

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 9 • ČÍSLO 1

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1977

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

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

OBSAH — CONTENTS

<i>Michal Mahel</i> : Niektoré závažnejšie otázky stavby kryštalinika a mezozoika tatrid a veporid — Some problems of the Crystalline and Mesozoic structure of the Tatrides and Veporides	1
<i>Dušan Hovorka — Laurenc Snopko — Jozef Zlocha</i> : Gabropegmatit z ultrabázického telesa pri Komárovciach — Gabbropegmatite from the ultrabasic body near Komárovce (West Carpathian Mts.)	11
<i>Ivan Kraus</i> : K niektorým otázkam geochemie bentonitu a kaolínu v Západných Karpatoch — On the geochemistry of bentonite and kaoline in the West Carpathians Mts.	21
<i>Milan Tréger — Lýdia Drnzíková — Katarína Mandáková</i> : Interpretácia Th-U anomálií v rakoveckej sérii v Spišsko-gemerskom rudohorí — Interpretation of thorium-uranium anomalies in the Rakovec Group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.	33
<i>Dionýz Vass — Michal Elečko</i> : Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie — The shape of pebbles and genesis of the Pozdišovce gravel complex (eastern Slovakia)	43

SPRÁVY — REPORTS

<i>Michal Kaličiak — Pavol Burda — Rudolf Ďuďa — Daniel Očenáš</i> : Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani — Clays of hydrothermally altered zones in the neovolcanites near Zlatá Baňa (eastern Slovakia)	67
---	----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ivan Herčko</i> : Trnavský profesor Matej Piller	79
---	----

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Jiří Kůnta</i> : Kvantitatívni systém reziduálných hornín, sedimentů a vulkanoklastických usazenín	10
---	----

Niektoré závažnejšie otázky stavby kryštalinika a mezozoika tatrid a veporid

MICHAL MAHEL*

Некоторые важнейшие вопросы строения кристаллических пород и мезозоя татрид и вепорид

Целью статьи является показать на потребность пересмотра некоторых застарелых представлений о развитии и строении татрид и вепорид. Вопрос касается байкальской складчатости, более выразительной альпийской переработке татридных кристаллических пород, ротации некоторых блоков в татридах, взаимоотношения татранского и фатранского типа оболочных единиц, синклинария и антиклинария, сбросов и небольших надвигов в лобовых частях субтатранских покровов и наконец положения структурной единицы Большого Бока.

Some problems of the Crystalline and Mesozoic structures of the Tatrídes and Veporides

The paper discusses the need of a revision of several deep-rooted concepts of the development and structure of the Tatrídes and Veporídes as are, for example, the Baikalian folding, more pronounced Alpine reworking of the Tatríde Crystalline, the rotation of some blocks in the Tatrídes, the relation of the Envelope units of the Tatra and Fatra types, the problem of synclínoria and anticlínoria, younger overthrusts and smaller upthrusts in the front part of the Subtatra nappes, and the position of the Veľký Bok unit.

V ostatnom desaťročí sa o stavbe kryštalinika i mezozoika tatrid a veporid nahromadilo veľa nových poznatkov. Niektoré pomáhajú odstraňovať rozpory, iné ukazujú na nové vzťahy a viaceré si vynucujú nové prehodnotenie koncepcie vývoja a stavby vnútorných Karpát. Dotknem sa niektorých, ktoré sa mi zdajú zvlášť aktuálne.

* Akademik Michal Mahel, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

1. Jedným z kľúčových problémov histórie Západných Karpát je bližšie poznanie kvality a rozsahu bajkalského a hercýnskeho vrásnenia.

O bajkalskom vrásnení sa vie veľmi málo. Jeho účinky sa spájajú s výrazným metamorfným skokom medzi kryštalinikom (jastrabská a kokavská séria) a paleozoikom gemerika (gelnická séria) (M. Máška, V. Zoubek 1960; J. Kamenický in M. Maheľ 1967). Je to v úplnom súlade s náhľadmi na vývoj alpíd v predbajkalskom období (M. V. Muratov 1969; A. A. Belov 1967; V. I. Achripov 1972). Bajkalskému vrásneniu sa totiž pripisuje najväčší význam v utváraní predalpínskeho jadra v štruktúre stredomorského pásma. Vtedy sa sformovali také masívy ako rodopský, srbsko-macedónsky, východopanónsky, centrálnokarpatský. V zmysle týchto názorov vývoj v hercýnskom cykle poznamenali úzke pretiahnuté trógy včítane eugeo-synklinál s bazikami. Slabinou takýchto predstáv je nedostatok vrchnoproterozoických, príp. kambrických molás a nedostatok výrazne transgresívneho staropaleozoického člena. Ani v Západných Karpatoch ani vo Východných Alpách nie je známa výrazná diskordancia medzi proterozoikom a paleozoikom. V Západných Karpatoch ani inde v spomenutých masívoch nie sú známe staropaleozoické série výrazne platformného, príp. kváziplatformného typu. Naopak, faciálny charakter východiskových predpaleozoických a staropaleozoických sedimentov je v podstate rovnaký: faciálne pomerne monotónny, prevažne grauvaky, ílovito-pieskovcové komplexy aspídnych, častejšie flyšoidných, niekde aj flyšových formácií, zväčša ovplyvňovaných magmatickou činnosťou (M. Maheľ 1975). V Západných Karpatoch je výrazný aj malý podiel karbonátov v staršom paleozoiku, a to dokonca i v devóne, útvere, v ktorom v iných segmentoch alpíd (i vo Východných Alpách) sú častejšie mocnejšie komplexy vápencov a dolomitov. To všetko by napovedalo, že pri bajkalskom vrásnení nedošlo v Západných Karpatoch k výraznejším zmenám typu kôry. Napriek tomu prejavy bajkalského vrásnenia však nemožno nebrať do úvahy. Signalizuje ich prítomnosť mocných kremítych porfýrov v gelnickej sérii. Ich genéza sa dá najlogickejšie vysvetliť ako výsledok čiastočnej diferenciácie kôry spôsobenej práve bajkalským vrásnením. Nemožno zabúdať ani na výrazné rozdiely v stupni metamorfózy mnohých sérií v alpídach: staropaleozoických sérií prevažne epimetamorfovaného charakteru a predpaleozoických vo svojej podstatnej časti mezometamorfovaných až katametamorfovaných. Pravda, toto kritérium stupňa metamorfózy nemožno pokladať za platné v plnom rozsahu práve v Západných Karpatoch a Východných Alpách. O oboch týchto segmentoch je známe, a nové výskumy to rok čo rok potvrdzujú, že aj časť vyššie metamorfovaných metamorfítov (pezinsko-pernecké kryštalinikum — O. Čorná 1968, B. Cambel — O. Čorná 1974; kokavská séria — L. Kamenický 1973; hrónská séria — A. Klíneč et al. 1975) je staropaleozoická. Doterajšie názory na intenzitu a dosah bajkalského vrásnenia zostávajú, ako vidieť, hmlisté. Množiac sa stratigrafické dáta akiste v najbližších rokoch poskytnú serióznejší podklad aj pre hodnotenie tejto závažnej otázky. Už dnes však možno povedať, že sa úloha bajkalského vrásnenia v alpídach precenila na úkor hercýnskeho vrásnenia. Radiometrické dáta jednoznačne ukazujú, a to nielen v Západných Karpatoch, ale aj inde v alpídach, že prevažná väčšina granitoidov, a to aj anatektických, rovnako ako migmatitov, je časovo spätá s hercýnskym vrásnením (A. K. Bojko 1975); nevynímajúc ani žuly typu Trangošky a široké pásma migmatitov v dumbierskom antiklinóriu a vo veporidách. Preto je lo-

gické spájať v pásmach rozsiahlej granitizácie, ako je veporidné, ale aj tatridné vznik niektorých vyššie metamorfovaných komplexov so zonárne rozloženým termálnym účinkom. Hercýnske vrásnenie je tak v Západných Karpatoch, ako aj v ostatných segmentoch alpíd najstaršie dokumentované výraznou uhlovou diskordanciou, naloženými štruktúrami so svojou výplňou molasoidného a molasového charakteru. Mladopaleozoické molasoidné a molasové formácie sú v alpídach formačnými novotvarmi a spolu s uvedenými ostatnými znakmi dokumentujú výraznú zmenu typu kóry spôsobenú hercýnskym vrásnením, jej konsolidáciu.

Vďaka drobnotektonickým výskumom sa dosiahli cenné poznatky o štýle hercýnskych vrásových systémov. Stlačené šikmé (sčasti izoklinálne) vrásky zväčša smeru Z—V sa konštatovali v Tatrách (Š. K a h a n 1969), v Ďumbierskom kryštaliniku (K. S i e g e l 1974) a v Čiernej hore (S. J a c k o 1971).

2. Ostatné roky prinášajú aj fakty, ktoré vedú k niektorým zásadným zmenám v nazeraní na alpínsku stavbu kryštallického podkladu. Osobitný význam v tom smere majú štúdiá vo veporidnom kryštaliniku. Popri strmo na juh upadajúcich šupinách (hlbinný štýl) s hlboko zavrásnenými synklinálami vyplnenými mezozoikom (Chvatimech, Mojžišov vrch, Kyprov vrch; V. Z o u b e k 1931) bol v axiálnej depresii pri východnom okraji veporidného kryštalinika preukázaný štýl ležatých vrás (vrása Markušky) nielen so zavrásnenými granitoidnými komplexmi, členmi série Hladomornej doliny, lež aj s karbónom, permom, ba i s mezozoikom struženickej jednotky (V. Z o u b e k — L. S n o p k o 1955). Ležaté vrásky sa v posledných rokoch preukázali aj v hronskej sérii v priečnom prelome (poklese) v oblasti Mýto pod Ďumbierom — Bacúch (A. K l i n e c 1971). V oboch prípadoch ide o alpínske štruktúry vytvorené vo vrchnejších častiach veporidného kryštalinika. Zrejme tieto časti sa spolu s mezozoikom zúčastnili na utváraní pripovrchových jednotiek. Nemenej významné sú aj zistenia alochtónnosti granitoidno-migmatitových más kráľovoľského pásma, preukázané v severných častiach tejto zóny a v kryhách v nadloží paleozoických komplexov krakovského pásma. Výrazné subhorizontálne zbridičnenie celých komplexov signalizuje rozsiahlejší príkrov (A. K l i n e c 1966). Neprítomnosť mezozoika zvädza k názoru, že sa príkrovy formovali už za hercýnskeho vrásnenia. Ide však o fenomén, ktorý svojím charakterom zapadá do inventára alpínskych štruktúr. Nevidieť na ňom naloženosť alpínskych štruktúr, a preto je logickejšie spájať ho s alpínskym vrásnením, ktoré azda mohlo mať predchodcu v niektorých prejavoch, prešmykoch vytvorených už za hercýnskeho vrásnenia. Tieto násuny sa zrejme odohrali pri neúčasti mezozoika v hlbších zónach ako ležaté vrásky. Overenie väčších násunov až príkrovov v karpatskom kryštaliniku bude značiť podstatnú zmenu v nazeraní na vývoj a stavbu Západných Karpát.

Analogické prejavy pripovrchového tektonického štýlu s ležatými vrásami a plocho presunutými šupinami sú pravdepodobné aj v tatridnom kryštaliniku. Myslíme tým v prvom rade na alpínsky výrazne postihnuté kryštalinikum Malých Karpát. Tu sú totiž známe nielen hlboko do kryštalinika zavrásnené mezozoické synklinály, lež aj menšie tektonické okná mezozoika a vložky mezozoika uprostred silne alpínsky zbridičnených metamorfítov. Zvlášť hojné sú v priestore Borinka, Límbach, Pezinok, Cajla. Niektoré hydrogeologické anomality v Považskom Inovci (vývery až 100 l/s výdatných prameňov s rozsahom veľkých komplexov vápencov zvrásnených uprostred kryštalinika,

napr. pri Selci) i výskyty permu hlboko v zázreze dolín uprostred kryštalinika dokumentujú zložitost tektonických vzťahov medzi kryštalinikom a meozoikom. Vrty, ktoré hlbi Uránový prieskum (podľa láskavej informácie geológov tohto podniku s. Štimela a Trégera), jasne potvrdili, že vrchné časti kryštalinika a mladšieho paleozoika sú zošupinovatené a presúvané spolu s meozoikom. Uvedené fakty signalizujú, že postih tatridného kryštalinika alpínskymi procesmi aspoň vo vrchnejších partiách je aj v iných jadrových pohoriach značný, a to nielen pri južnejších jadrách, ako sú Nízke Tatry (to dokázal už J. Koutek 1931), ale aj pri „vonkajších“ jadrách.

3. V súvisi s jadrovými pohoriami sa treba dotknúť ešte rozptylu osí megantiklinál. Pri polobľukovitej stavbe Karpát sa osobitne Považský Inovec výrazne vymyká nielen smerom klenbohraste a priebehom paleoalpínskych štruktúr takmer smeru S—J, pričom sa severným koncom približuje na nevelkú vzdialenosť k bradlovému pásmu. Dokonca trias s keuprom a „čiernou jurou“, útvary, ktoré sa priradujú ku kysuckej jednotke bradlového pásma pri Drietome (D. Andrusov 1968), prípadne k manínskej jednotke (A. Began 1967), pokladám za obalovú jednotku Inovca. Zrejme tu ide o rotáciu segmentu na západ medzi jastrabianskym zlomom (utínajúcim Považský Inovec zo severu) a hradockým zlomom. Problému rotácie bude zrejme treba venovať osobitnú pozornosť najmä pri utváraní neoalpínskeho plánu Karpát.

4. Nové poznatky z Malých Karpát a Považského Inovca svedčia o laterálnych prechodoch medzi fatranským typom (s prevahou tmavých slieňovcov panvového typu) a tatranským typom obalových jednotiek (s prevahou plytkomorských facií jury a spodnej kriedy). Uvádzam aspoň letmo príklady: v Malých Karpatoch popri orešianskom v severnej časti pohoria s jurou fatranského typu je známy aj vývin Kadlubka s jurou kordilérového typu (M. Maheľ 1961, 1967). V Považskom Inovci popri najrozšírenejšej obalovej jednotke — inoveckej fatranského typu v severnej časti, napr. na Humenci, je vývin jury typicky kordilérovy (M. Maheľ 1967). Séria Červenej Magury s mladšími zlomami kordilérového typu prechádza laterálne do veľkofatranskej jednotky s mladšími členmi panvového typu (M. Maheľ 1967). Členitosť sedimentačného priestoru tatrid s kryštalicými jadrami je nielen štruktúrnym, lež aj genetickým špecifickým znakom Západných Karpát (M. Maheľ 1956).

Členitosť sedimentačného priestoru sa ukazuje ako charakteristický znak, a to aj pre južnejšie geotektonické zóny, ako je chočský príkrov, príp. meozoikum Slovenského krasu. „Kanálová“ teória, tak tvrdo napádaná (D. Andrusov 1968), má zrejme svoje racionálne jadro. Dôsledky členenia sedimentačného priestoru počas mezozoika v západokarpatskej geosynklinále, a to nielen v pozdĺžnom, ale aj v priečnom smere majú pre paleogeografiu, ale aj pre tektoniku mimoriadny význam.

5. Poznatky z vrtu Soblahov, ale aj zistenie manínskych typov facií pri severovýchodnom okraji Inovca pri Dubodiele napovedajú, že je manínska jednotka presunutá na väčšiu vzdialenosť z východu. V jej podloží medzi bradlovým pásmom, kryštalicým jadrom Malej Fatry, Suchého a Malej Magury a severným okrajom Inovca sa rozprestiera rozsiahle synklinorium vystlané na báze obalovou jednotkou fatranského typu — malomagurskou. Obdobné synklinorium je rozložené medzi bradlovým pásmom a kryštalicým jadrom Považského Inovca a Malých Karpát. Uvedený názor na synklinoria uprostred jadrových antiklinorií jadrových pohorí je v súlade s názorom o poly-

štruktúrnym charaktere fatransko-tatranského pásma (M. Maheľ et al. 1967), s tým rozdielom, že niektoré synklinoriá zasahujú až po bradlové pásmo.

Množstvo nových poznatkov si vyžiada znovu preveriť význam synklinórií v stavbe vnútorných Západných Karpát. Preukázanie viacaktnosti vrásnivých procesov s tvorbou štruktúr včítane synformných najmenej v dvoch štádiách, pred presunom a po presune príkrovov (S. Jacko 1975), ak k tomu prirátame horizontálny posun bloku gemeríd, dovoľuje vysvetliť aj štruktúrne prepojenie severogemeridného synklinória so synklinóriom Muránskej plošiny ako zložitého synklinoriálneho pásma navzájom na seba napojeného pri presune príkrovov a pri súčasnom horizontálnom posune bloku gemeríd na sever (M. Maheľ 1967).

6. V susedstve bradlového pásma — v oblasti v subtatranských príkrovoch a azda i pribradlového pásma v samotnej obalovej jednotke sú zistiteľné mladšie pohyby s vergenciou k bradlovému pásmu. Prejavujú sa napr. v čelnej časti Strážovskej hornatiny medzi Trenčínom a Dubnicou. Tu pozorujeme obrátený sled jednotiek: odspodku chočská — križňanská — manínska — križňansko-chočská; zrejme dôsledok mladšieho zošupinovatenia. V Malých Karpatoch zasahujú účinky povrchnokriedového vrásnenia ďaleko od bradlového pásma do Prašnicko-jablonického pohoria. Prejavujú sa uprostred čiastkových jednotiek chočského príkrovu a vyšších príkrovov ako štruktúrne anomaly. Patria k nim vynorenia členov bielovážskej jednotky (reiflingské vápence, lunzské vrstvy) uprostred vyššej veterníckej jednotky (Hradište pod Vrátnom, Dobrá Voda, azda i Dechtice), rovnako ako zaklínenie vrchnokriedových zlepcov uprostred dolomitových más vyšších príkrovov medzi Hradištom pod Vrátnom a Brezovou. Z tohto aspektu bude treba prehodnotiť aj výskyt vrchnej kriedy severne od Vrbového v oblasti Prašník, ale aj tektonické komplikácie pri západnom okraji Bielych vrchov (pri Plaveckom Petri a Plaveckom Mikuláši). Širší rozsah prejavov mezoalpínskych (azda iľrských) pohybov v Malých Karpatoch je logický vzhľadom na priblíženie k Východným Alpám, kde mezoalpínske vrásnenie zohralo významnú úlohu v utváraní štruktúrneho plánu. K štruktúrnym anomalitám toho typu zrejme patria aj vztyčené súvrstvia chočského príkrovu a vyšších príkrovov v eleváciách v podloží neogénnej výplne viedenskej panvy pri Lakšárskej Novej Vsi i pri Malackách.

V posledných rokoch sa objavili rozdielne náhľady na postavenie čiastkovej jednotky Veľkého Boku. V Regionálnej geológii ČSSR (M. Maheľ et al. 1967) sme ju jednoznačne zaradili ako južnejšiu časť križňanskej jednotky, časť v pozícii paraautochtónnej či ocitujúcu sa v domovskej oblasti križňanského príkrovu. Vyskytli sa však aj schémy, podľa ktorých je jednotka Veľkého Boku obalom veporid, a teda v genetickom i štruktúrnym zmysle nie je súčasťou križňanského príkrovu (A. Biely — O. Fusán 1967). Jednotka Veľkého Boku sa už od konca 30-ych rokov (R. Kettner 1937) všeobecne pokladá za okrajovú časť križňanskej jednotky na základe charakteristických členov, ako je karpatský keuper, mocný slieňovcový neokóm atď. V jej podloží sa však nachádza veporidné kryštalinikum, do ktorého je miestami tektonicky vklínená, príp. zvrásnená. Naopak, podložia križňanského príkrovu vytvárajú mezozoicko-tatridné jednotky. Pri zaraďovaní jednotky Veľkého Boku ide len o to, či sa pripíše väčší význam obsahu s charakteristickými členmi alebo štruktúrnej pozícii. Tak vo vysvetľovaní obsahu jednotky Veľkého Boku, ako i v jej štruktúrnej pozícii je však dosť rozporov. Veľa rozporov je aj v objas-

ňovanie postavenia kryštalinika veporíd vo vývoji a v štruktúrnom pláne. Západných Karpát. Veď toto alpínsky najvýraznejšie prepracované pásmo s viditeľným intenzívnym skrátením priestoru sa v ostatnom období pokladalo za pasívneho činiteľa.

V posledných dvoch desaťročiach sa podstatne rozšírili naše poznatky o obsahu a stavbe krížňanského príkrovu s výnimkou série Veľkého Boku. Ukázalo sa, že faciálna pestrosť jury a spodnej kriedy v krížňanskom príkrove je dôsledkom príslušnosti k dvom kontrastným čiastkovým jednotkám: zliechovskej a vysokej. Nápadná je však aj veľká pestrosť a geotektonická heterogénnosť jurských až spodnokriedových členov zaraďovaných k jednotke Veľkého Boku. Popri celej skupine prahových plytkomorských facií (masívne jemnozrnné vápence s hniezdami dolomitov, tmavé krinoidové vápence s hojným klastickým materiálom, piesčité vápence, brekciovité vápence, ružové krinoidové vápence, ružové kryptokryštalické mramorizované vápence, sčasti hľuznaté) sú v niektorých profiloch v prevahe tmavé až čierne bridlice a slienité vápence (jura — neokóm). Typ s prahovými faciami je najčastejší v samotnej tektonickej šupine na svahoch Veľkého Boku, v podloží chočskej jednotky, teda v tektonickej pozícii krížňanskej jednotky. Typ s prevahou čiernych bridlíc a slieňovcov je najčastejšie uprostred veporidného kryštalinika. Profil Drienkyne (M. Maheľ 1967), kde bazálnu štruktúru, obal veporidného kryštalinika vytvára typ s hojným „čiernym“ súvrstvom, a štruktúrne vyššiu, nadväzujúcu laterálne na vlastný krížňanský príkrov predstavuje typ s prahovými faciami (lučatínska séria), zväzda ma členiť jednotky Veľkého Boku na dve samostatné jednotky. Jedna by predstavovala južnú časť krížňanského príkrovu a druhá s prevahou „čiernych“ súvrství obal veporíd severnejších zón veporidného kryštalinika s užšou nadväznosťou na zliechovský typ. Nemenej významné je v tomto smere zistenie (A. Klíne c 1971), že jednotka Veľkého Boku má v klasickom území na severných svahoch kráľovskej časti Nizkých Tatier (t. j. od Čertovického sedla na východ) na svojej báze šupiny permu a žuly vo výrazne alochtónnej pozícii plocho ležiace na intenzívnejšie zvrásnených komplexoch krakľovského pásma.

Zložitý tektonický štýl sformovaný v niekoľkých štádiách paleoalpínskeho vrásnenia (S. Jack o 1971) i s hlbinnými príkrovmi kryštalinika (A. Klíne c 1973, M. Maheľ 1974) ponúka názor na zakorenenie jednotky Veľkého Boku — južnejšie od zliechovskej jednotky, v obidvoch severných zónach veporidného kryštalinika a vôbec užšie genetické zomknutie tohto kryštalinika s formovaním subatranských príkrovov.

Záverom poznamenávam, že výber problémov, ktoré v prispevku uvádzam, nebol náhodný. Každý z nich je spätý so širokým okruhom otvorených otázok, ktorých riešenie si vyžaduje podrobnejšie štúdiá najmä tematického charakteru, a tých je, žiaľ, v našej literatúre zatiaľ pramálo. Bez nich je rozpracovanie modernejšej koncepcie vývoja a stavby Karpát veľmi obťažné.

Doručené 8. 3. 1976

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava. Veda, Vyd. Slov. akad. vied.
- Archipov, I. V. 1972: Strojenije i razvitije severnoj zony Alpijskoj skladčatoj oblasti v rannem mezozoe. Geotektonika, No 6.
- Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zbor. geol. vied, rad ZK, 11.
- Belov, A. A. 1967: Tektoničeskoje razvitije Alpijskogo skladčatogo pojasa v paleozoe (Balkanskij poluostrov — Iranskoje nagorje — Pamir). Geotektonika, No 3.
- Biely, A. — Fusán, O. 1957: Zum Problem der Wurzelzonen der subatrischen Decken. Geol. práce, Spr. 42 (Bratislava), s. 51—64.
- Bojko, A. K. 1975: Voprosy drevnej geologičeskoj istorii Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoje datirovanije. Kijev, Naukova dumka.
- Cambel, B. — Čorná, O. 1974: Stratigrafija kristaličeskogo osnovanija masiva Malych Karpat v svete palynologičeskich issledovaniji. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 2.
- Čorná, O. 1968: Sur la tronvaille de restes d'organismes dans les roches graptitiques du cristallin des Petites Carpathes. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, p. 303—309.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemerid s kryštalinikom Čiernej hory. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 111—119.
- Kahan, Š. 1969: Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Kristalinikums der West Tatra. Acta geol. geogr. Univ. Comen. geol., s. 19—78.
- Kamenický, L. 1973: Litologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristalinikums der Zentralen Westkarpaten. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2.
- Kettner, R. 1937: Geologická stavba severného svahu Kráľovej hole v okolí Liptovské Teplicky (Nízke Tatry). Rozpr. Čs. akad. věd, um. 47.
- Klinec, A. et al. 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava).
- Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporid. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 105—109.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporidného kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, s. 7—28.
- Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nizkych Tater. Sbor. Stát. geol. úst., 9.
- Maheľ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca, GÜDS, Bratislava.
- Maheľ, M. 1965: Jadrové pohorie, špecifický znak Západných Karpát. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 8.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty. Sv. 1. Praha.
- Maheľ, M. 1974: Tectonic map of the Carpathian-Balkan Mountain system and adjacent areas. Bratislava, GÜDS — UNESCO.
- Maheľ, M. 1975: The Inner West Carpathians in Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava.
- Maheľ, M. 1975: Predalpínske vrásnenia v Karpatoch, na Balkáne a v Dinárskom pohorí. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava).
- Máška, M. — Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Úst. úst. geol. — ČSAV, Praha.
- Muratov, M. V. 1969: Strojenije skladčatogo osnovanija Sredizemnomorskogo pojasa Evropy i Zapadnoj Azii i glavnejšie etapy rozvitija etogo pojasa. Geotektonika, No 2.
- Siegel, K. 1974: Fold deformations in the Dumbier crystalline complex. Sbor. geol. věd, ř. G., 26.
- Zoubek, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knih. Stát. geol. úst. CSR, 13 A, Praha.
- Zoubek, V. — Snopko, L. 1955: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. Zpr. geol. výsk. v r. 1954, Praha.

Some problems of the Crystalline and Mesozoic structure of the Tatrides and Veporides

MICHAL MAHEL

The aim of the contribution was to show the need of a revision of some used ideas about the development and structure of the Tatrides and Veporides as: the problem of the Baikalian folding; the more distinct Alpine reworking of the Tatríde crystalline; rotation of some blocks in the Tatrides; relations of the Tatra and Fatra type of envelope units; the problem of synclinorii and anticlinorii; younger upthrusts and smaller overthrusts in frontal parts of the Subtatric nappes; position of the Veľký Bok unit.

1. Neither in the West Carpathians nor elsewhere in the Alpides are known Early Paleozoic groups of distinctly platform or quasi-platform type. On the contrary, the facial character of original pre-Paleozoic and Early Paleozoic sediments is essentially equal: facially relatively monotonous, predominantly greywackes, argillous-sandstone complexes of aspidic, more often flyschoid, in some places also flysch formations, mostly influenced by magmatic activity (M. Mahel 1975).

The manifestations of the Baikalian folding are indicated by the presence of thick quartz porphyries in the Gelnica group (Cambrian-Ordovician). Their genesis may be explained most logically as a consequence of partial differentiation of the crust just induced by the Baikalian folding.

In the West Carpathians as well as in the Alpide segments the Hercynian folding was the earliest one proved by a conspicuous angular unconformity, superimposed structures, with their particular content of molasse and molasse character. The Late Paleozoic molasse and molasse formations are new forms of formations in the Alpides and together with the above mentioned other features give evidence of the conspicuous change of crust type, caused by the Hercynian folding and granitization, its consolidation.

2. The new facts show that the Tatríde crystalline was largely subjected to the Alpine processes, at least in the upper parts, not only in the more southern Core mountains as the Low Tatra (already proved by J. Koutek 1931) but also in the „outer“ cores as the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. In the Veporide crystalline, beside the style of deep slices and recumbent folds, also nappes of granitoid masses were proved, which may be considered as deep-seated nappes.

3. In connection with the Core mountains is noteworthy the dispersion of meganticline axes. Considering the semiarc structure of the Carpathians, particularly the Považský Inovec displays a conspicuous deviation, not only in the direction of the vaulted horst but also in the paleoalpine structures almost striking N—S, approaching the Klippen Belt with the northern end. There was obviously a westward rotation of the segment between the Jastrabie (truncating the Považský Inovec Mts. from the north) and Hrádok faults.

4. New knowledge from the Malé Karpaty, Považský Inovec Mts. testifies to lateral transitions between the Fatra type (with dark marlstones predominating — of basin type) and Tatra type of envelope units (with shallow-water Jurassic and Lower Cretaceous facies predominating). Dissection of the Tatríde sedimentation area with crystalline cores is not only a structural but also

a genetic specific feature of the West Carpathians (M. Maheľ 1957).

5. Knowledge from the borehole Soblahov but also finding of Manín facies types at the NE margin of the Inovec Mts. near Dubodiel indicate that the Manín unit was thrust from the east at a larger distance. In the underlier of the Manín unit between the Klippen Belt, crystalline core of the Malá Fatra, Suchý and Malá Magura Mts. and the northern margin of the Inovec Mts., an extensive synclinorium is lying, lined at the base by the envelope unit of Fatra type — Malá Magura unit.

In the neighbourhood of the Klippen Belt — in the Periklippen area, the Subtatric nappes and perhaps also the envelope unit itself are affected by later movements with a vergency towards the Klippen Belt. They are manifested e. g. in the frontal part of the Strážovská hornatina Mts. between Trenčín and Dubnica.

In the Malé Karpaty Mts. the effects of the post — Upper Cretaceous folding reach far away from the Klippen Belt, the Prašnicko-jablonické pohorie Mts. The wider extent of manifestations of the mesoalpine (perhaps Illyrian) movements in the Malé Karpaty Mts., is logical regarding to approaching to the Eastern Alps, where the mesoalpine folding played an important part in formation of the structural plan.

6. Conspicuous is the great variety and geotectonic heterogeneity of Jurassic to Lower Cretaceous members assigned to the Veľký Bok unit. In addition to a whole series of shallow-water ridge facies (massive fine-grained limestones with layers of dolomites, dark crinoidal limestones, abundant clastic material, sandy limestones, brecciated limestones, pink crinoidal limestones, pink cryptocrystalline marmorized, partly nodular limestones) in some profiles dark to black shales and marly schistose limestones (Jurassic-Neocomian) are predominating. The type with ridge facies is most abundant in a particular tectonic slice at the slopes of the Veľký Bok, in the underlier of the Choč unit, thus in tectonic position of the Križna unit. The type with prevailing black shales and marlstones is mostly present amidst the Veporide crystalline.

Not of less importance in this regard is the statement that the Veľký Bok unit in the classical area at the northern slopes of the Kráľova hoľa part of the Low Tatra (i. e. from the Čertovica saddle to the east) has at its base Permian slices and granites in a distinctly allochthonous position, flat-lying on more intensely folded complexes of the Krakľová zone (A. Klinec 1975).

The complicated tectonic style formed in several stages of the paleoalpine folding (Jacko 1971) also with deep nappes of the crystalline (A. Klinec 1973, M. Maheľ 1974) offers the old-new view of rooting of the Veľký Bok unit between the southern part of the Krakľová zone and the northern part of the Kráľova hoľa zone; the Zliechov unit in the southern part of the Lubietová and in the Krakľová zone.

Preložil J. Pevný

Jiří Konta: Kvantitativný systém reziduálných hornín, sedimentů a vulkanoklastických usazenín (Bratislava 3. 4. 1976)

Autor rozpracoval tento nový systém v knize stejného názvu, vydané v roce 1973 nákladem University Karlovy.

Systém je analytický, tj. spočívá na petrograficky nejvýznamnějších vlastnostech a znacích, a je vypracován tak, aby vyhovoval jak požadavkům vědy, tak i potřebám praktických oborů. Nutí k tomu, aby i k poznání geneze sedimentů, tj. objasnění jeho zdroje, podmínek zvetrávání, způsobu transportu, sedimentace, diagenese a epigenese se postupovalo analytickou cestou.

Poprvé je systematicky utříděna hierarchie klasifikačních kritérií. Tak např. u klastických sedimentů, klastických reziduálních hornin a vulkanoklastických usazenin jsou prvořadým klasifikačním kritériem hlavní strukturní znaky, tj. velikost úlomků a jejich stupeň zaoblení, a teprve na druhém místě se bere v úvahu látkové složení, vyjádřené obsahem minerálů a hořlavé organické substance. U cementačních sedimentů je naopak prvořadým kritériem látkové složení, kdežto hlavní strukturní znaky jsou důležité až na místě druhém. Toto pojetí odstraňuje dosavadní nomenklatorické problémy u několika velmi rozšířených sedimentárních řad.

Problém číselných hranic u některých sedimentárních nebo vulkanoklastických řad byl řešen mnoha autory a existuje mnoho odlišných návrhů, z nichž ani jediný nebere zřetel na nutnou jednotu v celém systému. V navrženém systému profesora Konty nejsou číselné hranice voleny libovolně subjektivně geometricky jednotně. Při stanovení hranic se brala v úvahu analytická kvantitativní data, uveřejněna v literatuře, kterých je však dostatek zatím jen u několika málo sedimentárních řad. U ostatních řad bylo třeba volit takové řešení, aby zůstaly respektovány přirozené vztahy a přirozená jednotu uvnitř sedimentů, reziduálních hornin i vulkanoklastických usazenin. Autor našel jednotné řešení v tom, že hranice se mění podle strukturní nebo látkové příbuznosti nebo odlišnosti mezi základními druhy v horninových řadách. Jestliže existuje významný strukturní nebo látkový rozdíl mezi konečnými členy jakékoliv horninové řady, zvolí se hranice většinou při 10–50–90 procentech. U dvou strukturně nebo látkově příbuznějších konečných členů je třeba volit hranice v horninové řadě širší, a to většinou při 20–50–80 procentech nebo někdy jen při 50 %, po případě jen jeden z konečných členů může být úžeji vymezen.

Navržený systém je otevřený, tj. umožňuje zařadit jakékoliv nové druhy sedimentů, reziduálních hornin či vulkanoklastických usazenin, objevené a kvantitativně analyzované v budoucnu.

Gabbropegmatit z ultrabázického telesa pri Komárovciach

(6 obr. a 2 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA — LAURENC SNOPKO — JOZEF ZLOCHA*

Габброpegматиты в ультраосновных породах возле деревни Комаровце

Скважиной Ko-I, в югозападной части кошицкой впадины возле деревни Комаровце в сильно серпентинизированных ультраосновных породах, были обнаружены габброpegматитовые жилы. По окранным некоторым из них, в зоне реакции вместе с амфиболом и хлоритом, встречается и флогопит. Мощность габброpegматитовых жил очень мала, обычно величины дециметрового порядка. Габброpegматиты представляют вероятно жильный эквивалент основных интрузий. Такая большая интрузия ультраосновных пород в югозападной части кошицкой впадины, кроме преобладающих ультраосновных типов, содержит и габброидные типы пород и принадлежит вероятно в группу алпийских тел габброперидотитового характера.

Gabbropegmatite from the ultrabasic body near Komárovec (West Carpathian Mts.)

Gabbropegmatite in a strongly serpentinized ultrabasic body was ascertained by borehole Ko-1 (Komárovec village) in the SW part of the Košice basin (Eastern Slovakia). On the rims of some veins phlogopite together with amphibole and chlorite is present in reaction borders. Veinlets are of small, only several dm thickness. Gabbropegmatite represents probably dyke equivalent of basic intrusive rock. So this extensive ultrabasic body comprises gabbroide members except of overwhelming ultrabasic derivatives and probably belongs to the group of alpinotype gabbro — peridotite bodies.

Veľké (okolo 100 km²) ultrabázické teleso (sústava telies) v juhozápadnej časti Košickej kotliny bolo ohraničené magnetometricky (R. Bárta et al. 1969). Severnú časť telesa, ktorá v oblasti Hodkovlec vystupuje na povrch, charakterizovali práce J. Zlochu (1973), D. Hovorku — I. Rojkoviča — J. Zlochu (1973), D. Hovorku — I. Rojkoviča — J. Zlochu (1975) a D. Hovorku — I. Rojkoviča (1975). Ide o zložené teleso ultrabázik alpinotypného charakteru. Prevládajúcim typom hornín sú intenzívne serpentinizované peridotity (hercynitické, harzburgitické a dunitické typy),

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Katedra petrografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

RNDr. Laurenc Snopko, CSc. Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Ing. Jozef Zlocha, Geologický prieskum, 048 80 Rožňava.

pyroxenity vystupujú podradne. Na telese sa v jeho severnej časti miestami zachovala fosilná kôra zvetrania. V ostatnom čase dosiahol vrt pri Paňovciach zónu intenzívnej chryzotilovej mineralizácie (J. Zlocha et al. 1975).

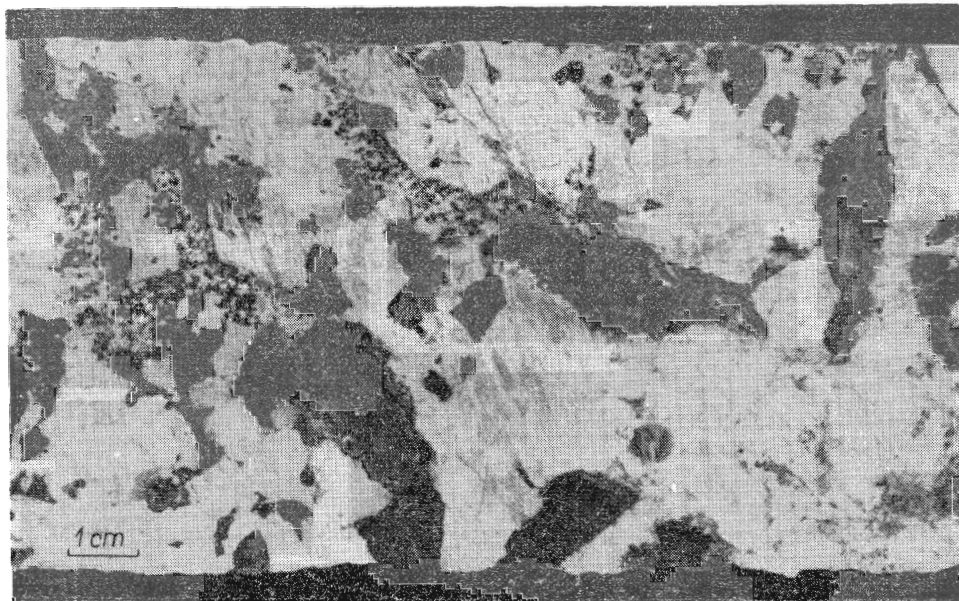
Vzorky študovaných gabropegmatitov pochádzajú z jadra hlbokého vrtu Ko-1 vyhlbeného v rokoch 1966–1967, pričom sa gabropegmatitové, resp. amfibolické a chloritické žilky a hniezda zistili v spodnej časti vrtného profilu v nasledujúcich úrovniach: 1034, 1044, 70, 1103, 20, 1161, 10, 1255, 1348, 20, 1361 m a i.

Pretože netypické gabropegmatity z oblasti Západných Karpát boli doteraz známe len od Dobšinej (P. Rozložník 1935, L. Kamenický — M. Marková 1975), uvádzame ich stručnú charakteristiku.

Charakteristika gabropegmatitov

Gabropegmatity sú hrubozrnného až veľkozrnného typu (0,5–3 cm). Tvoria žily a hniezda v základnom horninovom type telesa — v intenzívne (60–80 %) serpentinizovaných peridotitoch. V dôsledku zrnitosti a svetlej farby sa pegmatity od okolnej horniny zreteľne odlišujú.

Študované gabropegmatity majú jednoduché minerálne zloženie; prevládajú v nich bazické plagioklasy. Tmavé minerály sú reprezentované v rozličnom pomere zastúpenými rombickými, ojedinele aj monoklinickými pyroxénmi, miestami aj amfibolmi. Chýbanie primárneho kremeňa je odrazom genézy týchto hornín.



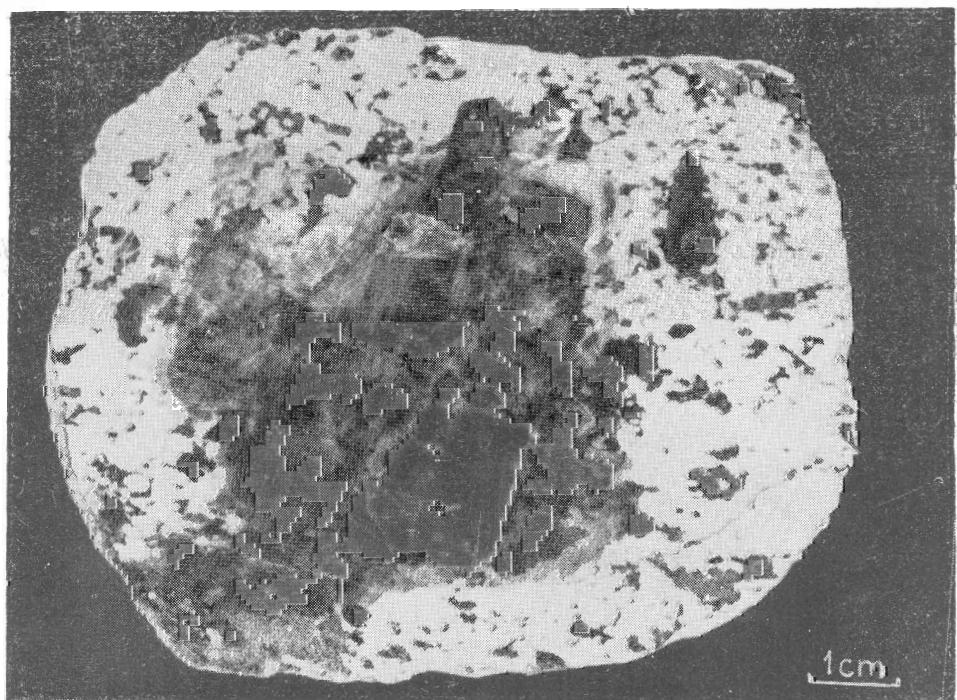
Obr. 1. Amfibolicko-pyroxenický gabropegmatit. Okolo glomerofyrických pyroxénov miestami vidieť svetlozelené amfiboly. V hornine prevláda bazický plagioklas.

Fig. 1. Amphibole-pyroxene gabbropegmatite. Around of glomerophyric pyroxene is locally light-green amphibole. Basic felspar predominates in the rock.

Textúra gabropegmatitov je masívna. Už makroskopicky je charakteristická miestami nehomogénna stavba. Na reznej ploche horniny často možno pozorovať zonálnu koncentrickú stavbu tmavých glomerofyrických zhlukov okolo krátkych stĺpciek pyroxénov, resp. okolo zhlukov pyroxénov pozorovať lemy dlhostĺpciekovitých svetlo- až sýtozelených amfibolov. Štruktúra hornín je prevažne hypidiomorfne zrnitá. Lokálne zhluky aktinolitických amfibolov okolo pyroxénov podmieňujú sférolitickú stavbu. V detailoch miestami vidieť javy zatlačania — pseudomorfózy najmä tmavých minerálov po puklinách (mastenec, chlorit, karbonát). Rozklad bazických plagioklasov na zmes sekundárnych minerálov (plagioklas II, chlorit, kalcit, kremeň) lokálne spôsobuje vznik mozaikovej drobnozrnnej štruktúry.

Pre prevažnú časť študovaných vzoriek gabropegmatitov je charakteristická intenzívna hydrotermálne-pneumatolytická premena. Už makroskopicky sa prejavuje zakalením plagioklasov, ktoré v procese premeny nadobúdajú mliečnobielu farbu za súčasnej straty štiepateľnosti. Sekundárne premeny sa na tmavých mineráloch prejavujú menej výrazne.

Rombický pyroxén tvorí prevažne glomerofyrické zhluky krátkych stĺpciek. Je čerstvý, nevýrazné premeny postihujú len najbližšie okolie štípných trhlín (chloritizácia, steatitizácia, karbonatizácia). Charakteristický je zreteľný pleochroizmus (α' — svetlozelený, γ' — ružovohnedý), čo svedčí o pod-



Obr. 2. Serpentinizovaný xenolit (?) okolného ultrabázika v prevažne plagioklasovej hmote gabropegmatitu.

Fig. 2. Serpentinized xenolith (?) of surrounding ultrabasite in predominantly plagioclase mass of the gabropegmatite.

statnom zastúpení ortoferosilitovej molekuly („hyperstén“). Charakteristické sú reakčné lemy dlhostĺpčekovitého monoklinického sýtozeleného amfibolu okolo jednotlivých stĺpčekov, resp. glomerofyrických zhlukov pyroxénov.

Monoklinický pyroxén je spravidla prítomný len vo vedľajšom až akcesorickom množstve. Tvorí izolované zrná, resp. je prítomný v glomerických zhlukoch. Oproti rombicnému pyroxénu ho intenzívne pseudomorfuje agregát svetlozeleného monoklinického amfibolu. Zatláčanie je difúzneho typu, pričom vznikajúci amfibol má vo vzťahu k pyroxénu často „myrmekitickú“ štruktúru. Je bezfarebný, zhášanie $\gamma'/c = 40-42^\circ$. Podobne ako pri rombic-kých pyroxénach sú aj monoklinické typy premenené najmä v okolí štiepných trhlín.

Monoklinické amfiboly sú čo do usporiadania a optických vlastností reprezentované niekoľkými typmi. Vo výbrusoch sa zistili nasledujúce typy:

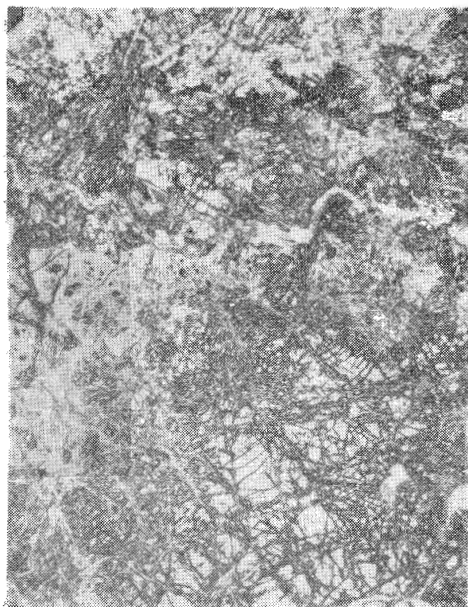
a) Trávovozelený amfibol tvorí prevažne izolované zrná v plagioklasovej hmote. Veľmi sporadicky sa pozorovali aj glomerofyrické zhluky drobných (0,X mm) jedincov. Distribúcia sýtozeleného amfibolu v gabropegmatite je veľmi nerovnomerná.

b) Svetlozelený až bezfarebný monoklinický amfibol („uralitický“ typ) tvorí jednak plstnaté zhluky drobnostĺpčekovitých jedincov, ktoré najčastejšie pseudomorfujú monoklinické pyroxény, jednak tvoria agregáty v ledoch rombic-kých, zriedkavejšie aj monoklinických pyroxénov.

Z uvedenej priestorovej orientácie v hornine i z priestorových vzťahov k ostatným podstatne zastúpeným minerálom gabropegmatitu vychodí, že sýtozelený („obecný“) amfibol vznikol pravdepodobne priamou kryštalizáciou z taveniny. Naproti tomu svetlozelený až bezfarebný aktinolitický amfibol („uralit“) predstavuje produkt sekundárnej premeny najmä pyroxénov.

Biotit je prítomný len v akcesorickom množstve. Nebol v každom študovanom výbruse. Viaz sa najmä na sýtozelený amfibol — miestami možno pozorovať vznik pseudomorfóz biotitu. Biotit teda vznikol pravdepodobne až v závere kryštalizácie danej minerálnej asociácie gabropegmatitu.

Plagioklasy predstavujú objemovo dominujúce minerály gabropegmatitu. Podľa stupňa zachovanosti sa dá pozorovať celý rad plagioklasov od nepremenených až po hydrotermálnopneumatolyticky úplne rozložené plagioklasy. Zatiaľ čo sa čerstvé plagioklasy už makroskopicky vyznačujú výraz-



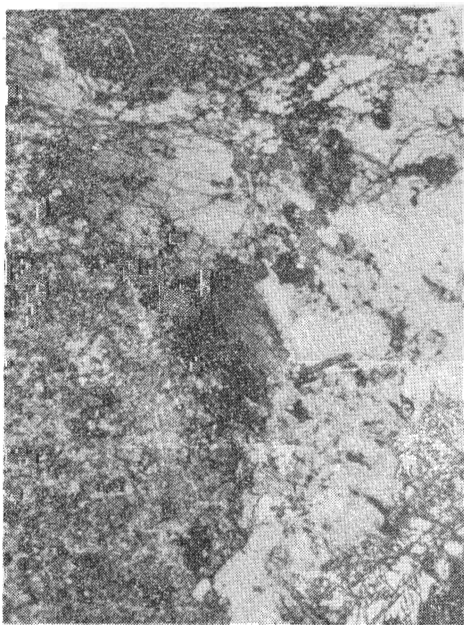
Obr. 3. Steatitizácia okrajov glomerofyrických zhlukov pyroxénov. Zväčš. 11X, X nikoly.

Fig. 3. Steatitization on the rims of pyroxene glomerophyric aggregate.

ným leskom a popolavosivou farbou, sekundárnou premenou dochádza k ich vybielovaniu za vzniku až mliečnobielych sekundárnych pseudomorfóz bez štiepatelnosti, ktoré sa vyznačujú matným leskom.

Čerstvé plagioklasy sú prevažne albiticky mnohonásobne zrastené. Okrem albitového sa často uplatňujú aj ďalšie zrasty — karlovarský a periklinový. Bazicitá plagioklasov dosahuje 60 % An. Tvorí prevažne zrná vo veľkosti nad 0,5 cm, príp. drobnozrnnú mozaiku medzi glomerofyrickými pyroxénmi, príp. i pyroxénmi a amfibolmi. Prevažná časť plagioklasov, najmä tenkých (priemerne mocných niekoľko cm) žíl gabropegmatitov je úplne sekundárne premenená. Takéto typy majú vo výbrusoch hnedé až hnedočervenkasté sfarbenie, izotropný až agregátne polarizujúci charakter. Sekundárny rozklad plagioklasov sa miestami prejavuje vznikom nepravidelne obmedzených polôh v agregátoch primárnych plagioklasov, zložených z drobnozrnného plagioklasu II. generácie (An 6–8 %), chloritu, drobných zŕn kalcitu a kremeňa.

Sekundárnymi premenami gabropegmatitov došlo aj k vzniku vlásočnicových žíl masťenca, chloritu, karbonátu, ojedinele aj minerálov epidotovej skupiny a hydratov Fe. Z primárnych akcesorických minerálov bol zistený apatit a magnetit. Pri hydrotermálnej premene gabropegmatitu miestami vznikli ser-



Obr. 4. Agregát svetlozelených amfibolov (svetlá poloha) medzi premenenými plagioklasmi a pyroxénmi (okolo obr.). Zväčš. 14×, X nikoly.

Fig. 4. Aggregate of light-green amphibole (light belt) between altered plagioclase and pyroxene (outside of the figure). Magn. 14×, X nicols.



Obr. 5. Pseudomorfóza chloritického agregátu (stred obr.) po tmavom mineráli. Okolná usmernená hmota je rozložený plagioklas. Zväčš. 20×, X nikoly.

Fig. 5. Pseudomorphose of chloritic aggregate (center) after mafic mineral. Surrounding matter with linear structures is desintegrated plagioclase. Magn. 20×, X nicols.

pentínové minerály (najmä na štiepných trhlinách ortopyroxénov). Intenzita serpentinizácie pyroxénov je však prevažne len veľmi nevýrazná.

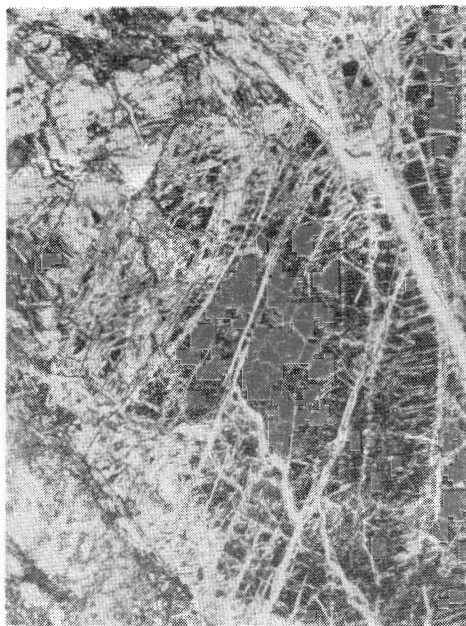
V nepravidelných, často až niekoľkocentimetrových hniezdach serpentínových minerálov ($\pm$ pyroxény) sa miestami zistila prítomnosť chrómspinelidov. V týchto prípadoch predstavujú serpentínové zhluky najpravdepodobnejšie útržky okolnej horniny gabropegmatitu, t. j. serpentinizovaných peridotitov. V časti študovaných žíl gabropegmatitov (podľa dostupného vzorkového materiálu sa zdá, že ide najmä o hrubšie žilky) bolo možno pozorovať anchimonominerálne, resp. bimineralne lemy. Tvorí ich svetlozelený aktinolitický amfibol, príp. amfibol a chlorit. Ide o produkt reakčno-metasomatických premien na styku žíl gabropegmatitov a okolných ultramafitov.

Amfibol z reakčnej zóny (netypicky vyvinutý „blackwall“) tvorí dlhé stĺpčky snopcovitej až sférolitickej textúry. Je svetlozelený s hnedastým odtieňom (γ'). Zhášanie γ/c — do 22° . Chlorit je reprezentovaný silne horečnatým typom, pričom jeho vzťahy k amfibolu sú sin- až postgenetické. Chlorit tvorí zhluky lupenov nepravidelných tvarov, pričom ide často o tesnú priestorovú väzbu na amfibol.

Pre reakčnú zónu na styku gabropegmatitu a ultrabazitu je charakteristická aj prítomnosť ďalších lupenitých silikátov: flogopitu a fuchsite. Flogopit tvorí drobné (0, X mm) lupene, príp. zhluky lupenov prevažne v amfibolickom agregáte. Na rozdiel od biotitu, ktorý sa v akcesorickom množstve zistil v plagioklasovo-pyroxénovej hmote gabropegmatitov, má flogopit výrazne nižší n a D . Je žltavo (α') až svetločervenohnedo pleochroický (γ'). Ojedinelé fuchsite sa vyznačujú tyrkysovou farbou (γ') a na rozdiel od chloritu výrazne vyšším indexom lomu.

Okrem gabropegmatitov a uvedených amfibolických, resp. amfibolicko-chlo-

ritických lemov na okrajoch žíl gabropegmatitov bolo v dostupnom vzorkovom materiáli možno pozorovať prítomnosť žíl a hniezd vyplnených zhlukmi svetlozelených monoklinických amfibolov a miestami aj chloritom. Aj v prípadoch, keď v takýchto žilkách prítomnosť plagioklasov nemožno pozorovať, genetická spätosť hniezd a žíl s prenikom gabropegmatitickej hmoty, resp. hydrotermálnopneumatolytických roztokov do ultrabazitu je najpravdepodobnejšia. Súčasne však nie je vylúčená možnosť, že žilky amfibolov predstavujú transformované žilky a polohy pyroxenitov.



Obr. 6. Steatitizácia porfyrického romboického pyroxénu po puklinách. Zväčš. 11 $\times$, X nikoly.

Fig. 6. Steatitisation of rhombic pyroxene phenocryst along fissures, Magn. 11 $\times$. X nicols.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,22	37,94	44,29	44,72	37,54	43,66	45,86
TiO ₂	0,25	0,05	0,10	0,10	0,18	—	st.
Al ₂ O ₃	15,15	15,02	19,43	4,09	15,60	35,68	21,93
Fe ₂ O ₃	1,86	0,97	1,13	3,64	0,98	—	3,82
FeO	4,92	5,11	5,77	5,75	3,12	0,20	5,54
MnO	0,14	0,11	0,12	0,16	0,10	0,06	—
MgO	11,27	9,63	9,24	21,81	15,52	0,12	5,14
CaO	15,44	21,59	12,75	12,95	20,40	18,44	12,98
Na ₂ O	1,74	0,68	1,30	0,24	—	0,82	2,21
K ₂ O	0,15	0,17	0,26	0,10	0,14	0,10	0,43
P ₂ O ₅	0,28	0,01	0,02	0,02	0,26	st.	—
NiO		0,038	0,025	0,22			
CoO		0,005	0,005	0,007			
Cr ₂ O ₃		0,007	0,005	0,013			
str. suš.	1,03	1,04	0,96	0,62			
str. žih.	12,39	7,41	4,65	5,63			
Σ =	99,84	99,780	100,095	100,40			

- 1 — Amfibolicko-pyroxenický gabropegmatit (čiastočne hydrotermálne-pneumatolyticky premenený). Ko-1, 1034 bm.
- 2 — Gabropegmatit (J. Zlocha et al. 1975). Ko-1, 1103,5 bm.
- 3 — Gabropegmatit (J. Zlocha et al. 1975). Ko-1, 1044 bm.
- 4 — Gabropegmatit (J. Zlocha et al. 1975). Ko-1, 1348,2 bm.
- 5 — Gabropegmatit, Alapajevskij masív na Urale (P. M. Tatarinov 1940 — in N. M. Uspenskij 1938).
- 6 — Gabropegmatit, hora Alping na Urale (N. A. Sirin 1945 — in N. M. Uspenskij 1938).
- 7 — Gabropegmatit, Kamenuškonskij masív na Urale (L. Duparc 1920 — in N. M. Uspenskij 1938).

Celkove možno v ojedinelých prípadoch v rámci pegmatitových žíl (1045 bm) pozorovať polohy anchimonominerálneho plagioklasového zloženia — labradoritové plagioklasity. Tieto polohy majú oproti základnému amfibolicko-pyroxenickému gabropegmatitu neostre obmedzenie. Obsah tmavých minerálov v nich je 0—10 %. Zrnnosť labradoritových fácií je nevýrazne väčšia ako zrnnosť základného typu gabropegmatitu. Bazicitu plagioklasu zodpovedá bazicite prevládajúcich variet (do 60 % An).

Rozličné zastúpenie minerálov v gabropegmatitoch sa prejavuje aj v ich chemických analýzach (anal. 1—4 v tab. 1). Značné rozdiely v chemickom zložení gabropegmatitov sú však zrejmé aj z analýz týchto hornín z Uralu (anal. 5—7 v tab. 1). V dôsledku hrubo- až veľkozrnného charakteru dáva modálne zloženie gabropegmatitov z vrtnu Ko-1 (pre každú vzorku planimetrické analýzy 2—3 výbrusov) o pomernom zastúpení minerálov v týchto horninách len informatívnu predstavu (tab. 2).

Poznámky ku genéze gabropegmatitov

Gabropegmatity predstavujú jeden zo zriedkavých typov žilných hornín. Spravidla vystupujú v bazických hlbinných horninách, príp. v rozličných

	1045a	1045b	1034	1045c
rombický pyroxén	14	16	31	8
monoklinický pyroxén	11	5	4	—
amfibol	2	9	3	—
biolit	+	2	1	—
plagioklas	72	46	53	92
sekund. min.	po tmavých min.	+	3	—
	po svetlých min.	+	4	—
akcesórie	—	2	1	—

+ = prítomné ojedinele

1045a — dvojpyroxenický gabropegmatit

1045b — amfibolicko-pyroxenický gabropegmatit

1034 — pyroxenický gabropegmatit

1045c — labradoritová fácia gabropegmatitu

typoch ultrabázických hornín. Sú však známe aj preniky žíl gabropegmatitov i do rozličných typov metamorfovaných a eruptívnych hornín (N. M. Uspenskij 1968).

Spoločným znakom gabropegmatitov, známym už od času ich definície (H. Fox — J. Teall 1893), je ich malá mocnosť. Pritom sa najvýraznejšie viažu na masívy gabroperidotitového typu. Klasickým príkladom výskytov gabropegmatitov je Ural, odkiaľ ich v ostatnom čase opísal N. M. Uspenskij (1968).

Genéza gabropegmatitov nie je doteraz jednoznačne interpretovaná. Do úvahy prichádzajú najmä nasledujúce možnosti vzniku gabropegmatitov:

1. magmaticko-diferenciačný pôvod:

- diferenciáty bazických magiem gabrového typu,
- diferenciáty kyslých magiem granitového typu (stuhnutie v bazických až ultrabázických masívoch po predchádzajúcej asimilácii),

2. metamorfo-metasomatický pôvod:

- produkt selektívneho tavenia rozličných typov eruptív a metamorfítov,
- metasomatický pôvod (replacement dykes).

Ďalej uvádzame základné znaky gabropegmatitov, ktoré pomáhajú riešiť ich genézu.

Gabropegmatity od Komároviec sú voči okolným ultrabázickým horninám ochránené ostro. Najmä v mocnejších žilách možno pozorovať vznik reakčno-metasomatickej zóny, ktorú tvorí monoklinický svetlozelený amfibol, chlorit, príp. aj ďalšie nepodstatne zastúpené minerály. Štruktúry samotného pegmatitu svedčia o kryštalizácii jeho hlavných minerálov z taveniny. Charakteristické je, že sú chrómspinelidy prítomné len v premenených útržkoch peridotitov v gabropegmatite. Za predpokladu, že by pegmatit predstavoval metasomaticky vzniknutú horninu, chrómspinelidy by najpravdepodobnejšie pretrvali meta-

somatické premeny a boli by prítomné v celej hmote gabropegmatitových žíl. Gabropegmatity majú aj napriek značne variabilnej mocnosti pomerne stále minerálne zloženie a homogénne textúry. Uvedené znaky svedčia o ich kryštalizácii z magmatickej taveniny.

V zmysle uvedených možností zostáva zodpovedať otázku, či charakterizované horniny predstavujú žilné deriváty kyslej alebo bázickej magmatickej taveniny. Treba pritom vychádzať z nasledujúcich údajov.

Pre granitické telesá Spišsko-gemerského rudohoria je charakteristický malý priestorový rozptyl pegmatitového a aplitového žilného roja okolo nich. Žilné roje sa okolo niektorých telies doteraz vôbec nezistili. Vychodí to z výrazne leukokratnej a preplynenej granitovej magmy, ktorá už diferenciáciou nebola schopná poskytnúť ešte tekavejšie deriváty pegmatitového typu. Kyslý charakter granitov je zároveň základným predpokladom pre tvorbu hydrotermálno-pneumatolytických kremenných žíl. Prínos SiO_2 do ultrabázického masívu by sa pravdepodobne prejavil vznikom mastenca. Ten sa však v telese v podobe žiliiek nezistil.

Prítomnosť veľkého ultrabázického telesa (systému telies) na križení významných tektonických línii (rožňavská línia, línia „Darnó“, hornádsky systém zlomov) dáva primárny predpoklad pre viacfázový vznik sústavy telies, pričom je prítomnosť bázických (gabrových) členov pravdepodobná. Ich prítomnosť zatiaľ indikujú len opísané gabropegmatity.

V prípade, že by sme študované gabropegmatiky chápali ako žilné diferenciáty kyslej (t. j. granitovej) magmy, ich prítomnosť v telese ultrabazitov pri Komárovciach by indikovala doteraz najtesnejšiu známu priestorovú väzbu ultrabázického telesa a hypotetického granitového telesa v Západných Karpatoch. V prípade, že hypotetické kyslé magmatické teleso, podobne ako i ďalšie telesá granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí, má acídny charakter s vysokým podielom mineralizátorov, práve geologická pozícia kyslej magmatickej taveniny v podloží staršieho (predvrchnokriedového) ultrabázického telesa by bola potenciálne najvhodnejšia pre vznik nerastných surovín rozličného typu (mastenec, azbestová mineralizácia, predpoklady pre vznik greisenovej zóny v endokontakte granitového telesa a i.).

Záver

Aj keď v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria poznáme niekoľko desiatok telies ultrabázických hornín (z nich je časť dobre odkrytá najmä prieskumom azbestu), opísané gabropegmatity predstavujú doteraz prvý výskyt v ultrabázickom (resp. bázicko-ultrabázickom) telese Západných Karpát. Žily majú malú mocnosť; len ojedinele dosahujú 50 cm.

Základným typom gabropegmatitov v komárovskom telese sú amfibolicko-pyroxenické gabropegmatity. Miestami, a to najmä v mocnejších žilách, vystupuje fácia anchimonominerálneho plagioklasového zloženia — labradority. Ako reakčno-metasomatické zóny vznikli miestami na okrajoch gabropegmatitických žíl polohy a hniezda zložené z amfibolu a chloritu. Zaujímavá je prítomnosť flogopitu v týchto zónach.

Na základe textúrnych znakov, celkove jednoduchého minerálneho zloženia a vzťahu žíl k okolným horninám predpokladáme magmatogénny pôvod gabropegmatitov. Z dostupného vzorkového materiálu vyplýva ich genetická spätosť s horninami gabrového typu.

Prítomnosť gabropegmatitov indikuje existenciu bázických (gabrových) členov v tomto zložitom telese (sústave telies) v juhozápadnej časti Košickej kotliny.

Horninové masívy takéhoto typu sa zvyčajne označujú ako gabroperidotitové masívy alpinotypného charakteru.

Doručené 7. 1. 1976

Odporúčil L. Kamenický a I. Varga

LITERATÚRA

- Bárta, R. et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Manuscript — Geofond, Bratislava.
- Fox, H. — Teall, J. H. 1893: Notes on some coast sections at the Lizard. Q. J. G. S. (London) 42, 206 s.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1975: Ultrabázické teleso pri Hodkovciach (východné Slovensko). Acta geol. et geogr. univ. com., geol. (Bratislava), 28, s. 5—74.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. — Zlocha, J. 1975: Supergeneously altered ultrabasic rock-body near Hodkovce (East Slovakia) — West Carpathians. Proc. X. Congr. CBGA, Sect. IV — Min. Geoch. Metall. (Bratislava), s. 90—97.
- Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylitdiabázovej série gmerid. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava), s. 109—180.
- Rozložník, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. Geol. Hung. (Budapest), 5, 118 s.
- Uspenskij, N. M. 1968: Negranotnyje pegmatity. Moskva, 263 s.
- Zlocha, J. 1973: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku. Mineralia slov., 5, 3, s. 247—255.
- Zlocha, J. — Tomko, I. — Valko, J. 1975: Hodkovce — Ni rudy. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuscript — Geofond, Bratislava.

Gabbropegmatite from the ultrabasic body near Komárovice (West Carpathian Mts)

D. HOVORKA — L. SNOPOKO — J. ZLOCHA

Although several tens of ultrabasic rock bodies (one part of them being well exposed due to asbestos prospection) are known in the region of Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the described gabbropegmatite represent so far first occurrence in the ultrabasic (resp. basic-ultrabasic) West Carpathian body. The veins are of small thickness and reach sporadically 50 cm.

The basic gabbropegmatite type in the Komárovice body are hornblende-pyroxene gabbropegmatites. In places, especially in thicker veins a facies of anchimonomineralic plagioclase composition — labradorites appears. On vein margins beds and clusters of amphibole and chlorite had generated as reaction-metasomatic zones. The presence of phlogopite in these zones is of interest.

Based on structural features, the uncomplicated mineral composition and relation of the veins to the country rocks, the magmatogenous origin of gabbropegmatites may be assumed. Their genetic alliance to gabbro type rocks follows from available sample material.

Gabbropegmatite presence indicates the existence of basic (gabbro) members in this complicated body (body complex) in the southwestern part of the Košice basin. These rock massif types are usually designated as gabbro-peridotite massifs of Alpine-type character.

Preložil D. Hovorka

K niektorým otázkam geochemie bentonitu a kaolínu v Západných Karpatoch

(3 obr. v texte)

IVAN KRAUS*

К некоторым вопросам геохимии bentонитов и каолинов в Западных Карпатах

В bentонитах и каолинах Западных Карпат следует разместить бора, ванадия, никеля, хрома, титана, циркония, бария и стронция с целью объяснить некоторые вопросы их возникновения. Было установлено, что некоторые микроэлементы способны регистрировать изменения в фациальном развитии, прежде всего при процессах бентонитизации, у других размещение способствует главным образом характер материнских пород.

On the geochemistry of bentonite and kaoline in the West Carpathians

In the bentonites and kaolines of the West Carpathian Mts. the distribution of B, V, Ni, Cr, Ti, Zr, Ba and Sr is studied with the aim to elucidate some questions relating to their origin. The research has shown that some microelements are capable of registering changes in the facies development, especially during the process of bentonitization. In others, the distribution is mainly affected by the character of the parent rocks.

S cieľom objasniť niektoré otázky genézy bentonitov a kaolínov v Západných Karpatoch sme študovali distribúciu niektorých mikroprvkov, ktoré sú schopné registrovať zmeny v ich faciálnom vývoji, predovšetkým pri procesoch bentonitizácie. Distribúciu mikroprvkov (niektorých veľmi výrazne) ovplyvňuje aj charakter materských hornín.

Na ďalšie rozširovanie bázy ťvových surovín, ako aj ich použitie v rozličných odvetviach národného hospodárstva sú veľmi dôležité poznatky o zákonitostiach ich vzniku. Vychádzame pritom z poznatku, že v Západných Karpatoch majú pre akumuláciu ťvových surovín najväčší význam práve procesy bentonitizácie a kaolinizácie. Nebudeme sa zaoberať touto problematikou v celom rozsahu, ale iba poukážeme na niektoré poznatky z mineralogicko-geochemického štúdia ťvových surovín, ktoré v ostatnom období najmä v oblasti stredného Slovenska vzbudzujú väčšiu pozornosť.

* Doc. RNDr. Ivan Kraus, CSc., Katedra nerastných surovín PF UK, Žižkova 3, 801 90 Bratislava.

Proces bentonitizácie

V otázke vzniku bentonitov v Západných Karpatoch sa vychádza z troch základných náhľadov. Prvý, ktorý sa akceptuje najčastejšie, pripisuje najväčší význam hypergénny procesom, najmä intenzívnej cirkulácii vody atmosferického pôvodu. Druhý zdôrazňuje, že premena vulkanického skla môže prebiehať v sladkovodnom alebo morskom prostredí. V tomto prípade sa hovorí o tzv. halmyrolýze. Tretí náhľad berie pri vzniku bentonitov do úvahy vplyv hydrotermálnych procesov. Pre túto alternatívu je doteraz málo dôkazov.

Napriek tomu, že sa bentonitom spomedzi ílových surovín v Západných Karpatoch, najmä z ložiskovo-genetického hľadiska, venovalo najviac pozornosti, mnohé stránky ich vzniku nie sú ešte spoľahlivo vyriešené. Je to okrem iného aj otázka pôvodu roztokov, ktoré spôsobovali intenzívne premeny materských hornín v súvrstviach s mocnosťou niekoľko sto metrov a s hĺbkovým dosahom až 500–600 m od povrchu. S takýmito prípadmi sa stretáme v oblasti kremnického rudného poľa (M. Böhrer — H. Gerthofferová — I. Kraus 1969) a pri Pstruši (I. Kraus — M. Pulec 1968). Správne interpretovať pôvod bentonitizácie je ťažké aj preto, lebo celý proces je doteraz známy len z jednotlivých vrstiev. Je pozoruhodné, že sa bentonitizácia v obidvoch prípadoch viaže na pyroxenické andezity, ktoré podľahli intenzívnej propylitizácii. Je otázka, či rozklad vulkanického skla je tu možný len pri hypergénnom zvetrávaní hlbinnou cirkuláciou vody atmosferického pôvodu, alebo či nejde skôr o proces viažúci sa na účinky hypogénnych procesov spätých so samotnou vulkanickou činnosťou. V tejto súvislosti treba upozorniť, aby sa pri riešení genézy bentonitov neupadlo do istých schematických predstáv s úsilím aplikovať ich ako všeobecne platné pre celú oblasť Západných Karpát. Treba tiež zdôrazniť, že pri riešení otázok genézy sa budeme musieť v blízkej budúcnosti orientovať na progresívnejšie metódy výskumu. Takou je napríklad modelovanie rozkladu za rozmanitých termodynamických podmienok alebo izotopické štúdium. Izotopické štúdium kyslíka prinieslo už pri sledovaní pôvodu ílových minerálov v premenených horninách cenné výsledky, najmä čo sa týka charakteru roztokov.

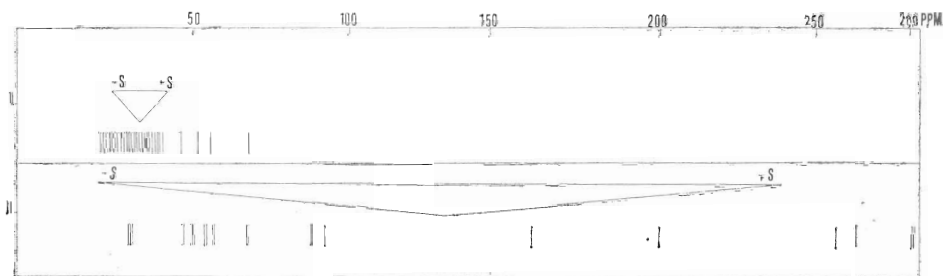
Ďalším faktorom, ktorý negatívne ovplyvňuje stupeň poznania procesov bentonitizácie, je nesystematické terénne štúdium špeciálne zamerané na riešenie otázok genézy. Potom je to všeobecný nedostatok údajov o mineralogickom zložení premenených vulkanických hornín v Západných Karpatoch. Tento moment najlepšie ilustruje skutočnosť, že sa o takom známom a v mnohých prácach spomínanom „hrabovcom tufite“ doteraz vôbec nevedelo, že je v podstate zložený zo zeolitov (E. Šamajová 1974).

Distribúcia mikroprvkov v bentonitoch s ohľadom na ich genézu

Tejto problematike sa v domácej literatúre doteraz nevenovala pozornosť. Domnievame sa, že niektoré aspekty genézy ílových surovín sa dajú objasniť práve na základe štúdia distribúcie mikroprvkov pomocou kvantitatívnej spektrochemickej analýzy. Niektoré mikroprvky sú totiž schopné registrovať zmeny vo faciálnom vývoji sedimentov, pri iných distribúciu ovplyvňuje najmä charakter pôvodných materských hornín. V bentonitoch sme v tomto smere získali niektoré poznatky najmä pri B, V, Ni, Cr, Zr, Ba, Sr.

Bór zo študovaných mikroprvkov registruje zmeny v charaktere prostredia sedimentácie najcitlivejšie. Distribúciu bóru v ílových sedimentoch neogénu Západných Karpát výraznejšie nekontroluje charakter hornín v zdrojových oblastiach, ale závisí od celkového faciálneho vývoja sedimentačných panví (I. Kraus 1975). Na základe obsahu bóru možno pomerne spoľahlivo zistiť, či bentonitizácia prebiehala v sladkovodnom alebo morskom prostredí. Bentonity, ktoré vznikali v oblasti stredoslovenských neovulkanitov premenou pyroxenických andezitov a ich pyroklastík vždy v sladkovodnom prostredí, majú nízky obsah bóru (33 ppm) s veľmi malým rozptylom (hodnota $S = 9$). V bentonitoch, ktoré vznikli premenou ryolitových tufov rovnako v sladkovodnom prostredí, je situácia podobná. Priemerný obsah bóru je aj v tomto prípade nižší ako 50 ppm. V niektorých ryolitových tufoch vo východoslovenskej panve prebiehala hydratácia vulkanického skla v morskom prostredí (pravá časť grafu na obr. 1). Tu je obsah bóru už podstatne vyšší a zvyčajne prevyšuje hodnotu 150 ppm.

Vo východoslovenskej panve sa nám pomocou mineralogického štúdia podarilo spoľahlivo zistiť ojedinelý prípad halmyrolitického rozkladu vulkanického skla v hypersalinickom prostredí morského badenu pri Zemplínskom Klečenove. Nevzniká tu čistý montmorillonit, ale minerál so zmiešanou štruktúrou typu IM. Má enormne vysoký obsah bóru — 377 ppm. V tejto súvislosti sme sledovali mineralogické zloženie a obsah bóru v najvýznamnejších ložiskách bentonitov na východnom Slovensku — vo Finticiach, Nižnom Hrabovci, Kuzmiciach a v Lastovciach. Ak by sme vychádzali z predstavy o ich syngenetickom vzniku v procese halmyrolýzy, potom aspoň bentonit z Fintíc, ktorý podľa J. Slávika (1962) vznikol premenou ryolitových pyroklastík karpátu v morskom prostredí, by mal mať analogický charakter ako bentonit od Klečenova. Skutočnosť je však taká, že sa obsah bóru v spomenutých bentonitoch na východnom Slovensku pohybuje v rozmedzí 30–50 ppm, čo je charakteristické pre il nachádzajúci sa v sladkovodných panvách.



Obr. 1. Distribúcia bóru v bentonitoch Západných Karpát.

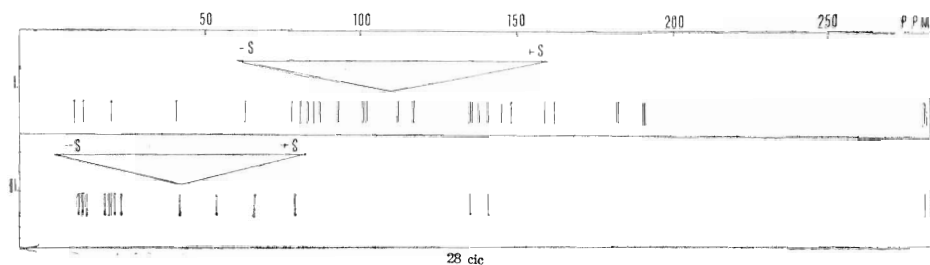
I — Bentonity z premenených andezitov a ich pyroklastík, II — bentonity z premenených ryolitov a ich pyroklastík, S — štandardná odchýlka.

Fig. 1. Distribution of boron in bentonites of the West Carpathians.

I — Bentonites from altered andesites and their pyroclasts. II — Bentonites from altered rhyolites and their pyroclasts. S — Standard deviation.

Distribúcia vanádu

Distribúciu vanádu v íle a v bentonitoch zvlášť ovplyvňuje predovšetkým charakter materských hornín. Zistili sme, že v bentonitoch, ktoré vznikli premenou andezitov a ich pyroklastík, je priemerný obsah vanádu 109 ppm. V bentonitoch, ktoré vznikli premenou ryolitov a ich pyroklastík, je priemerný obsah vanádu len 43 ppm. Táto okolnosť nepochybne súvisí s jeho primárnym obsahom v materských horninách bentonitov. Z údajov E. Karolusovej (1972) a J. Forgáča (1970a) vychodí, že priemerný obsah vanádu v andezitoch je 122 ppm a v ryolitoch dokonca len 14 ppm. Vanád by sa takto mohol stať mikroprvkom indikujúcim bentonitizáciu vulkanických hornín intermediárneho typu v prípadoch nejasných vzťahov k materským horninám. Rozdielny charakter distribúcie vanádu v bentonitoch, ktoré vznikli premenou hornín rozličného petrografického zloženia, znázorňuje obr. 2.



Obr. 2. Distribúcia vanádu v bentonitoch Západných Karpát.

I — Bentonity z premenených andezitov a ich pyroklastík, II — bentonity z premenených ryolitov a ich pyroklastík, S — štandardná odchýlka.

Fig. 2. Distribution of vanadium in bentonites of the West Carpathians.

I — Bentonites from altered andesites and their pyroclasts, II — Bentonites from altered rhyolites and their pyroclasts. S — Standard deviation.

Distribúcia niklu

Nikel spolu s kobaltom je v geochemickom cykle úzko spätý s Mg a Fe. D. M. Hirst (1962) uvádza, že pri zvetrávaní vulkanických hornín sa spolu s Mg uvoľňuje veľké množstvo niklu, čo sa prejavuje zvýšenou koncentráciou v foch montmorillonitického typu. J. Linares et al. (1972) vyslovili náhľad, že pre bentonity, ktoré vznikali premenou intermediárnych a báziických hornín, je charakteristický zvýšený obsah Ni, Co, Cr a pre bentonity, ktoré vznikali z kyslých vulkanitov ryolitovo-dacitového typu, je charakteristická asociácia Zr, Pb, Sr, Ba. Úzky vzťah medzi niklom a montmorillonitom vychádza z predpokladu izomorfnej substitúcie Ni—Mg. Mal by sa potom uplatňovať najmä v bentonitoch s vysokým obsahom Mg v oktaedrickej koordinácii, ale aj v medzivrstvovom priestore pri tzv. Mg-bentonitoch. Preto sme sledovali obsah niklu v montmorillonitoch vnútorných kotlín, predovšetkým v Žiarskej kotline, ktoré právom reprezentujú typ s vysokým obsahom Mg v oktaedrickej koordinácii. Celkový obsah MgO sa pohybuje v montmorillonitoch tejto oblasti

v rozmedzí 3,6–4,6 ‰. Podľa D. Očenáša — J. Zuberca (1972) sa stupeň oktaedrickej substitúcie pri Mg pohybuje v intervale 0,75–1,02, čo je najviac spomedzi všetkých doteraz známych montmorillonitov v Západných Karpatoch. Súčasne sme zistili, že zastúpenie niklu v tomto type nie je primerané vysokému obsahu Mg. Naopak, práve montmorillonit z bentonitov vnútorných kotlín má relatívne veľmi nízky obsah niklu (14 ppm), čo je výrazne pod priemerným obsahom niklu v íloch neogénnych panví (32 ppm), nehorvaci ani o jeho zastúpení v morských illitických íloch východoslovenskej panvy (61 ppm) a v sladkovodných kaolinitických íloch vnútorných kotlín (56 ppm). Celkove je obsah niklu v íloch vulkanogénnych zdrojových oblastí veľmi nízky a jeho distribúciu výraznejšie neovplyvňuje zastúpenie Mg v štruktúre montmorillonitu. Je pravdepodobnejšie, že obsah niklu v montmorillonite bezprostredne súvisí s jeho koncentráciou v materských horninách, ale nemusí zodpovedať celkovému obsahu Mg v bentonitoch. Podľa výsledkov E. Karolusovej (1972) a J. Forgáča (1970) je zastúpenie niklu v andezitoch a v ryolitoch subsekventného vulkanizmu nízke a v obidvoch prípadoch dosahuje v priemere 10 ppm. Tomu zodpovedá aj fakt, že sa obsah niklu v bentonitoch vôbec nediferencuje v závislosti od petrografického zloženia týchto materských hornín. Dokazuje to obsah niklu v bentonitoch, ktoré vznikli premenou ryolitov a ryolitových tufov (17 ppm) a andezitov, resp. ich tufov (15 ppm). Úplne iný obraz poskytuje montmorillonit z kôry zvetrávania bazaltov finálneho vulkanizmu pri Lučenci, kde nikel dosahuje mimoriadne vysokú koncentráciu — 295 ppm. Táto hodnota je v súlade s priemerným obsahom niklu v bazanitoch, pri ktorých J. Forgáč (1970b) uvádza priemerný obsah 303 ppm.

Distribúcia chrómu

Doteraz sa potvrdilo (I. Kraus 1975), že chróm je schopný relatívne najcitlivejšie indikovať charakter materských hornín, ktoré sa zúčastnili na vzniku ílových minerálov v pôvodných zdrojových oblastiach.

Pozoruhodný a ešte neobjasnený je výrazný nedostatok chrómu v bentonitoch. H. A. Tourtelot et al. (1960) zistili vo vrchnokriedových bentonitoch USA len 4 ppm chrómu. J. Linares et al. (1972) udávajú, že v bentonitoch Španielska sa jeho obsah pohybuje v rozmedzí 1–7 ppm. Rovnako v neogénnych panvách Západných Karpát sme v porovnaní s illitom (134 ppm) a kaolinitom (67 ppm) zaznamenali nápadne nižší obsah chrómu v bentonitoch, ktoré vznikli premenou andezitov (33 ppm) a ryolitov (29 ppm). Tento deficit sa pravdepodobne uplatňuje len v kyslých a intermediárnych horninách. Montmorillonit z kôry zvetrávania bazaltov finálneho vulkanizmu z okolia Lučenca sa totiž vyznačuje nielen nápadne vyšším obsahom niklu, ale najmä chrómu (1820 ppm). Z uvedeného usudzujeme, že obsah niektorých mikroprvkov, ale najmä chrómu, sa v montmorillonite mení v závislosti od charakteru materských hornín. Pri rozklade ryolitov a andezitov vzniká montmorillonit s deficitným obsahom tohto mikroprvku v porovnaní s jeho celkovým obsahom v íloch. Pri rozklade bazaltov sa v montmorillonite pravdepodobne fixuje chróm aj v medzivrstvovom priestore, a preto dosahuje extrémne vysokú koncentráciu. Tento poznatok podporuje náhľady, ktoré pokladajú obsah chrómu v sedimentoch nad hodnotu 100 ppm za nesporný dôkaz

o prítomnosti bazaltoidných pyroklastík, resp. produktov ich premeny — bentonitov.

Otázka distribúcie chrómu a niklu v montmorillonite a v bentonitoch vôbec v závislosti od petrografického charakteru materských hornín je nesporne veľmi zaujímavá. V tomto smere by boli vhodným objektom štúdia bentonity z oblasti Českého stredohoria, ktoré vznikli premenou bazaltoidných pyroklastík. V Západných Karpatoch sa obsah chrómu v bentonitoch vzniknutých premenou ryolitov a ryolitových tufov (29 ppm) prakticky neodlišuje od bentonitov, ktoré vznikli premenou andezitov a andezitových tufov (33 ppm).

Distribúcia zirkónia

Viacerí autori zaznamenali v porovnaní s ílmi a slieňmi vyšší obsah zirkónia v bentonitoch. Podľa J. Linaresa et al. (1972) sa zirkónium prednostne koncentruje v nízkoželezito-horečnatých bentonitoch, ktoré vznikli rozkladom vulkanických hornín s primárne vyšším obsahom metalických prvkov.

Podľa obsahu zirkónu v ťažkej frakcii bentonitov vzniknutých premenou ryolitových tufov, ktorý v ložiskách USA zistil Ch. E. Weaver (1963) a v Žiarskej kotline potvrdil I. Kraus (1967), sme predpokladali aj vyšší obsah zirkónia v bentonitoch tohto typu. Očakávanie sa splnilo len čiastočne. Rozdiel v distribúcii zirkónia v bentonitoch, ktoré vznikli rozkladom ryolitových tufov (194 ppm) a andezitov, resp. ich tufov (161 ppm), nie je príliš výrazný. To len potvrdzuje náhľad, že zirkónium nevstupuje do štruktúry ílových minerálov vo väčšom rozsahu.

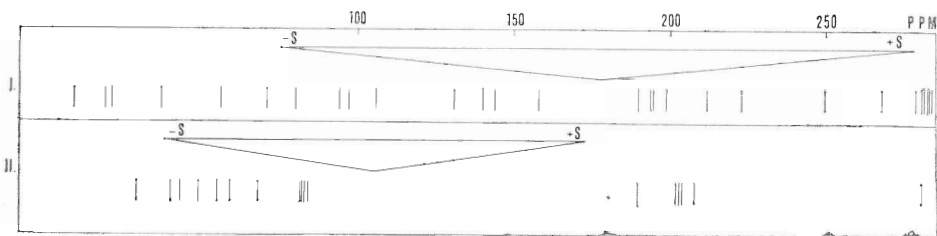
Distribúcia bárya

Potvrdilo sa, že distribúciu bárya v ílových sedimentoch najvýraznejšie ovplyvňuje izomorfný vzťah k draslíku. Ukazuje sa, že hodnota pomeru Ba/K_2O prudko vzrastá pri obsahu $K_2O > 3 \%$. Do tejto oblasti patria prevažne íly s vysokým obsahom ílovej sludy. Úmerný vzťah medzi obsahom bárya a K_2O podporuje náhľad, že väzbu bárya v ílových sedimentoch kontroluje predovšetkým ílová sluda. Zvlášť charakteristická je vysoká koncentrácia bárya v íloch s vysokým obsahom ílovej sludy v hydrotermálne premenených pásmach stredoslovenských neovulkanitov (652 ppm). Ukazuje sa, že vysoký obsah bárya v íloch môže indikovať vplyv hydrotermálnych procesov aj pri vzniku bentonitov.

Zastúpenie bárya v bentonitoch opäť pomerne úzko súvisí s jeho pôvodným zastúpením v materských horninách. Najvyšší obsah bárya, v priemere 800 ppm, uvádza A. P. Vinogradov (1956) v kôre zvetrávania kyslých granitoidných hornín. Naproti tomu v ultrabázických horninách je to len 10 ppm. V súlade s touto tendenciou sa pohybuje aj zastúpenie bárya v pôvodných horninách, ktorých premenou bentonity vznikli. Priemerný obsah bárya v bentonitoch, ktoré vznikli premenou ryolitov a ich pyroklastík, je 199 ppm. Priemerný obsah bárya v bentonitoch vzniknutých premenou andezitov a ich pyroklastík je 129 ppm. J. Forgáč (1970a) a E. Karolusová (1972) uvádzajú v stredoslovenských neovulkanitoch priemerný obsah bárya v ryolitoch 682 ppm a v andezitoch 350 ppm.

V kôre zvetrávania sa stroncium hromadí pri zvetrávaní alkalických hornín. V kaolínoch sa vo väčšom rozsahu nekonzcentruje. V sedimentárnych horninách rozličnej genézy a litologického zloženia sa relatívne najviac pozornosti venuje vzájomným vzťahom medzi vápnikom a stronciom.

Zastúpenie stroncia v bentonitoch je dosť výrazne diferencované v závislosti od charakteru materských hornín. Vyšší priemerný obsah stroncia v „andezitových“ bentonitoch (178 ppm) oproti „ryolitovým“ bentonitom (106 ppm) spôsobuje vyššia frekvencia vzoriek bentonitov prvého typu v intervale 100 až 200 ppm (obr. 3). Podstata spočíva v rozdielnom zastúpení stroncia v ryolitoch a andezitoch. Priemerný obsah stroncia sa v stredoslovenských a východoslovenských ryolitoch pohybuje podľa J. Forgáča (1970a) v rozmedzí 83 až 110 ppm. Z priemerného obsahu v andezitoch stredného Slovenska, ktorý sa podľa E. Karolusovej (1972) rovná 345 ppm, usudzujeme, že vyšší obsah stroncia v bentonitoch vzniknutých premenou andezitov a ich pyroklastík je aj v tomto prípade daný primárne.



Obr. 3. Distribúcia stroncia v bentonitoch Západných Karpát.

I — Bentonity z premenených andezitov a ich pyroklastík, II — bentonity z premenených ryolitov a ich pyroklastík, S — štandardná odchýlka.

Fig. 3. Distribution of strontium in bentonites of the West Carpathians.

I — Bentonites from altered andesites and their pyroclasts. II — Bentonites from altered rhyolites and their pyroclasts. S — Standard deviation.

Proces kaolinizácie

Výskyty a ložiská kaolínov, hallozytov a kaolinických ílov objavené v ostatných rokoch získavajú postupne aj v Západných Karpatoch významnejšie postavenie. Po dávnejšie známom ložisku hallozytu na Bielej hore pri Michalovciach, ktoré je jedným z najväčších akumulácií tohto minerálu v Európe, sa získali nové poznatky o tvorbe primárnej kôry zvetrávania v Lučeneckej kotline, ako aj o procesoch kaolinizácie na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov. Tým sa čiastočne vyvrátila predstava, že celkový geotektonický vývoj v Západných Karpatoch v porovnaní s Českým masívom nevytvoril podmienky na tvorbu rozsiahlejších ložísk minerálov zo skupiny kaolinitu. Týmto konštatovaním, samozrejme, nechceme porovnávať rozsah kaolinizácie a ekonomický význam kaolínových ložísk v oboch oblastiach. Práve naopak, proces kaolinizácie mal v Západných Karpatoch v porovnaní s Českým masívom vo viacerých smeroch odlišný priebeh, v dôsledku čoho sa potom vy-

tvorili aj rozdielne mineralogicko-genetické a technologické pomery. Rovnako treba zdôrazniť, že sa problematike kaolinizácie v Západných Karpatoch venuje sústredenejšia pozornosť len v ostatnom desaťročí, najmä po objavení prvého ekonomicky významného ložiska kaolínu na Hornej Prievranej v roku 1965.

V súčasnom období sme vypracovali schému genetickej klasifikácie ložísk ílových minerálov zo skupiny kaolinitu v Západných Karpatoch (I. Kraus et al. 1974). Zároveň sme na základe sedimentologických a klimatologických kritérií vyčlenili tri hlavné etapy, v ktorých sa procesy kaolinického zvetrávania v tejto oblasti uplatňovali (I. Kraus 1974). Na základe týchto poznatkov pokladáme v Západných Karpatoch za ekonomicky najvýznamnejšie a súčasne najperspektívnejšie reziduálne ložiská. Patria sem produkty kaolinizácie metamorfítov a kyslých intruzív predstrednotriasového veku (ložisko Horná Prievraná a Zlámanec) a produkty kaolinizácie vulkanogénnych hornín (ložisko Biela hora pri Michalovciach).

Otázka vzniku kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu nie je ešte v Západných Karpatoch dostatočne objasnená. S typickou hydrotermálnou premenou vedúcou k vzniku ílových minerálov zo skupiny kaolinitu bez ekonomického významu sa stretáme v rudných ložiskách sideritovej formácie, ale ešte častejšie v subvulkanických ložiskách v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Argilitizáciu hydrotermálneho pôvodu, zatiaľ ešte bez overeného rozsahu, sme zistili aj v oblasti Vihorlatu (E. Dobra — I. Kraus 1972). Ekonomicky významné koncentrácie ílových minerálov zo skupiny kaolinitu preukázateľne hydrotermálneho pôvodu sa doteraz neoverili. Až v ostatných rokoch sa pri prieskumných prácach na výskyt kaolínu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov (lokality Podháj a Jelšovský potok-sever) uvažuje aj o možnosti hydrotermálnej kaolinizácie. Tento problém je v štádiu riešenia a mal by sa objasniť v najbližšom období.

Distribúcia mikroprvkov v kaolíne s ohľadom na jeho genézu

Súbor vzoriek z kaolínových ložísk, v ktorých sme sledovali distribúciu mikroprvkov obdobne ako pri bentonitoch, bol menší. Doteraz sa získalo len niekoľko čiastkových poznatkov, ktoré sa týkajú najmä distribúcie bárya a titánu. Domnievame sa však, že práve otázka existencie hydrotermálnych procesov pri kaolinizácii sa bude môcť riešiť okrem iného na základe obsahu mikroprvkov a ich asociácie. V prvom rade bude treba porovnať zastúpenie mikroprvkov v kaolinických mineráloch okolorudných premien, ďalej v overovaných výskytoch v neovulkanických komplexoch a napokon v typických reziduálnych ložiskách.

Distribúcia bárya

Na kaolínovom ložisku Horná Prievraná je pozoruhodná predovšetkým distribúcia bárya v závislosti od základných petrografických typov materských hornín. Priemerný obsah bárya v kaolínoch, ktoré vznikli rozkladom porfyroidov, dosahuje 1556 ppm. Táto mimoriadne vysoká koncentrácia súvisí s charakterom materských hornín, v ktorých báryum vstupuje izomorfne do

živcov. Tento náhľad podporuje skutočnosť, že v kaolinických íloch vlastnej poltárskej formácie, reprezentujúcich kaolinizované produkty rozličných typov fylitov, je priemerný obsah bárya len 228 ppm, čo sa takmer zhoduje s aritmetickým priemerom, ktorý sme zistili v neogénnych panvách Západných Karpát — 223 ppm. Vizuálne rozlišovanie kaolinizovaných porfyroidov a fylitov je späté s veľkými ťažkosťami, ktoré niekedy nemožno vyriešiť ani podrobným mineralogicko-petrografickým štúdiom. Tento problém je o to naliehavejší, že obidva základné typy sa vzájomne podstatne odlišujú technologickými vlastnosťami, ako na to poukázal I. Horváth (1969). V tomto prípade by báryum pravdepodobne mohlo indikovať najkvalitnejší analóg kaolínu v oblasti Lučeneckej a pravdepodobne aj Košickej kotliny. Prirodzene, za predpokladu, že sa ako materské horniny uplatňujú porfyroidy, resp. kremenné porfýry.

Distribúcia titánu

Pri štúdiu distribúcie mikroprvkov v íle neogénnych panví Západných Karpát sme zistili, že zastúpenie väčšiny z nich v íloch, ktoré boli redeponované zo stredoslovenských neovulkanitov, je približne zhodné. Prekvapujúco veľký rozdiel v priemernom zložení jedných aj druhých sme zistili práve pri titáne. Íl redeponovaný zo stredoslovenských neovulkanitov má podstatne nižší obsah titánu (3503 ppm) ako íl východoslovenských neovulkanitov (5995 ppm). Vysvetlenie tohto javu sme najskôr hľadali v rozdielnom primárnom obsahu titánu v základných petrografických typoch západokarpatských neovulkanitov. Titán totiž patrí k prvkom, ktorých distribúciu v sedimentoch v prvom rade ovplyvňuje charakter materských hornín. Priemerný obsah TiO_2 , vypočítaný z najrozšírenejších vulkanogénnych hornín stredoslovenskej a východoslovenskej oblasti na základe údajov K. Karolusa (1970) a J. Forgáča (1970a), ukázal, že takáto interpretácia je málo pravdepodobná. Potvrdzuje to priemerný obsah TiO_2 v stredoslovenských (0,19 %) a východoslovenských ryolitoch (0,20 %), ako aj v stredoslovenských (0,65 %) a východoslovenských andezitoch (0,73 %). Skutočná príčina tohto rozdielu súvisí s vysokým obsahom titánu v kaolinickom íle pliocénneho veku, ktorý tvorí v podvihorlatskej depresii súvislý horizont mocný niekoľko desiatok metrov. Tento íl reprezentujú redeponované produkty kaolinickej kôry zvetrávania, ktoré sa zachovali vo vulkanickom masíve Vihorlat — Popričný. Potom je zrejmé, že rozhodujúci vplyv na rozdielny obsah titánu v íle redeponovanom zo stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov súvisí s rozdielnym priemerným obsahom titánu v kaolinickom íle východoslovenskej panvy (7590 ppm) oproti kaolinickému ílu vnútorných kotlín na strednom Slovensku (4601 ppm).

Tento poznatok má pre vzájomné porovnanie vrchnomiocénnej a pliocénnej fázy kaolinizácie v Západných Karpatoch zásadný význam. V produktoch vrchnomiocénnej fázy, ktorá mala rozhodujúci vplyv na vznik kaolínových ložísk v oblasti vnútorných kotlín na strednom Slovensku, nízky priemerný obsah titánu súvisí s väčšou intenzitou kaolinizácie v tomto období, ako aj s celkovou chemickou zrelosťou sedimentov.

Záver

Pri mineralogicko-geochemickom štúdiu bentonitov a kaolínov Západných

Karpát sa zistilo, že niektoré mikroprvky sú schopné registrovať zmeny vo faciálnom vývoji sedimentačných panví. Pri iných ovplyvňuje distribúciu najmä charakter materských hornín.

Pre poznanie faciálneho vývoja počas bentonitizácie materských hornín má najväčší význam štúdium distribúcie bóru. Pomocou tohto mikroprvku možno v bentonitoch pomerne spoľahlivo diferencovať procesy premeny prebiehajúce v sladkovodnom a morskom prostredí.

Distribúciu vanádu ovplyvňuje hlavne charakter materských hornín. Vanád pri bentonitizácii môže indikovať ich pôvodný charakter aj v prípade nejasných vzťahov k materským horninám. V tomto smere môže zohrať pozitívnu úlohu aj poznanie charakteru distribúcie bárya a stroncia. Naproti tomu rozdiel v distribúcii zirkónia pri bentonitoch v závislosti od materských hornín nie je príliš výrazný. Je pozoruhodné, že distribúciu niklu nedeterminuje zastúpenie Mg v štruktúre montmorillonitu. V montmorillonite a potom aj v bentonitoch sa v porovnaní s kaolinitom a ílovými sľudami prejavuje značný deficit v zastúpení chrómu.

Pri štúdiu kaolínov sa venovala pozornosť distribúcii bárya a titánu. Pomocou bárya by sa pravdepodobne mohol zisťovať technologicky najkvalitnejší typ kaolínu v oblasti Lučeneckej a snáď aj Košickej kotliny, ktorý vznikol premenou porfyroidov a kremenných porfýrov paleozoika gemeríd. Vysoký obsah titánu je charakteristický pre kaolinický íl pliocénneho veku, ktorý v podvihorlatskej depresii tvorí súvislý horizont mocný niekoľko desiatok metrov. Tento poznatok má pre vzájomné porovnanie vrchnomiocénskej a pliocénnej fázy kaolinizácie v Západných Karpatoch zásadný význam.

Doručené 17. 12. 1975

Odporučil T. Ďurkovič

LITERATÚRA

- Böhmer, M. — Gerthofferová, H. — Kraus, I. 1969: To the problems of alterations of central Slovakia neovolcanites. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 20, 1, p. 47—63.
- Dobra, E. — Kraus, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. Mineralia slovacica, 4, 16, s. 315—319.
- Forgáč, J. 1970a: Geochémia ryolitov Slovenska. Zbor. geol. vied, rad ZK, 12, s. 137—192.
- Forgáč, J. 1970b: Trace elements in basalts of Slovakia. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, 2, p. 239—260.
- Hirst, D. M. 1969: The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. Part II: The location and distributions of trace elements. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, p. 1147—1187.
- Horváth, I. 1969: Kaolín Horná Priebraná. Výskum jeho chemického a mineralogického zloženia a technologických vlastností. [Kandidátska práca.] Archív GP Spišská Nová Ves, 124 s.
- Karolus, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, rad ZK, 12, s. 69—86.
- Karolusová, E. 1972: Andezit z kameňolomu Bukovinka. Geol. práce, Spr. 59 (Bratislava), s. 69—86.
- Kraus, I. — Pulec, M. 1968: Mineralogicko-petrografické pomery ílov vo východnej časti Slatinskej kotliny. Geol. práce, Spr. 46 (Bratislava), s. 123—138.
- Kraus, I. 1974: Proces kaolinizácie v Západných Karpatoch. Správa za roky 1971—1973 pre priebežnú oponentúru. Manuskript — archív GÚ PFUK Bratislava, s. 8—66.

- Kraus, I. et al. 1974: Ťlové suroviny v Západných Karpatoch. Materiály z III. celo-slovenskej geologickej konferencie, I. časť (Bratislava), s. 277—288.
- Kraus, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v ťloch neogénnych panví Západných Karpát. Nauka o Zemi, sér. Geol., 167 s.
- Lináres, J. et al. 1972: Geochemistry of trace elements during the genesis of coloured bentonites. Internat. Clay Conferen., Madrid, vol. 1, p. 415—428.
- Očenáš, D. — Zuberec, J. 1972: Ložísko bentonitu Jelšový potok v Žiarskej kotline. Mineralia slov., 4, 15, s. 135—144.
- Slávik, J. 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 63 (Bratislava), s. 221—232.
- Šamajová, E. 1974: Prejavy zeolitizácie vo východoslovenských a stredoslovenských neovulkanitoch. Správa za roky 1971—1973 pre priebežnú oponentúru. Manuscript — archív GÜ PFUK Bratislava, s. 110—142.
- Tourtelot, H. A. et al. 1960: Stratigraphic variations in mineralogy and chemical composition of the Pierre shale in South Dakota and adjacent parts of North Dakota, Nebraska, Wyoming and Montana. Geol. survey — short papers in the geol. sciences (Washington), p. 447—542.
- Vinogradov, A. P. 1956: Zakonomernosti raspredelenija chimičeskich elementov v zemnoj kore. Geochimija (Moskva), No. 1.
- Walker, C. T. 1963: Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. Journ. Sediment. Petrol., 33, No 3, p. 694—702.

On the geochemistry of bentonite and kaoline in the West Carpathians

IVAN KRAUS

During the study of bentonite and kaoline in the Neogene of the West Carpathian Mts. it has been determined that some microelements are capable of registering changes in the facies development of sedimentary basins. In others, the distribution is especially affected by the character of the parent rocks. On the basis of this information, some problems relating to bentonization and kaolinization in the West Carpathians can be elucidated.

The study of the distribution of boron is of greatest significance in the interpretation of the facies development during bentonization of the parent rocks. By means of boron the process of alteration in bentonites in fresh-water and marine environments can be relatively reliably differentiated. The bentonites which in the region of the Central Slovakian neovolcanics originated by alteration of pyroxene andesites and their pyroclasts always in a fresh-water environment, display a low boron content (33 ppm). The situation is similar in bentonites which originated by the alteration of rhyolite tuff likewise in a fresh-water environment. In some rhyolite tuffs in the basin of eastern Slovakia, the hydration of volcanic glass took place in marine environment (right part of graph on fig. 1). Here, the content of boron usually exceeds the value of 150 ppm. The halmyrolytic decomposition of volcanic glass in hypersaline environment is displayed by an enormously high boron content — 377 ppm.

The distribution of vanadium is mainly affected by the character of the parent rocks. A substantial difference between the average content of vanadium in the bentonites which originated by alteration of andesites (109 ppm), and in the rhyolites (43 ppm) including their pyroclasts, has been determined. Thus in bentonization, in the case of unclear relations to the parent rocks,

vanadium may best indicate their original character. The distinctive character of the distribution of vanadium in bentonites which originated by the alteration of rocks of diverse petrographic composition is illustrated in fig. 2. In this sense, likewise the knowledge of the character of barium and strontium distribution (fig. 3) may play a positive role. Moreover, the high content of barium in clays of the montmorillonite type may indicate the influence of hydrothermal processes on bentonization. On the other hand, the difference in the distribution of zirconium in bentonites in dependence on the parent rocks is not very pronounced. This fact thus confirms the opinion that zirconium does not enter in a greater extent the structure of the clay minerals. It is noteworthy that the distribution of nickel is not markedly controlled by the representation of Mg in the structure of montmorillonite. In the bentonites with a high Mg content, which originated by alteration of rhyolite tuff, the content of nickel is very low — 14 ppm, which is far below its average content (32 ppm) in the clay of the Neogene basins of the West Carpathians. It seems more likely that the representation of nickel is directly associated with its content in the parent rock than with the general Mg content in the bentonites.

Compared with kaolinite and the clay micas, there is an appreciable deficiency in the representation of chromium in the montmorillonite as well as in the bentonite. This is particularly obvious in the bentonites which originated by the alteration of rhyolites, andesites and their pyroclasts. This fact has also been found in the works by H. A. Tourtelote et al. (1960) and J. Lináres et al. (1972). By contrast, in the alteration of basalts, chromium in the montmorillonite is probably fixed also in the space between the layers and it thus attains an extremely high concentration (1820 ppm).

During the study of kaolines attention has been paid to the distribution of barium and titanium. In kaolines at the Horná Prievrana deposit, which originated by the decomposition of quartz porphyry and especially porphyroids, the average barium content is 1556 ppm. The average content of barium in kaolines produced by the decomposition of various phyllite types is 228 ppm. A visual differentiation of kaolinized porphyroids and phyllites is connected with considerable difficulties. In the area of Lučenec and presumably also in the Košice depression, by means of barium it would be probably possible to ascertain a technologically high-grade kaoline which originated by the alteration of quartz porphyry and porphyroids from the Palaeozoic of the Gemerides.

The content of titanium in the clays redeposited from neovolcanic rocks of Central Slovakia is substantially lower (3505 ppm) than in the clays occurring in neovolcanic rocks of eastern Slovakia (5995 ppm). This difference is due to the high content of titanium in kaolinic clays of Pliocene age, which form a continuous several tens of metres-thick horizon in the Sub-Vihorlat depression in the East Slovakian basin. This fact is of principal significance for the mutual comparison of the Upper Miocene and Pliocene kaolinization in the West Carpathians. The low average content of titanium in the products of the Upper Miocene kaolinization phase in Central Slovakia demonstrates the greater intensity of kaolinization as well as the chemical maturity of the sediments in this period.

Preložila E. Česánková

Interpretácia Th—U anomálií v rakoveckej sérii v Spišsko-gemerskom rudohorí

(3 obr. a 3 tab. v texte)

MILAN TRÉGER — LÝDIA DRNZÍKOVÁ — KATARÍNA MANDÁKOVÁ*

Интерпретация торийо-урановых аномалий в Раковецкой серии Спишско-Гемерского рудогория

V Spišsko-Gemerskom rudohorí v Rakoveckej sérii radiospektrometricky bol potvrdený torio-uranový charakter niektorých radiometrických anomálií. Tório-uranové anomálie spolu s fluoritovými proжилками, ktoré sa stretávajú v kontaktno zmenených diabazoch, pravdepodobne ukazujú na hlbšie zalegajúce apofyzy gemeridných granitov. V asociácii s toriom a uranom zvýšené je aj obsahovanie olova, berília, niobia, galia, itria a zriedkavých zemeľ.

Interpretation of thorium-uranium anomalies in the Rakovec Group of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts.

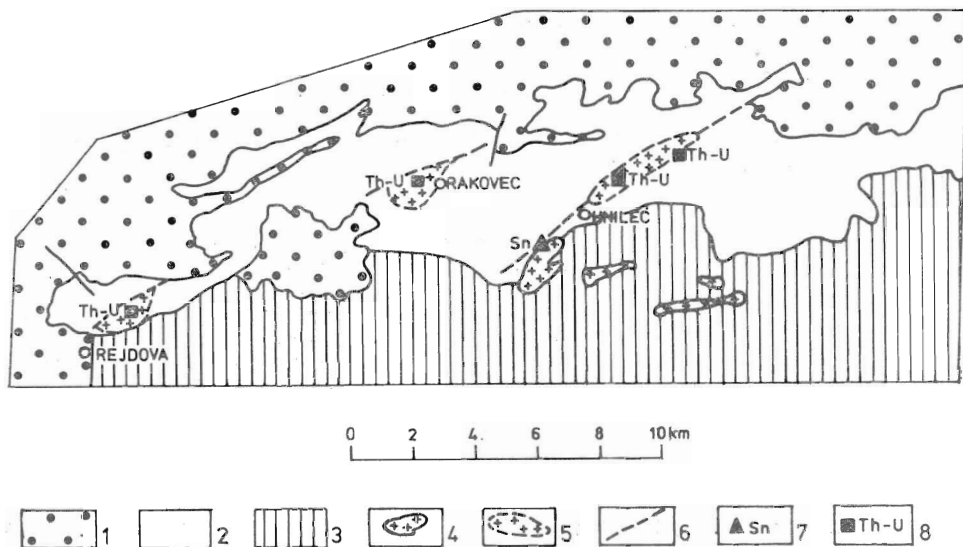
It was ascertained by radiospectrometry in the Rakovec Group of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. a thorium-uranium character of some radiometric anomalies. Thorium-uranium anomalies together with fluorite vein occurrences in contact metamorphosed diabases probably indicate aporphyres of the Gemerides granite in depth. In association with thorium and uranium also higher contents of tin, beryllium, niobium, gallium, yttrium and rare earths occur.

V Spišsko-gemerskom rudohorí boli v rakoveckej (fylitovo-diabázovej) sérii už dlhší čas známe slabé radiometrické anomálie, ktorých pôvod nebol doteraz vysvetlený. Neboľo ani známe, ktorý z troch hlavných rádioaktívnych prvkov — U, Th alebo K — je pôvodom zvýšenej rádioaktivity. Najnovšie terénne a laboratórne gamaspektrometrické výskumy ukázali, že pôvodom zvýšenej rádioaktivity je Th a U, v niektorých prípadoch aj draslík. Th—U charakter anomálií (s pomerom obsahu Th/U od 1,2 do 10) je typický najmä pre pegmatity a pneumatolyticko-hydrotermálnu mineralizáciu, pri ktorej Th a U spre-vádza zvýšený obsah Ta, Nb, Y a TR.

Th—U anomálie boli v rakoveckej sérii doteraz zistené na týchto štyroch lokalitách (obr. 1):

* Ing. Milan Tréger, Ing. Drnzíková, Ing. Katarína Mandáková, Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves.

- a) 2 km severovýchodne od Rejdovej,
- b) 1 km západne od Rakovca,
- c) 1 km severovýchodne od Hnilca,
- d) 1 km južne od osady Roztoky.



Obr. 1. Predpokladaný priebeh skrytých telies gemeridných granitov v rakoveckej sérii na základe interpretácie Th—U anomálií

1 — karbón, perm, trias, 2 — rakovecká (fylitovo-diabázová) séria (devón ?), 3 — gelnická séria (fylity, porfyroidy) (Cm—S ?), 4 — gemeridné granity na povrchu, 5 — predpokladaný priebeh skrytých telies gemeridných granitov v rakoveckej sérii, 6 — prešmykové línie, 7 — Sn-zrudnenie, 8 — Th—U anomálie.

Fig. 1. Presumed course of hidden bodies of the Gemeride granite in the Rakovec Series on the basis of interpretation of Th—U anomalies.

1 — Carboniferous, Permian, Triassic, 2 — Rakovec (phyllite-dabase) Series (Devonian?), 3 — Gelnica Series (phyllite, porphyroids) (Cm—S?), 4 — Gemeride granite at the surface, 5 — presumed course of hidden bodies of Gemeride granite in the Rakovec Series, 6 — overthrust lines, 7 — Sn-mineralization, 8 — Th—U anomalies.

Geologickoštruktúrna pozícia Th—U anomálií

Opisované Th—U anomálie sú v typických horninách rakoveckej série — diabázoch, diabázových tufoch a tufitoch, príp. vo fylitoch. Anomálie Rejdová a Rakovec sú lokalizované v chloriticko-sericitických fylitoch, Hnilce v diabázových tufoch až tufitoch a anomália Roztoky v diabázoch. Makroskopicky sa v týchto horninách zistili intenzívne hydrotermálne premeny, najmä prekremenenie a sericitizácia.

Vo všetkých štyroch prípadoch sa anomálie viažu na pozdĺžne prešmykové línie smeru SV—JV až V—Z, prevažne na ich nadložie.

Geofyzikálna charakteristika

Rádiometrické anomálie sú väčšinou pretiahnuté pozdĺž prešmykových línií smeru SV—JZ až V—Z, ich dĺžka dosahuje 100—700 m, šírka 50—250 m. Hodnota rádioaktivity sa pohybuje v rozmedzí 20—80 uR/hod., pri normálnom pozadí 10—14 uR/hod. Emančné anomálie dosahujú hodnotu 30—60 eman, pri normálnom pozadí 5—10 eman.

V niektorých prípadoch (Roztoky, Hnilec), keď sa Th—U anomálie viažu na diabázové tufy a diabázy, badať prekvapujúcu zhodu v priebehu kladných magnetických anomálií a opisovaných rádiometrických anomálií. Osi rádiometrických a kladných magnetických anomálií sú totožné. Na anomáliách Rejdová a Rakovec, ktoré sa nachádzajú v chloriticko-sericitických fylitoch, sú kladné rádiometrické a magnetické anomálie navzájom vzdialené len na desiatky až stovky m.

Všetky štyri Th—U anomálie sú vo výrazných gravitačných eleváciách, zvyšajú sa na ich okraji.

Geochemická charakteristika

Na študovaných rádiometrických anomáliách sme gamaspektrometricky zisťovali obsah rádioaktívnych prvkov (U, Th, Ra, K) a semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami obsah niektorých sprievodných vzácnych prvkov — Sn, Zr, Y, La, Nb, Be a i. Údaje analýz vzoriek hornín z jednotlivých Th—U anomálií sú v tab. 1. Na obrázkoch 2

a 3 je znázornený charakter zmien obsahu U, Th a K na anomáliách Rejdová a Hnilec.

Z tab. 1 a z grafov na obr. 2 a 3 vidieť, že všetky štyri lokality majú tóριο-uránový charakter anomálií. Obsah uránu sa pohybuje od 5,8 do 40 ppm, obsah tória od 25 do 80 ppm, obsah draslíka kolíše od 2,2 do 6,7 ‰. Pomer Th/U sa mení od 1,7 do 5,6. V jednom prípade dosiahol zistený koeficient rádioaktívnej rovnováhy (Kr. r.) hodnotu 56 ‰.

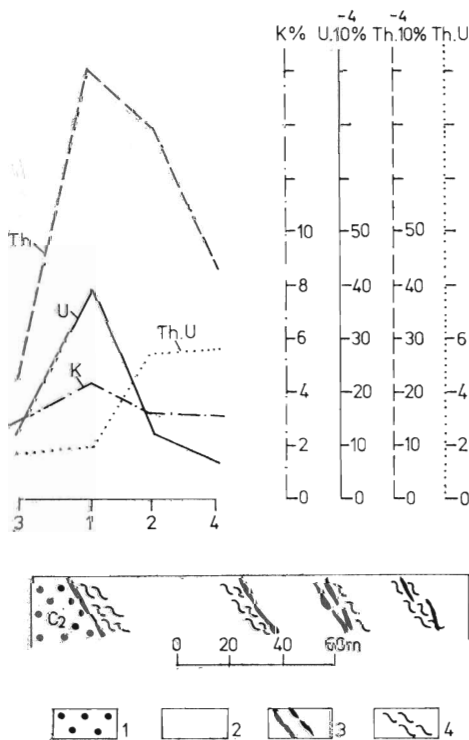
Okrem rádioaktívnych prvkov je mierne zvýšený aj obsah Sn (do 0,006 ‰),

Obr. 2. Gamaspektrometrické merania na anomálii Rejdová

1 — karbón, 2 — hydrotermálne zmenené chloriticko-sericitické fylity, 3 — kremeň — živce — karbonátové prežilnenie, 4 — tektonické zóny.

Fig. 2. Gamaspectrometric measurement on the Rejdová anomaly.

1 — Carboniferous, 2 — hydrothermally altered chlorite-sericite phyllite, 3 — quartz — feldspar — carbonate veins, 4 — tectonic zones.



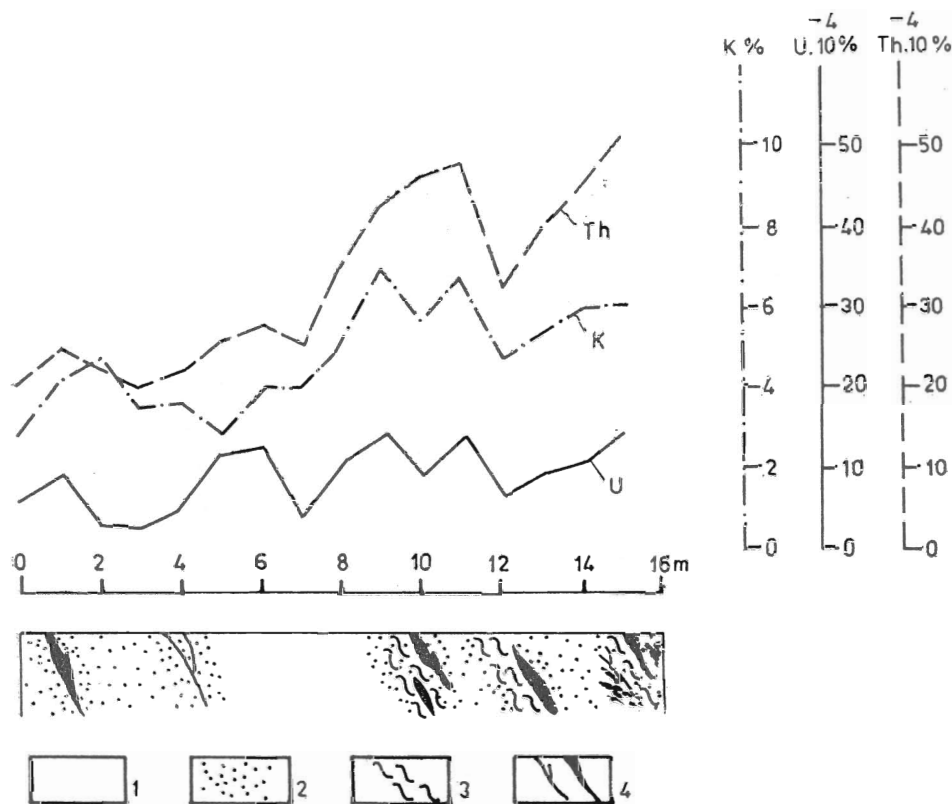
Údaje terénnych gamaspektrometrických meraní, laboratórnych gamaspektrometrických analýz a semikvantitatívnych spektrálnych analýz na jednotlivých anomáliách

Results of gammaspectrometric field measurements, laboratory gammaspectrometric analyses, and semiquantitative analyses, and semiquantitative spectrographic analyses

Tab. 1

Lokalita	Čís. vz.	U ppm	Ra ppm U ek.	Th ppm	K ‰	Kr. r. ‰	Th/U	Sn ‰	Zr ‰	Y ‰	La ‰	Nb ‰	Be ‰
Rejdová	1	40,0	—	80,5	4,3	—	2,0	0,003—6	0,1—3	0,03—6	0,01—3	—	0,001—3
	2	13,0	—	70,0	3,3	—	5,4	0,001—3	0,06—0,1	0,01—3	0,01—3	—	0,003—6
	3	12,4	—	21,0	2,8	—	1,7						
	4	7,8	—	43,7	3,2	—	5,6						
Rakovec	27/155	31,6	17,7	67,3	3,1	56	2,2	0,001—3	0,1—3	0,01—3	—	—	0,001—3
	GP-3/4	8,5	—	15,9	6,7	—	2,0	st.	0,03—6	st.	st.	—	st.
	3/6	8,3	—	34,4	4,9	—	3,5	0,001—3	0,06—0,1	st.	0,01—3	st.	st.
	4/1	5,8	—	20,7	6,2	—	3,0	st.	st.	—	0,01—3	—	st.
Hnilec	4/6	10,1	—	25,3	3,9	—	2,5	0,001—3	0,06—0,1	0,01—3	st.	st.	st.
	4/4							0,001—3	0,1—3	0,06—1	st.	0,01—3	0,001—3
	4/5	Vo vrte 60—85 uR/hod.						0,001—3	0,1—3	0,03—6	st.	0,01—3	st.
	5/1							0,003—6	0,06—0,1	0,03—6		0,01—3	0,001—3
	1/25	8,8	—	34,2	3,5	—	4,0	—	0,06—0,1	0,03—6	0,01—3	0,01—3	0,001—3
	1/47	7,7	—	34,6	3,1	—	4,5	st.	0,1—3	0,03—6	st.	0,01—3	st.
Roztoky	1/72	22,2	—	54,4	2,2	—	2,2	0,001—3	0,06—0,1	0,06—0,1	0,01—3	—	st.
	2/72	19,2	—	41,4	2,6	—	2,0	st.	0,06—0,1	0,03—6	0,03—6	—	0,001—3

Analýzy urobila Ústrední geochemická laboratoř ČSUP Příbram



Obr. 3. Obsah rádioaktívnych prvkov v ryhe Roz-3 na úseku Hnilec
1 — diabázové tuffy a tufity, 2 — hydrotermálne premeny, 3 — tektonické zóny,
4 — kremenné žily.

Fig. 3. Content of radioactive elements in the Roz-3 pit in the Hnilec section.
1 — Diabase tuff and tuffite, 2 — hydrothermal alteration, 3 — tectonic zones,
4 — quartz veins.

Zr (do 0,3 ‰), Y (do 0,1 ‰), La (do 0,006 ‰), Nb (do 0,03 ‰), Be (do 0,006 ‰).
Osobitne zaujímavý je zvýšený obsah Nb na lokalite Hnilec vo vrtoch č. 1, 4
a 5, a to v rozmedzí od 0,01 do 0,03 ‰.

Na lokalite Rejdová zistila spektrálna analýza metasomaticky zmenených
(albitizovaných ?) chloriticko-sericitických fylitov okrem rádioaktívnych prvkov
zvýšený obsah Y a Yb v rozmedzí 0,1–0,01 ‰, La, Ce a Nb od 0,01 do 0,001 ‰.
Pozoruhodný je aj zvýšený obsah Ga (0,1–0,01 ‰), Li (0,1–0,01 ‰), Sn
(0,01–0,001 ‰), Sc, Be a Mo (tab. 2).

Mineralogicko-petrografická charakteristika

Z lokality Roztoky sa predbežne mineralogicky a petrograficky skúmalo len
málo vzoriek. Našli sa tu odkryvy zelenkavosivých prekremených a kon-
taktne premenených bazických hornín diabázového charakteru so zvýšenou

*Spektrálne analýzy vzoriek hydrotermálne premenených sericiticko-chloritických
fylitov z Th—U anomálie Rejdová*

*Spectrographic analyses of hydrothermally altered sericite-chlorite phyllite
samples (Th anomaly near the village of Rejdová)*

Tab. 2

Číslo vzorky	Nad 1 %	1,0—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	Problé- matické
Rd—1	Si Al Mg Fe Na K	Mn Ti Ba Ca	Zr Y Ga Yb	C Nb Be V Ag Cu Ni B La Co Sr Pb Li Sc Ce Zn Sn Mo Nd	Bi
Rd—1a	Si Mn Al Ca Fe Na Mg	K Ti	Ba Sr	Cr Ni Ga Sn Ag Cu Ce V Li Be La Mo Sc B Nd Pb Co	Bi Nb Zn
Rd—2	Si Al Mg K Fe Na	Ba Mn Ti	Zr Ca Li Ga Y Yb	Be Ni B Co Sn Pb Cr Sc Zn V Cu	Ag Bi Mo Sr
Rd—3	Si Na Al K Fe Mg	Ca Ti Ba Mn	Ga P Zr	Sn Li B La Co Nb Cu Cr Sr Y Yb V Pb Ni Zn	Nd Ag Ge Mo Sc

*Medzirovinné vzdialenosti fluoritu
Interplanar distances of fluorite*

Tab. 3

Por. čís.	vz. 6 Roztoky — fluorit		Fluorit V. J. Michejev tab. 379	
	Im	dm	I tab.	d tab.
1	10	3,133	7	3,148
2	7	1,930	10	1,928
3	3	1,646	7	1,644
4	1	1,574	—	—
5	2	1,364	4	1,363
6	2	1,251	5	1,251

Exponoval: B. Z a m i š k a, Lab. stredisko, GP, n. p., Sp. Nová Ves;
zhodnotila Ing. M. Kušnyerová, Lab. stredisko, GP, n. p., Sp. Nová Ves.

Prístroj: Mikrometa II s goniometrom, metóda Bragg — Brentano.

Podmienky: žiarenie $\text{CuK}\alpha$; filter Ni, štrbiny 5', 10'; rýchlosť otáčania 2°/1'; napätie 30 kV; intenzita 10 mA.

rádioaktivitou (40—50 uR/hod.; U — 22,2 ppm; Th — 54,4 ppm; K = 2,2 %). V týchto horninách sú početné tenké žilky (s mocnosťou do 1 cm) zložené z kremeňa, karbonátov a fluoritu. Fluorit má svetlofialové sfarbenie. Kvalitatívna spektrálna analýza fluoritu vykázala okrem základného komponentu Ca ešte prímеси Ba, Pb (0,1—0,01 %) a Y, Yb, Be (0,01—0,001 %). Presne sa fluorit identifikoval RTG-analýzou (tab. 3).

Premenené diabázy sú hojne impregnované magnetitom, často aj pyritom.

Miestami sa zistila intenzívna sericitizácia až muskovitizácia a baueritizovaný biotit.

Na lokalite Roztoky sa v miestach zvýšenej rádioaktivity našli úlomky granitoidných hornín, z draselných živcov a kremeňa. Živce s kremeňom majú grafické štruktúry prerastania typické pre pegmatity.

V kontaktne a hydrotermálne premenených diabázových horninách boli vo výbrusoch identifikované premenené živce, sericit, chlorit, kremeň, albit, karbonát, magnetit, pyrit, fluorit a xenotím (?). Okrem xenotímu (?) sa doteraz nezistili iné minerály, ktoré by poukazovali na zvýšeny obsah U a Th. Teoreticky by sa dal očakávať ešte monazit a apatit.

Ostatné lokality sa mineralogicko-petrograficky nebádali.

Analýza výsledkov

Pruh hornín rakoveckej série, v ktorom sa zistili Th—U anomálie, má dĺžku takmer 20 km a šírku okolo 2 km. Asi 3—4 km južne od Th—U anomálií Hnilca a Roztoky vystupujú na povrch telesá gemeridných granitov kriedového veku. Typická pre ne je autometamorfóza a geneticky s nimi súvisí Sn—W—Mo a U zrudnenie.

V gemeridných granitoch v okolí Hnilca bol zistený vysoký „klarkový“ obsah uránu (18,6 ppm), nízky „klarkový“ obsah tória (8,4 ppm) a nízky pomer Th/U rovnajúci sa 0,5. Predpokladá sa, že obohatenie granitov uránom (v asociácii s Sn, W, Be, Li, TR) je dôsledkom autometasomatózy granitov v hydrotermálno-pneumatolytickom štádiu (M. Tréger 1972).

Z rádiogeochemického hľadiska je pozoruhodný fakt, že gemeridné granity od Hnilca majú „podklarkový“ obsah Th, ale 3—4 km severnejšie sú v základných horninách rakoveckej série pruhy zvýšenej rádioaktivity (často totožné s kladnými magnetickými anomáliami), v ktorých je obsah Th až 10-násobne vyšší, ako je priemerný obsah Th v horninách rakoveckej série. Možno predpokladať, že metasomatické procesy spôsobujúce prínos uránu vynášajú zároveň z úsekov metasomatických premien granitov tórium, a to sa lokalizuje vo vhodnom štruktúrnom a litologickom prostredí, ktorým sa nám javia niektoré úseky v rakoveckej sérii.

Istým potvrdením takéhoto predpokladu môže byť fakt, že v kontaktne zmenených diabázoch, v exokontakte gemeridných granitov pri Hnilci je zvýšená rádioaktivita, spôsobená najmä prítomnosťou zvýšeného obsahu Th, ale obsah uránu sa nemení.

Je veľmi pravdepodobné, že Th—U anomálie v rakoveckej sérii sú spôsobené apofýzami gemeridných granitov vystupujúcimi pozdĺž prešmykových línií smeru SV—JZ, resp. V—Z. Zvýšený obsah U, Sn, Be, TR, Li, ako aj výskyt fluoritu (podobne ako v gemeridných granitoch a ich tesnom exokontakte) dokazujú správnosť tohto predpokladu.

V tejto súvislosti treba vysvetliť vzájomnú pozíciu gravimetrických, magnetických a radiometrických anomálií v území medzi Rejdovou a Nálepkovom, t. j. v pruhu rakoveckej série, kde sa štyri opisované Th—U anomálie nachádzajú.

V doterajších interpretáciách geofyzikálnych meraní v Spišsko-gemerskom rudohorí sa predpokladalo, že silné magnetické anomálie v území medzi Dobšinou a Poráčom môže spôsobovať anomálne obohatenie niektorých polôh v ra-

koveckej sérii magnetitom a hematitom, resp. telesami gabrodioritov (O. F u s á n et al. 1965). Autori správy však zároveň konštatujú, že niektoré telesá diabázov (v oblasti Poráča a Sloviniek) sa magneticky prakticky neprejavujú.

Podľa našej interpretácie môže časť kladných magnetických anomálií súvisieť s obohatením niektorých polôh rakoveckej série magnetitom a hematitom v dôsledku exhalačno-sedimentárnych a následných regionálno-metamorfných procesov, ale druhá časť kladných magnetických anomálií, najmä tie, ktorých priebeh je súhlasný s priebehom rádiometrických anomálií, sú vyvolané vysokotermálnymi metasomatickými procesmi v súvislosti s gemeridnými granitmi.

Podľa J. V. A l t y n c e v a (nepublikované) sú rádiometrické anomálie so zvýšeným obsahom všetkých troch rádioaktívnych prvkov (U, Th, K) a s kladnými magnetickými hodnotami typické pre vysokotermálne metasomatické procesy, s ktorými často súvisí Ta—Nb a TR-zrudnenie.

Zvýšený obsah Nb, Y, Yb, La a Ce na študovaných Th—U anomáliách v rakoveckej sérii ukazuje, že pravdepodobne ide o práve takéto procesy.

Nie je vylúčené, že podobného pôvodu (vysokotermálna metasomatóza na kontakte s mladou intrúziou granitoidov) sú aj kladné magnetické anomálie vo východnej časti veporidného kryštalinika medzi Revúcou a Slavošovcami, pretože s mnohými z nich súvisia aj rádiometrické anomálie.

Ako sme konštatovali vyššie, Th—U anomálie v rakoveckej sérii sú v poliach kladných gravimetrických anomálií (gravitačné elevácie). To je pochopiteľné z faktu, že ide o základné horniny s vysokou objemovou váhou a miestami ešte hojne impregnované magnetitom, teda možno predpokladať, že skryté apofýzy granitov v rakoveckej sérii sú také malé, že ich nižšia objemová váha neovplyvňuje vysoké kladné gravitačné pole rakoveckej série. Z toho vychodí, že gravitačné elevácie v rakoveckej sérii nemusia jednoznačne poukazovať na strmý úklon gemeridných granitov na sever a že treba komplexne hodnotiť údaje gravimetrie, magnetometrie aj rádiometrie.

Procesy prínosu Th, U a K boli vysokotermálne (nad 500 °C), pretože všetky geochemické procesy prebiehajúce pri teplote pod 500 °C sú pre Th inertné (J. K a š p a r — V l . P ř i s t o u p i l 1970). Ako vyplýva z geochemickej charakteristiky Th—U anomálií, posledné môžu byť tiež indikátorom Nb, resp. Ta—Nb mineralizácie. Obsah Nb do 0,03 ‰ na Th—U anomálií Hnilec poukazuje na oprávnenosť takeéhoto predpokladu.

A. B. K a ž d a n (1966) uvádza štyri hlavné genetické typy tantálovo-nióbových ložísk, ktoré majú priemerný význam. Z nich možno v Spišsko-gemeriskom rudohorí očakávať metasomatické ložiská v albitizovaných intruzívnych horninách, príp. komplexne pneumatolyticko-hydrotermálne Sn—W—Ta—Nb zrudnenie. Z tohto aspektu sú zaujímavé najmä betliarske žuly, pretože vo volfrámonosných aplitických topásových granitoch od Betliara bol overený kolumbit (L. D r n z í k o v á, K. M a n d á k o v á, E. D r n z í k, J. B a r a n 1974; v tlači) a v kremenných žilkách v granite pri Čučme a Betliari opísal C. V a r č e k (1959) ilmenorutil.

Ďalším typom zrudnenia, ktorý možno očakávať v spojitosti s gemeridnými granitmi a ktorý sa môže fixovať rádiometricky, resp. rádiospektrometricky, je komplexné zrudnenie so vzácnymi zeminami (TR). Na opisovaných Th—U anomáliách sa obsah vzácných zemin a Y pohybuje od tisícín až do jednej desatiny percenta (Y, Yb, La, Ce).

V kremeňovo-apatitovo-xenotímovej žile pri Čučme v úseku, ktorý je len asi 100 m nad overeným telesom granitov, je obsah TR takýto: Y do 0,6 ‰, La do 0,3 ‰, Yb do 0,01 ‰ (M. Tréger 1973).

Príklady ukazujú na dôležitosť sledovať netradičné typy zrudnenia nielen v rakoveckej sérii, ale v celom Spišsko-gemerskom rudohorí, a zároveň vy-
zdvihujú rádiometrické a rádiospektrometrické metódy ako veľmi efektívne pri ich vyhľadávaní.

Záver

1. V rakoveckej sérii zistené rádiometrické anomálie majú podľa gamaspek-
trometrických analýz Th—U charakter a okrem Th a U je zvýšený aj obsah
Sn, Li, Nb, Be, Y a TR.

2. Všetky opisované Th—U anomálie sa viažu na pozdĺžne prešmykové línie.

3. V niektorých prípadoch badať zhodu v priebehu kladných magnetických
anomálií a rádiometrických anomálií, čo zrejme súvisí s vysokotermálnymi
metasomatickými procesmi v spojitosti s apofýzami gemeridných granitov.

4. Na lokalite Roztoky sa v kontaktne zmenených diabázových horninách
našiel fluorit.

5. Predpokladáme, že Th—U anomálie v rakoveckej sérii Spišsko-gemer-
ského rudohoria indikujú rozmiestnenie skrytých apofýz gemeridných grani-
tov pozdĺž tektonických zón smeru SV—JZ až V—Z. V spojitosti s týmito
apofýzami možno aj v rakoveckej sérii očakávať výskyt vysokotermálnej mi-
neralizácie Sn, Mo, Nb, TR. Je nevyhnutné rozšíriť vyhľadávacie práce na tieto
typy zrudnenia aj na územie vývinu rakoveckej série.

6. Pri vyhľadávaní vysokotermálnych zrudnení (nielen v Spišsko-gemerskom
rudohorí) by bolo vhodné okrem iných, tradičných metód použiť aj rádio-
metrické a magnetometrické metódy, pretože uvedené príklady ukazujú, že
Th—U anomálie spolu s kladnými magnetickými anomáliami sú príznakom
vysokotermálnej mineralizácie.

Doručené 26. 3. 1975

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Drnžíková, L. — Mandáková, K. — Drnžík, E. — Baran, J. 1974: Kri-
tériá cínonosnosti a metalogenetickej špecializácie niektorých typov granitov Spiš-
sko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov.*, v tlači.
- Fusán, O. et al. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření
ve Spišsko-gemerskom rudohorí. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 7—28.
- Kašpar, J. — Přistoupil, V. 1970: Surovinové zdroje průmyslu. Praha, Na-
kladatelství technické literatury, s. 182—183.
- Každán, A. B. 1966: Osnovy razvedky mestorozhdenij redkich i radioaktivnych
metall. Moskva, Izd. Vysšaja škola, s. 25—43.
- Tréger, M. 1972: Rádiogeochemická charakteristika niektorých gemeridných gra-
nitov. *Mineralia slov.*, 4. č. 16, s. 267—278.
- Tréger, M. 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí.
Mineralia slov., 5, s. 61—64.
- Varček, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom
rudohorí. [Kandidátska dizertačná práca.] Archív Prírodovedeckej fakulty Univer-
zity Komenského.

THE INTERPRETATION OF Th—U ANOMALIES IN THE RAKOVEC GROUP OF THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE Mts.

M. TRÉGER — L. DRNÍKOVÁ — K. MANDÁKOVÁ

In the recent years, small radiometric anomalies have been verified gamma-spectrometrically in the Rakovec Group between Rejdová and Hnilčík. The research proved the existence of Th—U anomalies with the contents of Th from 25 to 50 ppm, U from 5.8 to 40 ppm, and in some instances also with an increased potassium content (up to 6.7 %). It is presumed that the Th—U anomalies indicate zones of high-temperature alkali metasomatism, which are developed above deeper-lying apophyses of the Gemeride granites, in diabase and phyllite, the typical rocks of the Rakovec Group. The association of Th—U anomalies with the granites is further supported by finds of granitoid rocks (potassium feldspar with quartz) in fragments, and the occurrences of fluorite veinlets in altered diabase rocks.

Along with U, Th, and K, the contents of Sn, Li, Nb, Be, Ga, Tr, and Y are also increased. This suggests that also in the Rakovec Group a high-temperature mineralization associated with the apophyses of the Gemeride granites, especially in the proximity of the longitudinal tectonic lines of NE—SW to E—W direction may be expected.

Interesting is the concurrent course of the positive and radiometric anomalies which indicates that radiospectrometry and magnetometry should also be included among the methods employed in the determination of high-temperature mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Preložila E. Česáňková

Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie

(13 obr., 17 tab. a 2 fot. v texte)*

DIONÝZ VASS — MICHAL ELEČKO

Форма гальки и происхождение Поздишовской галечниковой формации (Восточная Словакия)

Поздишовская галечниковая формация панонского возраста встречается в окрестностях города Михаловце Восточной Словакии. На основании морфологического изучения гальки этой формации предполагается её флювиальное происхождение.

The shape of pebbles and genesis of the Pozdišovce gravel complex (eastern Slovakia)

The Pozdišovce gravel complex of Pannonian age occurs in the wider environs of Michalovce in eastern Slovakia. On the basis of morphometric studies of these gravels, the complex is thought to be of fluvial origin.

V okolí Pozdišoviec, Trhovišťa, na Bielej hore pri Michalovciach a pri Malčiciach vystupuje v prirodzených a umelých odkryvoch súvrstvie štrku a pestrého ílu známe v geologickej literatúre pod menom pozdišovská štrková formácia alebo pozdišovské štrky a íly (L. Ivan et al. 1949, M. Mišík 1954, s. 286, V. Žurek 1954, s. 154, B. Leško 1954, s. 176; 1957, s. 19, J. Slávik 1955, s. 4, J. Seneš — B. Leško 1955; Cílek 1955; Homola et al. 1956, s. 57, J. Seneš, 1956a, s. 48; F. Čech 1956, J. Seneš — J. Švagrovský 1957, s. 244, J. Janáček 1959, s. 123—126, T. Buday in Matejka et al. 1964, s. 167, J. Slávik 1960, R. Jiříček 1972, s. 61 a 63). Mocnosť formácie pri Pozdišovciach dosahuje 60—110 m. Väčšina autorov sa zhodla na panónskom veku formácie, neskôr prevládol Janáček (l. c.) náhľad o pontskom veku, doložený chudobnou mikrofaunou. Mikrofaunu znova určil R. Jiříček (l. c.) a koreloval formáciu so zónou C panónu. Pokiaľ ide o genézu, autori prijali náhľad o riečnom pôvode formácie, okrem Janáčka, ktorý pokladá formáciu za jazerné akumulácie. Okrem všeobecných konštatovaní však ani jeden zo starších autorov nepredložil dôkazy o predpokladanom spôsobe vzniku formácie. Preto sme urobili genetickú analýzu štrkových akumulácií pozdišovskej formácie.

* RNDr. Dionýz Vass, CSc., p. g. Michal Elečko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Štrk sme študovali na všetkých odkryvoch existujúcich v čase bádania: štrkovisko v Pozdišovciach, nové vinice v Trhovišti, výkop pre vodojem a vodovodné potrubie na Bielej hore a prieskumná šachtica pri Malčiciach.

Výsledky štúdia štrku

Štúdium štrku pozostávalo z radu pozorovaní priamo na lokalitách. Ďalej sme vykonali morfolometrické analýzy valúnov hlavných petrografických typov rozdelených do troch veľkostných skupín (16—32 mm, 32—64 mm, 64—128 mm). Niektoré zistené a vypočítané parametre sme navzájom porovnávali. Metodiku štúdia štrku podrobnejšie opíšeme v samostatnej práci, a preto tu uvedieme iba hlavné sledované vlastnosti štrku: 1. petrografické zloženie, 2. zrnitosť (10 max. valúnov), 3. zvrstvenie, 4. imbrikácia a orientácia dlhých osí, 5. sférickosť, 6. zaoblenie, 7. plochosť.

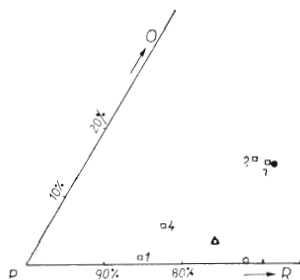
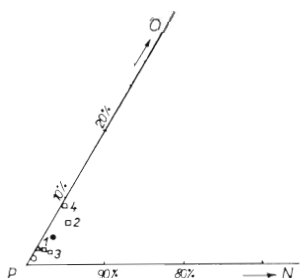
Na získanie reprezentatívnych priemerných hodnôt sme väčšinu meraní urobili na 100 valúnoch. Z najväčšej zrnitostnej triedy (64—128 mm) bolo zmeraných iba 50 valúnov.

Petrografické rozboru sa urobili zo všetkých valúnov z plochy 1 m² bez ohľadu na veľkosť.

Petrografické zloženie

V štrku výrazne prevládajú valúny flyšových hornín. Je ich viac ako 90 % (obr. 1). Spomedzi valúnov flyšových hornín sú najhojnejšie zastúpené valúny pieskovcov (viac ako polovica). Valúnov rohovcov je 15 až 33,3 %. Zastúpenie ostatných paleogénnych hornín (siltovce, zlepence, karbonáty) kolíše od 1 % do 20 % (obr. 2).

Prevládajúcim typom pieskovcov sú glaukonitické až hrubozrnné pieskovce,



P - paleogénne horniny
N - neogénne horniny
O - kremeň + iné

□ - D. VASS, M. ELEČKO
● - J. JANÁČEK (1959)
○ - M. MIŠÍK (1954)
△ - J. SLÁVIK (1960)

1 - Pozdišovce
2 - Malčice
3 - Biela Hora
4 - Trhovište

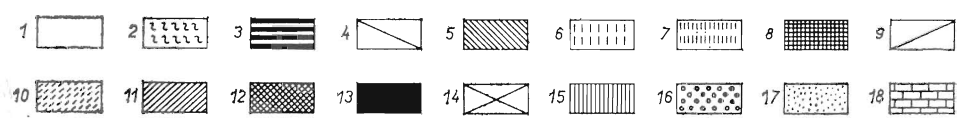
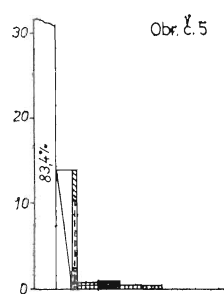
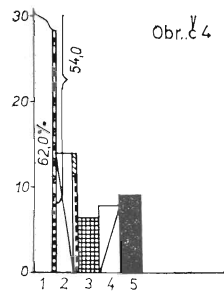
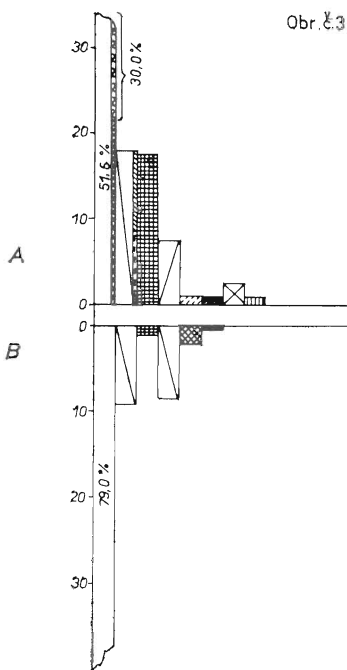
P - pieskovce
R - rohovce
O - ostatné (siltovce, zlepenec, bridlice, karbonáty)

Obr. 1. Provenienčný diagram štrkov pozdišovskej formácie

Fig. 1. Provenience diagram of gravels from the Pozdišovce complex

Obr. 2. Provenienčný diagram paleogénnych valúnov pozdišovskej formácie

Fig. 2. Provenience diagram of Palaeogene pebbles from the Pozdišovce complex



Obr. 3. Petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie, lokalita Biela hora (A) a štrkov Laborca pri Michalovciach (B)

1 — Pieskovce flyšové vcelku, 2 — glaukonitické pieskovce, 3 — sivé pieskovce, 4 — amorfné rohovce vcelku, 5 — svetlé rohovce, 6 — hnedé rohovce, 7 — tmavé rohovce, 8 — siltovce až bridlice (flyšové), 9 — jemnozrnné kremité pieskovce až kremene (flyšové), 10 — svetlé tuфы, tuфity, 11 — ryolity, 12 — andezity, 13 — kremene, 14 — karbonáty, 15 — ílovce (neogénne), 16 — zlepence, 17 — arkózy, 18 — travertíny.

Obr. 4. Petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie v Trhovišti.

Obr. 5. Petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie v Pozdišovciach.

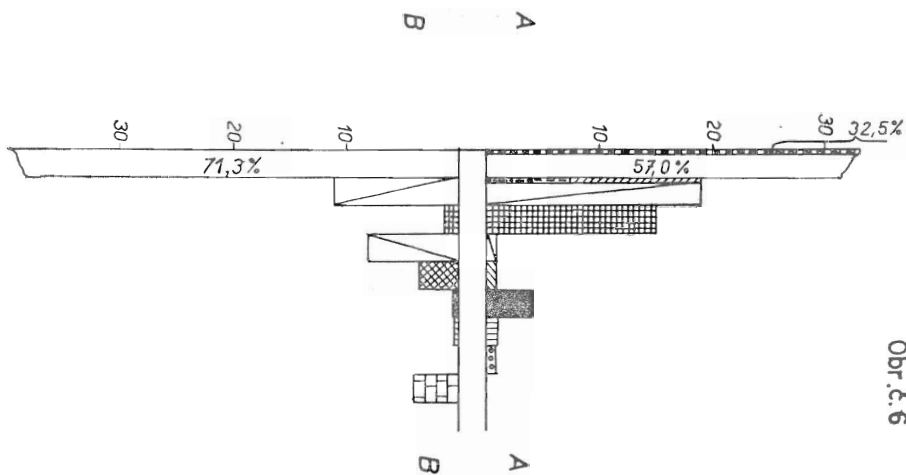
Fig. 3. Petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex, locality Biela Hora (A) and of gravels from Laborec River near Michalovce (B). Explanation to figs. 3 to 8.

1 — sandstone (flysch), undifferentiated, 2 — glauconitic sandstone, 3 — grey sandstone, 4 — amorphous chert, undifferentiated, 5 — light chert, 6 — brown chert, 7 — dark chert, 8 — siltstone to shale (flysch), 9 — fine-grained siliceous sandstone to quartzite (flysch), 10 — light-coloured tuff, tuffite, 11 — rhyolite, 12 — andesite, 13 — quartz, 14 — carbonate, 15 — claystone (Neogene), 16 — conglomerate, 17 — arkose, 18 — travertine.

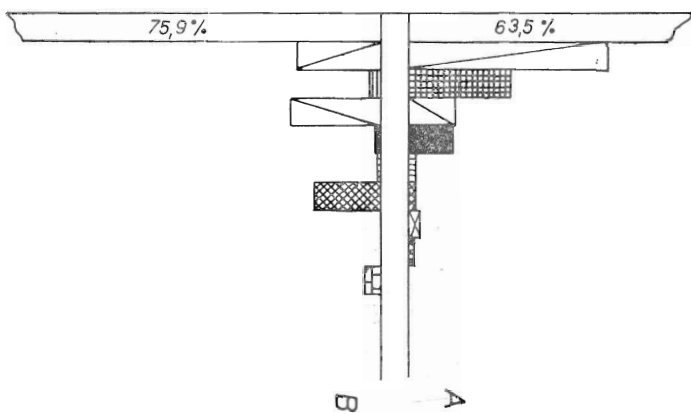
Fig. 4. Petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex at Trhovište.

Fig. 5. Petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex at Pozdišovce.

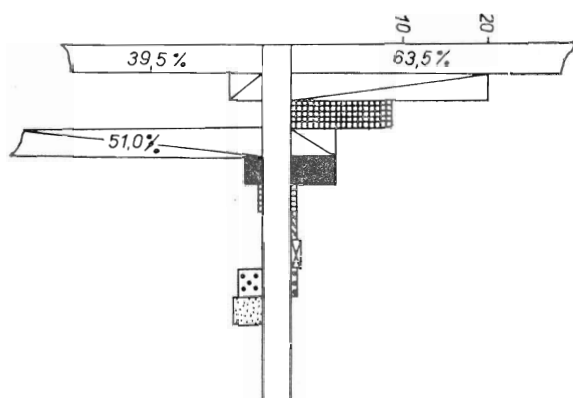
Obr. č. 6



Obr. č. 7



Obr. č. 8



a jemnozrnné kemité pieskovce (obr. 3A, 4, 5, 6A). Z rohovcov sú najhľadnejšie zastúpené hnedé, čokoládovhnedé a sivé. Zriedkavejšie sú tmavé, čiernosivé a čiernohnedé rohovce.

Neogénne, azda intraformačné valúny reprezentujú valúny rozpadavých ílov-cov až siltovcov. Vulkanické neogénne horniny sú reprezentované valúnmi svetlých ryolitových tufov, ryolitov.

Zastúpenie valúnov rezistentných hornín — rohovcov a kremeňa — nie je stále. Zvýšenú akumuláciu týchto valúnov sme zistili na najjužnejšej lokalite Malčice (23 %), ostatné lokality majú menej ako 20 %, Pozdišovce menej ako 15 %. Zdá sa, že lokalita Malčice je najďalšia, zvýšená akumulácia rezis-tentných valúnov je výsledkom selekcie pri transporte.

Petrografické zloženie štrku pozdišovskej formácie a štrku alúvia Laborca v úseku Voľa—Palín je podobné (E. Horni š 1967). Rohovcov v alúviu La-borca je menej a sú prevažne tmavej farby, pieskovcov a vulkanických hornín je relatívne viac, posledné sú na rozdiel od ryolitov v pozdišovských štrkoch reprezentované andezitmi (obr. 7).

Štrk v alúviu stredného toku Ondavy obsahuje podstatne menej rohovcov (maximálne okolo 3 %, obr. 8) a nijaké valúny vulkanitov (E. Horni š 1973).

Podľa petrografie valúnov možno predpokladať, že znosová oblasť pozdišov-ského štrku bola podobná znosovej oblasti recentného Laborca.

Valúny rohovcov prinášajú z menilitových vrstiev papínskeho vývoja (vrchný eocén B. Le š k o et al 1964) do Laborca ľavé prítoky z priestoru medzi Stakčínom a Medzilaborcami. Tieto rohovce sú prevažne čierne (tab. 1).

potok Uda va pri Uda vskom	len čierne rohovce
potok Vyra va južne od Jablone	čierne a hnedé v pomere 2 : 1
potok Viľša va v Čabinách	len čierne rohovce
prítok Laborca pri Niž. Radvani	čierne a hnedé v pomere 1 : 1

Pestrejšie sfarbenie rohovcov v pozdišovských štrkoch poukazuje na sku-točnosť, že v znosovej oblasti museli byť zastúpené aj iné rohovce, ako sú dnes splavované do Laborca. Okrem toho vyššia koncentrácia valúnov rohov-cov, ale i kremeňa ukazuje, že pozdišovský štrk podstúpil dlhší transport.

Obr. 6. Petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie v Malčiciach (A) a štrkov alúvia Laborca pri Palíne (B)

Obr. 7. Priemerné petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie (A) a štrkov z alúvia Laborca v úseku Voľa—Palín (B)

Obr. 8. Priemerné petrografické zloženie štrkov pozdišovskej formácie (A) a štrkov v alúviu Ondavy pri Nižnom Hrabovci (B). Vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 6. Petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex at Malčice (A) and gravels from the Laborec alluvium near Palín (B).

Fig. 7. Average petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex (A) and gravels from the Laborec alluvium in the section Voľa—Palín (B).

Fig. 8. Average petrographic composition of gravels from the Pozdišovce complex (A) and gravels in the Ondava alluvium at Nižný Hrabovec (B).

Nezávisle od toho pri pozdišovskom i laboreckom štrku badať (E. Horniř 1967, tab. 1) trend postupného obohacovania sa o valúny rezistentných hornín od severu na juh.

Neprítomnosť andezitových valúnov v pozdišovskom štrku dokazuje, že vrchná andezitová etáž Vihorlatu a Popričného (valaškovská formácia) musí byť mladšia ako pozdišovské štrky (porovnaj B. Leřko 1957, O. Orlický et al. 1970). Toto konštatovanie umožňuje situovať pozdišovské štrky aspoň orientačne v rádiometrickej časovej škále: pozdišovská formácia musí byť staršia ako 9,2, resp. 9,8 mil. rokov, čo je vek vrcholových andezitov Vihorlatu (J. Slávik et al. 1976, str. 323—324).

Zrnitost

Pre objektívne ťažkosti s presnejšími zrnitosťnými rozbormi štrku sme zrnitosť pozdišovského štrku študovali metódou merania 10 najväčších valúnov.

Z tabuľky 2 možno vyčítať, že najhrubozrnnejší materiál je na lokalite Biela hora pri Michalovciach. Táto lokalita leží spomedzi všetkých štyroch lokalít najsevernejšie a je najproximálnejšou voči zdrojovej oblasti, t. j. voči východoslovenskému flyšu. Najdrobnejší štrk je na najjužnejšej, a teda voči zdrojovej oblasti najdistálnejšej lokalite Malčice (pozri obr. 9).

Priemerná veľkosť 10 maximálnych valúnov

Tab. 2

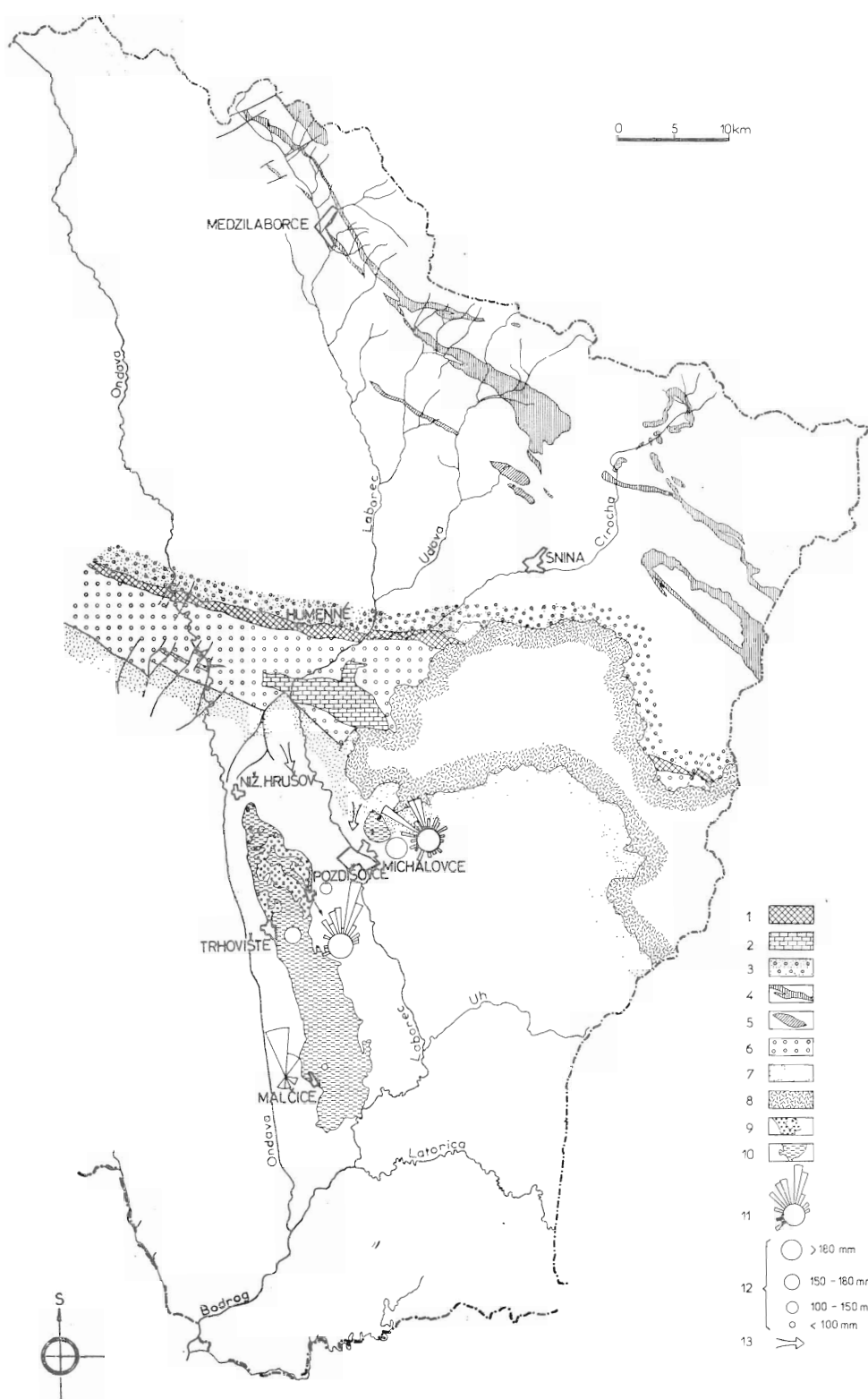
Lokalita	Ø v mm	
Biela hora	182	
Trhovište	172	
Pozdišovce	117	
Malčice	70	
		Predpokladaný smer transportu

Obr. 9. Pozdišovská štrková formácia a jej predpokladaná znosová oblasť (zostavil D. Vass — M. Elečko).

1 — bradlové pásmo, 2 — mezozoikum (Humenské vrchy), 3 — vonkajší paleogén, 4 — lavicovité a bridličnaté menilitové vrstvy (vrchný eocén), 5 — menilitové (papínske) vrstvy: tmavé lavicovité a bridličnaté fľovce, menilitové rohovce, 6 — centrálnokarpatský paleogén, 7 — sedimentárny paleogén vcelku, 8 — neovulkanity vcelku, 9 — pozdišovská štrková formácia (panón), povrchové rozšírenie (V. Baňacký 1971), 10 — pozdišovská štrková formácia, celkové rozšírenie (V. Baňacký 1971), 11 — ružicový diagram imbrikácie valúnov, 12 — zrnitosťná frakcia, 13 — predpokladaný smer znosu.

Fig. 9. Pozdišovce gravel complex and its presumed source area (compiled by D. Vass — Michal Elečko).

1 — Klippen Belt, 2 — Mesozoic (Humenské pohorie), 3 — outer Palaeogene, 4 — menilitic beds (Upper Eocene), thick-bedded and shaly, 5 — menilitic beds of Papin: dark, thick-bedded and fissile claystone, menilitic chert, 6 — Central Carpathian Palaeogene, 7 — sedimentary Palaeogene, undivided, 8 — neovolcanic rocks, undivided, 9 — Pozdišovce gravel complex (Pannonian), surficial distribution (V. Baňacký 1971), 10 — Pozdišovce gravel complex, total distribution (V. Baňacký 1971), 11 — rose diagram of pebble imbrication, 12 — size grade, 13 — presumed transportation direction.

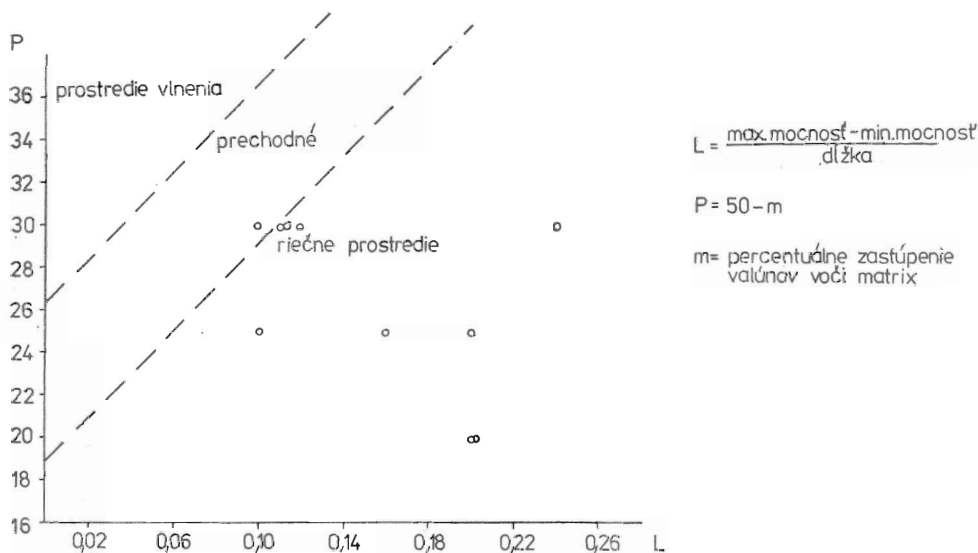


- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
 - $\bigcirc$ > 180 mm
 - $\bigcirc$ $150 - 180$ mm
 - $\bigcirc$ $100 - 150$ mm
 - $\bigcirc$ < 100 mm
- 13

Zmenšovanie zrnitosti štrku v riečišti recentného Laborca od severu na juh, t. j. od Medzilaboriec po Palín dokumentoval E. Horníš (1967, s. 18, tab. 2).

Zvrstvenie

Zvrstvenie je v štrkových akumuláciách pozdišovskej formácie nedokonalé, šošovkovité, zvrstvené telesá majú neostré hranice, segregácia detritických komponentov je nedokonalá. Takéto zvrstvenie je typické pre riečne sedimenty. Vzťah stupňa segregácie a laterálnych zmien sa premieta na Cliftonovom genetickom diagrame (1973) do poľa riečnych akumulácií (obr. 10).



Obr. 10. Vzťah segregančného faktora a indexu šošovkovitosti telies štrkov pozdišovskej formácie.

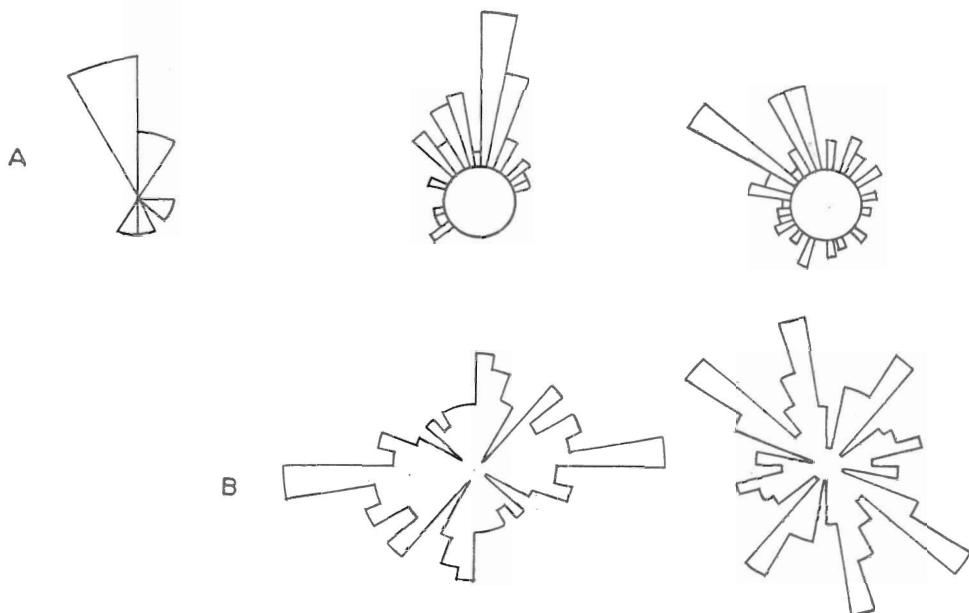
Fig. 10. Relation between the segregation factor and index of lenticularity of gravel bodies of the Pozdišovce complex.

Imbrikácia valúnov a orientácia dlhých osí

Imbrikáciu valúnov bolo možno merať na odkryvoch Biela hora a Pozdišovce (obr. 9, 11). Na oboch sa merala orientácia plochy *ab* pri 100 valúnoch vhodného tvaru (pomer osí *a* : *b* bol minimálne 2 : 1 alebo väčší). Meranie imbrikácie na lokalite Malčice nemožno pokladať za spoľahlivé (malý profil šachtice neumožnil urobiť dostačujúci počet meraní).

Ružicové diagramy ukazujú, že plochy *ab* valúnov sú sklonené na sever (Pozdišovce) a severozápad (Biela hora, Malčice). Smer toku rieky a transportu materiálu je od severu a severozápadu na juh.

Pri recentných riekach zistil J. Tricart (1960, tab. VI), že väčšina valúnov má dlhú os orientovanú kolmo alebo približne kolmo na smer sklonu plochy *ab*. To v zásade platí aj o orientácii valúnov potokov, ale pri niektorých potokoch (v prostredí s relatívne väčším prúdením) prevláda opačná orientácia, t. j.



Obr. 11. Ružicový diagram imbrikácie valúnov (A) a diagram orientácie dlhých osí (B) štrkov pozdišovskej formácie

Fig. 11. Rose diagram of pebble imbrication (A) and diagram of the orientation of long axes (B) of gravels of the Pozdišovce complex.

väčšina valúnov mala dlhé osi orientované v smere sklonu ab , a tým aj vo smere prúdu. K podobným záverom dospel aj R. Unrug (1956).

Na lokalite Biela hora, ktorá je relatívne proximálnejšou lokalitou voči zdrojovej oblasti, bol valúnový materiál transportovaný prevažne v prostredí so silnejším prúdením, teda v prostredí, ktoré sa azda mohlo podobáť hornému toku rieky alebo prostrediu recentných potokov s pravidelným tokom na strmom reliéfe.

Na lokalite Pozdišovce, ktorá je voči predpokladaným znosovým oblastiam v distálnejšej pozícii, prevládala transport valúnov rolovaním v prostredí s relatívne slabším prúdom, ktoré sa azda mohlo podobáť alúviu stredného toku rieky, ktoré je zalievané periodicky, a paleosklon bol mierny (porovnaj Z. B. Ruchin 1953, tiež in R. H. Reineck — E. B. Singh 1973, s. 126; pozri obr. 11).

Inklínácia

Väčšina meraných valúnov pozdišovského štrku má sklon plochy ab väčší ako 16° (tab. 3).

A. Cailleux (1945) zistil, že väčšina valúnov recentných riečnych štrko-

Tab. 3

Lokalita	Sklon valúnov			
	7°	7°—12°	12°—16°	≥ 16°
Biela hora	17 ‰	15 ‰	20 ‰	48 ‰
Pozdišovce	—	3 ‰	4 ‰	93 ‰

vých akumulácií je sklonená pod uhlom 15° až 30°, valúny plážového štrku majú sklon 2° až 12°. Inklinácia valúnov na lokalitách Pozdišovce a Biela hora potvrdzuje riečny pôvod štrku pozdišovskej formácie. Pravda, treba mať na zreteli skutočnosť, že iní autori nepotvrdili vždy závery Cailleuxa (W. C. Krumbein a Griffith 1938, Withe ex F. J. Pettijohn 1957, J. Tricart 1960, tab. VI a i.).

Sférickosť

Štatistické hodnotenie sférickosti valúnov ukázalo, že valúny prešli relatívne krátkym transportom, takže sa neopracovali do takej miery, akú v konečnom štádiu transportu predpokladá I. J. Smalley (1966, s. 628), resp. E. D. Sneed a R. L. Folk (1958, s. 146—148).

Ideálne tvarové zastúpenie valúnov v konečnom štádiu opracovania

Tab. 4

II	III	I + IV (tvarové triedy Zingg)
1 ‰	72 ‰	27 ‰

Ako sa od ideálneho konečného štádia opracovania odlišuje pozdišovský štrk, resp. valúny hlavných horninových typov, vidieť na tab. 5.

Je zaujímavé, že najväčšie valúny majú najvyššie zastúpenie v III. tvarovej triede (najmenšie valúny najmenšie zastúpenie). Domnievame sa, že tento jav nemožno vysvetľovať ako príznak dlhšieho transportu a lepšieho opracovania veľkých valúnov. Práve naopak, veľké valúny boli transportované na krátku vzdialenosť a pôvodný tabuľovitý tvar fragmentov predurčený lavicovitou odlučnosťou pieskovcov nebol transportom narušený. Vcelku však prevláda diskový tvar valúnov pieskovca (I. tvarová trieda), čo tiež súvisí s pôvodným tvarom pieskovcových fragmentov (tab. 6).

Z rohových valúnov majú v II. tvarovej triede najmenšie zastúpenie veľké valúny, a najväčšie malé valúny. Nazdávame sa, že tento jav možno pokladať za dôkaz dlhšieho transportu drobných rohových valúnov. Prevládajúcim tvarom rohových valúnov je diskovitý a vretenovitý (I. a IV. tvarová trieda, pozri tab. 6), čo iste súvisí s charakterom prvotného rozpadu, ako i s trieštením fragmentov pri transporte.

Priemerná sférickosť Sf_m rohových klesá v smere predpokladaného transportu (tab. 7).

Pokles priemernej sférickosti valúnov rohových s narastajúcou dĺžkou trans-

Lokalita		Veľkostné skupiny v mm	Tvarové triedy Zingga (%)			
			I.	II.	III.	IV.
PIESKOVCE	Biela hora	64—128	50,0	10,0	24,0	16,0
		32—64	46,0	20,0	17,0	17,0
		16—32	59,0	17,0	12,0	12,0
	Trhovište	64—128	68,0	4,0	20,0	8,0
		32—64	37,0	17,0	20,0	26,0
		16—32	50,0	17,0	18,0	17,0
	Pozdišovce	64—128	20,0	8,0	38,0	34,0
		32—64	40,0	17,0	20,0	23,0
		16—32	48,0	17,0	18,0	17,0
	Malčice	64—128	—	—	—	—
		32—64	21,3	14,7	18,7	45,3
		16—32	54,0	20,0	16,0	10,0
ROHOVCE	Biela hora	64—128	40,0	28,0	2,0	30,0
		32—64	30,0	28,0	14,7	30,0
		16—32	41,0	23,2	12,0	21,1
	Trhovište	64—128	—	—	—	—
		32—64	25,7	25,7	18,8	29,7
		16—32	45,3	14,7	14,7	25,3
	Pozdišovce	64—128	20,0	24,0	12,0	44,0
		32—64	29,0	19,0	12,0	40,0
		16—32	41,7	26,7	13,0	18,3
	Malčice	64—128	—	—	—	—
		32—64	—	—	—	—
		16—32	47,8	17,4	17,4	17,4

portu v rieke Colorado zistili E. D. Sneed a R. Folk (1958, s. 132, 153, fig. 11 a 12). Sféricosť valúnov pieskovcov tiež klesá vo smere predpokladaného transportu (tab. 8), čo súhlasí so zmenami sféricosti valúnov (bez rozdielu petrografie) v alúviu dolného toku rieky Dunajec (R. Unrug 1957). O pieskovcových i rohovcových valúnoch pozdišovskej štrkovej formácie platí aj ďalšie Unrugovo pozorovanie: sféricosť je nepriamo úmerná veľkosti valúnov (čím menší valún, tým väčšia sféricosť). Jedinou výnimkou sú rohovce na lokalite Pozdišovce, pri ktorých bol zistený opačný trend sféricosti (tab. 7).

Frekvencovanosť hlavných tvarových tried Zingga pieskovcových a rohovcových valúnov sledovaných zrnitostných skupín (tab. zhrňa údaje tab. 5, čísla v tab. značia počet valúnových populácií, v ktorých prevláda daná tvarová trieda)

Tab. 6

<i>Hornina</i>	Tvarová trieda			
	I	II	III	IV
Pieskovcové valúny	9	0	1	1
Rohovcové valúny	5	0	0	4

Tab. 7

<i>Lokalita</i>	Veľkostné skupiny			Predpokladaný smer trans- ↓ portu
	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm	
Biela hora	0,707	0,691	0,676	
Trhovište	—	0,675	0,656	
Pozdišovce	0,653	0,666	0,700	
Malčice	—	—	0,540	

Tab. 8

<i>Lokalita</i>	Veľkostné skupiny			Predpokladaný smer trans- ↓ portu
	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm	
Biela hora	0,637	0,679	0,698	
Trhovište	0,620	0,660	0,675	
Pozdišovce	0,592	0,649	0,656	
Malčice	—	0,613	0,690	

Tento jav možno pokladať za dôkaz relatívne dlhšieho transportu malých valúnov, zatiaľ čo väčšie valúny s vyššou priemernou hodnotou sféricosti prešli relatívne kratším transportom.

Kvantitatívny údaj a súčasne obraz o prevládajúcom tvare určitej veľkostnej a petrografickej skupiny valúnov podáva tvarový pomer (form ratio, E. D. Sneed — R. L. Folk 1958, s. 141). Pozitívna hodnota tvarového pomeru

naznačuje prevahu diskovitých alebo plochých valúnov, negatívna naznačuje prevahu vretenovitých a pretiahnutých valúnov a hodnota okolo 0,00 naznačuje prevahu čepeľovitých valúnov alebo približne rovnaké zastúpenie ploských a pretiahnutých valúnov.

Tvarové pomery valúnov pieskovcov a rohovcov v štrku pozdišovskej formácie

Tab. 9

Lokalita	Pieskovce			Rohovce		
	64—128 mm	32—34 mm	16—32 mm	64—128 mm	32—34 mm	16—32 mm
Biela hora	-1,16	+0,13	+0,3	-0,12	-0,31	-0,11
Trhovište	+0,51	-0,10	+0,09	—	-0,32	-0,02
Pozdišovce	-0,49	+0,03	+0,05	-0,22	-0,21	+0,11
Malčice	—	-0,45	+0,31	—	—	+0,01

Tvarové pomery u E. D. Sneed a R. L. Folka korešpondujú v hrubých črtách s percentuálnym rozvrstvením valúnov v Zinggových tvarových triedach (diskové tvary prevládajú). Pri valúnoch rohovcov je istá disproporcía medzi Zinggovým, Sneedovým a Folkovým hodnotením tvaru valúnov. V nadpolovičnej väčšine (5) študovaných valúnových populácií rohovcov prevláda podľa Zinggovej klasifikácie diskovitý tvar, vretenovitý tvar prevláda pri menšine populácií (4, pozri tab. 6), zatiaľ čo tvarové hodnotenie tých istých valúnov podľa E. D. Sneed a R. L. Folka ukazuje prevahu vretenovitých valúnov.

Zaoblenosť

Na štúdium zaoblenia valúnov sme použili Wentworthov index zaoblenia $\frac{2r^1 \cdot 1000}{L}$, kde r^1 = najmenší polomer zakrivenia valúna na jeho hlavnej plo-

che (ab) a L je najdlhšia os valúna (hodnota indexu kolíše v medziach 0—1000).

Priemerná hodnota indexu zaoblenia valúnov pieskovcov klesá v smere predpokladaného transportu (tab. 10).

Tab. 10

Lokalita	64—128 mm	32—34 mm	16—32 mm	Smer
Biela hora	283	373	363	predpo-
Trhovište	206	323	349	klada-
Pozdišovce	220	240	355	ného
Malčice	—	210	289	trans-
				↓ portu

Valúny rohovcov sú oveľa menej zaoblené ako valúny pieskovcov (porovnaj foto 1 a 2) a zmeny priemernej hodnoty indexu zaoblenia sú menej pravidelné.

V oboch typoch valúnov je medzi veľkosťou a zaoblením vzťah nepriamej úmernosti (čím väčší valún, tým menšia hodnota zaoblenia); výnimkou z tohto pravidla sú valúny rohovcov z Pozdišoviec (pozri tab. 10 a 11). Experimentálne

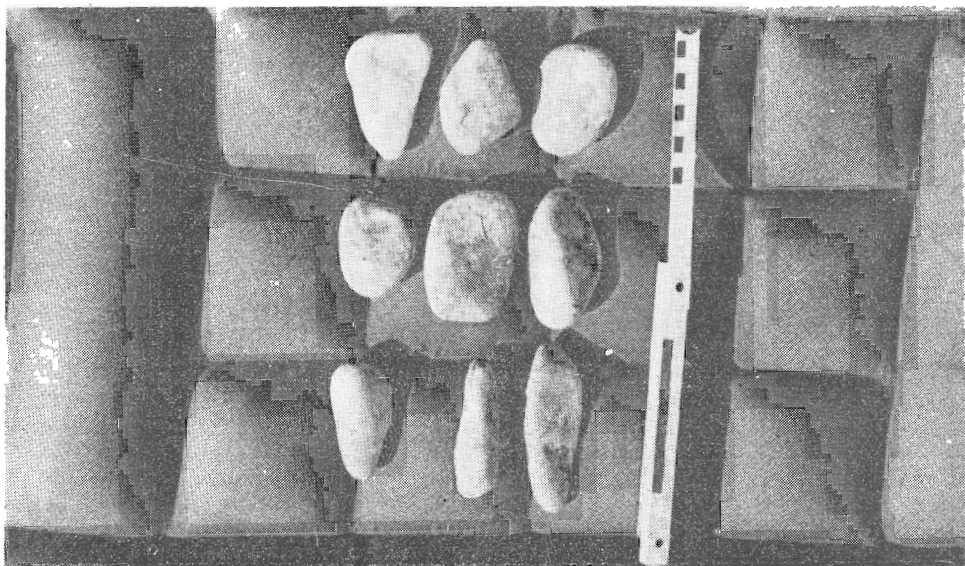


Foto 1. Charakter zaoblenia pieskovcových valúnov zrnitosti triedy 32—64 mm; valúnový materiál pochádza z pozdišovskej štrkovej formácie zo štrkovne severo-západne od Pozdišoviec.

Photograph 1. Character of roundness of sandstone pebbles of 32—64 mm size grade; the material comes from the Pozdišovce gravel complex, quarry NW of Pozdišovce.

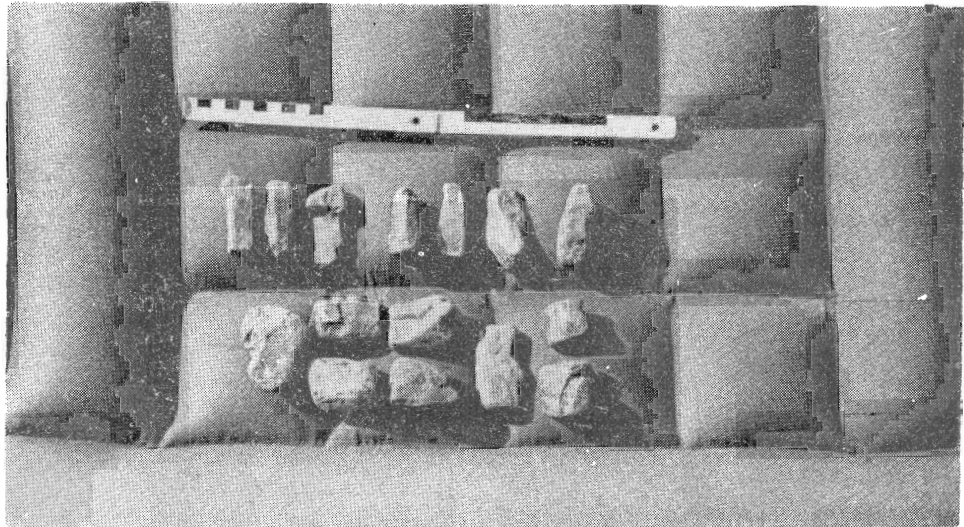


Foto 2. Charakter zaoblenia rohových valúnov zrnitosti triedy 32—64 mm; valúnový materiál pochádza z pozdišovskej štrkovej formácie zo štrkovne severo-západne od obce.

Photograph 2. Character of roundness of chert pebbles of 32—64 size grade; the material comes from the Pozdišovce gravel complex, quarry NW of the village.

Tab. 11

<i>Lokalita</i>	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm
Biela hora	128	129	144
Trhovište	—	117	130
Pozdišovce	158	129	126
Malčice	—	—	152

bolo dokázané (J. Tricart 1960, s. 129—130, na vápencových valúnoch rieky Aisne), že v riečnych podmienkach opracovanosť úlomkov v prvých kilometroch rýchlo vzrastá. V dôsledku drobenia valúnov pri ďalšom transporte klesá a potom znovu narastá. Celkove však pozorovať úbytok veľmi dobre opracovaných valúnov, percentuálne zastúpenie zle opracovaných valúnov kolíše (J. Tricart 1960, tab. na s. 130).

Pokles zaoblenia valúnov po prúde rieky bol zistený v dolnom toku rieky Dunajec (R. Unrug 1957).

V alúviu rieky Colorado naopak prevláda celkový trend narastania hodnoty zaoblenia rohovcových a kremenných valúnov a stagnuje vo vápencových valúnoch. Pravda, pri všetkých troch typoch valúnov boli zistené výkyvy hodnoty opracovania hlavne v strednej časti pozorovaného úseku (E. D. Sneed — R. L. Folk 1958, s. 126—130).

Vcelku sú valúny rohovcov v riečnych alúviách málo zaoblené. Súvisí to s ich fyzikálnymi vlastnosťami. Rohovce sú krehké, lámú sa a drobia do tvaru íverov a plochy lomu sú lastúrovité.

Zdá sa, že na získanie dobre zaobleného tvaru by rohovcové valúny potrebovali veľmi dlhý transport (niekoľko sto km, alebo resedimentáciu).

Z uvedeného o pozdišovskom štrku vychodí tento záver: Valúny rohovcov absolvovali transport priemerne v desiatkach kilometrov. Transport priemerne v stovkách kilometrov, resp. resedimentácia neprichádzajú do úvahy. Ostatne, dlhý transport vylučuje aj priestorová konfigurácia nožnej zdrojovej oblasti pozdišovského štrku a miest dnešného jeho výskytu.

Genetické hodnotenie indexu zaoblenosti

Urobili sme ho metódou J. Tricarta (1960); sleduje sa % zle zaoblených valúnov (index zaoblenia menší ako 100), dobre opracovaných valúnov (index zaoblenia väčší ako 500), najfrekvencovanejšie hodnoty zaoblenia a stredná hodnota indexu zaoblenia.

J. Tricart nevenoval genetickému hodnoteniu pieskovcových valúnov recentných alúvií väčšiu pozornosť, preto nemáme naše údaje s čím porovnať. Zaoblenie pieskovcových valúnov z lokality Malčice sa však podobá zaobleniu pieskovcových valúnov formácie Hakima (vrchnomiocénna fluvioakustická formácia v severnom Tunise, lokalite Oued Djebs — Oued Oum Seba pri Ghardimaou v severozápadnom Tunise; D. Vass 1972; lokalita OG-1b, tab. 7, s. 28, fig. 5).

Podobný charakter opracovania ako valúny rohovcov na lokalite Trhovište majú valúny kvarcitov v riečnych tokoch miernej klímy. Rohovce na lokalitách Biela hora a Pozdišovce sú podobne zaoblené ako valúny jaspisu v alúviu rieky polosuchej klímy (Jez. R'Kiz Maurentania, J. Tricart 1960, tab. IV).

Valúny rohovcov pozdišovskej štrkovej formácie majú takmer analogický charakter zaoblenia ako totožné, resp. podobné rohovcové valúny v recentnom alúviu Laborca (tab. 12 a 13).

Kritické hodnoty pre genetické zhodnotenie indexu zaoblenia pieskovcových a rohovcových valúnov (32–64 mm) pozdišovskej štrkovej formácie

Tab. 12

Lokalita		< 100	maximum	> 500	Ø
Pieskovce	Biela hora	1 ‰	250–300 (400–450)	10 ‰	373
	Trhovište	5 ‰	250–300	13 ‰	323
	Pozdišovce	8 ‰	150–200	2 ‰	246
	Malčice	10,5 ‰	100–250	0 ‰	210
Rohovce	Biela hora	35 ‰	100–150	0 ‰	129
	Trhovište	10 ‰	100–200	0 ‰	117
	Pozdišovce	33 ‰	100–150	0 ‰	129

Kritické hodnoty pre genetické zhodnotenie indexu zaoblenia valúnov rohovcov (32–64 mm) recentného alúvia Laborca v úseku Vola–Petrovce

Tab. 13

Lokalita		< 100	maximum	> 500	Ø
Vola–Petrovce		37 ‰	100–150	0 ‰	110

Najmä posledná uvedená skutočnosť nás vedie k záveru, že zaoblenie valúnov, podobne ako skôr uvedené faktory, poukazuje na riečny pôvod štrku pozdišovskej formácie.

Korelácia veľkosti valúnov (osí a) a indexu zaoblenosti

Medzi veľkosťou a zaoblením zŕn alebo valúnov majú platíť normálne vzťahy (t. j. priama úmernosť, porovnaj F. J. Pettijohn 1957). Ak je tento vzťah narušený, je to dôkaz o nejednotnom pôvode valúnového materiálu. Horšie opracované väčšie valúny prešli kratším transportom ako valúny menšie a viac zaoblené.

Väčšina sledovaných populácií pieskovcových a rohovcových valúnov má negatívny korelačný koeficient (tab. 14), a teda medzi osami a indexom zaoblenia je vzťah nepriamej úmernosti, valúny nepochádzajú z jedného, ale z viacerých zdrojov, prešli nerovnako dlhým transportom a nerovnako intenzívnou abrazíou.

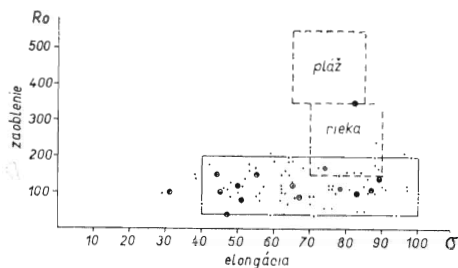
Lokalita	Pieskovce			Rohovce		
	16—128 mm	32—64 mm	16—32 mm	32—128 mm	32—64 mm	16—32 mm
Biela hora	—0,269	—0,092	—0,186	—0,006	—0,179	—0,266
Trhovište	—0,290	—0,288	—0,299	—	+0,132	—0,070
Pozdišovce	—0,193	—0,091	—0,352	+0,179	—0,032	—0,309
Malčice	—	—0,296	—0,220	—	—	—0,395
Voľa—Petrovce	—	—	—	+0,220	—0,005	—0,098

Korelácia zaoblenia a elongácie

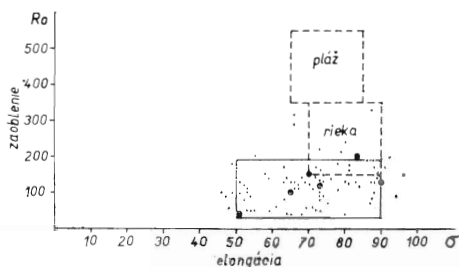
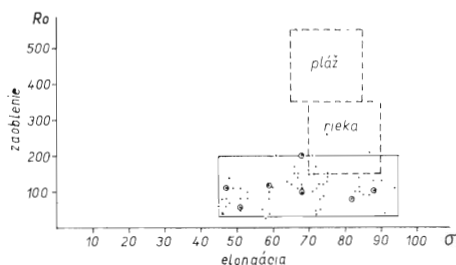
C. W. Sames (1966) študoval pri plážových a riečnych rohovecových valú-

POZDIŠOVCE (ROHOVCE 32—64 mm)

MICHALOVCE—BIELÁ HORA (ROHOVCE 32—64 mm)



TRHOVIŠTE (ROHOVCE 32—64 mm)



Obr. 12 a, b, c. Grafické znázornenie vzťahu zaoblenia a elongácie rohovecových valúnov (32—64 mm) pozdišovskej štrkovej formácie.

Trhanou čiarou vymedzené polia sú prebraté zo štandardného diagramu Samesa (1966) na genetické zhodnotenie rohovecových valúnov. Plnou čiarou je vymedzené pole max. nahromadenia priemietov valúnov rohovecov z lokalít: Pozdišovce, Trhovište, Biela hora.

Fig. 12 a, b, c. Graphic representation of the relation of roundness and elongation in chert pebbles 32—64 mm of the Pozdišovce gravel complex.

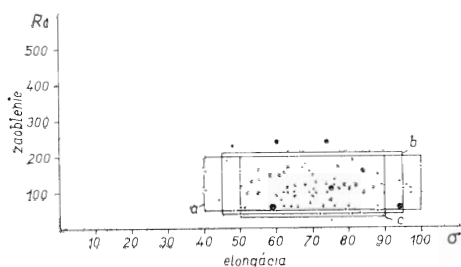
The fields delimited by a broken line are taken from the standard diagram of Sames (1966) for the genetic evaluation of chert pebbles. The full line delimits the field of maximum accumulation of projections of chert pebbles from the localities at Pozdišovce, Trhovište, Biela hora.

noch vzťahy zaoblenia k elongácii (sigma je hodnota zodpovedajúca vzťahu $\frac{b}{a} \cdot 100$).

Výsledky štúdia vyobrazil graficky a navrhol štandardné diagramy na odlíšenie riečneho a plážového rohovcového štrku.

Zostavili sme obdobné diagramy valúnov rohovcov v rozmere 32–64 mm z lokalít Biela hora, Pozdišovce a Trhovište (obr. 12). Pri porovnaní našich polí hlavnej koncentrácie valúnov so Samesovými sme dospeli k záveru, že naše sú viac pretiahnuté podľa osi x a sú aj bližšie k tejto osi. Z toho vychodí, že valúny rohovcov, ktoré sme skúmali, majú nižší stupeň opracovania a ich dlhé osi (t. j. os a) sú kratšie ako valúny rohovcov v riečnych alúviách, ktoré študoval C. W. Sames.

Na porovnanie sme študovali túto koreláciu na valúnoch rohovcov rovnakej veľkosti alúvia rieky Laborec v úseku Voľa–Petrovce. Výsledný diagram (obr. 13) je veľmi podobný diagramu rohovcov pozdišovskej štrkovej formácie.



Obr. 13. Grafické znázornenie vzťahu zaoblenia a elongácie rohovcových valúnov (32–64 mm) z alúvia Laborca v úseku Voľa–Petrovce.

Obdĺžnikové polia sú priemety polí maximálnej koncentrácie bodov z grafov na obr. 12 — Pozdišovce (a), Trhovište (b), Biela hora (c).

Fig. 13. Graph showing the relation of roundness and elongation in chert pebbles 32–64 mm from Laborec alluvium in the section Voľa–Petrovce.

The rectangular fields are pebble fields of maximum concentration of points from graphs in figure 12 (Pozdišovce — a, Trhovište — b, Biela hora — c).

Pri valúnoch pieskoviec prevláda medzi veľkosťou a zaoblením vzťah priamej úmernosti (čím väčší valún, tým väčší index plochosti), čo potvrdzujú priemerné hodnoty indexu plochosti (tab. 16) i hodnoty korelačného koeficientu (tab. 17).

V jednotlivých veľkostných skupinách rohovcov sú hodnoty korelačného koeficientu prevažne pozitívne (tab. 17). Vcelku však zrejme prevláda medzi veľkosťou a plochosťou rohovcových valúnov jednotlivých lokalít nepriamoúmerný vzťah, ako to ukazuje klesajúca tendencia priemerných indexov plochosti od malých valúnov po veľké (tab. 16).

Na záver možno povedať, že predmetná korelácia vylučuje plážovú abráziu štrku pozdišovskej štrkovej formácie a podľa Samesových diagramov by mala zodpovedať abrázii horských potokov. Na druhej strane zhoda s valúnnymi rohovcov alúvia rieky Laborec ukazuje, že v štrku pozdišovskej štrkovej formácie prebehla abrázia v podobnom prostredí, akým je alúvium dnešného Laborca, t. j. vo fluvialnom prostredí.

Plochosť

Pri štúdiu plochosti valúnov sme použili Cailleuxov index plochosti:

$$F = \frac{L + I}{2E} \quad (\text{A. Cailleux 1947, 1952})$$

in R. E. Caver 1971, s. 136), čo zodpovedá formule $\frac{a+b}{2c}$. Priemerná

hodnota indexov plochosti valúnov pieskoviec i rohovcov narastá s istými výkyvmi v smere predpokladaného transportu (tab. 16).

*Korelácia indexu plochosti a indexu zaoblenia (korelačné koeficienty)
pieskovcových a rohovcových valúnov pozdišovskej štrkovej formácie
a rohovcových valúnov alúvia Laborca (Voľa—Petrovce)*

Tab. 15

Lokalita	Pieskovce			Rohovce		
	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm
Biela hora	+0,128	—0,147	+0,245	—0,175	—0,269	—0,153
Trhovište	—0,104	+0,081	—0,025	—	—0,179	—0,144
Pozdišovce	—0,249	+0,162	—0,112	—0,029	+0,040	—0,160
Malčice	—	+0,213	—0,033	—	—	—0,190
Voľa—Petrovce	—	—	—	—0,355	+0,108	+0,025

*Priemerné hodnoty indexu plochosti valúnov
pieskovcov a rohovcov pozdišovskej štrkovej formácie*

Tab. 16

Lokalita	Pieskovce			Rohovce		
	16—32 mm	32—64 mm	64—128 mm	16—32 mm	32—64 mm	64—128 mm
Biela hora	2,10	2,13	2,32	1,96	1,83	1,79
Trhovište	2,17	2,12	2,90	2,28	1,95	—
Pozdišovce	2,24	2,24	2,30	1,96	1,99	1,87
Malčice	2,15	2,20	—	2,51	—	—

*Korelačné koeficienty vzťahu veľkosti (os a) a plochosti valúnov
pieskovcov a rohovcov pozdišovskej štrkovej formácie*

Tab. 17

Lokalita	valúny pieskovcov			valúny rohovcov		
	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm	64—128 mm	32—64 mm	16—32 mm
Biela hora	0,325	—0,005	0,004	—0,169	0,327	0,263
Trhovište	0,237	—0,077	0,197	—	—0,012	0,168
Pozdišovce	0,119	0,117	0,157	—0,124	0,158	0,197
Malčice	—	0,123	—0,003	—	—	0,199

Domnievame sa, že v prípade valúnov pieskovcov je priama úmernosť vzťahu veľkosti a plochosti výsledkom odľučnosti materských hornín, t. j. flyšových pieskovcov (tabuľkovitá, diskovitá, vrstvitostou predurčená odľučnosť), nie

výsledkom transportu (pozri aj stať o sféricosti). Nepriama úmernosť tohto vzťahu pozorovaná pri valúnoch rohovcov, ktoré majú trieskovitý, lastúrovitý rozpad, je naopak výsledkom dlhšieho transportu menších valúnov.

Geneticky zhodnotiť plochosť je ťažké. V dostupnej literatúre sme vhodný porovnávaci materiál nenašli. O indexe plochosti všeobecne platí, že narastá s dĺžkou transportu, resp. s trasou abrázie (H. E. Reineck — E. B. Singh 1973, s. 119). Naše pozorovania tento záver potvrdili, i keď nie celkom presvedčivo (z celkového trendu narastania indexu plochosti s dĺžkou transportu vybočujú valúny pieskovcov z lokality Malčice).

Korelácia indexu plochosti a indexu zaoblenia

Vzťah medzi plochosťou a zaoblením valúnov geneticky zhodnotil C. K. Wentworth (1922) a zistil, že pri valúnoch plážového štrku platia nepriamoúmerné vzťahy.

V sledovaných súboroch pieskovcových a rohovcových valúnov sa vyskytujú ako pozitívne, tak i negatívne korelačné indexy predmetného vzťahu, avšak v každom prípade ide o nízky stupeň korelácie ($< 0,3$). Usudzujeme, že štrkový materiál pozdišovskej formácie nepodstupil abráziu na pláži (tab. 15).

Genéza pozdišovskej štrkovej formácie

Podľa výsledkov štúdia štrkov dochádzame k nasledujúcim záverom:

1. Prostredím vzniku pozdišovskej štrkovej formácie bola jedna väčšia alebo 2—3 menšie rieky zhruba takého typu, ako je dnešnej Laborec. Na riečny pôvod štrku poukazuje:

a) Inklinácia štrku a jeho orientácia, t. j. valúny uklonené proti predpokladanému smeru prúdu.

b) Prevládajúci uhol sklonu valúnov väčší ako 16° (pravda, genetický význam inklinácie nie je jednoznačný).

c) Šošovkové a nepravidelné zvrstvenie, nedokonalá segregácia klastického materiálu.

d) Zaoblenie valúnov rohovcov a ich charakter vzťahu zaoblenia a elongácie.

e) Nízky stupeň korelácie medzi indexom plochosti a zaoblenia.

V dôsledku nedokonalého odkrytia študovanej formácie sa nám nepodarilo nájsť súvislý vertikálny profil formácie, preto sme ani nekonštatovali prítomnosť megarytmov s postupným zmenšovaním zrna od bázy nahor, ktoré sú typické pre riečne akumulácie štrku a piesku.

2. Riečny systém bol usmernený od severu, resp. severozápadu na juh. Dokazujú to:

a) Pozdišovské štrky vystupujú uprostred východoslovenskej panvy, zatiaľ čo horniny, ktorých rozrušením vznikol klastický materiál formácie, vystupujú na severe východného Slovenska.

b) Smer sklonu plochých valúnov (smer imbrikácie).

c) Zmenšovanie zrnitosti štrku od severu na juh.

d) Pokles priemernej hodnoty sféricosti valúnov hlavných petrografických typov hornín (pieskovcov a rohovcov) od severu na juh.

e) Narastanie plochosti valúnov hlavných petrografických typov od severu na juh.

f) Relatívne obohacovanie štrkového materiálu o valúny rezistentných hornín od severu na juh.

Podľa nedostatočného zaoblenia rohovcových valúnov možno predpokladať, že dĺžka transportu, a teda aj dĺžka riečného toku dosahovala niekoľko desiatok kilometrov.

Analýza sféricosti valúnov vedie k záveru, že valúnový materiál nebol resedimentovaný a že prešiel rozlične dlhým transportom, čiže pochádza z rozdielne vzdialených zdrojov.

Rozličná orientácia dlhej osi valúnov voči predpokladanému smeru prúdu svedčí o nerovnakej intenzite dynamiky prostredia vzniku.

Znosová oblasť, ale aj základné črty sedimentačného prostredia pozdišovskej štrkovej formácie a dnešného Laborca boli veľmi podobné (smer transportu, charakter zaoblenia rohovcových valúnov a i.). Z ich vzájomnej odlišnosti hodno osobitne spomenúť, že rohovce, ktoré boli splavované do riek a potokov formujúcich pozdišovskú štrkovú formáciu, boli pestrejšie ako rohovce, ktoré sú splavované do dnešného Laborca. Aj percentuálne zastúpenie valúnov rohovcov v štrku pozdišovskej formácie je vyššie. Zdá sa, že v znosovej oblasti štrkovej formácie bolo rohovcov viac a boli pestrejšie, ako sú tie, ktoré sú splavované do dnešného Laborca. Pôvodná znosová oblasť štrku pozdišovskej formácie bola azda širšia ako povodie dnešného Laborca, transport bol dlhší a s ním súvisiaca selekcia odolnejších valúnov efektívnejšia. Petrografický rozbor potvrdil skutočnosť známu už starším autorom, že staršie (sarmatské) andezity v čase sedimentácie pozdišovskej štrkovej formácie neboli exponované a peneplenizovaný starý vulkanický reliéf, okrem ryolitov, sa pri znose a transporte materiálu v riečnych paleotokoch neuplatnil. Andezity vrchnej vulkanickej formácie Vihorlatu a Popričného v čase vzniku pozdišovskej štrkovej formácie ešte neexistovali.

Neprítomnosť valúnov mezozoických vápencov, príp. iných mezozoických hornín môže, ale nemusí byť dôkazom toho, že Humenské vrchy neboli v čase vzniku formácie vyzdvihnuté (valúny vápencov chýbajú aj v alúviu recentného Laborca od Krivoštieň na juh, hoci Humenské vrchy dnes tvoria významnú morfológickú eleváciu).

Záver

Podrobným sedimentologickým výskumom sa podarilo s väčšou alebo menšou presnosťou definovať okolnosti a podmienky, za ktorých prebiehala riečna sedimentácia pozdišovskej štrkovej formácie. Podarilo sa tak posunúť paleogeografickú predstavu o vzniku formácie z roviny úvah a predpokladov do roviny konkrétnej predstavy modelu riečného systému, ktorého činnosťou pozdišovská štrková formácia vznikla.

Z predstáv starších autorov o vzniku pozdišovskej štrkovej formácie sa modelu vykreslenému na základe sedimentologického bádania najviac približuje predstava B. Leška (1957). Vznik formácie sedimentáciou v panónskych jazzerách, ako si to predstavoval J. Janáček (1959, s. 124—126), naše pozorovania, aspoň v úseku, ktorý sme sledovali, nepotvrdili. Nemožno však vylúčiť, že aspoň časť formácie v študovanom úseku môže predstavovať akumulácie typu hruboklastickej delty, resp. výnosové kužele v miestach, kde rieka vyúsťovala do jazera. Sedimentácia v ostatnom prípade musela byť dostatočne

rýchla a neposkytla možnosť na prepracovanie detritického materiálu vlnením v zóne jazerného litorálu.

Smerom na juh sa telesá štrku vyklíňujú a nahrádza ich pestrý íl. V tých miestach je riečna sedimentácia bezpečne zamenená jazernou.

Doručené 27. II. 1975

Odporučil R. Marschalko

LITERATURA

- Baňacký, V. 1971: Geologická stavba kvartéru medzi Ondavou a Laborcom v SZ časti Východoslovenskej nížiny. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- Caillieux, A. 1945: Distinction des galets marins et fluvistiles. Bull. soc. géol. France (Paris), 5/15, p. 375—404.
- Carver, R. E. 1971: Procedures in sedimentary Petrology. Wiley-Interscience, New York — London — Sydney — Toronto, 653 p.
- Clifton, H. E. 1973: Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked alluvial gravel. Sedimentology (Amsterdam — New York), 20, p. 173—187.
- Čech, F. 1956: Správa o geologickom mapovaní na východnom Slovensku, Geol. práce, Spr. 7 (Bratislava), s. 151—153.
- Horniš, E. 1967: Sledovanie vhodnosti kameniva do hydrobetónov v povodí toku rieky Laborca zo stránky petrograficko-technologickej. Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A geologické vedy, VIII A, s. 12—33.
- Horniš, E. 1973: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva z povodia rieky Ondavy. Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria AB, prír. vedy, XI—XIV A, XIII—XIV B, s. 75—110.
- Ivan, L. — Matějka, A. — Roth, Z. 1949: Správa o prehľadnom geologickom průzkumu východoslovenského neogénu a jeho okolí v kvétnu 1949. Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 24 s.
- Janáček, J. 1959: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štrkové formace v potické nížině na východním Slovensku. Geol. práce, Spr. 15 (Bratislava), s. 79—90.
- Jiříček, R. 1972: Problém hranice sarmat—panón ve Vídeňské, Podunajské a Východoslovenské pánvi. Mineralia slov., 4, s. 39—81.
- Krumbein, W. C. 1941: Measurement and geological Significance of Shape and Roudnes of Sedimentary Particles. J. sed. Petrology, 11, p. 64—72.
- Leško, B. 1957: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. Geol. práce, Zoš. 47 (Bratislava), s. 5—35.
- Leško, B. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXIX Snina. Geofond, redakcia Bratislava, 132 s.
- Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXII—M-34-XXVIII, Zborov — Košice. Ústredný ústav Geologický, redakcia Bratislava, 254 s.
- Mišík, M. 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5, 1—4, s. 234—254.
- Orlický, O. — Pagáč, P. — Slávik, J. 1970: Paleomagnetism of Volcanic Rocks in Vihorlat MTS and its Geological Interpretation. Geol. zbor., Geologica carpath. (Bratislava), 1, s. 153—166.
- Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary Rocks. 2. ed. New-York, Harper and Row, 718 p.
- Reineck, H. E. — Singh, E. B. 1973: Depositional Sedimentary Enviroments. Springer Verlag (Berlin, Heidelberg, New York), 439 p.
- Ruchin, Z. B. 1953: Osnovy litologii (Učenie ob osadočných porodach). Leninograd — Moskva, Gostechizdat, 671 s.
- Sames, C. W. 1966: Morphometric data of some recent pebble assotiations and their aplication to ancient deposits. J. Sed. Petrology, 36, No. 1, p. 126—142.
- Selley, R. C. 1972: Ancient sedimentary enviroments. London. Chappmann and Hall LTD., 237 p.

- Seneš, J. 1956a: Nové názory na vek a vývoj podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Spr. 6 (Bratislava), s. 47—52.
- Seneš, J. 1956b: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Spr. 7 (Bratislava), s. 75—88.
- Seneš, J. — Leško, B. 1955: Súborná správa o výsledkoch zo základného geologického výskumu východného Slovenska v r. 1954. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Seneš, J. — Švagrovský, J. 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), s. 217—280.
- Slávik, J. 1955: Sedimentologické poznámky k vývoju košickej a trebišovskej pánve a jejich okolí (Východní Slovensko). Rozpr. Čs. akad. věd, Ř. mat. přír. věd, 65, 5, s. 1—55.
- Slávik, J., 1960: Závěrečná správa a výpočet zásob Pozdišovce. Kameninové íly. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Smalley, I. J. 1966: The Expected Shape of Block and Grains. Sed. Petrology (Menasha), 36, p. 626—629.
- Sneed, E. D. — Folk, R. L. 1958: Pebbles in the Lower Colorado river Texas; a study in particle morphogenesis. J. Geol. (Chicago), 66, p. 114—150.
- Tricart, J. 1960: Zagadnienia geomorfologiczne. Warszawa, Panstwowe wydaw naukowe, 164 s.
- Unrug, R. 1956: Preferred orientation of Pebbles in recent gravels of the Dunajec river in the Western Carpathians. Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. (Varsovie), 4, s. 469—473.
- Unrug, R. 1957: Współczesny transport i sedimentacja żwirów w dolinie Dunajca. Acta geol. pol. (Warszawa), VII/1—4, s. 217—257.
- Vass, D. 1972: Les structures sédimentaires du néogène près du pont de Trajan (Tunisie Septentrionale). Not. serv. geol. (Tunis), 38, p. 93—113.
- Vass, D. — Elečko, M. — Bajtošová, E.: Morfometria štrkov a jej štatistické spracovanie strojno-výpočtovou technikou (in lit.).
- Wentworth, C. K. 1922: A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. J. Geol. (Chicago) 30, p. 377—392.
- Zingg, Th. 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Mineral petrogr. Mitt. 15, S. 39—140.
- Žurek, V. 1954: Geologická stavba západní části pohorí Vihorlat. Geol. zhbr. Slov. akad. věd, 5, 1—4, s. 404—412.

The shape of pebbles and genesis of the Pozdišovce gravel complex (eastern Slovakia)

DIONÝZ VASS — MICHAL ELEČKO

The „Pozdišovce gravel complex“ are gravels of Pannonian age outcropping at the surface in the wider environs of Michalovce in eastern Slovakia.

In these gravels, the morphology of pebbles and the conditions of deposition were studied. The morphometry of the pebbles was carried out on pebbles of two main petrographic types (sandstone, chert) and three grain-classes (16—32 mm, 32—64 mm, 64—128 mm). Hundred pebbles were measured from the two smaller grain-classes and 50 from the largest grain-class.

The fluvial origin of the gravel complex is documented by several factors. The gravels are imbricated and the orientation of imbrication (fig. 11) corresponds to the direction of the current flow. The inclination of the pebbles (table 3) shows that most of the pebbles are inclined at an angle greater than 16°. The stratification is lenticular and irregular, and the segregation

of the clastic material is imperfect. The measured bedding units project into the field of the river gravels (fig. 10). The roundness of the chert pebbles is similar to that occurring in chert pebbles of recent river alluvium. The nature of the relation of the roundness index and elongation (fig. 12) favours rather a fluviatile environment which is also supported by the agreement between the relation in question and the material of the recent alluvium of the Laborec River (fig. 13). The roundness of the sandstone pebbles decreases in the assumed transport direction (table 10), oscillations occur in the chert pebbles (table 11). From the imperfect roundness of the chert pebbles it may be presumed that the length of transportation was of the order of several tens of kilometres. A decrease in the grain-size of the gravels (table 2) has been observed along with a decrease in the average value of sphericity in the pebbles of the main rock types (sandstone and chert) (tables 7, 8) from the north to the south, i. e. in the assumed transport direction. The classification of the pebbles according to Zingg shape classes (table 5) indicates that the river abrasion has not been sufficiently long and intensive to affect more significantly the original forms of the rock fragments in the process of transport and abrasion.

The petrographic analyses have shown that in the gravels there is a high predominance of pebbles of Palaeogene flysch rocks, and pebbles of other rocks are subordinately represented (fig. 1). Detailed petrographic analyses of the gravels from the Pozdišovce complex and their correlation with gravels of the recent alluvium of the Laborec and Ondava Rivers are given in figs. 2 to 8.

The source area of the drainage system which formed the Pozdišovce complex, was composed of similar rocks as those outcropping today in eastern Slovakia north of the Klippen Belt, i. e. of Flysch rocks. In the research of the gravels from the Pozdišovce complex and the gravels from the recent alluvium of the Laborec River many similar features have been determined (source area, basic character of depositional environment, direction of transport, character of the roundness of the chert pebbles, and others). It seems, however, that in the source area of the Pozdišovce complex the cherts were more abundant and variegated than those washed down today into the Laborec River. The original source area of the gravels of the Pozdišovce complex was probably wider than the drainage basin of the present-day Laborec River.

One larger or two to three smaller rivers roughly of the present-day Laborec River type effected the origin of the Pozdišovce gravel complex, or possibly part of the complex may represent accumulations of the coarse-clastic delta type.

Preložila E. Česánková

Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani

(10 obr. a 3 tab. v texte)

M. KALIČIAK — P. BURDA — R. ĎUĎA — D. OČENÁŠ*

Глины в гидротермальных зонах неовулканических пород вблизи Златой Бани.

В центральной части златобанской вулканотектонической депрессии, в северной части Сланских гор разведочными работами были обнаружены некоторые скопления глинистых минералов каолино-илито-монтмориллонитового ряда с преимуществом иллита и монтмориллонита.

Эти скопления возможно использовать в керамической промышленности, так как они находятся в широких полосах ССЗ-ЮЮЗ направления, то есть в том же направлении, что и рудные златобанские структуры. На основании изучения некоторых геологических закономерностей в этом районе (плавное выклинивание, находки друз и кристаллов кварца в местах с максимальными изменениями) предполагаем, что пространственно и по времени возникновение глинистых минералов связано с возникновением златобанских рудных структур.

Clays of hydrothermally altered zones in the neovolcanites near Zlatá Baňa

In the central part of the Zlatá Baňa volcanotectonic depression (northern part of Slanské vrchy Mts.) appreciable accumulations of clay minerals of the kaolin—illite — montmorillonite group, with prevalence of illite and montmorillonite were determined. The clays which could be used in the ceramic industry, are concentrated in zones from several metres up to tens of metres wide and of approximately NNW—SSE strike, which coincides with the course of the Zlatá Baňa vein structures. On the basis of the facts established (gradual lateral petering out and finds of druses and of crystals of vein quartz, in places with maximum degree of alteration) we conclude that the clays are associated temporally and spatially with the origin of the abovementioned Zlatá Baňa ore structures.

* RNDr. Michal Kaličiak — Ing. Pavol Burda — RNDr. Rudolf Ďuďa, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice.

Ing. Daniel Očenáš, Geologický prieskum, Aplikovaná technológia nerastných surovín, Švermova 5, 040 01 Košice.

Pri terénnych geologických prácach sme zistili, že v severnej časti Slanských vrchov východne od obce Zlatá Baňa vystupujú na povrch silne hydrotermálne vybielené horniny, v ktorých je intenzita premien neporovnateľne vyššia ako známa regionálna argilitizácia hornín vnútri celej zlatobanskej vulkanotektonickej depresie (J. Tózsér 1972). V nadväznosti na toto zistenie sme územie orientačne preskúmali, a to jednak z hľadiska priestorového rozšírenia akumulácií ílových minerálov a jednak z hľadiska možnosti ich využitia v keramickom priemysle.

Už staršie práce (V. Lázár 1958) uvádzajú, že sa v tejto oblasti v minulosti okrem polymetalických kovov a zlata ťažil aj keramický íl na výrobu fajansového tovaru, ktorý v niektorých rudných žilách v oblasti Starej Zlatej Bane tvoril výplň okrajov žíl s postupným prechodom do okolitých hornín. Podľa J. Ptáka (1959) v širšom okolí Zlatej Bane vystupujú na povrch regionálne propylitizované a argilitizované horniny, avšak v oblasti zlatobanských polymetalických žíl sú premeny intenzívnejšie, so zvýšeným prínosom K-iontov. Nazval ich kalitrachytom. Podľa autora sú premeny miestami také silné, že sa horniny úplne rozložili na ílový minerál.

V. Radz (1954) v hydrotermálne premenených horninách röntgenometricky zistil, že podstatnou zložkou ílových minerálov je montmorillonit.

Geologická pozícia oblasti

Územie je súčasťou zlatobanskej vulkanotektonickej depresie. Pri vzniku tejto depresie mal zrejme veľký význam pozdĺžny, vulkanitmi zakrytý zlomový systém, ktorý zistila analýza miocénnych sedimentov na okrajoch vulkanického pohoria. Zlatobanská vulkanotektonická depresia vznikla niekoľkými kolapsovými pohybmi v posarmatskej dobe tak, že maximálne pohyby nastali najpravdepodobnejšie v závere vulkanizmu spodnej vulkanickej etáže Slanských vrchov (J. Slávik — J. Tózsér 1973). Spomenutí autori na základe porovnania výškových úrovní centra depresie a jeho okrajov predkladajú pokles minimálne o 300 m. Plošný rozsah depresie je približne 10 km².

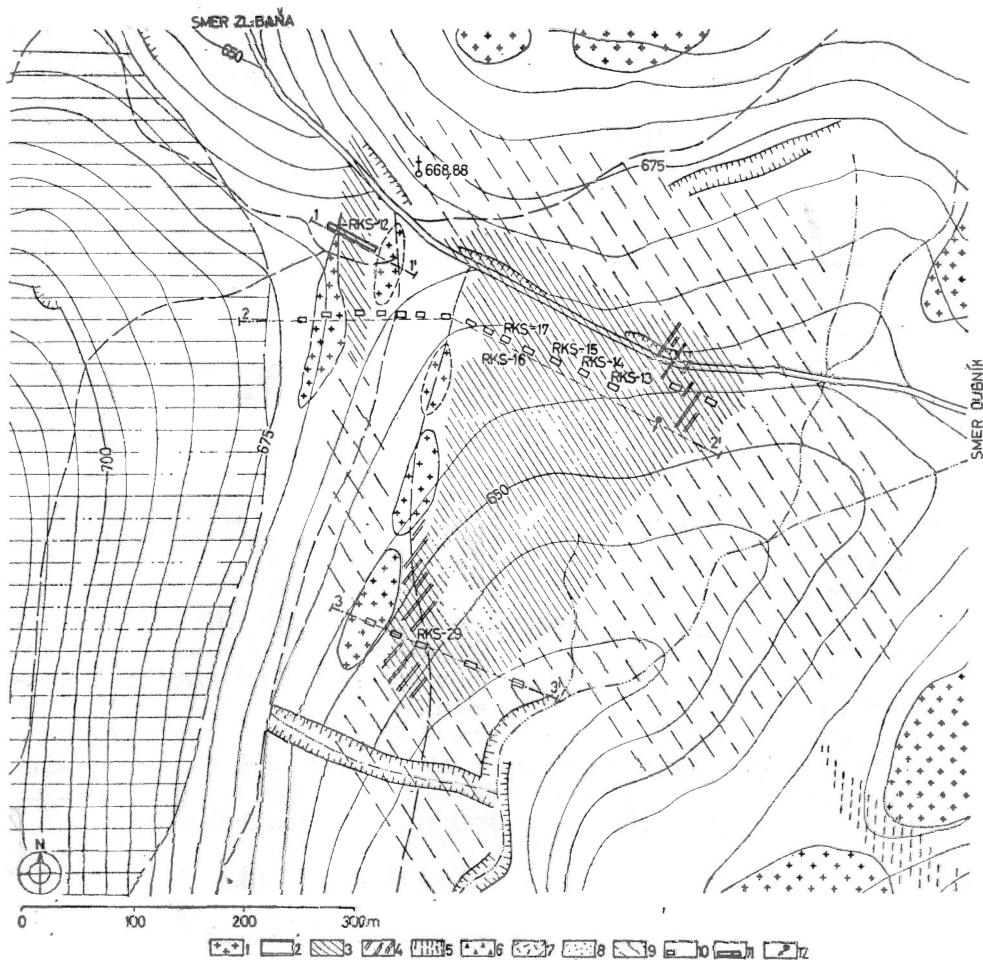
Vulkanotektonickú depresiu v prevažnej miere budujú lávové prúdy pyroxenických andezitov, tufobrekcie, tufy a vulkanické brekcie, ktoré sú v rozličnom stupni premenené — argilitizované, propylitizované a pyritizované.

V horninách postihnutých hydrotermálnymi premenami vystupuje veľké množstvo horninových žíl, pŕov a väčších domatických telies premenlivého petrochemického a petrografického zloženia (amfibolicko-pyroxenické andezitodacity až pyroxenické andezity). Sú prevažne čerstvé, inokedy v nerovnakom stupni propylitizované, chloritizované. Pokladáme ich za subvulkanické ekvivalenty hlbinného telesa, ktorého prítomnosť v priestore depresie predpokladáme na základe výsledkov leteckej gravimetrie a magnetometrie.

Stručná charakteristika ložiskových pomerov

Prieskumnými prácami sme zistili tieto zákonitosti: Ložiskové akumulácie ílových minerálov sú skoncentrované v niekoľko metrov až desiatok metrov širokých zónach približne v smere SSZ—JJV, ktorý sa prakticky zhoduje s priebehom zlatobanských žilných štruktúr.

V centrálnych častiach zón sú premeny najintenzívnejšie a do strán vyznie-

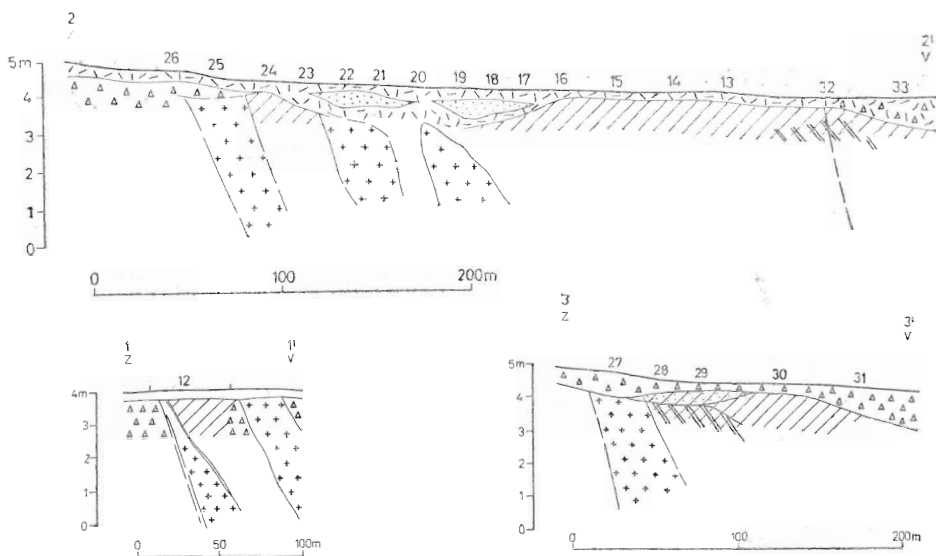


Obr. 1. Geologická mapa okolia Zlatej Baňe

1 — dajky pyroxenického andezitu, 2 — pyroxenický andezit typu „Bodoň“, 3 — zóny intenzívnych premien, 4 — zóny pyritizácie, 5 — zóna silicifikácie, 6 — hlinito-kamenitá suť, 7 — hlinitá suť, 8 — preplavený íl, 9 — plocha perspektívnej oblasti, 10–11 — kopané sondy a ryhy, 12 — prameň

Fig. 1. Geologic map of the environs of Zlatá Baňa

1 — pyroxene andesite dykes, 2 — pyroxene andesite of „Bodoň“ type, 3 — zones of intense alteration, 4 — zones of pyritization, 5 — zones of silicification, 6 — loamy-stony debris, 7 — loamy debris, 8 — redeposited clay, 9 — surface of prospective area, 10, 11 — excavated test pits and furrows, 12 — spring



Obr. 2. Schematické geologické rezy. (Vysvetlivky ako na obr. 1.)
Fig. 2. Schematic geological sections. (Explanations see Fig. 1.)

vajú do slabo argilitizovaných hornín. Príkladom je íl rýh RKS-13, 14, 15, 16 v profile 2—2', kde sa zistilo premenené pásmo široké až 80 m, s najintenzívnejšou premenou v ryhe RKS-15, s prevahou kaolinitu a smerom k okrajom zóny nadobúda prevahu illit a montmorillonit.

V okrajových častiach zón s vhodnou morfológiou terénu (ryhy RKS-28, 29, 32) sa zistili polohy preplaveného ílu s úlomkami čerstvých pyroxenických andezitov typu dajok. Premena postihla hlavne pyroklastiká pyroxenických andezitov, ktoré tvoria výplň zlatobanskej vulkanotektonickej depresie.

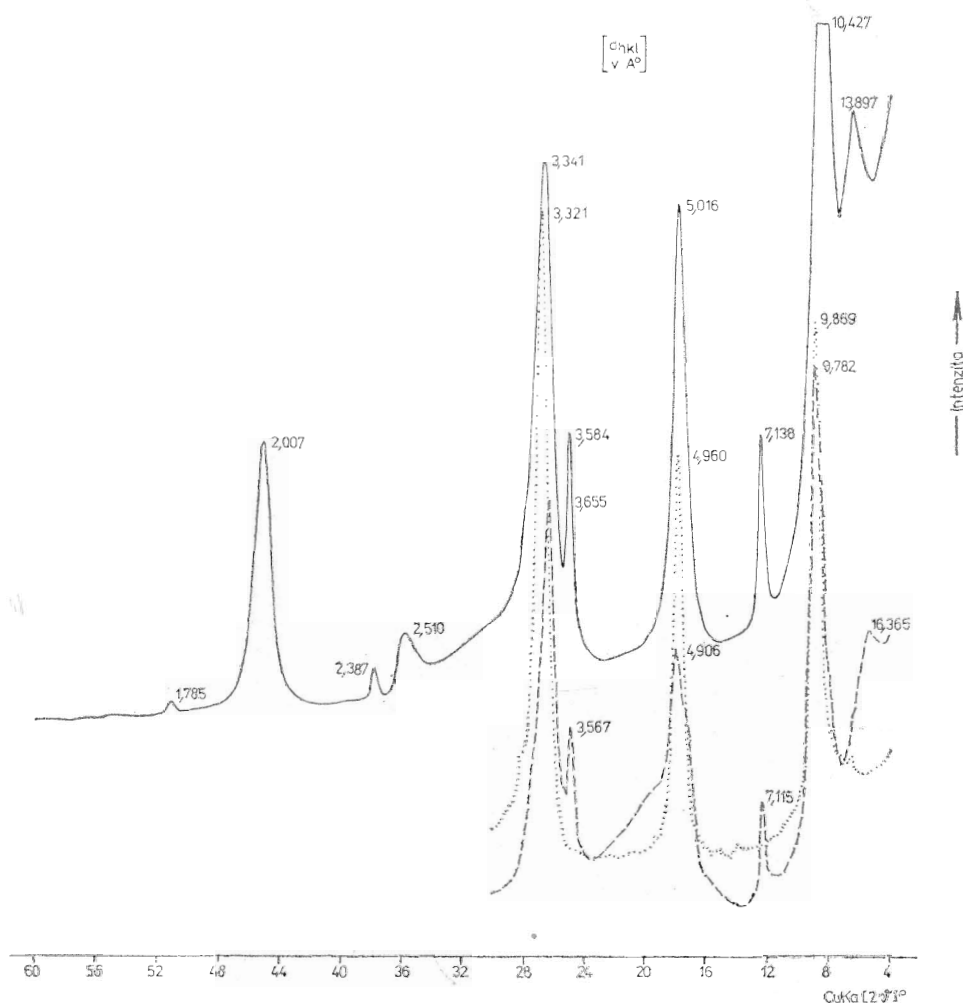
Petrograficko-mineralogická charakteristika

Íl je bielej, sivobielej až žltobielej farby, často ho limonit sfarbuje do hrdzavohneda. Na hmat je íl masťný, plastický (ryha RKS-13, 14, 16, 29). V ryhe RKS-15 má íl naopak hrudkovitý charakter a je pomerne suchý, málo plastický. Ojedinele sa zistili prejavy pyritizácie s úlomkami kryštálikov kremeňa, silicifikovaných hornín a závalky limonitu. Limonit vytvára aj výplň drobných trhliniek a pukliniek. V celom rozsahu premenených zón možno pozorovať postupný farebný prechod od bielej farby v strede zóny k sivej na okrajoch. Rovnako badať aj isté pribúdanie Fe-hydroxidov smerom k okrajom zón. Odobraté vzorky sme podrobili mineralogickému štúdiu.

Z pôvodných vzoriek sa sedimentačnou cestou získali frakcie pod $2\text{ }\mu\text{m}$ a tie sa ďalej analyzovali röntgenometricky. Na spresnenie röntgenových analýz sme vzorky ešte nasycovali glycerolom počas 48 hodín a žihali nad 550°C počas 3 hodín. Pri nasycovaní glycerolom sa v prípade prítomnosti montmorillonitu zväčšujú medzirovinné vzdialenosti, a tak nastáva posun bazálneho reflexu na vzdialenosť okolo $16\text{--}17\text{ }\text{\AA}$. Pri žíhaní nad 550°C nastáva dehydroxylácia kaolinitu a dehydratácia montmorillonitu.

Všetky analýzy vyhotovilo Laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi. Röntgenometrické analýzy boli urobené na prístroji Mikrometa-II za týchto podmienok: metóda Bragg-Brentano, žiarenie Cu K α , filter Ni, štrbiny 5, 10', rýchlosť otáčania 2°/min., žeravenie 22 kV, 7 mA, citlivosť 3/1000, exponoval B. Zamiška, zhodnotila Ing. M. Kušnyerová. DTA-analýzy sa vykonali pri DTA 1/10, DTG 1/10, TG 50. Chemické analýzy urobilo Laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi.

Predpokladaný dvojaký charakter suroviny potvrdilo mineralogické štúdium vzoriek. Vzorky z rýh RKS-13, 14 a 16 v podstate predstavujú zmiešanú štruktúru typu illit — montmorillonit s prímесou kaolinitu (tab. 1). Prítomnosť

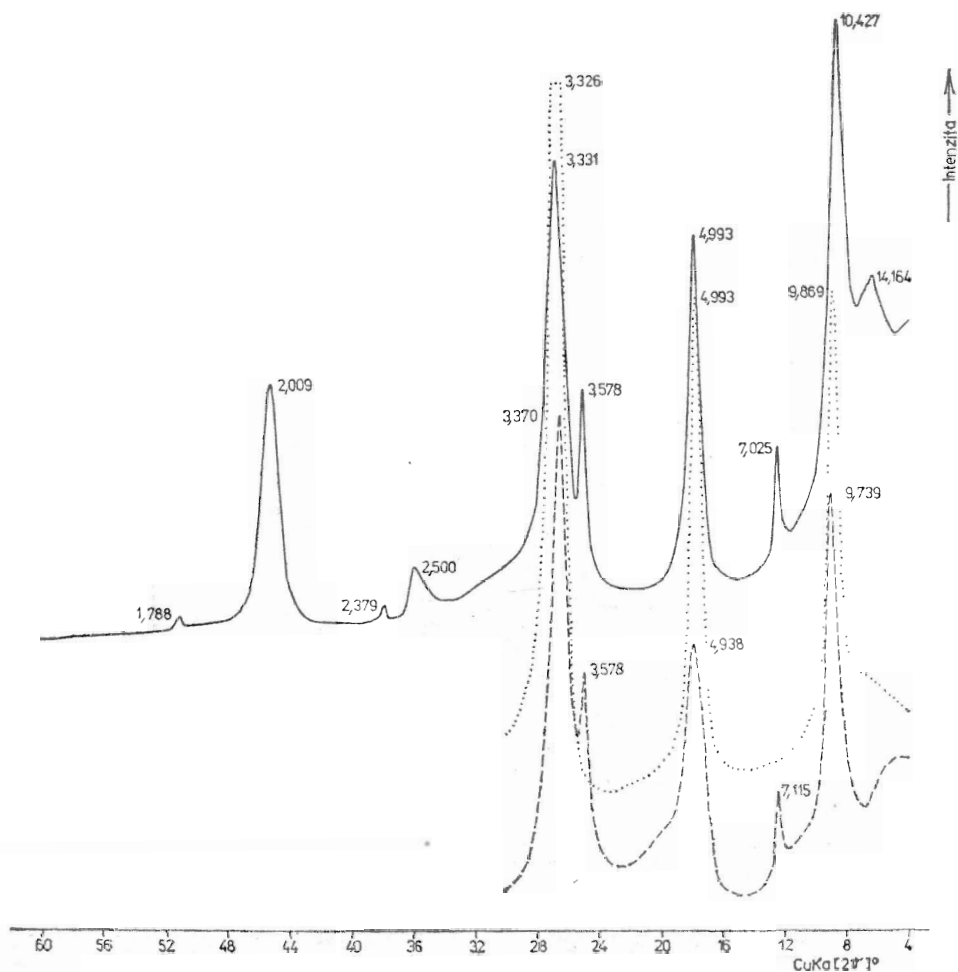


Obr. 3. Rtg záznam vzorky z frakcie pod 2 μ m z rýhy RKS-13
a — vzorka v prirodzenom stave, b — vzorka sytená glycerólom 48 hodín, c — vzorka vyžíhaná nad 550 °C

Fig. 3. X-ray record of sample from fraction under 2 μ m from RKS-13 furrow:
a — sample in natural state, b — sample saturated with glycerol for 48 hours,
c — sample annealed above 550 °C

montmorillonitu indikuje nepatrný reflex okolo 14 Å, ktorý sa po nasýtení vzorky glycerolom posúva až na 16–17 Å. Naopak reflexy kaolinitu sa po vyžihnutí vzorky nad 550 °C zo záznamov rtg. analýz úplne strácajú (obr. 3, 4, 5). DTA krivky z tých istých vzoriek (ryha RKS-13, 14, 15) poukazujú na prítomnosť illitu a montmorillonitu s prímiesou kaolinitu. Pri nízkej teplote v intervale 60–210 °C s vrcholom pri 120 a 200–210 °C prebieha endotermická reakcia, ktorej zodpovedá strata molekulárnej vody z illitu a montmorillonitu. Endo-

[dhd]
v Å]

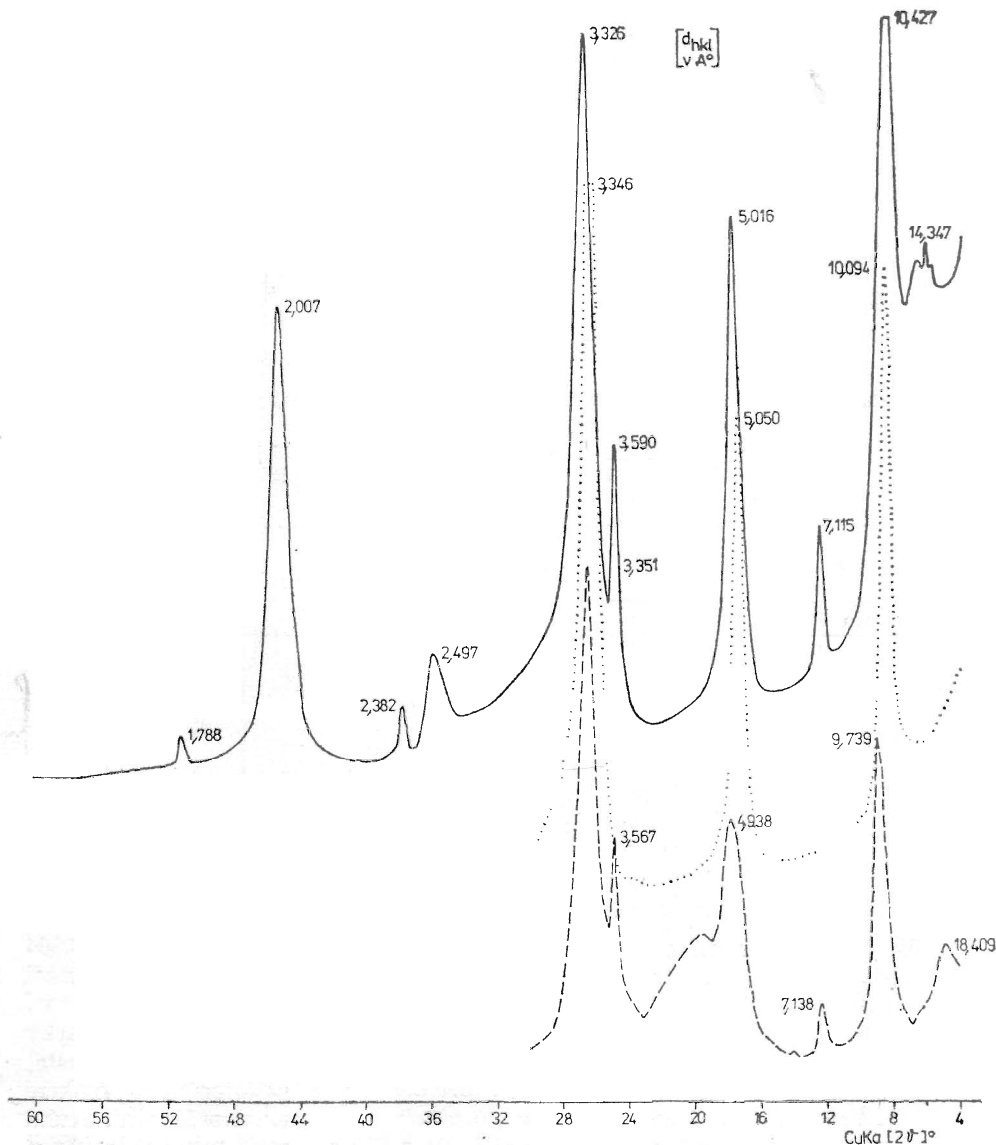


Obr. 4. Rtg záznam vzorky z frakcie pod 2 μm z ryhy RKS-14.

a, b, c — dtto ako obr. 3

Fig. 4. X-ray record of sample from fraction under 2 μm from RKS-4 furrow:
a, b, c — the same as in fig. 3

termická reakcia s vrcholom pri 570–580 °C je charakteristická pre kaolinit, ktorý pri tejto teplote dehydroxyluje. Veľký teplotný interval reakcie potvrdzuje, že okrem kaolinitu je vo frakcii aj illit, pri ktorom dehydroxylácia prebieha pomalšie, so začiatkom okolo 450 °C. DTA krivku ukončuje malá exoterma s vrcholom pri 910 °C, keď sa mriežka kaolinitu rozpadá (obr. 7, 8, 9).



Obr. 5. Rtg záznam vzorky z frakcie pod 2 μm z ryhy RKS-16

a, b, c — dtto ako obr. 3

Fig. 5. X-ray record of sample from fraction under 2 μm from RKS-16 furrow:

a, b, c — the same as in fig. 3

Röntgenometrické analýzy vzoriek z rýh RKS-13, 14, 16. Frakcia pod $2\ \mu\text{m}$
z prirodzenej vzorky
Roentgenometric analyses of samples from RKS-13, 14, 16 furrows.
Fraction under $2\ \mu\text{m}$ from natural sample

Tab. 1

P.č.	RKS-14		RKS-16		RKS-13		Montmor. N 881a		Illit N 840		Kaolinit N 805	
	Im	dm	Im	dm	Im	dm	It	dt	It	dt	It	dt
1.	1	14,164	1	13,897	1	14,347	10	9,5—20,0				
2.	10	10,427	10	10,427	10	10,427			8	9,98		
3.	2	7,025	2	7,138	3	7,15					10	7,14
4.	7	4,993	7	5,016	7	5,016	6	5,1	4	4,97		
5.	3	3,578	3	3,584	3	3,590					10	3,57
6.	10	3,331	8	3,341	10	3,326			6	3,31	3	3,32
7.	1	2,500	2	2,510	2	2,497	6	2,497			6	2,489
8.	1	2,379	1	2,387	1	2,382			6	2,38	4	2,378
9.	7	2,009	7	2,007	7	2,007			6	1,98	6	1,993
10.	1	1,788	1	1,785	1	1,788					5	1,786

Röntgenometrická analýza vzorky z ryhy RKS-15. Frakcia pod $2\ \mu\text{m}$
z prirodzenej vzorky

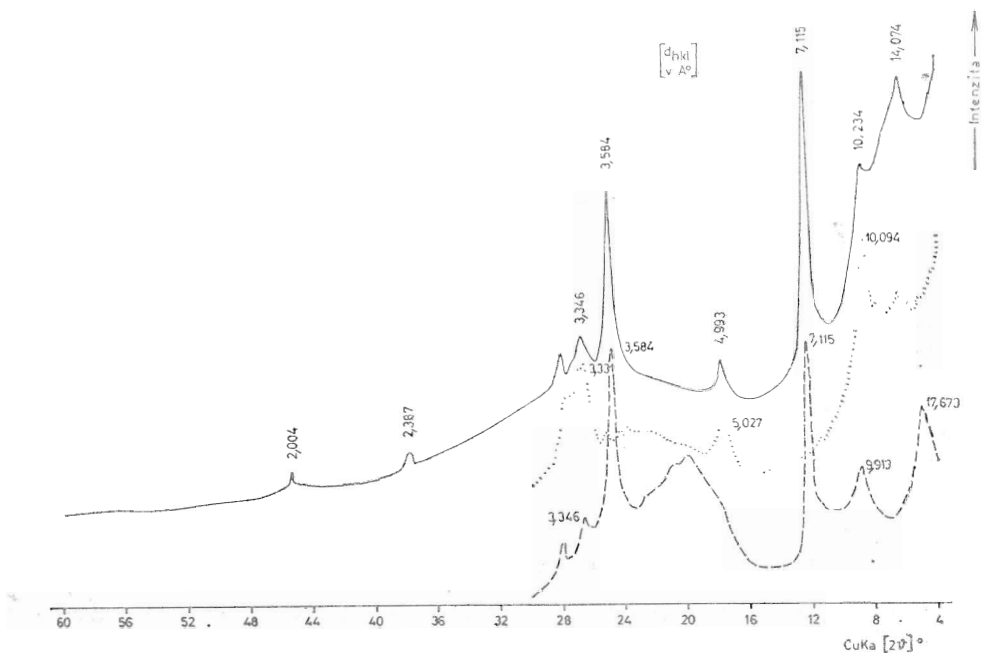
Roentgenometric analyses of sample from RKS-15 furrow.
Fraction under $2\ \mu\text{m}$ from natural sample

Tab. 2

P.č.	RKS-15		Kaolinit N 805		Montmoril. N 881a		Illit N 840	
	Im	dm	It	dt	It	dt	It	dt
1.	2	14,074			10	9,5—20,0		
2.	1	10,234					8	9,98
3.	10	7,115	10	7,14				
4.	1	4,993			6	5,1	4	4,97
5.	5	3,594	10	3,57				
6.	1	3,346	3	3,32			6	3,31
7.	1	2,387	4	2,378			6	2,38
8.	1	2,004	6	1,993			6	1,98

Odlišný charakter mala vzorka RKS-15. Dva výrazné reflexy 7,15 a 3,584 zodpovedajú kaolinitu. Malé nevýrazné ďalšie reflexy zodpovedajú prímеси montmorillonitu a illitu. Reflex montmorillonitu sa pri 14,074 Å po nasýtení glycerolom posunul na 17,673 Å, kým reflexy kaolinitu po vyžihnutí vzorky úplne zanikli, zvýraznili sa len reflexy illitu (obr. 6). DTA krivka tej istej vzorky (ryha RKS-15) má vo svojom priebehu dve endotermické reakcie (obr. 10). Prvá pri 140 °C zodpovedá dehydratácii illitu a montmorillonitu, druhá pri 570 °C zodpovedá dehydroxylácii kaolinitu a illitu. Oproti predchádzajúcim. má táto DTA krivka pri 570 °C pomerne ostré, výrazné ohraničenie, ktoré zodpovedá vyššiemu podielu kaolinitu vo vzorke.

Zo vzoriek RKS-13, 14, 15, 16 sa urobili chemické analýzy (tab. 3). Aj tie



Obr. 6. Rtg záznam vzorky z frakcie pod $2\ \mu\text{m}$ z ryhy RKS-15.
a, b, c — dtto ako obr. 3

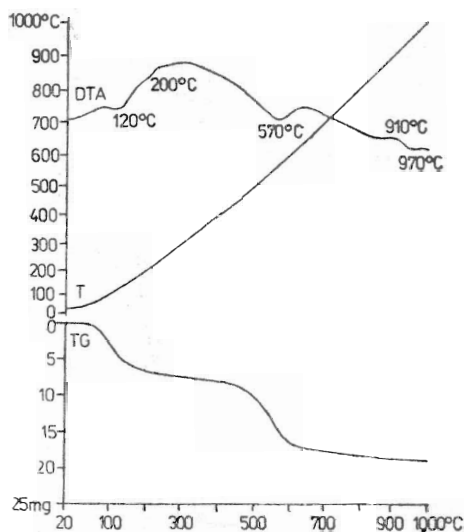
Fig. 6. X-ray record of sample from fraction under $2\ \mu\text{m}$ from RKS-15 furrow:
a, b, c — the same as in fig. 3

poukázali na dvojaký charakter ílu. Kým vo vzorkách s prevahou illitu — montmorillonitu sa obsah K_2O pohybuje okolo 3–3,5 ‰, vo vzorkách s prevahou kaolinitu (ryha RKS-15) obsah nedosahuje ani 2 ‰. Obsah Al_2O_3 je naopak vo všetkých vzorkách stabilný. Komponenty TiO_2 (0,7–1,0 ‰) a Fe_2O_3 (1,16–4,1 ‰) zodpovedajú priemerným obsahom týchto zložiek vo vulkanických horninách zlatobanskej vulkanotektonickej depresie.

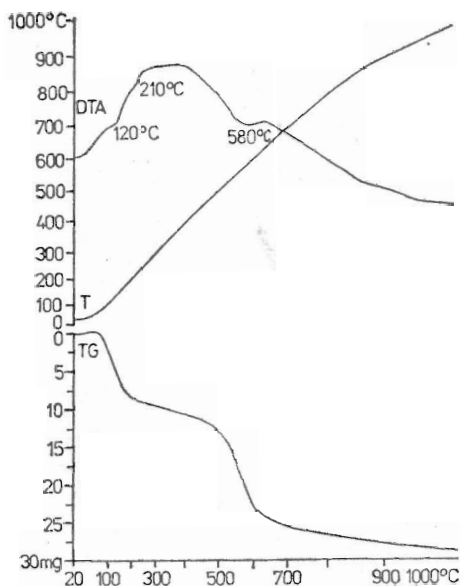
K otázke genézy ílu

Podľa získaných poznatkov o charaktere ílu a o jeho geologickej pozícii možno konštatovať, že je istá závislosť medzi zónami rozšírenia silne premenených hornín s priebehom zlatobanských žilných štruktúr. Dokumentovať to možno tým, že sme v ryhách s najintenzívnejšou premenou hornín (RKS-12, 15) zistili hniezda (závalky) silicifikovaných, pevných a vybielených hornín v dutinkách s drúzami alebo voľnými kryštálmi žilného kremeňa veľkosti do 1,5 cm. K tomuto predpokladu nás vedie aj príklad laterálnej zmeny v mineralogickom zložení ílu od kaolínov v centrálnej časti zóny s maximálnou premenou (RKS-15) po illity — montmorillonity v okrajových častiach zóny (ryhy RKS-13, 14, 16, 17).

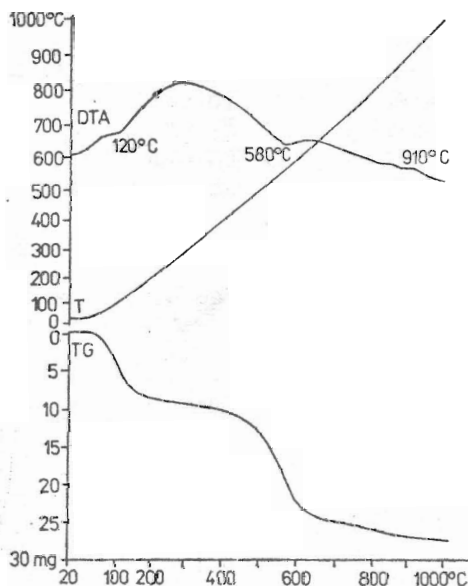
V zmysle uvedených faktov sa domnievame, že ložiskové akumulácie ílových minerálov sú produktom hydrotermálnych procesov časovo a priestorovo spätých so vznikom zlatobanských rudných štruktúr.



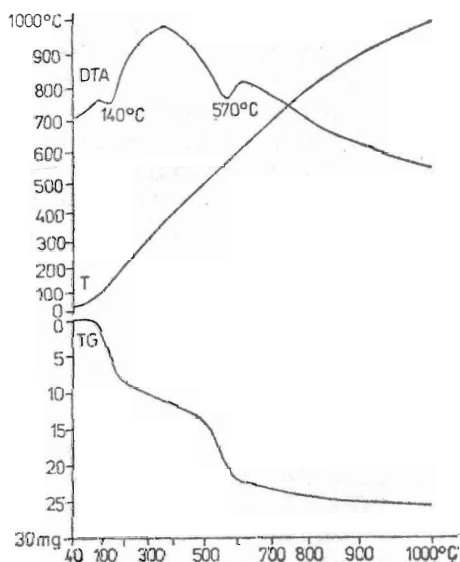
Obr. 7. DTA krivka z prirodzenej vzorky z ryhy RKS-13
Fig. 7. DTA curve of natural sample from RKS-13 furrow



Obr. 8. DTA krivka z prirodzenej vzorky z ryhy RKS-14
Fig. 8. DTA curve of natural sample from RKS-14 furrow



Obr. 9. DTA krivka z prirodzenej vzorky z ryhy RKS-16
Fig. 9. DTA curve of natural sample from RKS-16 furrow



Obr. 10. DTA krivka z prirodzenej vzorky z ryhy RKS-15
Fig. 10. DTA curve of natural sample from RKS-15 furrow

Chemická analýza ílu
Chemical analyses of clay

Tab. 3

P. č.	Vzorok	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S sir.	SO ₃	H ₂ O	H ₂ O	str. žih.	Čelkove
1.	RKS-13	66,72	20,37	1,16	0,20	0,58	0,98	0,84	0,01	0,01	0,92	3,28	stp.	0,03	0,50	(2,56)	4,22	99,79
2.	RKS-14	63,59	20,39	3,53	0,27	0,53	1,03	0,83	0,03	0,03	0,60	3,48	stp.	0,52	0,70	(3,02)	4,80	99,96
3.	RKS-15	66,64	20,35	1,23	0,20	1,64	0,40	0,87	0,01	0,01	1,68	1,83	stp.	0,03	0,25	(2,60)	4,41	99,61
4.	RKS-16	63,87	20,03	4,10	0,35	0,47	0,96	0,68	0,01	0,01	0,88	3,22	stp.	0,04	0,66	(3,10)	4,61	99,94

Technologická charakteristika ílu a možnosti jeho využitia

Podľa orientačne zistených keramicko-technologických vlastností ide o veľmi jemný íl (podiel častíc pod 0,06 mm je okolo 95 %), ľahko rozpustiteľný a rozplaviteľný, vysoko platický a väzný (rozrábacia voda 38–40 %, zmrštenie sušením okolo 12 %, pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení okolo 12 %, pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení okolo 5,5 MPa), ľahko slinovateľný (nasiakavosť po výpale na 1150 °C pod 0,5 %) so svetlou vypaľovacou farbou.

Značná variabilnosť v mineralogickom zložení (zatiaľ len v laterálnom smere), sprevádzaná najmä premenlivým obsahom železa a alkálií, naznačuje, že na dosiahnutie stabilných technologických vlastností potrebných na použitie do keramických hmôt, prípadne v iných oblastiach, bude treba íl upravovať. Úprava bude sledovať najmä dosiahnutie homogénosti fyzikálno-technologických vlastností, zníženie obsahu železa, príp. alkálií a iných škodlivín, dosiahnutie bielych, jemnosti atď.

Podľa súčasných poznatkov o rozsahu výskytu ílu, o podmienkach jeho vzniku, mineralogickom a chemickom charaktere a technologických vlastnostiach možno o oblasti praktického využitia vysloviť isté uzávery. Zistené technologické vlastnosti dávajú predpoklad, aby sa íl využíval ako prídavná zložka do keramickej pracovnej hmoty, najmä na výrobky so slinutým črepom (dlaždice, slinuté obkladačky, kamenina a pod.), ako aj na netermické použitie (plnivá, spojivá, nátery). Dôkladnejšie zhodnotiť, ako aj posúdiť spôsob úpravy bude možno až po všestrannejšom a detailnejšom geologicko-technologickom overení.

Doručené 6. II. 1976
Odporučil I. Kraus

- Lazár, V. 1958: Správa o archívno-výskumnom úkole Zlatá Baňa a okolie. Manuskript — archív GP-GO Košice, 60 s.
- Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Moskva, Gos. nauč.-tech. izd. lit. po geol. i ochr. nedr., 867 s.
- Pták, J. 1959: Propylitizace neogénních vulkanitů a polymetalické zrudnění v okolí Zlaté Baně u Prešova. Geol. průzk., s. 359—364.
- Radzo, V. 1954: Výskum ťilov východného Slovenska. Geol. práce (Bratislava), č. 37, s. 66—100.
- Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, s. 23—49.
- Tözsér, J. 1972: Závěrečná správa z VP v Prešovsko-tokajskom pohorí. Manuskript — Geofond, Bratislava, 239 s.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Neogén východného Slovenska a jeho podložie. Sprievodca exkurzie D — XX. zjazd SGS a ČSMG. Mineralia slov., 7, 4, s. 81—100.

Clays of hydrothermally altered zones in the neovolcanites Zlatá Baňa

M. KALIČIAK — P. BURDA — R. ĎUĎA — D. OČENÁŠ

Strongly hydrothermally altered, bleached rocks have been lately determined east of the village Zlatá Baňa in the northern part of the Slanské vrchy Mts. The area is a component of the Zlatá Baňa volcanotectonic depression which originated by several collapse movements in post-Sarmatian time. The maximum movements probably occurred at the close of volcanism of the lower volcanic stage of the Slanské pohorie (J. Slávik — J. Tözsér, 1973). The depression consists predominantly of pyroxene andesite lava flows, tuff breccia, tuff, and volcanic breccia, which are altered in varying degrees — argillized, propylitized, and pyritized. The complex is cut by a swarm of cupolas, dykes, and troughs of pyroxene and amphibole andesite which are interpreted as subvolcanic equivalents of a hypabyssal body. The altered rocks in question occur in zones several metres up to tens of metres wide of approximately NNW—SSE strike which practically coincides with the course of the Zlatá Baňa vein structures. The rocks discussed are a mixture of illite, montmorillonite, and kaolinite with prevalence of illite and montmorillonite. Genetically they are considered to be the product of hydrothermal processes associated spatially and temporally with the origin of the Zlatá Baňa ore structures. On the basis of the preliminarily tested technological properties, the rocks discussed might be used in ceramic industry.

Preložila E. Česáňková

KRONIKA

Trnavský profesor Matej Piller

V minulom roku uplynulo 200 rokov odvtedy, čo trnavský profesor Matej Piller (1733—1788) vydal svoje najvýznamnejšie dielo *Základy prírodných vied*, ktoré používali na základných a gymnaziálnych školách v uhorskom kráľovstve (Trnava 1775). Jeho prvá časť obsahuje zoológiu, druhá botaniku a tretia mineralógiu. Učebnica, ako to v predhovore autor uvádza, mala slúžiť na získanie základných poznatkov o prírode a prírodných pomeroch Uhorska.

Autor učebnice Matej Piller sa narodil 25. apríla 1733 v Štajerskom Hradci (dnešný Graz) v Rakúsku. Po skončení štúdií pôsobil ako profesor prírodopisu na Tereziáne vo Viedni. Roku 1774 ho menovali za profesora prírodopisu na trnavskej univerzite. Po šesťročnom pôsobení v Trnave odišiel Piller na katedru dejín prírodných vied na filozofickej fakulte peštianskej univerzity, kde sa dejiny prírodných vied začali prednášať roku 1774. Obsadením tejto katedry sa na peštianskej univerzite začala aj výučba prírodných vied, a teda aj mineralógie. Vedy zaoberajúce sa anorganickou prírodou (mineralógiou a geognóziou) spolu so zoológiou a čiastočne aj s botanikou prednášal jediný profesor až do reorganizovania univerzity roku 1850. V prvých rokoch Pillerovho pôsobenia v Pešti patrila jeho katedra k filozofickej (1780—1785) a potom od roku 1785 až do roku 1850 k lekárskej fakulte. Po Pillerovej smrti roku 1788 nastala na katedre štvorročná prestávka, po ktorej za jeho nástupcu vymenovali pražského profesora Jozefa Antona Schönbauera (1757—1807).

Schönbauer rovnako ako jeho predchodca Piller mal rád najmä mineralógiu, ale jeho činnosť už nebola taká významná. Napísal však v tom čase veľmi významnú príručku na určovanie minerálov pod názvom *Nové analytické metódy na správne určovanie minerálov a ich súčastí* (vyšla roku 1805).

Piller sa ako významný prírodovedec svojej doby naozaj s láskou a zanietením zaoberal prírodnými vedami. Bol aktívnym zberateľom, čo dokazovala aj jeho bohatá zbierka prírodnín, ktorá, hoci zahŕňala aj ríšu rastlín a živočíchov, bola najbohatšia na minerály. S veľkým uznaním sa o nej vyjadril aj nórsky geológ Jens Esmark počas svojej návštevy na univerzite v Pešti. Vlastnú mineralogickú zbierku používal Piller aj na demonštrovanie študentom, lebo univerzita vtedy nijakú zbierku nemala. Až neskôr trochu čudnou cestou získala aj druhú zbierku. Stalo sa tak po nástupe Jozefa II. na trón roku 1781, keď jeho prvým opatrením bolo, aby univerzita mocenským prinútením uhorského štátu odkúpila za vysokú cenu 25 tisíc zlatých mineralogickú zbierku jeho sestry Márie Anny. Bohatú a ináč peknú mineralogickú zbierku, v ktorej boli cenné meteority, veľmi pekné minerály, umelecké predmety vyhotovené z ozdobných kameňov a aj vysokohodnotné archeologické zbierky, Piller dopravil do Pešti. Existujúce kusy zbierky tvorili takmer základ mineralogickej zbierky univerzity.

Štvorročná prestávka po Pillerovej smrti mala veľmi negatívny vplyv nielen na vývoj katedry, ale najmä na jeho vlastné zbierky. Pillerovi dedičia odcudzili katalóg zbierky Márie Anny a poriadne načali majetok univerzity, budujúcu sa zbierku, ako aj Pillerov materiál. Po dlhých prieťahoch kúpil štát na príkaz Jozefa II. od Pillerových dedičov zbierku za 20 tisíc zlatých. Spojením týchto dvoch zbierok sa

mineralogická zbierka peštianskej univerzity stala jednou z najbohatších v Európe. Tak sa teda definitívne dostala Pillerova bohatá zbierka, ktorej základy položil už v Trnave, do prírodopisnej zbierky univerzity. Jej zoznam vyšiel roku 1792, aj tlačou pod názvom Zbierky prírodnín, ktoré v trojitej ríši nerastnej, živočíšnej a rastlinnej sú úplne rozšírené po svete.

Bohatá Pillerova mineralogická zbierka podnietila k obľube mineralógie aj jeho niektorých poslucháčov, ba dokonca aj k napísaniu samostatnej príručky z tohto vedného odboru. Na prvom mieste treba spomenúť komárňanského lekára Samuela Zaya.

Záverom treba poznamenať, že Piller vydal svoju známu prácu v čase, keď sa začínalo najintenzívnejšie obdobie prírodovedného a zvlášť mineralogického výskumu na Slovensku v druhej polovici 18. stor. hlavne zásluhou novozaloženej Banskej akadémie v Banskej Štiavnici a mnohých vynikajúcich osobností, akými boli nesporne I. Born, G. A. Scopoli, J. T. Peithner, K. T. Delius, J. Molnár a i.

Ivan Herčko

LITERATÚRA

- Böckh, J.: A geológia fejlődésének rövid története Magyarországon 1774-től 1896-ig. Földt. közl. 27, Budapest 1897, s. 4—9.
- Hrabovec, I.: Botanika na Lekárskej fakulte univerzity v Trnave. Z dejín vied a techniky na Slovensku, 6, Bratislava 1972, s. 102—114.
- Koch, S.: A magyar ásványtan története. Budapest 1952, s. 81—83.
- Piller, M.: Elementa historiae naturalis in scholarum grammaticarum et gymnasiorum per regnum Hungariae. Tyrnaviae 1775.
- Piller, M.: Tentamen publicum ex praelectionibus historiae naturalis.....d. M. P. quod e regno minerali subibit Augustinus Petráš. Tyrnaviensibus 1775.
- Piller, M.: Collectio naturalium quae e triplici regno minerali, animali et vegetabili undique completa post obitum M. P. reperta est. Graecii 1792.
- Polák, S.: Ignác Anton Born (1742—1791) a slovenská geológia. Geol. sbor. SAVU., 2, Bratislava 1951, s. 169—179.
- Schönbauer, J. A.: Neue analytische Methode die Mineralien und ihre Bestandtheile richtig zu bestimmen. Ein Leitfaden zur Selbstübung, und zum Selbstunterricht in der Mineralogie. 1. Theil. Ofen 1805.
- Sziney, J.: Magyar irók élete és munkái. X. köt. Budapest 1891, s. 1163.
- Zay, S.: Magyar mineralógia, avagy az ásványokról való tudomány. Komárom 1791.

MINERALIA SLOVACA, roč. 9, č. 1 (37)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6

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

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadáný v decembri 1976, vytlačené v marci 1977, 6,93 AH, 7,06 VH

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

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

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

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

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

