných odborov I, II, III (Trnava 1689 a 1702) je z hydrogeologického hľadiska pozoruhodná jeho 8. fyzikálno-matematická rozprava De admirandis virtutibus et proprietatibus lacuum, fontium, fluviorum aliarumque aquarum... O podivuhodných silách a vlastnostiach jazier, prameňov, riek a iných vôd, ktoré sa vyskytujú vo svete, ale najmä v krajinách podriadených najvznešenejšiemu dvoru rakúskemu a hlavne v Uhorskom kráľovstve (1689, I. zv.).

V tejto rozprave sa autor na podklade diela J. Wernhera pokúsil interpretovať rozmanité otázky týkajúce sa najmä minerálnych a termálnych vôd na Slovensku, ale aj obyčajných vôd a iných javov našej prírody. V rozprave rozšíril problematiku vôd na celý vtedy známy svet, a tak oboznamoval našu odbornú verejnosť nielen so samotnými faktmi a problémami, lež aj s ich dobovou interpretáciou. V tom je aj originálnosť jeho práce. Objavenými interpretáciami, aj keď s neodmysliteľnými dobovými akcentmi, sa M. Szentiványi postavil u nás na prvé miesto, a tak sa stal vlastne priamym predchodcom

či dokonca priekopníkom hydrogeologických teórií na Slovensku.

Jeho myslenie bolo poznačené náboženským vzdelaním, a preto nikoho nemôže prekvapiť, ak svoje tvrdenia podopieral autoritou Písma. V mnohom však sám postrehol, že táto autorita je neprimeraná a progresívne sa obrátil na vlastné poznanie a v ňom hľadal oporu. Okrem toho je v jeho názoroch a argumentáciách neraz viditeľný vplyv autority A. Kirchera, ktorý staval na rozumových Aristotelových dôvodoch. V mnohom sa nedokázal vymaniť z dávno prekonaných náhľadov (geocentrizmus), ale na druhej strane bol priekopníkom nových myšlienok najmä vo fyzike.

Problematikou vôd sa M. Szentiványi zaoberal najskôr v 5. rozprave — Dissertatio 5. elementaris seu de natura et proprietatibus elementorum. V nej sa venoval podstate a vlastnostiam základných prvkov sveta, medzi ktoré počítal aj zem a vodu. Zatiaľ, čo táto rozprava má prevažne všeobecný filozofický charakter, 8. rozprava O podivuhodných silách a vlastnostiach vôd má praktické prírodovedné zameranie a vysvetľujú sa v nej konkrétne prírodné javy. Autor ju rozdelil na dve hlavné časti, všeobecnú a špeciálnu.

Vo všeobecnej časti sa zaoberal základnými otázkami, ako sám hovorí, „potrebnými na objasnenie vecí". Rozoberá tu 21 otázok, formulovaných scholastickým spôsobom — otázka — odpoveď (napr.: Aký je pôvod riek? Odkiaľ majú svoj pôvod jazerá? Aké sú to vody uzdravujúce a chuťou vynikajúce? a pod.).

Obsah špeciálnej časti rozpravy zvýrazňuje širší nadpis Podrobné vysvetlenie niektorých podivuhodných síl a vlastností jazier, prameňov, riek a iných vôd, ako aj ich prirodzené vysvetlenie.

Nadpis naznačuje šírku i hĺbku problematiky, s ktorou sa chcel autor, možno povedať, popasovať. Bolo to v našej literatúre a v odbore niečo dovtedy neznáme.

Špeciálnu časť autor rozdelil na dva podcelky. V prvom hovorí o podivuhodných vodách Uhorska a v druhom o obdivuhodných vodách iných krajín.

Vodám v Uhorsku venuje 43 otázok. Zjednodušil si prácu tak, že ich vlastne „citoval" z diela J. Wernhera O podivuhodných vodách Uhorska (ale vonkoncom to nie je prepis tohto diela). Sám vysvetľoval tieto podivuhodnosti rozumovými argumentáciami a iba tam, kde si nevedel poradiť s prirodzeným vysvetlením, zobral si na pomoc dôkazy z Písma. Zaujímavé však je, že autor vôbec neuvádza J. Wernhera. Azda preto, že dielo bolo v tom čase všeobecne známe. Len tak si možno vysvetliť také autorské nedopatrenie. Rovnako možno kvalifikovať aj postup Štefana Csibu, ktorý roku 1713 v rozprave O podivuhodných vodách Uhorska prebral od M. Szentiványiho celú 8. rozpravu, ale jeho meno vôbec neuviedol. Odvoláva sa však na J. Wernhera a sám iba prepracoval celkový vzhľad.

Otázky o obdivuhodných vodách mimo Uhorska (od 44 do 100) sú pozoruhodné širokým rozhľadom autora, a to nielen z faktografického hľadiska, ale aj pokiaľ ide o literatúru. Ale treba pripomenúť, že v niektorých odpovediach na položené otázky pozorovať bezradnosť a v iných otázkach sa zasa odzrkadľujú nesprávnosti v pôvodných informáciách.

Celá špeciálna časť je najmä v odpovediach na otázky vlastne, anachronicky vyjadrené, prvou hydrogeologickou učebnicou u nás. Uviedli sme už, že sa M. Szentiványi v mnohom pridŕžal Aristotelových názorov a aj explicitne to vyjadril. Zväčša tam, kde sa od jeho názorov otvorene odkláňa, dostáva sa na vedecké scestie (napr. pôvod pramenných a riečnych vôd). Význam celej jeho hydrografickej práce spočíva v novom vysvetľovaní podivuhodností, resp. osobitostí povrchových a podzemných vôd, ako aj v tom, že autor pri vysvetľovaní už argumentoval zákonitosťami dovtedy neformulovaných alebo málo známych zákonov (gravitácie, kapilarity) prírody.

Szentiványiho rozprava je významná aj tým, že priniesla nové poznatky o niektorých našich minerálnych vodách či prameňoch (Liptovský Ján, Bojnice, Sliač, Dobrá Voda atď.) a vlastne doplnila a spresnila rozličné nejasnosti z diela J. Wernhera z r. 1549.

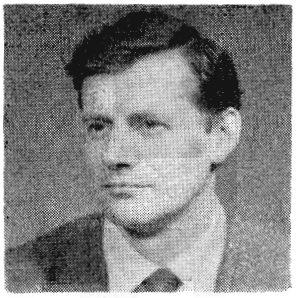
Augustín Rebro

Mineralia slov.
13, *(1981), 5, 477—480*

KRONIKA

Naši jubilanti

RNDr. Laurenc Snopko, CSc., päťdesiatročný



1. 5. 1981 sa dožil päťdesiatich rokov významný slovenský geológ RNDr. Laurenc Snopko, CSc. Narodil sa v Polomke v okrese Brezno. Základnú školu vychodil v rodisku a v Brezne a roku 1950 maturoval na Gymnáziu v Brezne. Roku 1950 začal študovať na Geologicko-geografickej fakulte v Bratislave a po dvoch rokoch prešiel na Geologicko-geografickú fakultu Karlovej univerzity v Prahe. Vysokoškolské štúdiá ukončil roku 1954 v Prahe ako promovaný geológ a v tom istom roku vstúpil do služieb Geologického ústavu D. Štúra, kde pracuje dodnes. Roku 1966 úspešne obhájil kandidátsku prácu na tému Význam drobných a stredných litologických i tektonických štruktúr pre riešenie stavby západnej časti paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

Pre odborné a organizačné schopnosti jubilanta poverovali náročnými úlohami a rozličnými funkciami. V rokoch 1960—1964 bol vedúcim úlohy výskumu Spišsko-gemerského rudohoria a redaktorom listu Dobšiná 1 : 50 000, v rokoch 1964—1966 vedúcim oddelenia paleozoika v Geologickom ústave D. Štúra a v rokoch 1967—1974 vedúcim regionálneho sektoru ústavu. V rokoch 1958—1960 prednášal na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave štruktúrnu geológiu.

Jubilant už ako študent vysokej školy prejavoval mimoriadny záujem o geologický výskum starších útvarov, najmä kryštalinika a paleozoika. V prvých rokoch svojej odbornej činnosti sa venoval bádaniu kryštalinika v Nízkych Tatrách, Slovenskom rudohorí a v Krušných horách pod vedením akademika Zoubka. Jeho práce — geologické mapy — poslúžili na skompletizovanie geologických generálnych máp 1 : 200 000.

Podstatnú časť svojej výskumnej činnosti venoval Spišsko-gemerskému rudohoriu, podrobne zmapoval jeho rozsiahle územia najmä v západnej časti a úseky vo východnej časti. Jeho mapovacie práce tvorili významnú časť pri zostavovaní geologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. V tejto geologicky veľmi zložitej oblasti riešil stratigrafické problémy staršieho paleozoika, najmä gelnickej série. V súlade so svetovým trendom výskumu flyšových oblastí uplatnil v gelnickej sérii metodiku drobnolitologických výskumov. Podarilo sa mu zistiť proximálne a distálne ortoflyšové subfácie a fácie subflyšu a kryptoflyšu. Na základe toho zistil veľké litologické celky — mezorytmy. Výsledky týchto výskumov ho viedli k tomu, že za pomoci vrtných prác zistil nový horizont karbonátov v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Veľkú časť výskumu venoval štúdiu drobnotektonických prvkov celej oblasti. Na základe vzťahu faciálnych plôch k vrstvovitosti a zistenia viacerých plôch bridličnatosti zistil viac metamorfných fáz, čím rozšíril poznatky o problematike metamorfizmu.

V posledných rokoch v spolupráci s viacerými geológmi z rozličných inštitúcií významne prispel k zostaveniu novej geologickej a tektonickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria.

Bohaté skúsenosti a poznatky o Slovenskom rudohorí jubilant veľmi dobre uplatnil pri riešení hlbinnej stavby tohto horstva v spolupráci s geofyzikmi, ďalej sa zúčastnil na petrologickom výskume kyslého vulkanizmu gelnickej série, v ktorom sa podarilo priestorovo a stratigraficky vymedziť vulkanické horizonty odlišného petrografického charakteru.

RNDr. Laurenc Snopko, CSc., vo svojej výskumnej činnosti vyriešil rad problémov

a podstatne prispel k poznaniu stavby Západných Karpát vôbec. Jeho publikované práce sú na vysokej vedeckej úrovni a stali sa známymi aj v okolitých štátoch. Okrem vedeckého majú aj praktický význam, najmä pre vyhľadávanie rudných surovín.

Jubilant RNDr. Laurenc Snopko, CSc., sa svojou precíznou vedeckou prácou a priateľským prístupom k ľuďom stal váženým a uznávaným odborníkom a výraznou vedeckou osobnosťou. Dožil sa svojho jubilea v plnom rozmachu pracovného elánu a vedeckého bádania. Celá slovenská geologická pospolitosť mu do ďalšej tvorivej činnosti želá mnoho úspechov, zdravia a osobného šťastia.

O. Fusán

Životné jubileum Ing. Eugena Kullmana, CSc.

Ing. Eugen Kullman, CSc., je ako popredný československý hydrogeológ prácami v tomto odbore dobre známy medzi československými hydrogeológmi, ale aj v medzinárodných kruhoch. Jeho odborný a vedecký profil hydrogeológa bol už pred ukončením vysokoškolského štúdia orientovaný na výskum podzemných vôd, najmä krasových a kvartérnych.

Jubilant sa narodil 22. mája 1931 v Rajci. Tam vychodil ľudovú školu a v rokoch 1942—1950 študoval na Gymnáziu v Žiline, kde aj maturoval. Vysokoškolské štúdiá vodohospodárskeho smeru absolvoval v rokoch 1950 až 1955 na Fakulte inžinierskeho staviteľstva SVŠT v Bratislave. Už v ich priebehu od roku 1954 pracoval na čiastočný úväzok v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave v oblasti hydrogeologického výskumu základného regionálneho charakteru. Po skončení SVŠT pokračoval v práci v GÚDŠ a po založení hydrogeologického oddelenia sa stal jeho vedúcim. Teraz je samostatným vedeckým pracovníkom a rieši otázky základného metodicko-vedeckého hydrogeologického výskumu, ako aj regionálno-hydrogeologického výskumu. Kandidátsku dizertačnú prácu obhájil roku 1965. Vedeckú ašpirantúru študoval pod vedením akademika O. Duba a od roku 1971 je sám školiteľom vedeckých ašpirantov v odbore hydrogeológie.

Ing. Eugen Kullman zameral svoju vedeckovýskumnú prácu na riešenie hydrogeologických, hydrologických a hydraulických problémov krasových vôd, hydrogeológiu kvartérnych podzemných vôd a zostavenie hydrogeologických máp rozličnej mierky. Bol aj hlavným redaktorom edície základných hydrogeologických máp 1 : 200 000 pre Slovensko. Štvrtým okruhom jeho odborných prác sú metodické problémy, najmä hydraulické hodnotenie prameňov, špecifických odtokov podzemných vôd, hydrologické bilancie, zvyšovanie odtokov podzemných vôd z akumulovaných zásob podzemnej vody a i.

Popri úspešnej vedeckej práci jubilant vykonáva viacero odborných funkcií a je členom mnohých komisií doma (asi 12) a v zahraničí (tri). Výsledky výskumov doteraz publikoval v 47 štúdiách a má 68 nepublikovaných prác, ale slúžiacich vodohospodárskym zámerom nášho národného hospodárstva.

Ing. Eugen Kullman, CSc., patrí do skupiny spoluzakladateľov modernej slovenskej a československej hydrogeológie a je vzorným vychovávateľom mladšej hydrogeologickej generácie. Za bohatú a vysoko odbornú prácu v oblasti hydrogeológie ho odmenili viacerými rezortnými vyznamenaniami a uznaniami.

Pri päťdesiatke želáme jubilantovi Ing. E. Kullmanovi, CSc., naďalej pevnú hydrogeologickú zanietenosť a mnoho vedeckovýskumných úspechov v ďalších plodných rokoch.

Anton Porubský

RNDr. Jozef Michel päťdesiatročný

30. novembra tohto roku sa dožíva významného životného jubilea päťdesiatich rokov RNDr. Jozef Michel.

Narodil sa v robotníckej rodine v Brvništi v Považskobystrickom okrese ako tretí syn z piatich súrodencov. Vysokoškolské štúdiá ukončil roku 1955 na Geologicko-geogra-

fickej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave.

Po štúdiách nastúpil do Geologického ústavu D. Štúra ako inžinier asistent. Roku 1958 prešiel do Geologického prieskumu (vtedy v Žiline) a v tejto inštitúcii pracuje bez prerušenia dodnes, a to vo funkcii vedúceho špeciálnej skupiny pre oblasť nerudných surovín. Prešiel viac-menej všetkými stupňami odborných a organizačných funkcií. Bol postupne geológom, samostatným geológom, vedúcim odbornej skupiny a vedúcim geologického strediska (oblasti).

Odborné pôsobenie RNDr. J. Michela v Geologickom prieskume v Spišskej Novej Vsi je veľmi pestré, najmä v nerudnej problematike. Ako výborný odborník v oblasti vápenca a cementárskych surovín na Slovensku pracoval pri riešení dôležitých úloh. Jeho meno možno nájsť na záverečných správach a výpočtoch zásob ložísk, ktoré už dnes prinášajú úžitok národnému hospodárstvu. Ide napr. o vápenec ložiska Včeláre nielen pre Východoslovenské železiarne, lež aj pre cementáreň v Turni n/Bodvou, cementárske suroviny pre Horné Srnie, Ladce a Lietavskú Lúčku. Dobré výsledky dosiahol aj geologickoprieskumnými prácami pri zabezpečovaní surovinovej základne cementárne Sever pri Ružomberku.

Vymenovať všetky úlohy, ktorého RNDr. J. Michel riešil, nemožno, ale hodnotenie jeho podielu je vždy pozitívne, a to či už ako odborníka v nerudnej problematike alebo aj organizačného pracovníka v geológii. O jeho erudícii svedčí aj činnosť ako experta OSN, člena geologických skupín v zahraničí, ale aj ako samostatného pracovníka pri expertízach. Jeho vytrvalosť dokumentuje aj to, že dnes bez ťažkostí komunikuje po rusky, francúzsky i po španielsky. Dlhší čas pracoval na Kube, v Togu, Alžírsku a v Mexiku a jeho činnosť sa hodnotila vždy veľmi vysoko.

RNDr. J. Michel plní všetky úlohy kvalitne a včas a jeho práce sú na dobrej odbornej úrovni. Má bohaté teoretické vedomosti a praktické skúsenosti, takže je schopný riešiť aj veľmi náročné úlohy.

Nemienime tu vyratúvať všetky odborné, povahové a organizačné kľady jubilanta, pretože najpresvedčivejšie ich ilustrujú výsledky jeho úsilia.

Želáme nášmu optimistickému a vždy veselému jubilantovi RNDr. Jozefovi Michelovi pevné zdravie a dlhé roky činorodej práce v našom kolektíve.

Tomáš Furiel

RNDr. Milan Brodňan päťdesiatročný

V decembri 1981 završuje päťdesiat rokov života vedúci odboru geológie a meračstva koncernu Uhoľných a lignitových baní v Prievidzi RNDr. Milan Brodňan.

Narodil sa 9. decembra 1931 v dedinke Klin pri Námestove. Stredoškolské štúdiá zavŕšil maturitou na Gymnáziu v Levičiach. Potom začal študovať na Geologicko-geografickej fakulte UK v Bratislave a po skončení druhého ročníka pokračoval v štúdiu na Prírodovedeckej fakulte v Brne. Štúdiá špecializované na základný geologický výskum ukončil roku 1955.

Pracovať začal v n. p. Uhoľný prieskum v Turčianskych Tepliciach. Vykonával tu rad funkcií, a to od mapovacieho až po závodvodného geológa, s úlohou riadiť a hodnotiť prieskumné práce v južnoslovenskej uhoľnej panve.

Po reorganizácii roku 1958 pracoval ako geológ uhlia v závode Geologického prieskumu v Banskej Bystrici a od roku 1959 na úseku Geologického prieskumu v Novákoch.

Na požiadanie odborového riaditeľstva Uhoľných a lignitových baní prešiel roku 1966 do služieb tejto organizácie. Tu pracoval ako špecialista na geológiu, roku 1975 sa stal vedúcim oddelenia a roku 1977 prešiel do funkcie vedúceho odboru geológie a meračstva v reorganizovanom koncerne v Prievidzi.

Z uvedeného vychodí, že sa jubilant už vyše štvrťstoročie venuje geologickoprieskumným úlohám uhoľných ložísk na Slovensku (južnoslovenská uhoľná panva, štúrovské, handlovské a novácke uhoľné ložiská). Je autorom a spoluautorom deviatich záverečných správ a výpočtov zásob uhlia, a to aj z iných oblastí, ako sme už uviedli (ložisko lignitu v Lakšárskej Novej Vsi-Studienke, ložisko lignitu Hnojné v podvihorlatskej uhoľnej panvej.

V sledovaní tejto problematiky a vo vedení prieskumných prác — aj keď v inej funkcii — pokračoval aj za svojho pôsobenia v Uhoľno-lignitových baniach. Pribudlo mu ešte riadenie úloh vyplývajúcich z riadenia

geologickomeračských útvarov v koncernových podnikoch a riešenie otázok spätých s exploatáciou uhoľných ložísk na Slovensku a na južnej Morave.

Výsledky svojej práce jubilant spracoval vo viacerých odborných štúdiách a v desiatich publikáciách, medzi ktorými je najhodnotnejšia práca o geologickej stavbe nováckeho uhoľného ložiska.

Roku 1970 vykonal na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave rigorózne skúšky v odbore aplikovanej geológie a geofyziky a získal akademický titul RNDr.

Jubilant sa aktívne zúčastňuje na práci v rozmanitých odborných komisiách, v komplexných racionalizačných brigádach a pod. Roku 1976 ho Predsedníctvo vlády ČSSR vymenovalo za člena Komisie pre klasifikáciu zásob ložísk nerastných surovín. Je autorom viacerých expertíznych posudkov pre spomenutú komisiu, ako aj pre Český geologický úrad a Slovenský geologický úrad.

Jubilant je členom KSČ od roku 1967 a v súčasnosti je lektorom Domu politickej výchovy pri OV KSS v Prievidzi, členom ZV ROH a vedúcim straníckej skupiny pri ZV ROH, ako aj vedúcim Brigády socialistickej práce 2. stupňa.

Za poctivú a obetavú dlhoročnú prácu dostal jubilant roku 1968 odznak Vzorný pracovník ministerstva hornictví a roku 1980 štátne banícke vyznamenanie Za pracovnú vernosť.

Na päťdesiate narodeniny želajú jubilantovi RNDr. Milanovi Brodňanovi veľa zdravia, mnoho úspechov v práci a pokoja v osobnom živote jeho spolupracovníci z Geologického prieskumu a všetci geológovia.

Vladimír Hano

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 13, číslo 5, október 1981.
Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 30. 9. 1981. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—, Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1981.

INFORMÁCIA — INFORMATION

Ján Pastor

Prstencové komplexy severnej Nigérie a ich metalogenetický význam — **465** Ring complexes in Northern Nigeria and their metallogenetic significance

KRONIKA — CHRONICLE

Augustín Rebro

Martin Szentiványi — prvý slovenský hydrogeológ teoretik? — **475** Martin Szentiványi was the first Slovak theoretical hydrogeologist?

Oto Fusán

RNDr. Laurenc Snopko, CSc., päťdesiatročný — **477** Fifty years of RNDr. Laurenc Snopko, CSc.

Anton Porubský

Životné jubileum Ing. Eugena Kullmana, CSc. — **478** Jubilee of Ing. Eugen Kullman, CSc.

Tomáš Furiel

RNDr. Jozef Michel, päťdesiatročný — **478** Fifty years of RNDr. Jozef Michel

Vladimír Hano

RNDr. Milan Brodňan, päťdesiatročný — **479** Fifty years of RNDr. Milan Brodňan

AKTUALITA — NEW

Blažej Kusák — Ján Hurný

Stratiformné karbonáty a metasomatický siderit v ložisku Rudňany — **441** Strata-bound carbonate and metasomatic siderite from the Rudňany deposit (Eastern Slovakia)

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Karol Karolus — Eva Karolusová

Geologicko-vulkanoštruktúrna stavba Pohronského Inovca — **464** Geological and volcanic edifice of the Pohronský Inovec Mts.

Eva Karolusová

Geologicko-petrografické problémy leukokratných andezitov — **473** Geological and petrographical problems of leucocratic andesites

Karol Lokša

Niektoré problémy územnoplánovacej prípravy sídliska Dargovských hrdinov v Košiciach — **474** Some problems of preparation of town planning sheme for Dargov heroes district in Košice

Eduard Dobra

Inžinierskogeologické poznatky z výstavby sídliska Dargovských hrdinov v Košiciach — **474** Engineering geological experience from the construction of Dargov heroes district in Košice

RECENZIE — REVIEW

Jozef Gubač

V. Bouška, et al.: Geochemie — **403** V. Bouška, et al.: Geochemistry

Jozef Vozár

P. Gross — E. Köhler, et al.: Geológia Liptovskej kotliny — **450** P. Gross — E. Köhler, et al.: Geology of the Liptovská kotlina (depresion)

Miloslav Khun

V. Bouška, et al.: Geochemie — **456** V. Bouška, et al.: Geochemistry

Štefan Bajanik

A. Panayiotos: Ophiolites — **464** A. Panayiotos: Ophiolites

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA
INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA
NAFTA, K. P., GBELY
GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374