Zodpovedný redaktor: dr. Vladimír Kuna
Vedecký redaktor: dr. Pavel Grecula, CSc

© Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

OBSAH

GEOLÓGIA LOŽÍSK

Pavol Grecula: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria 181
Pavol Grecula: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria . . . 191
Andrej Abonyi: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemerid z oblasti Jelšavy 217
Ján Slávik: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam 231

INFORMÁCIE

Ján Ilavský: Banský priemysel ekvitoriálnej Afriky a niektorých štátov západnej a východnej Afriky 249

KRONIKA SPOLOČNOSTI — SPRÁVY

J. Hruška: Súčasné metody spracovania geologických informácii najmä na samočinných počítačoch 255
Lubomír Kopecký: Současný stav názorů na genezi forem měsíčního povrchu . . . 257
Mojmír Eeliaš: Měsíc a geologické metody jeho výskumu 258
B. Leško: Slovenská geologická rada 259

DISKUSIA

Eduard Dobra: Diskusia k otázke zdrojových oblastí východoslovenského neogénu . . 261

SOMMAIRE

Pavol Grecula: The Gelnica Series -the only Representative of the Lower Gemeride Paleozoic (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) 189
Pavol Grecula: On the Stratigraphy of Lower Gemeride Paleozoic 214
Andrej Abonyi: Preliminary Results of Comparative Stratigraphical and Tectonical Studies in the Northern Belt of Gemeride Carboniferous from the Areas of Jelšava and Dobšiná 229
Ján Slávik: Alluvial Placers Minerals of the Vihorlat Mts. Volcanites, their Geological and Prospectional significance 247

CONTENT

Pavol Grecula: Note sur la série de Gelnica- le représentant unique du Paléozoïque des Gémérides (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) 181
Pavol Grecula: Observations sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur des Gémérides 191
Andrej Abonyi: Résultats préliminaires de l'étude comparative de la stratigraphie et de la tectonique de la partie septentrionale du Carbonifère des Gémérides située entre Jelšava et Dobšiná 217
Ján Slávik: Remarques sur les minéraux des alluvions volcaniques du Vihorlat et sur leur signification pour la géologie et la prospection minéralogique 231

MINERALIA SLOVACA ROČ. II. (1970) č. 7

Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

PAVOL GRECULA

Note sur la série de Gelnica — le représentant unique du Paléozoïque des Gémérides

Dans le Paléozoïque des Monts métallifères du Spiš et du Gemer, on délimita deux, parfois quatre séries, telles que: série de Gelnica, série de Rakovec, série de Pipitka et série de Črmel. Ces séries diffèrent surtout par leur contenu lithologique. L'extension stratigraphique précise des différentes séries n'est pas connue par manque absolu de fossiles. Les recherches géologiques récentes effectuées dans la partie orientale des Gémérides ont apporté beaucoup de connaissances sur le développement lithofacial du Paléozoïque des Gémérides. Se basant sur ces données, l'auteur est persuadé qu'il existe seulement un cycle sédimentaire-volcanique continu. Dans les horizons situés plus haut, il y a des développements différents, surtout quant au volcanisme. C'est pourquoi la série de Gelnica représente le Paléozoïque inférieur complet (l'extension stratigraphique précise n'est pas connu) la série de Rakovec, celle de Pipitka et celle de Črmel ne représentent que ses développements locaux.

Staršie paleozoikum gemeríd reprezentovali v literatúre staršia gelnická séria (kambrium — silúr) a mladšia rakovecká séria (devón). Boli charakterizované predovšetkým odlišným vulkanizmom, vrásnením, metamorfózou a diskordanciou medzi sériami, ako aj medzi rakoveckou sériou a karbónom. Na základe týchto charakteristík vyčlenenie dvoch samostatných sérií bolo opodstatnené. Novšie práce autora vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria ukázali, že hlavné kritéria pre vymedzenie týchto dvoch sérií sú buď sporné alebo jednoznačne hovoria pre ich existenciu iba ako spoločnej série v paleozoiku gemeríd. Problém vzťahu gelnickej a rakoveckej série nie je nový, mnohí autori ho uvádzali ako problematický, a tiež aj autor upozornil na mnohé nejasnosti vo vzťahu oboch sérií (GRECULA 1965, 1966, 1967).

Prehľad názorov o rakoveckej sérii

Hlavným odlišovacím znakom rakoveckej série od gelnickej bola prítomnosť diabázových hornín. Tento fakt bol nápadný aj pre starých bádateľov, ako napr. ZEUSCHNER, ANDRIAN a iní. ŠTÚR (1869) ju označil ako „pásmo zelených dioritických hornín masívu Volovca" a spolu s HAUEROM (1868) ich považovali za devón. UHLIG (1903, 1907) toto pásmo pričleňuje k svojej rudonosnej sérii. WOLDŘICH (1912, 1913) ich označuje ako pásmo diabázov a ich tufov a kladie ich do svojej staršej formácie. AHLBURG (1913) zelené bridlice s hematitovými polohami považuje za premenené diabázové tufy a keďže tieto sa vyskytujú v rýnskom, harskom a moravskom devóne, považuje ich tiež za devónské. ZELENKA (1927) zaviedol názov fylit-diabázová séria, do ktorej zaradil aj porfyroidy v Črmelskom údolí a z okolia Gelnice a Prakoviec a zaradil

ju do devónu, kým P. ROZLOZSNIK (1935) do silúru — devónu. Fylit-diabázovú sériu podrobne definovali ANDRUSOV — MATĚJKA (1931). VACHTL (1937) styk medzi gelnickou a rakoveckou sériou považuje za tektonický. Niektorí autori rakoveckú sériu považovali za spodný karbón (J. KAMENICKÝ 1951, ILAVSKÝ 1953). FUSÁN — KAMENICKÝ — KUTHAN (1953) ju pokladajú tiež za spodnokarbónsku a uvádzajú, že jej sedimentácia, keďže nemá bazálne súvrstvie, začala hneď po vulkanizme kremitých porfýrov bez toho, aby nastalo vynorenie sedimentačného priestoru. MAHEL (1953) považuje rakoveckú sériu v tektonickom zmysle za pokračovanie gelnickej série s možnosťou hiátu, ale bez výraznejších orogenetických pochodov. Podľa ANDRUSOVA (1953) rakovecká a gelnická séria sú spojené pozvoľnými prechodmi. Považuje ju za ordovik, kým FUSÁN — MÁŠKA — ZOUBEK (1955) za vrchný devón — spodný karbón. Na základe štruktúrno-analytického výskumu MÁŠKU, autori uvádzajú, že rakovecká séria od gelnickej je oddelená spišskou fázou vrásnenia, ktorá podľa J. KAMENICKÉHO (1956) aspoň lokálne spôsobila prerušenie sedimentácie a ukončenie subsekventného vulkanizmu gelnickej série. L. KAMENICKÝ — MARKOVÁ (1957) na báze rakoveckej série vymedzili bazálne súvrstvie, podobne ako neskôr SNOPKO (1960) a BAJANÍK (1960), ktoré je odrazom fázy vrásnenia so vzdialeným orogenným centrom. ANDRUSOV (1958) zaviedol názov rakovecká séria a udáva, že diskordantný vzťah medzi ňou a gelnickou sériou nie je výrazný a pritom rakovecká séria ani neleží na vrchných členoch gelnickej série. Medzi obidvoma sériami je skrytá diskordancia. Podľa BAJANÍKA (1962, 1968) vzťah medzi gelnickou a rakoveckou sériou je jasne diskordantný a transgresívny. K báze rakoveckej série začlenil kremité súvrstvie predtým považované za gelnickú sériu. Vrchnú časť nazval ako vulkanogénne súvrstvie. Z rakoveckej série uvádza kyslé diferenciáty bázického vulkanizmu. Podľa Máška (1961) sú série oddelené hnileckou líniou.

L. ROZLOŽNÍK (1965) v oblasti Dobšinej styk medzi gelnickou a rakoveckou sériou považuje za tektonický. Na základe štúdia drobnotektonických prvkov uvádza, že nie je možné jednoznačne preukázať stopy vrásnivo — metamorfnej fázy kaledonského orogénu. FUSÁN (1954) v oblasti Štósu vymedzil južnú rakoveckú sériu, ktorá odpovedá spodnej časti severnej rakoveckej série (FUSÁN 1963, 1967). KLINEC (1959) zistil jej diskordantný vzťah ku gelnickej sérii a charakterizoval ju podrobne aj litologicky. GREGOR (1963) rakoveckú sériu popísal aj východne od Bradla v podloži rožňavsko-železníckej série.

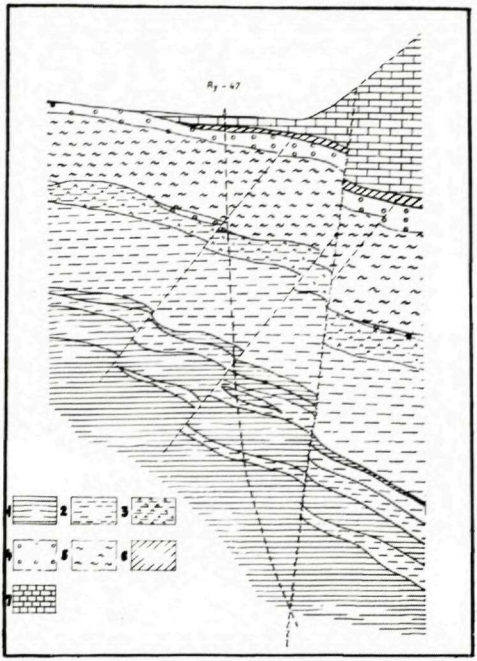
Litofaciálne problémy vzťahu gelnickej a rakoveckej série

Základom úvah, či existuje rakovecká séria ako samostatný horninotvorný cyklus alebo nie, bol litologický vývoj oboch sérií, ďalej charakter vulkanizmu a tektonické faktory. Postupným hromadením údajov sa konštatovala faciálnelitologická spätosť rakoveckej série so sériou gelnickou. Kontinuita vývoja je práve tak vo vertikálnom, ako aj horizontálnom smere. Vulkanogénny a bazálny oddiel rakoveckej série sa pozvoľne vyvíja z podložného súvrstvia grafitických bridlíc (betliarske). Tak napr. hlbokým vrtom v Poráčskej doline (Ry 47) bolo prevŕtané mezozoikum, perm, rakovecká séria (prevažne vo fylitovom vývoji), ktorá pozvoľným prechodom je spojená s betliarskym súvrstvím (viď obrázok č. 1). Ďalšie vrty v oblasti Sloviniek a Gelnice, lokalizované v rako-

veckej sérii, potvrdili ten istý stratigrafický sled. Vrt SGR-V-1 v Lacemberskej doline na styku oboch sérií potvrdil taktiež plynulý prechod. Poukazuje to na kontinuitný litofaciálny vývoj doterajšej rakoveckej a gelnickej série.

V rakoveckej sérii boli BAJANÍKOM (1968) zistené kyslé diferenciáty. Kyslých a intermediárnych hornín v doterajšej rakoveckej sérii sa potvrdzuje väčšie množstvo, ktoré poukazuje, že ani tu sa neuplatnil čistý diabázový vulkanizmus, hoci silne prevláda, ale vulkanizmus so značne diferencovaným magmatom. Ukazuje sa, že doterajšia rakovecká séria, ako aj k nej priliehajúci fylit — diabáz — porfyroidový vývin gelnickej série sedimentovali v tektonicky aktívnejšom a hlbšom pásme, ktoré obmedzovali synsedimentárne hlbinné zlomy so sprievodným, k nemu sa viažucim spereným systémom zlomov. Tieto zasahovali rôzne úrovne diferencovaných magmatických rezervoárov. Striedanie sa bázického a kyslého vulkanizmu v oboch sériach to potvrdzuje.

Pekný profil s takýmto vulkanizmom v doterajšej rakoveckej sérii je medzi Lacemberskou a Poráčskou dolinou, (príloha č. 1.) ďalej v oblasti Švedlára, Opátky, medzi Folkmárom a Kojšovom. V poslednej oblasti pozorujeme, že v severnej časti prevládajú diabázové horniny, južnejšie je už niekoľkonásobné striedanie kyslých a diabázových hornín s prechodnými typmi, ktoré pokračuje až do oblasti Kojšova. Tu už prevláda kyslý vulkanizmus. Celý tento sled tvorí synklinálnu vrásovú štruktúru. Podobné pozorovať aj v oblasti Sloviniek.



Obr. č. 1. Geologický rez vrtom Ry-47 v Poráčskej doline (upravené podľa Popreňáka). 1-grafiticko-sericitické fylity (betliarske súvrstvie), 2-komplex zelenkavých fylitov, 3-diabázové horniny vcelku (2—3 hnilecké súvrstvie), 4-zlepence permu, 5-bridlice permu, 6-verfén, 7-stredný trias.

Z vyššie uvedeného možno usudzovať, že sa uplatnil kyslý i bázický vulkanizmus v tom istom časovom intervale v jednom sedimentačnom priestore. Pritom jednotlivé vulkanické centrá (línie) s prislúchajúcim charakterom magmatizmu naznačujú zonálne usporiadanie, a to hlavne priečne k priebehu pánvy. Táto zonalita sa prejavuje v severnom pásme diabázovým vulkanizmom, ktorý časove korešponduje s vulkanizmom kremitých porfýrov v južnejších pásmach, ktorého posledné výlevy a extrúzie sú na mnohých miestach v nadloží diabázových hornín a tvoria najvyššie stratigrafické horizonty gelnickej série (tieto potom prekrývajú nižšie bázické vulkanity a preto kartograficky sú veľmi nevýrazne zastúpené na geologických mapách).

Porovnajme ešte celkový faciálny vývin doterajšej rakoveckej a gelnickej série. V rakoveckej sérii nepoznáme také horniny, aké sa vyskytujú v spodnom psami-

tickom súvrství (kojšovské súvrstvie) a čiastočne aj betliarskom súvrství. Naproti tomu je veľa spoločných znakov medzi vulkanogénnym súvrstvím (hnilecké súvrstvie) gelnickej série a rakoveckou sériou. V komplexe zelenkavých fylitov vulkanogénneho súvrstvia sa vyskytujú všetky typy fylitov, ktoré sa nachádzajú aj v rakoveckej sérii. Typické fialové fylity rakoveckej série sa vyskytujú na mnohých miestach aj v gelnickej sérii, pričom dosahujú aj veľké mocnosti, napr. na hrebeni medzi Hekerovou a Bukovinou, kde zaberajú šírku viac ako 300 m. Časté sú medzi Smolníkom a Medzevom, spolu s hematitovými kremencami sú v okolí Mníška a Lacemberskej doliny. Striedajú sa s chloritickými páskovanými fylitmi a diabázovými tufitmi. Jemné páskované tufitické fylity zelenej farby sú rovnako časté v oboch sériách, podobne ako hematitové kremence. Všetky tieto horniny sú geneticky viazané na bázický vulkanizmus, ktorý je v gelnickej ako aj v rakoveckej sérii.

Bázické horniny v hnileckom súvrství gelnickej série sa vyskytujú v jeho spodnej časti, kde sú len nepatrne zastúpené. Mocnejšie sú vyvinuté vo vyššej časti súvrstvia a to na spodku komplexu vulkanických hornín, kde sú až 150 m mocné (JV od Mníška, S od Orlového vrchu). Na severných svahoch Orlového vrchu v podloží kyslých vulkanitov je komplex hornín, v ktorom sú diabázy, tufy, páskované tufity, vápnité tufity, zelené a fialové fylity, ale aj polohy bázickejších porfyroidov a kremité porfýry. V podloží tohto komplexu je mocné súvrstvie jemne páskovaných zelenkavých fylitov až tufitických fylitov s vložkami diabázových a kyslých pyroklastík, v ktorom východne od doliny Duch, sú polohy fialových fylitov. Tento komplex fylitov prechádza na severné svahy Lacemberskej doliny, v ktorom sa už vyskytujú polohy diabázov, ale hlavne páskovaných diabázových tufitov, ktoré pozvoľne prechádzajú do spomínaného komplexu fylitov (odkryvy na chrbte medzi horárňou a vrchom Suchynec vo výške 780 m). Najviac polôh bázických hornín je medzi dolinami Svatíkov a Brodok, pokým západne a východne od týchto dolín sa bázické horniny vyskytujú až vo vrchných častiach a zas naopak objavujú sa kyslé pyroklastiká. Z toho dôvodu tu vystupujúce fylity zaraďovali sa už do gelnickej série, hoci nepochybne ide o to isté súvrstvie ako je medzi dolinami Brodok a Svatíkov, alebo na južných svahoch Lacemberskej doliny.

Z uvedeného rozboru litologického vývoja doterajšej rakoveckej a gelnickej série vidieť, že v obidvoch sériách, to znamená, že po oboch stranách Lacemberskej doliny, sú vyvinuté tie isté páskované zelenkavé fylity, ktoré vo vyšších horizontoch obsahujú vulkanické horniny a to severne v oblasti Suchynca bázické s produktami kyslých diferenciátov, kdežto na južných svahoch Lacemberskej doliny sú vyvinuté tiež dosť mohutne bázické horniny, ale v ich nadloží sú prítomné ešte masy porfyroidov a kremitých porfýrov.

Bázické horniny sú dosť časté vo vulkanickom komplexe vulkanogénneho súvrstvia a to v podloží alebo aj medzi kyslými vulkanitmi. V niektorých oblastiach výskyt bázik je veľmi častý, ako napr. medzi Helcmanovcami a Slovinkami, kde sa však považujú za zavrásnené zbytky rakoveckej série. Tieto, podľa našich výskumov, patria gelnickej sérii, ako je to aj v oblasti Mníška, Starej Vody, Švedlára a i.

Podrobný popis litologických pomerov oboch sérií v oblasti Sloviniek je typický aj pre iné územia, kde sa študoval styk gelnickej a rakoveckej série, ako napr. pre oblasť Bukovca, Gelnice, Folkmára, Opátky, aj Črmelského údolia.

Doterajšej rakoveckej sérii sa obyčajne pripisuje flyšoidný charakter sedimentácie voči flyšovému vývoju gelnickej série. Flyšový vývoj gelnickej série je typický iba v psamitickej (flyšovej) fácii (kojšovské súvrstvie). Vo fácii grafitických bridlíc a vo vulkanogénnej fácii je už prevážne flyšoidný vývoj a to hlavne v tých pásmach, kde sedimentácia prebiehala v hlbšom prostredí. Týmto podmienkam zodpovedá aj charakter sedimentácie doterajšej rakoveckej série.

Problém bazálneho súvrstvia rakoveckej série

Hnilecké — vulkanogénne súvrstvie (v zmysle predkladanej novej stratigrafie) má stratigraficky najvyššie postavenie, takže rakovecká séria by sa s ním mala stýkať diskordantne. Podľa doterajšieho rozdelenia gelnickej série by styk s rakoveckou sériou mali obstarávať vrstvy betliarske, čo sa však nikde nepozorovalo. Keďže rakovecká séria sa stýka s vulkanogénnym súvrstvím v novom ponímaní, všetko sa zdá byť na prvý pohľad v poriadku a bolo by potom treba iba upresniť hranicu medzi sériami, ktorá by predstavovala diskordantný styk spôsobený orogenetickou spišskou fázou vrásnenia.

Ak si všimneme stratigrafické postavenie jednotlivých komplexov hornín vulkanogénneho súvrstvia zistíme, že obyčajne najvyššie ležia pyroklastiká a výlevné horniny vulkanizmu kremitých porfýrov, avšak s tými rakovecká séria je v styku celkom ojedinele. Nie je to ani nutné, pretože mohli byť oddenudované počas hiátu spišskej fázy. Lenže pri takomto predpoklade tieto porfyroidy a kremité porfýry by sa mali niekde nájsť v bazálnom súvrství rakoveckej série. Zatiaľ sa však nikde nenašli a ťažko je aj predpokladať, aby sme ich v takýchto jemnozrných horninách, aké predstavuje bazálne súvrstvie, vôbec našli.

Medzi gelnickou a rakoveckou sériou sa predpokladá spišská fáza vrásnenia (FUSÁN — MÁŠKA — ZOUBEK 1955), ktorá bola vrásnivo-metamorfná, to znamená, že treba predpokladať prerušenie sedimentácie, vznik nerovnosti na zemskom povrchu a denudáciu.

Je pochopiteľné, že ďalšia transgresia, nasledujúca po predpokladanom hiáte, nemusela sa prejaviť vznikom bazálnych zlepencov (s evidentným materiálom podložia) na spodu horninovej postupnosti rakoveckej série. Takéto prípady nikde sa nepozorovali. Kremité súvrstvie, ktoré je v posledných rokoch vyčleňované ako bazálne, má však charakter jemných sedimentov (striedanie sa ílovitej a jemného psamitického komponentu), ktoré by mohli vzniknúť iba pri transgresi mora na rovný peneplenizovaný povrch, resp. keby medzi gelnickou a rakoveckou sedimentáciou bolo iba krátkodobé vynorenie, miestami iba splytčenie sedimentačnej pánvy bez silnejšieho prejavu horotvornej fázy, to znamená bez vrásnivo metamorfných účinkov. Toto je ale v rozpore s charakteristikou spišskej fázy, ktorej sa tieto účinky pripisujú.

Sedimenty bazálneho súvrstvia rakoveckej série sa však vyskytujú na mnohých miestach v gelnickej sérii a to v komplexe zelenkavých fylitov, ktorého sú bežným litologickým členom a vyskytujú sa vo viacerých horizontoch. Toto bazálne súvrstvie bolo vyčlenené práve z tohto komplexu zelenkavých fylitov gelnickej série, do ktorého bola dávaná hranica medzi obidvoma sériami.

Tektonické problémy vzťahu gelnickej a rakoveckej série

Pri riešení vzťahu gelnickej a rakoveckej série veľmi často do popredia vystupuje problém, súvisiaci so spišskou fázou vrásnenia. Je to otázka deformačnej

diferencie a v miestach nedislokačného styku oboch sérií aj otázka diskordancie medzi sériami. V severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria deformačné diferencie stanovil MÁŠKA v r. 1953 (in FUSÁN — MÁŠKA — ZOUBEK 1955) na základe drobnoštruktúrnej analýzy v západnom úseku výskytu rakoveckej série. V tej dobe boli do rakoveckej sérii dávané aj horninové komplexy, ktoré neskôr boli zaradené do karbónu, čo pochopiteľne z dnešného stavu poznatkov je treba inakšie hodnotiť.

Výrazná uhlová diskordancia medzi gelnickou a rakoveckou sériou bola stanovená Klincom (1959) v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a to medzi Smolníkom a Pipítkou, podľa ktorého na strmo stojace vrstvy gelnickej série nasadá takmer vodorovne uložené súvrstvie zelenkavých fylitov rakoveckej série. Keďže ide o samostatný problém, je riešený v ďalšej kapitole.

Problém konkrétnej diskordancie v severnej časti rozviedol Snopko (1962) a Bajaník (1962), podľa ktorých ide o uhlovú diskordanciu medzi sériami, ktorú stanovili pomocou drobnotektonickej analýzy. Túto diskordanciu však priamo nikde nevidieť, čo je aj pochopiteľné, pretože nasledujúcim vrásnením mohla byť zotretá, tak isto ako aj predpokladané prvky spišskej fázy. MÁŠKA riešil jej ohýbanie stykom oboch sérií v podobe širšieho dislokačného pásma (hnilecká línia, in 1961).

Ak si však všimneme medzi ktorými súvrstviami stanovil Máška svoju diferenciu (podľa ústneho dopytu) zistíme, že v tom rozhodovali lokality dávané dnes do karbónu. Len v tomto zmysle je jeho diferencia súboru drobnotektonických prvkov správna a zlučiteľná s našimi terajšími výsledkami.

Mapová diskordancia medzi gelnickou a rakoveckou sériou sa uvádza celkom zriedkavo, ako napr. východne od Dobšinej v oblasti Smrečinky. Na základe pochôdzok usudzujem, že skôr tu ide o určité nepresnosti pri vychytávaní hraníc súvisiace s mierkou mapy, ako a mapovú diskordanciu.

Z doterajších výsledkov drobnoštruktívnej analýzy vyplýva, že túto metódu pre pomery paleozoika gemerid je treba zvlášť prepracovať a prispôsobiť tak, aby jej výsledky boli úmerné námahe. Treba brať do úvahy, že viacfázové tektonické prepracovanie spôsobuje značné ťažkosti pri analýze tektonických prvkov, čomu sú potom poplatné aj výsledky.

V stavbe staršieho paleozoika gemerid sa významne uplatňujú smerné zlomy, obyčajne ako prešmyky alebo vrásové prešmyky, často regionálneho významu (prešmyk Jedľovca, ktorý je pozorovateľný od Smolníka po Zlatú Idku, prešmyk na žile Jašterica, na Slovinskej žile, ako aj veľký severogemeridný prešmyk s významnými žilami). Týmto smerným zlomovým systémom nie je zatiaľ venovaná väčšia pozornosť, preto aj málo vieme o ich úlohe a dôsledkoch v stavbe paleozoika gemerid.

Pri podrobnejšom štúdiu týchto línií zisťujeme, že v ich okolí je priebeh bridličnatosti na mnohých miestach voči sebe diskordantný (slovinská línia, jedľovecká línia). Takéto prizlomové diskordancie môžeme vo vnútri staršieho paleozoika očakávať na viacerých miestach. Takéhoto druhu je aj diskordancia medzi gelnickou a rakoveckou sériou v oblasti Sloviniek.

Ďalším zaujímavým zistením je, že jednotlivé bloky obmedzené zlomami nemajú vždy zhodný priebeh drobnotektonických prvkov (napr. severne od Mníška). Je to zjav zrejme neskorší, pokriedový, kedy pri vzniku priečnych zlomov

a pohybe krýh v zmysle pohybových zložiek vodorovnej a zvislej (obyčajne v zmysle ich vektorov) došlo k diferencovaným pohybom okrajov jednotlivých krýh — teda k akémusi pootočeniu (rudimentárne štádium) krýh, čím priebeh tektonických a sedimentárnych textúr v jednotlivých kryhách je smerové vychýlený. Je to ďalšia možnosť vysvetlenia rôzneho priebehu bridličnatosti v jednotlivých rajónoch, ako i medzi sériami.

Uvedené prípady, ako aj miestny nedostatok odkryvov so sedimentárnymi textúrami značne sťažujú drobnoštruktúrnu analýzu, pri ktorej sa potom významne uplatňuje subjektívny činiteľ. Prípady, keď drobnoštruktúrnou analýzou boli vyčlenené alebo podopreté samostatné série, či útvary a neskorším výskumom popretá ich platnosť, nepoukazuje na neseriózność práce jednotlivých autorov, ale na mimoriadne tektonicky komplikované staršie paleozoikum gemeríd. Pritom dôkazy neopodstatnenosti týchto sérií väčšinou už neboli založené na drobnej tektonike, ale na výsledkoch iných metód, prípadne opodstatnenosť nových zistení drobná tektonika „opäť potvrdila".

Prejavy kaledonskej vrásnivo-metamorfnej fázy by sa mali zachovať aj v inventári drobne a stredne-tektonických prvkov. Novšie práce tento predpoklad nepotvrdzujú (ROZLOŽNÍK 1965).

Otázka existencie južnej rakoveckej série

Rakovecké séria na juhu gemeríd v oblasti Štósu a na ďalších ojedinelých výskytoch mala niektoré odlišnosti od rakoveckej série na severe gemeríd. Bol to hlavne nedostatok diabázových hornín.

Podrobným mapovaním v oblasti Smolníka a Kotlinca, kde tzv. južná rakovecká séria bola doložená, sme zistili, že tu ide o normálny vrstevný sled gelnickej série. V doline Kotlina vystupujú v menších antiklinálach masívne metapsamity s vložkami tmavých fylitov, ktoré zodpovedajú psamitickej fácii gelnickej série. Nad nimi leží súvrstvie grafitických bridlíc s lyditmi a vyššie vulkanogénne súvrstvie, ktoré je tu zastúpené hlavne svojou spodnou časťou — komplexom zelenkavých fylitov (zodpovedá doterajšej južnej rakoveckej sérii). Medzi súvrstvím grafitických bridlíc a vulkanogénnym súvrstvím je prechodný horizont, v ktorom pozorujeme, na množstve veľkých odkryvov, striedanie sa fylitov oboch súvrství a to ako v prúžkoch, tak aj v metrových polohách. Prechod medzi obidvoma typmi je pozvoľný. Postupne potom prevládajú zelenkavé fylity vulkanogénneho súvrstvia, v spodnej časti s diabázovými tufitmi, chloritickými fylitmi a kremitými fylitmi. Vyššie sú zelené až tmavozelené veľmi jemné (pelitické) fylity, ktoré vo vrchných obzoroch obsahujú vložky porfyroidov (severne od kóty Kotlinec a na východnom hrebeni Kotlinca, ktoré pokračujú k Štóskému vrchu). Spolu s nimi sa vyskytujú aj bázickejšie popolové tufity a fialové fylity. Podobný vrstevný sled bol zaznamenaný aj na hrebeni V od Pipitky a tiež vo vrte, ktorý popisuje KLINEC (1959).

Súvrstvie doterajšej rakoveckej série v oblasti Kotlinca je intenzívne zvrásnené spolu s podložnými grafitickými fylitmi a kvarcitmi, vytvárajúc tak jednotný vrásový systém a kontinuitný litofacialny vývin gelnickej série.

Výrazná mapová diskordancia, ktorú tu uvádza KLINEC (1959) je subjektívneho charakteru a je dobre vysvetliteľná z prílohy č. 2. Drobnoštruktúrny vý-

skum, ktorý som tu robil s GROSOM, nepreukázal diskordanciu medzi doterajšou južnou rakoveckou a gelnickou sériou.

Z vyššie uvedeného možno dôvodiť, že doterajšia južná rakovecká séria zodpovedá, v zmysle súčasne predkladanej stratigrafickej schémy, hnileckého (vulkanogénnemu) súvrstviu gelnickej série a to smolníckemu vývinu.

Problém existencie pipitskej a črmelskej série

V staršom paleozoiku gemeríd boli vyčlenené ešte ďalšie dve série a to pipitská (MÁŠKA 1956) a črmelská (MÁŠKA 1959). (viď Tekton. mapu ČSSR — 1961.)

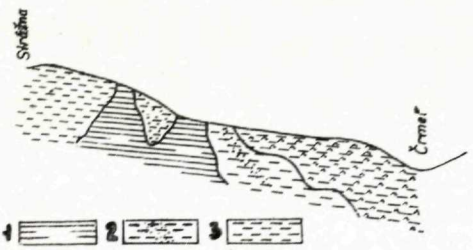
Pôvodne pipitskú sériu začlenil MÁŠKA do spodného karbónu, neskôr (MÁŠKA 1961)do spodného devónu medzi gelnickú a rakoveckú sériu, pričom náplň tejto série značne rozšíril a zahrnul do nej takmer všetky typy hornín gelnickej série. Východnú časť gemeríd považuje za oblasť spoločného vystupovania gelnickej a pipitskej série. (Na niektoré závery však upozorňuje, že sú provizórne.)

Neopodstatnenosť pipitskej série rozviedol KLINEC (1959) a pričlenil ju ku gelnickej sérii ako vrstvy drnavské (považuje ich za ekvivalent vrstiev betliarskych). Neskôr (GRECULA 1965—67) podstatná časť hornín bývalej pipitskej série bola začlenená do spodného flyšového súvrstvia gelnickej série.

Horniny pipitskej série tvoria buď spodnú časť gelnickej série (Kotlinec, Jedlovec), alebo sú na spodu vulkanog. súvrstvia (pri Drnave, Rožňave).

Všeobecne možno povedať, že pipitská séria nemá ani jeden určujúci predpoklad, aby bola vyčlenená ako samostatná séria. Litofaciálne je celkom spätá s gelnickou sériou a predstavuje od spodu psamitickú — flyšovú fáciu, ktorá v časovom slede vývoja gelnickej série je na jej začiatku a pozvoľne je spätá s nasledujúcimi (vyššími) litofaciálnymi celkami.

Črmelská séria bola vyčlenená na základe litologického vývoja severne od Košíc. Bola charakterizovaná zelenými a fialovými fylitmi a vulkanickými (diabázovými) horninami. Najprv bola dávaná ako možný ekvivalent gelnickej série (MÁŠKA 1959), neskôr ako ekvivalent rakoveckej série (MÁŠKA 1961). MAHEĽ (1954) toto súvrstvie považuje za netypický vývin rakoveckej série a FUSÁN (1959) ju stotožňuje tiež s rakoveckou sériou.



Obr. č. 2 Geologický rez severne od Črmelského údolia smerom na Kavečany.
1-grafiticko-sericitické fylity (betliarske súvrstvie), 2-komplex zelenkavých fylitov s vložkami kyslých tufitov, 3-diabázové horniny vcelku (2—3-hnilecké súvrstvie).

V komplexe hornín tzv. črmelskej série sú aj pásma grafiticko-sericitických fylitov s lyditmi, v nadloží ktorých sú zelenkavé fylity a komplex vulkanických hornín diabázového charakteru (ktoré prevládajú), ale aj horniny vulkanizmu kremitých porfýrov. Tento vrstevný sled zodpovedá faciálnemu vývinu gelnickej série, do ktorej patria aj horniny tzv. črmelskej série a to fácii grafitických bridlíc a vulkanogénnej fácii (obr. č. 2). Ako samostatný celok ju snáď možno ponechať len s ohľadom na jej izolovaný geografický a tektonický výskyt.

Záver

Z vyššie uvedeného rozboru problematiky jednotlivých sérií staršieho paleozoika gemerid možno vyvodiť:

— pri vyčleňovaní sérií hlavnú úlohu hrali odlišností v litologickom vývoji v určitých regionoch

— prejavy kaledonského orogénu — vrásnivometamorfnej spišskej fázy nie sú evidentné. Kaledonskému orogénu môže odpovedať tektonický rozruch v zemskej kôre a intenzívna vulkanická činnosť vo vyšších súvrstviach gelnickej série

— vulkanizmus doterajšej rakoveckej série korešponduje časove s vulkanizmom gelnickej série v starom ponímaní, v ktorom pozorujeme určité zonálne usporiadanie čo do charakteru vulkanizmu

— litofaciálny vývoj doterajšej rakoveckej a gelnickej série je kontinuitný.

— doterajší povrchový a hlbinný (vrtný) výskum dokazuje, že vulkanogénne súvrstvie a to či už v porfyroidovom (v doterajšom ponímaní gelnickej série) alebo v diabázovom vývine (doterajšia rakovecká séria), sa vždy vyvíja z podložného súvrstvia grafitických bridlíc, pod ktorým ešte vystupuje spodné detritické súvrstvie. To znamená, že je preukázaný ten istý kontinuitný superpoziční sled v oboch prípadoch, z čoho potom vyplýva pre stratigrafiu staršieho paleozoika gemerid, že súvrstvie s vulkanitmi predstavuje iba vrchnú časť gelnickej série, ktoré je charakterizované miestne rozdielnym vulkanizmom.

Na základe týchto zistení jediným reprezentantom staršieho paleozoika gemerid je gelnická séria v novom ponímaní, s tromi základnými fáciálnymi vývinmi a to od spodu s fáciou psamitickou — flyšovou (ku ktorej patrí aj časť hornín bývalej pipitskej série), ďalej s fáciou grafitických bridlíc a najvyššie s vulkanogénnou fáciou, v rámci ktorej vznikali aj horniny bývalej rakoveckej a črmelskej série.

Lektoroval: dr. M. Máška, CSc.
Doručené: 24. IV. 1970

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

Literatúra

Zoznam literatúry je pri nasledujúcom článku Grecula: K stratigrafii staršieho paleozoika gemerid.

References see „On the Stratigraphy of Lower Gemeride Paleozoic" by Grecula

RESUMÉ

The Gelnica Series — the only Representative of the Lower Gemeride Paleozoic

PAVOL GRECULA

In the last period. the lower Gemeride Paleozoic (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) was represented by two independent series characterized by different lithological, tectonic and volcanic developments. The Gelnica series (Cambrian-Silurian) was characterized — in addition to terrigene sediments — by the volcanism of quartz porphyries. The younger Rakovec series (Devonian) was represented by diabase volcanism. Between the two series the Caledonian orogene folding phase and that of regional dynamometamorphism were placed.

The next two series, viz. the Pipitka and Črmel, represented only a lithological modification of the preceding two series, the Pipitka one of which had already been referred to the Gelnica series (KLINEC 1959).

The determination of two independent series in the lower Gemeride Paleozoic was based upon the different character of volcanism. Later on (MÁŠKA 1955) an unconformity was found between the Gelnica and the Rakovec series. Stratigraphical extent of the separate bed sequences could not be determined precisely, since in the lower Gemeride Paleozoic no fossils occurred. The sequences were therefore compared with analogous formations in other geological regions.

Doubts about the existence of the independent Rakovec series in the last period were increasing due to the results of surficial investigations and to the results of technical works. They are as follows:

1. On the basis of the existing stratigraphy, the sequence of graphitic phyllites was considered the uppermost member of the underlying Gelnica series. The overlying Rakovec series was nowhere in contact with the facies. According to the new stratigraphy of the lower Gemeride Paleozoic (cf. the article „On the stratigraphy of lower Gemeride Paleozoic") the uppermost member of the Gelnica series is represented by a volcanogene sequence composed of a lower complex of green phyllites and of an upper volcanic complex. The Rakovec series is in contact with the complex of green schists from which it is gradually developing (as documented on the surface as well as by deep drilling).

2. Between the Gelnica and the Rakovec series, Caledonian folding (on the boundary of Silurian-Devonian) metamorphism and a hiatus were supposed.

In some places conglomerates should represent a transgressive member of the Devonian Rakovec series. Although in the last period to the basis of the Rakovec series quartzous rocks were referred, the question was predominantly in extremely finegrained psammites, alternating with schists.

3. The boundary between the Gelnica and the Rakovec series is not stable, it is put in various authors. Generally, the boundary is shifted still farther into the Gelnica series, discordancy, naturally, shifting as well.

4. No map unconformity (angle unconformity contact of rock belts of both series) has been reliably documented.

5. The stock of tectonic elements of both series is the same, although in some places unconformable relation between the series has been found near larger strike dislocations. Generally it may be assumed, that the results of fine-structural analyses have been ambigous, sometimes they are even contradictory. It seems natural, since the Gemeride Palaeozoic has been tectonically affected in several phases. This has made the research of minor tectonics considerably difficult.

The latest research shows that lithofacial development of the lower Gemeride Palaeozoic is continuous and homogenous. The develcpment is differentiated as late as in its upper part, mainly by different character of volcanism. Characteristic is great differentiation of magma, made still more conspicuous by its being bound to deep-reaching synsedimentary faults. Thus in the same time various quantitative heaping of acid and basic rocks takes place. They also alternate within the zones.

Towards the basement the upper volcanic complex composed either of predominantly diabase rocks (the former Rakovec series) or of porphyroids (the former conception of the Gelnica series) passes slowly into a complex of green phyllites and then to farther lower lithofacial sequences.

This may lead to the conclusion about the Gelnica series being the only representative of lower Palaeozoic, the existing Rakovec series (and the Črmel series) being only a local development of the uppermost volcanogene sequence of the Gelnica series. The Pipitka series corresponds to the lowermost psammite (Flysch) development of the Gelnica series. Then the Caledonian orogene was not active in folding-metamorphism in Gemeride, being only indicated by intense volcanic activity in the upper part of the Gelnica series.

(Explanatory notes to enclosures and figures see pp. 215—216).

K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

PAVOL GRECULA

Observations sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur des Gémérides

La stratigraphie du Paléozoïque inférieur des Gémérides n'est pas déterminée précisément jusqu'ici par manque de fossiles. Cet article représente une contribution à la précision de la stratigraphie se basant sur l'étude du lithofaciès, sur les indications superficielles et les forages structuraux.

On délimita 3 lithofaciès principaux qui sont développés dans une région étendue, ils sont stables et ne se répètent pas. En même temps, ils représentent les horizons stratigraphiques dont l'âge est fixé à l'aide de la comparaison avec les développements semblables apparaissant dans les autres régions tectogéologiques. Sur la base se trouve le faciès psammitique-flycheux (assise de Kojšov), plus haut il y a le faciès des schistes graphitiques (assise de Betliar) et le plus haut est situé le faciès volcanogène (assise de Hnilec) comprenant le complexe de phyllites vertes situé plus bas et le complexe volcanique situé plus haut par lequel le stade de développement géosynclinal calédonien-hercynien finit.

Úvod

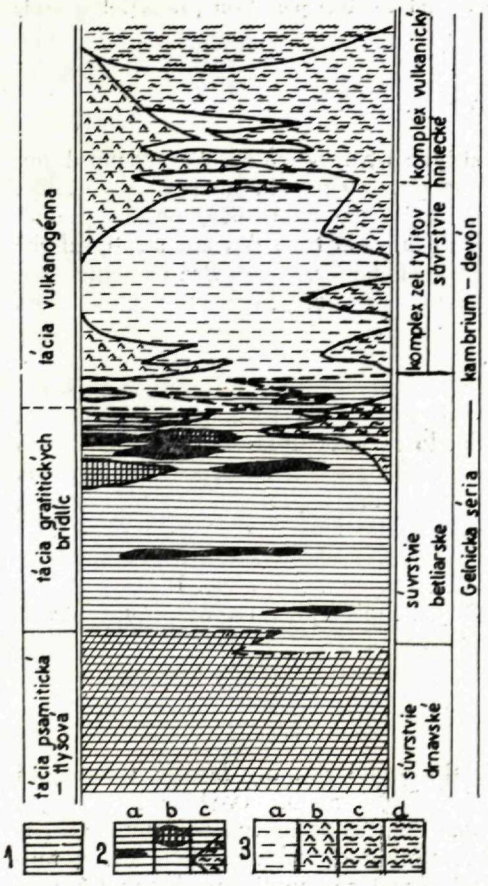
Vyčlenenie staršieho paleozoika od ostatných útvarov paleozoika gemeríd nerobilo veľké ťažkosti, avšak zaradiť jednotlivé skupiny hornín staršieho paleozoika do nejakej stratigrafickej schémy bolo už podstatne zložitejšie, pretože neboli a ani dnes pre toto nie sú paleontologické dôkazy. Z toho dôvodu stratigrafické členenie sa rýchlo menilo a v rôznych oblastiach bolo odlišné. Pre členenie sérií poslúžili teda skupiny hornín, ktoré sa vyskytovali v celých gemeridách a ktoré sa stali pre ne typické.

Počas štúdia geologickej stavby vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a jej vzťahu k rudným ložiskám sa postupne vynárali problémy a to v súvislosti s aplikáciou rôznych členení gelnickej série na pomery tohto územia. Bolo možné porovnať niektoré časti, nepodarilo sa však uplatniť tú-ktorú schému celú a to ani faciálnym obsahom, tak ani podľa zákona superpozície. Zároveň sa hromadilo veľké množstvo faktov a to práve tak z geologického mapovania, ako aj z technických prác, na základe ktorých bolo možné v posledných rokoch urobiť si novú predstavu o geologickej stavbe tejto časti gemeríd, ktorá pochopiteľne súvisí so základným stratigrafickým delením gelnickej série. Boli objasnené niektoré tektonické komplikácie, ktoré predtým mali vplyv na nesprávne stratigrafické začleňovanie hornín (smolnícka fáza).

Stratigrafia

Pri štúdiu geologickej stavby sa vynímajú určité skupiny hornín so svojimi typickými predstaviteľmi, ktoré majú regionálnejší rozsah (vedúce horizonty). U týchto skupín hornín bolo možné konštatovať, že počas ich sedimentácie panovali v podstate tie isté podmienky, ktoré určujú charakter sedimentácie; takzvaný tektonický režim a s ním súvisiaci vývoj magmatizmu, ktorý výrazne

zanechal svoje stopy v charaktere hornín, ďalej litologické, biologické, geografické podmienky, ktoré sú pre rôzne súvrstvia hornín odlišné a pre to-ktoré súvrstvie typické. Ide teda o superponované formačné fácie s typmi hornín, ktoré vo väčšine prípadov sú odlišné od hornín inej fácie. Za základ rozdelenia gelnickej série, teda boli zobrané takéto fácie s odlišnými vývojmi, avšak vždy v rámci základnej fácie. Tieto fácie predstavujú zároveň aj určité stratigrafické celky, avšak nie také, ktorých by spodná i vrchná hranica bola stabilná a na všetkých miestach súčasná. Začiatok i ukončenie, resp. zánik určitých faciálnych podmienok (fácie) sa nedeje všade naraz a ani nie všade ostro, ale obyčajne pozvoľne s vývinom prechodných typov. V hraničných obzoroch môže dôjsť aj k zopakovaniu alebo obnoveniu podmienok predošlej fácie na určitý čas a k sedimentácii hornín predošlej fácie. To znamená, že fácie, ktoré sú základom rozdelenia gelnickej série netreba chápať ako prísne vymedzené stratigrafické celky s pevným a nemenným horninovým obsahom, ale ako faciálne-litologické celky, ktoré navzájom voči sebe zachovávajú tú istú stratigrafickú pozíciu a sú charakterizované vývojom vodiacich litologických horizontov (charakteristické pre určitú fáciu), ktoré nesú znaky príslušnej fácie.



Vo východnej časti gemeríd, ale aj inde bolo možné vymedziť tri takéto formačné fácie a to fáciu psamitickú (flyšovú), ktorá zaujíma najnižšie položenie, fáciu grafitických bridlíc, ďalej fáciu vulkanogénnu. Charakteristika jednotlivých fácií bude podané pri ich popise. Podobne ako pri predošlých členeniach gelnickej série brali sa do úvahy niektoré typy hornín, ako napr. magmatické horniny, alebo súvrstvie grafitických bridlíc, avšak ich celkové ponímanie, ale hlavne stratigrafické a tektonické postavenie je podstatne iné, ako to bolo u väčšiny posledných delení. Komplex hornín jednotlivých fácií v oblastnej stratigrafickej stupnici budeme označovať ako súvrstvia.

obr. č. 1. Litostratigrafická kolonka gelnickej série.

1 — metapsamity striedajúce sa s fylitmi, 2 — grafiticko-sericitické fylity s lyditmi (a), karbonátmi (b), kyslými i bázickými pyroklastikami (c), 3a — chloritické, chloriticko-sericitické fylity, tenkovrstevnaté kvarcity, 3b — diabázové horniny vcelku, 3c — kyslé a intermediárne pyroklastiká, 3d — kremité porfýry.

(Miesto súvrstvia drnavského má byť súvrstvie kojšovské.)

Tabuľka č. 2

PREHĽAD STATIGRAFICKÉHO DELENIA GELNICKEJ SÉRIE

Kuthan (1950)	Fusán – Máška – Zoubek (1955)	Máška (1956)	Snopko (1957)	Klinec (1959)	Andrusov (1958)	Ivanov (1965)	Fusán (1967)
séria uhornianska	súvrstvie organogénne	komplex pačiansky	vrstvy betliarske	vrstvy drnavské ako ekvivalent betliarskych vrstiev	vrstvy volovecké	súvrstvie betliarske	drnavské betliarske
	vulkanogénne	komplex betliarsky	vrstvy pačianske	vrstvy pačianske	vrstvy uhornianske	súvrstvie prakovské	pačianske
séria drnavská	detritické		vrstvy vlachovské	vrstvy vlachovské	vrstvy vlachovské	súvrstvie vlachovské	vlachovské

Tabuľka č. 1

STATIGRAFICKÁ SCHÉMA STARŠIEHO PALEOZOIKA GEMERÍD – (GRECULA 1970).

		Reg. stratigrafická stupnica	Faciálny vývin	Lokálne vývíny				Litologická charakteristika
		vrchný karbón						
		Hercynské vrásnenie						
kambrium – devón	Gelnická séria	súvrstvie hnilecké: komplex vulkanický	fácia vulkanogénna	vývin rakovecký (fylit-diabázový)	vývin mníšanský (fylit-diabáz-porfýroidový)	vývin uhorniansky (fylit-porfyroidový)	vývin smolnícky (fylitový)	Vulkanický komplex: rôzne druhy pyroklastík a výlevné zriedkavo žilné formy kyslého až bázického vulkanizmu. (vlož. chlor.-ser. fylitov)
		súvrstvie hnilecké: komplex zelenkavých fylitov						Komplex zelenkavých fylitov: chlor.-sericit. fylity, jemnovrstevnaté zelenkavé kvarcity, kyslé až báz. vulkan. horniny.
		súvrstvie betliarske	fácia grafitických bridlíc	vývin nižnoslanský (s karbonátmi a s bohatším zastúpením vulkanitov)		vývin jedľovecký (bez karbonátov s lyditmi, podradným zastúpením vulkanitov)		grafiticko-sericitické fylity s vložkami lyditov, metapsamitov, karbonátov a kyslých menej bázických pyroklastík
		súvrstvie kojšovské	fácia psamitická – flyšová					metapsamity striedajúce sa s piesčitými fylitmi, zriedkavé vložky drobnookruhliakových zlepencov

Tabuľka č. 3

POROVNANIE NOVÉHO STATIGRAFICKÉHO DELENIA STARŠIEHO PALEOZOIKA S DOTERAJŠÍMI STRATIGRAFICKÝMI SCHÉMAMI.

				Kuthan (1950)	Fusán Kamenický Kuthan (1953)	Fusán	L. Kamenický	Fusán Máška Zoubek (1955)	Máška		Snopko	Andrusov	Klinec (1959)	Grecula	Ivanov (1965)	Bajaník (1962, 1968
kambrium – devón	Gelnická séria	SÚVRSTVIE HNILECKÉ	vývin rakovecký	fylit-diabázová séria	fylit-diabázová séria	fylit-diabázová séria		fylit-diabázová séria	fylit-diabázová séria	séria črmelská (1959)	fylit-diabázová séria	rakovecká séria (1958)	rakovecká séria	vulkanogénne súvrstvie (1965–66)	rakovecká séria	rakovecká séria: vulkanogénne súvrstvie, báz. súvrst.
			vývin uhornianský mníšanský	uhornianska séria	uhornianska séria			vulkanogénne a detritické súvrstvie	komplex pačiansky (1956)		vrstvy pačianske vrstvy vlachovské (1957)	vrstvy uhornianské a vlachovské	vrstvy pačianske		vrstvy vlachovské	
			vývin smolnícky			južná fylit-diab. séria (1954)							južná rakovecká séria		prakovské súvrstvie	
		SÚVRSTVIE BETLIARSKE		drnavská séria	vrchný horizont drnavskej série			organogénne súvrstvie	komplex betliarsky (1956)		vrstvy betliarske (1957)	vrstvy volovecké	vrstvy drnavské	súvrstvie grafitických bridlíc	betliarske vrstvy	
		SÚVRSTVIE KOJŠOVSKÉ			drnavská séria	spodný karbón na Pipitke a Drnave (1954)	spodný karbón na Súľovej (1954)		pipitská séria (1956–1961)		Spodný karbón (1957) detritický vývoj vrstiev vlachovských (1962)			súvrstvie flyšové – detritické		

V predkladanom stratigrafickom delení staršie paleozoikum je reprezentované iba jednou sériou a to gelnickou, zatiaľ čo bývalá rakovecká séria, vzhľadom na jej litofaciálnu a tektonickú spätosť s gelnickou sériou, je pričlenená do vrchnej časti gelnickej série a to k hnileckému súvrstviu. V tomto zmysle je aj potrebné redefinovať gelnickú sériu, ako bola pôvodne stanovená ANDRUSOVOM — MATĚJKOM (1931) a neskoršie spresňovaná (ANDRUSOV 1958, MÁŠKA 1961, FUSÁN 1967 a iní).

Gelnická séria reprezentuje mocný, vo vnútri veľmi zložitý staropaleozoický komplex terigénnych peliticko-psamitických sedimentov flyšovej a flyšoidnej povahy, zriedkavejšie silicitov a karbonátov a vulkanických hornín od acidných až po bazické typy, zastúpených väčšinou pyroklastikami, výlevnými formami, menej žilnými telesami. Celý horninový komplex predstavuje produkt subsidenčnej synvulkanickej panvy kaledonsko-hercynskej vývojovej geosynklinálnej etapy, ukončenej hercynským vrásnením a epimetamorfózou, za vzniku vrásových štruktúr prevažne so severnou vergenciou a bridličnatosti (vrstevná). Kaledonský orogén sa vrásnivo — metamorfne neprejavil, môže mu zodpovedať intenzívna vulkanická činnosť vo vrchnej časti gelnickej série. Pri alpskej tektogenéze gelnická séria bola tektonicky prepracovaná, čoho výsledkom je vrásovo-prešmyková (až šupinovitá) stavba a výrazné klivážové štruktúry. Tvorí štruktúrne jadro gemeridného antiklinória. Stratigrafický rozsah nie je paleontologicky preukázaný, môže zastupovať kambrium — devón. Gelnická séria sa skladá z 3. litofaciálnych a zároveň aj stratigrafických celkov. Spodná časť je terigénna, v typickom flyšovom vývoji pravdepodobne po predchádzajúcom orogéne, stredná časť je pelitická v prostredí málo vetraného mora s miestnou tvorbou karbonátov, silicitov a vulkanických hornín. Vrchná časť je vulkanogénna.

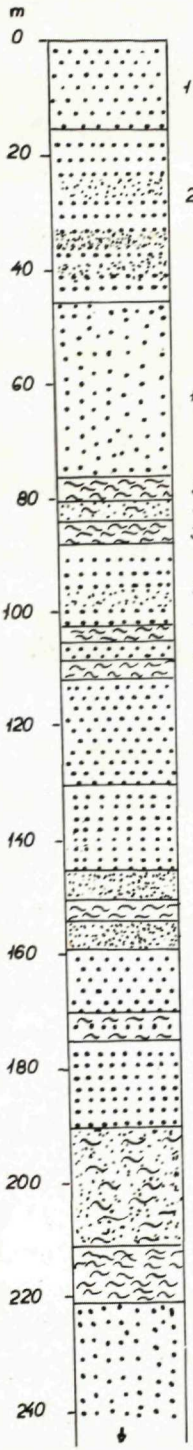
Súvrstvie kojšovské (fácia psamitická — flyšová)

Predtým toto súvrstvie sa označovalo ako flyšové, resp. detritické (Grecula 1965, 1966). Odhliadnuc od toho, že v zmysle stratigrafických zásad je potrebné ho pomenovať, nie je možné názov flyšové súvrstvie naďalej ponechávať, pretože to zvádza prisudzovať flyšový charakter sedimentácie gelnickej série iba tomuto súvrstviu. Je však nepochybné, že predmetný komplex hornín má najtypickejšie znaky flyšového vývoja (sedimentárne textúry, litologický vývoj, zatiaľ čo vyššie súvrstvia sú už prevažne flyšoidné).

Stratigraficky kojšovské súvrstvie vystupuje najnižšie v gelnickej sérii. Niet dôkazov na to, aby sme ho označili za bazálnu časť gelnickej série, hoci to litologický vývoj i charakter sedimentácie dosť naznačujú. Nedá sa ani povedať, že poznáme podstatnú časť tohto súvrstvia, hoci pri neznalosti podložia, resp. bázy je veľmi obtiažne sa orientovať hoci aj v relatívnej stratigrafickej úrovni. Sťažuje to aj tektonická komplikovanosť antiklinálnych vrásových štruktúr, ktoré sú tvorené kojšovským súvrstvím. A tak môžeme iba uvažovať a z celkového faciálneho vývoja flyšovej sedimentácie usudzovať, že poznáme najskôr iba vrchnú časť kojšovského súvrstvia.

Názov je volený podľa obce Kojšov, kde južne od obce je toto súvrstvie pekne vyvinuté, hlavne po chrbte smerom na Tamborovu. Typický profil je aj v doline Hrelíkov potok južne od Prakoviec, v zárezе cesty.

Pozostáva zo psamitov a pelitov epizonálne metamorfovaných v kvarcity a fylity (obr. č. 2.), ktoré sa striedajú, pričom kvarcity prevládajú nad fylitmi. V ce-



lom profile najčastejšie pozorujeme monotónne striedanie oboch základných petrografických typov hornín s početnými sedimentárnymi textúrami (gradačné zvrstvenie, šikmé, konvolutné) a veľmi hojný inventár drobno i strednotektonických prvkov. Pri veľkých sedimentárnych rytmoch (10 m i viac) pozorujeme mocné lavicovité až masívne polohy kvarcitov, často hrubozrnné (0,5—1 mm), alebo zase fylitov, ktoré miestami je možné aj kartograficky zaznamenávať. Prevláda drobnorytmické (mm až niekoľko cm) striedanie psamitov a pelitov.

Okrem rytmickej sedimentácie, pre kojšovské súvrstvie je dôležitá aj sivá farba s varietami tmavosivej až čiernej a žltosivej, ďalej zrnitosť, ktorá sa pohybuje u kvarcitov až do 2 mm, najčastejšie okolo 0,5 mm.

Fylity, ktoré sa striedajú s kvarcitmi, sú prevažne jemne piesčité; najčastejšie ide o sericitické, menej grafiticko-sericitické. Farba podobná ako u kvarcitov, ibaže je vždy tmavších odtieňov.

Uvedené charakteristiky je potrebné uviesť, pretože sa javia ako dôležitý odlišovací znak od podobných petrografických typov, predovšetkým v hnileckom súvrství.

Okrem popísaných litologických typov hornín v kojšovskom súvrství sú aj zlepence, ktoré sú dosť zriedkavé. Sú drobnozrnné (3 až 5 mm), zložené z valúnov kremeňa. Z vystupovania v Kostolnej doline (S od Medzeva) usudzujeme, že aj v iných prípadoch budú tvoriť bázu sedimentárneho rytmu s gradačným zvrstvením. Vyššie prechádzajú do hrubozrnných kremencov s postupným zmenšovaním zŕn.

Iný typ sú zlepence intraformačné, ktoré sú zložené z úlomkov bridlíc, pieskovcov rôzneho tvaru a veľkosti. Bridličnatosť týchto úlomkov je zhodne orientovaná s bridličnatosťou celej horniny.

Kojšovské súvrstvie vystupuje, okrem oblasti Mníšek — Prakovce — Kojšov, aj na iných miestach, ako napr. Drnava — Pipitka — Kotlinec, Smolnícka Huta — Jedlovec — Zlatá dolina, Trochanka — Zlatá Idka, Medzev — Lúcia, Vysoký vrch — Podsúlová — Súľová a v ďalších menších výskytoch.

Spodná hranica kojšovského súvrstvia nie je známa a nie je známe, či toto súvrstvie je najspodnejším. Vrchná hranica vykazuje pozvoľný faciálny prechod do nadložnej fácie grafických bridlíc. Prejavuje sa to zjemňovaním psamitickej frakcie a zároveň aj jej kvantitatívnym ústupom oproti pelitickej zložke. Tmavé bridlice v striedaní sa s kremencami sú častejšie a stále

obr. č. 2. Litologický profil kojšovským súvrstvím vo vrte SF — 4 (Jedlovec).

1 — masívne tmavé kvarcity, 2 — lavicovité kvarcity, miestami drobnorytmické s gradačným zvrstvením, 3 — sericitické fylity, 4 — piesčité fylity, 5 — grafitickosericitické fylity.

mocnejšie, takže miestami už pravládajú a kremence v nich tvoria iba vložky. Tak ako kremence nadobúdajú piesčitejší charakter, u bridlíc piesčitá prímes ustupuje a prevláda ílovitá substancia až nakoniec sedimentujú ako horniny nasledujúcej fácie. Okrem toho vo vrchných častiach sa začína prejavovať aj vplyv málo vetraného mora a to vznikom bridlíc s grafitickou prímesou. Tento prechodný horizont je rôzne mocný, maximálne dosahuje až 100 m a možno ho pozorovať iba pri voľnejších vrásových štruktúrach a tektonicky málo namáhavých častiach, kde súvrstvia nie sú vyvalcované. Je to obyčajne na južných krídlach vrásových (antiklinálnych) štruktúr, ako napr. južne od Jedľovca (Jedľovec — Kremelské lúky).

Názory na zaradenie hornín kojšovského súvrstvia sa veľmi menili. Tak napr. ŠTÚR (1859) časť flyšového súvrstvia v okolí Jedľovca dáva ku „karpatskej rule" — teda k porfyroidom, inde k ostatným horninám „eozoického masívu Volovca". BÖCKH (1907) kremence v oblasti Pipitky zaradil do permu. P. ROZLOZSNÍK (1912) v okolí Zlatej Idky ich označuje ako „zónu kremencových bridlíc". J. ŠUF (1936) flyšové súvrstvie zahrnul do svojej rožňavsko-železníckej série a to do súvrstvia pieskovcových hornín, ktoré sú vyčlenené aj na geologickej mape. Jeho súvrstvie sa zhruba kryje s kojšovským súvrstvím s tým rozdielom, že Šuf k nemu zahrnul aj kremité horniny iných, stratigraficky vyšších súvrství. Vekove toto súvrstvie zaradil do permu.

Na geologických mapách (1:25 000) vydaných ŠGÚ v Bratislave (KUTHAN, KANTOR, J. KAMENICKÝ) súvrstvie psamitov nebolo vyčlenené od ostatných hornín. KUTHAN (1950) ho z veľkej časti zaradil k svojej sérii drnavskej, teda k staršiemu paleozoiku, ako aj FUSÁN — KAMENICKÝ — KUTHAN (1953) napr. v oblasti Podsúľovej, ktoré L. KAMENICKÝ (1954) zaradil ku karbónu. FUSAN — MÁŠKA — ZOUBEK (1955) kremence z oblasti Pipitky a Rákoša zaradili k spodnému karbónu, ktorý definovali ako komplex psamitických hornín, miestami so zlepencami a lyditmi. Kremence, pieskovce, fylity, lydity a zlepence v oblasti N. Slaná — Suľová pokladal FUSÁN (1957) a SNOPKO (1957) za spodnokarbónske. MÁŠKA (1959, 1960) súvrstvie kremencov a bridlíc v oblasti Pipitky vymedzil ako „pipitskú sériu" s diskordantným obmedzením a pokladá ju za spodnokarbonskú (C_1) neskôr (1961) za devón. KLINEC (1958, 1959) pipitskú sériu, na základe drobnej tektoniky a sedimentárnych textúr, priradil opäť do gelnickej série. Ako dôkaz uvádza polohy porfyroidov, a že na nej leží diskordantne rakovecká séria. Súvrstvie bývalej pipitskej série definoval ako komplex kvarcitov a drob s polohami fylitov, intraformačných brekcií a zlepencov s vložkami porfyroidov a označil ich ako vrstvy drnavské, ktoré paralelizoval s vrstvami betliarskými a o ktorých FUSÁN (1963) súdi, že patria buď spodným častiam gelnickej série alebo, že zaujímajú najvyššie postavenie v gelnickej sérii (tak boli aj vyznačené na generálnej mape).

Neskoršie SNOPKO (1962), (in Fusán 1963, 1967) súvrstvie kremencov z Podsúľovej zaradil do vrstiev vlachovských. Okrem tohto priradenia súvrstvia kremencov a bridlíc z Podsúľovej do vlachovských vrstiev, paralelizácia kojšovského súvrstvia s vrstvami vlachovskými (podľa Snopka — 1957) by bola veľmi obtiažna.

Súvrstvie betliarske (fácia grafitických bridlíc)

Názov pre toto súvrstvie, ako betliarske, je účelné ponechať pre jeho vžitosť, ako aj preto, že v podstate litologická náplň je veľmi podobná tej, ktorú stanovili MÁŠKA (1956) FÚSAN — MÁŠKA (1956).

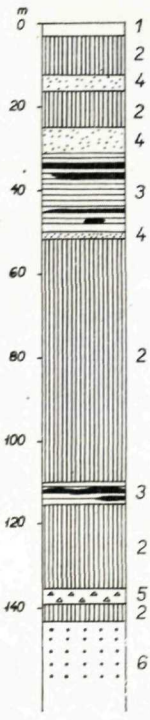
V nadloží kojšovského súvrstvia sa pozvoľne vyvíja súvrstvie betliarske, ktoré predstavuje svojrázne súvrstvie gelnickej série, dobre identifikované s typickými litologickými typmi hornín.

Hlavným predstaviteľom súvrstvia sú grafické ílovité bridlice, ktoré boli buď len veľmi slabo metamorfované, takže si prakticky charakter bridlíc zachovali, väčšinou však ide o fylity s menšími rozdielnosťami v mineralogickom zložení, ktoré potom určuje ich petrografické pomenovanie. Najčastejšie sú zastúpené grafitickoseritické typy, zatiaľ čo grafitické bridlice tvoria iba tenšie polohy v grafiticko-sericitických fylitoch. Vyskytujú sa aj typy, u ktorých k predošlým

minerálom pristupuje aj chlorit. Terénne rozlišovanie spomenutých variét prakticky nie je možné, pretože medzi nimi sú veľmi malé rozdiely a grafitická prímes je u všetkých typov prítomná, takže potom aj farba horniny je vždy tmavošedá až čierna. Svetlejšie variety sú taktiež prítomné, pravda, väčšinou je to spôsobené prímesou psamitického materiálu. Zelenkavá farba bridlíc u toho súvrstvia je veľmi zriedkavá, avšak nikdy netvorí významnejšie polohy, ale iba tenké prúžky u niektorých páskovaných typov bridlíc. Častejšie sa vyskytuje až vo vrchnej časti súvrstvia a to hlavne v prechodnom horizonte k vyššiemu súvrstviu.

Ďalším typom sú páskované grafitické fylity, ktoré už nie sú tak bohato zastúpené ako predošlý typ. Nie je ich možné nejako kartograficky vymedziť, pretože sa vyskytujú spolu so vzájomným striedaním sa i pozvoľnými prechodmi a pritom patria v podstate tomu istému litologickému typu. Tmavé prúžky sú ílovité, svetlejšie veľmi jemnozrnné — prevažne piesčité. Okrem týchto, v podstate pelitických typov grafitických bridlíc, sú aj polohy s hrubozrnenjším piesčitým materiálom, ktoré tvoria vložky, obyčajne nesúvislého priebehu a to mocnosti radu cm až meter. Sú taktiež šedej až tmavošedej farby a petrograficky zodpovedajú piesčitým bridliciam až pieskovcom v kojšovskom súvrství. Prítomné sú aj polohy sivých a tmavých metapsamitov. Grafitické bridlice, spolu s piesčitými vložkami, tvoria podstatnú časť súvrstvia, miestami iba ony reprezentujú celé súvrstvie.

Ďalším typickým predstaviteľom fácie grafitických bridlíc sú lydity. Sú to väčšinou čierne, makroskopicky celistvé kremité horniny, ktoré tvoria vložky, alebo vytvárajú aj samostatné mocné (10—100 m) polohy. Lydity nevytvárajú nijaké stabilné, ani litologické, ani stratigrafické horizonty. Možno však pozorovať, že sa nevyskytujú, alebo len zriedkavo v spodnejších častiach súvrstvia grafitických bridlíc a u komplexov páskovaných a piesčitých bridlíc. Sú viazané na ílovité grafitické bridlice, v ktorých potom vytvárajú veľmi časté vložky, resp. sa s brdilicami striedajú, alebo tvoria i mocnejšie polohy. Pokiaľ ide o ich vystupovanie v súvrství grafitických bridlíc, javí sa, že ich najčastejší výskyt je vo vrchnej časti súvrstvia.



Karbonáty tvoria miestami šošovky v grafitických bridliciach, pričom v celku tvoria jeden horizont. Vyskytujú sa vo vrchnej časti súvrstvia grafitických bridlíc a to spolu, alebo aj vyššie, ako sú hlavné výskyty lyditov.

Súvrstvie grafitických bridlíc je typické a to aspoň vo svojich vrchných častiach prítomnosťou vulkanického materiálu a to najviac vo forme popola a lapíl, len zriedkavejšie sa nájdu vulkanické bomby. Tento vulkanický materiál predstavuje v podstate rekryštalizované vulkanické sklo. Ďalej sú to rôzne druhy kyslého pyroklastického materiálu, ako aj horniny, z okolia prívodných ciest, ktoré pri extrúzii boli odtrhávané a vymršťované von a to: kre-

obr. č. 3. Litologický profil betliarskym súvrstvím vo vrte SF — 22/2 (Jedlovec).
1 — suť, 2 — grafiticko-sericitické fylity, 3 — grafitické fylity s lyditmi, 4 — tmavé tenkovrstevnaté kvarcity lokálne s grafitickým pigmentom, 5 — žila Fe — Cu, 6 — metapsamity kojšovského súvrstvia.

mence, pieskovce, lydity, tmavé bridlice. Pyroklastický materiál v grafitických bridliciach je obyčajne nepravidelne rozptýlený a „utopený" v ílovitej hmote, v ktorej tvorí svetlé očká rôznej veľkosti.

Okrem tohto prejavu vulkanickej činnosti v betliarskom súvrství sú aj typické porfyroidy, ktoré vo východnej časti SGR sú oveľa zriedkavejšie ako v západnej časti. Tvoria buď len tenké vložky (1—5 m), čo je častejší prípad, alebo aj desiatky metrov mocné polohy, ktoré rozdeľujú súvrstvie vlastných grafitických fylitov na viac horizontov. Výskyt porfyroidov je viazaný na vrchnejšie časti betliarskeho súvrstvia.

Z týchto porfyroidov treba zvlášť uviesť typ veľmi jemnozrnných popolových tufov bielosivej farby s ostrohranným lomom, ktoré sú typické pre vrchné časti betliarskych vrstiev. Najčastejšia mocnosť 1—10 m Ďalej sú to hrubozrnné pyroklastické horniny drobového charakteru, zložené z kremeňa, živcov, úlomkov bridlíc, kremencov, lyditov, ktoré sa vyskytujú v oblasti Jedľovca (Kremelské lúky).

Z uvedeného litologického prehľadu betliarskych vrstiev rysujú sa 2 základné vývíny tohto súvrstvia a to vývin s karbonátmi a vulkanizmom (prevažne pyroklastika kremitých porfýrov), typicky vyvinutý v priestore ložiska Manó v Nižnej Slanej, a preto ho nazveme *nižnoslanský vývin betliarskeho súvrstvia.* Druhý vývin je bez karbonátov s lyditmi a podradným zastúpením hornín kyslého a bázického vulkanizmu. Typicky je vyvinutý v oblasti Jedľovca (Fichtenhübel) a to od štôlne Kornélia južným smerom po chrbte na Kremelské lúky a nazveme ho *jedľovecký vývin betliarskeho súvrstvia.*

Súvrstvie grafitických fylitov s lyditmi a karbonátmi sa už od čias D. ŠTÚRA rozlišovalo od ostatných hornín. Maďarskí geológovia (BÖCKH 1907) v oblasti Smolníka ho považovali za karbón, podobne aj KETTNER (1921) v povodí rieky Hnilca. ŠUF (1936) grafitické bridlice vyčlenil ako samostatnú skupinu fylitového pásma. R. SCHÖNENBERG (1947) označil grafitické bridlice v okolí Betliara ako „čiernu sériu". Po druhej svetovej vojne sa grafitické bridlice všeobecne vyčleňovali od ostatných fylitov, avšak na mapách SGÚ sú vyznačené iba úzke pruhy, ktoré obsahovali najväčšie množstvo lyditov. KUTHAN (1950) ich zaradil do svojej drnavskej série, a to do vyššieho obzoru, pričom z lyditov uvádza zreteľné zvyšky radiolárií. Tieto sedimenty predstavujú hlbokomorskejšie sedimenty v dielčej gemeridnej synklimape. Jeho súvrstvie sa zhruba kryje s kojšovským súvrstvím s tým rozdielom, že Šuf k nemu (1954) v sedimentárnej sérii rozlišil súvrstvia pelitícko-psamatické a bituminózne. Prvýkrát súvrstvie grafitických bridlíc bolo vyčlenené do najvyššieho samostatného oddielu gelnickej série FUSÁN — MÁŠKA — ZOUBEK (1955), ktorí ho označili ako organogénne súvrstvie (silúr ?), a ktoré MÁŠKA (1956) označil ako vrstvy betliarske. Časť nášho súvrstvia grafitických bridlíc začlenil autor do svojej pipitskej série. FUSÁN (1956, 1957) pruhy silúru považuje za úzke synklinálne pásma v antiklinóriu gelnickej série. ILAVSKÝ (1956, 1959) vyčlenil pruhy grafitických brdlíc v okolí Smolníka ako silúr, v ktorom sú aj polohy kyslých tufitov a lyditov, ktoré vznikli prínosom SiO_2 z efuzív do vody. ANDRUSOV (1958) organogénne súvrstvie označil ako vrstvy volovecké. Časť súvrstvia grafitických bridlíc začlenil KLINEC (1958, 1959) do svojich vrstiev drnavských. V oblasti Jedľovca toto súvrstvie bolo začlenené do silúru (GRECULA 1961, 1963) podľa analógie smolníckej oblasti a v území Mníšek — Prakovce označené ako súvrstvie grafiticko-sericitických fylitov s lapilmi. Keďže ležalo v podloží porfyroidov, bolo toto súvrstvie porovnané s vlachovskými vrstvami a dané do ich vrchnej časti.

V porovnaní so stratigrafickou schémou SNOPKU (1957, 1967), betliarske súvrstvie by zodpovedalo litologickou náplňou v podstate betliarskym vrstvám, nie však v stratigrafickom ponímaní.

Súvrstvie hnilecké (vulkanogénna fácia)

Toto súvrstvie zodpovedá vulkanogénnemu súvrstviu (GRECULA 1967). Doterajšie názvy ako sú vrstvy pačianske (SNOPKO 1957), vrstvy uhornianske (ANDRUSOV 1958) a podobne nie je možné prevziať, pretože ide o novú litostratigrafickú náplň tohto súvrstvia v rámci gelnickej série a tým aj staršieho paleozoika gemeríd. Je pomenované podľa rieky Hnilec, pozdĺž ktorej sú v podstate všetky typické vývíny tohto vulkanogénneho hnileckého súvrstvia.

Hnilecké súvrstvie predstavuje vrchnú časť gelnickej série, litofaciálne veľmi pestrú, zloženú z klastického materiálu kyslej až bázickej (diabázovej) povahy. Veľká pestrosť vulkanickej činnosti a to čo do charakteru vulkanizmu, jeho produktov a foriem výskytu, určila základné rysy hnileckého súvrstvia s veľmi pestrou plošnou i vertikálnou variabilitou. Práve tieto rôzne produkty vulkanickej činnosti, ich miestne rozloženie bolo od najstarších čias až podnes hlavným kritériom vyčleňovania dvoch samostatných staropaleozoických sérií — gelnickej a rakoveckej, ako litofaciálne, stratigraficky a tektonicky definovateľných celkov.

Početné geologické a technické práce na teritóriu týchto sérií ukázali, že nie je možné bez kritiky prijímať rozdelenie staršieho paleozoika na dve série, čo bolo autorom uvedené už skôr (GRECULA 1965, 1967) a novšie práce tieto úvahy ďalej potvrdzujú, hoci nie všetkými autormi, ktorí v tejto problematike pracujú. Keďže ide o závažný problém, ktorý je potrebné širšie rozviesť, ako napr. pôvodne vymedzenie oboch sérií, ich vzájomný vzťah, názory na postavenie týchto sérií, najnovšie práce týkajúce sa tohoto problému, bol spracovaný osobitne.

V rámci hnileckého súvrstvia a teda aj v rámci jeho jednotlivých vývinov možno rozlíšiť dva litologické komplexy, ktoré zároveň sú voči sebe vo väčšine prípadov aj vždy v tej istej stratigrafickej pozícii.

Spodnejší je komplex zelenkavých fylitov, ktorý sa pozvoľne vyvíja z podložného betliarskeho súvrstvia cez tzv. prechodný horizont. Tento sa začína objavovaním sa zelenkavých fylitov, ktoré sa v prúžkoch i nepravidelných tenších polohách striedajú s grafiticko-sericitickými fylitmi. Existencia prechodného horizontu naznačuje, že nie všade začali v tej istej dobe panovať podmienky vulkanogénnej fácie, ale že určitú dobu sa vzájomne prelínali s tendenciami nadobúdania prevahy vulkanogénnej fácie.

Jeden z hlavných predstaviteľov vulkanogénneho súvrstvia sú zelenkavé chloriticko-sericitické fylity so svojimi ďalšími petrografickými varietami, ako sú chloritické fylity (v podstate diabázové tufity), ďalej sericitické fylity a grafiticko-sericitické fylity, ktoré sa vyskytujú hlavne v prechodnom horizonte.

Fialové fylity miestami tvoria dosť mocné komplexy. Obyčajne sa striedajú so zelenými fylitmi a diabázovými tufitmi. Geneticky sú viazané na prejavy diabázového vulkanizmu vo všetkých vývinoch hnileckého súvrstvia. (Ich významnejšie výskyty sú v doline Porčka, v celom rakoveckom vývine a inde.)

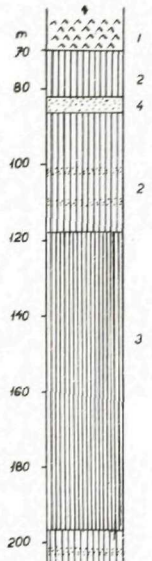
V komplexe zelenkavých fylitov sú aj kvarcity, ktoré vytvárajú buď menšie vložky, alebo tvoria aj mocné komplexy, ako napr. JV od Mníška, J od Lastovičieho vrchu, v oblasti Malej Pipitky — Drnavy a inde. Od kvarcitov kojšovského súvrstvia sa líšia svojou pozíciou, t. z., že sú v nadloží betliarskeho súvrstvia a sú späté alebo sa striedajú so zelenkavými fylitmi, ďalej neobsahujú typické flyšové textúry, sú bielosivej, sivej, ale hlavne zelenkavej farby. Miestami tieto kvarcity zastupujú prevažnú časť komplexu zelenkavých fylitov (napr. oblasť Uhorná — Malá Pipitka — Drnava), v nadloží ktorých sú už hneď porfyroidy.

V hnileckom súvrství sú prítomné aj džespilitové kvarcity, ktoré sú geneticky

spojené hlavne s diabázovým vulkanizmom, ale vyskytujú sa aj v súvrství kyslých pyroklastík.

Vulkanické horniny v komplexe zelenkavých fylitov sú prítomné hlavne v jeho spodnej časti a to obyčajne bázické pyroklastiká, hoci miestami (napr. uhornianský vývin) sú celkom ojedinelé a sú zastúpené pyroklastikami kyslej povahy. Množstvo vulkanických hornín je miestne veľmi rozdielne, celkove však netvorí výrazné polohy. Celý komplex zelenkavých fylitov je skôr poznačený tenšími vložkami týchto hornín v rôznych horizontoch.

Vyššiu pozíciu v hnileckom suvrství zaujíma v u l k a n i c k ý k o m p l e x. V tomto komplexe je najväčšia rôznorodosť hornín a to hlavne u vulkanických typov, ktoré tu takmer celkom prevládajú. Táto typová rozmanitosť je vo všetkých vývinoch, avšak predsa v rámci nich sa javí už o niečo zotieraná. To preto, lebo *jednotlivé vývíny sú charakterizované predovšetkým rozdielnym kvantitatívnym zastúpením jednotlivých typov magmatických hornín* (na základe čoho boli potom vyčleňované samostatné série, ako rakovecká, črmeľská), pričom ich pestrosť (stupeň diferenciácie magmatu) je typická pre všetky vývíny hnileckého súvrstvia. Je pochopiteľné, že tento zovšeobecňujúci poznatok nemožno vzťahovať na malé úseky, ktoré môžu poskytovať iba izolované údaje pre tento záver.



Táto rôznorodosť vulkanických hornín a ich rôzne kvantitatívne zastúpenie v rôznych pásmach je už iba dovŕšením spojitého (jednotného) litofaciálneho vývoja staršieho paleozoika v celom teritóriu jeho výskytu a teda aj v rámci každého dielčieho vývinu hnileckého súvrstvia, ktoré (vývíny) sa rôznili (priestorove, nie časove) iba ku koncu kaledónsko-hercynskej vývojovej (geosynklinálnej) etapy.

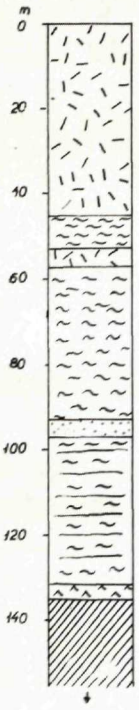
Rozdielnosti v zastúpení acidných a bázických typov vulkanických hornín sme uviedli aj v komplexe zelenkavých fylitov. Tieto sú však výraznejšie vo vulkanickom komplexe.

V nadloží komplexu zelenkavých fylitov všeobecne prevládajú diabázové horniny v rôznej forme prejavu, ktoré sa striedajú s acidnejšími typmi a s vložkami fylitov. Vyššie potom v rakoveckom vývine prevládajú pyroklastiká a výlevy diabázov, v mníšanskom a uhornianskom (v poslednom diabázové horniny sú rudimentárne zastúpené) produkty intermediárneho a kyslého vulkanizmu. V smolníckom vývine vulkanický komplex je len nepatrne vyvinutý.

Na základe tu predkladanej stratigrafie a litológie hnileckého súvrstvia nad betliarskym súvrstvím zákonite sa objavuje hnilecké súvrstvie, ktoré na rôznych miestach vystupovania staršieho paleozoika začína rôznymi litologickými členmi, ale hlavne celkový vývin je miestne veľmi rozdielny. Je všeobecne známy fylit — diabázový vývoj na severe a na juhu gemeríd, prípadne aj v strede antiklinória Volovca, porfyroidový a miešaný vývin v strednej

obr. č. 4. Litologický profil komplexom zelenkavých fylitov hnileckého súvrstvia, vo vrte FV — 4 (Jaloviči vrch).

1 — vulkanický komplex hnileckého súvrstvia, 2 — chloriticko-sericitické fylity s vložkami kyslých i bázickejších pyroklastík, 3 — tmavozelené veľmi jemnozrnné fylity, miestami laminované, 4 — kyslé tufity, 5 — grafiticko-sericitické fylity betliarskeho súvrstvia.



časti gemeríd. Tieto miestne rozdielnosti v charaktere vulkanizmu sú prirodzené a keďže vulkanická činnosť vtisla celkový charakter vulkanogénnemu súvrstviu je potom treba očakávať aj rôzne výviny hnileckého súvrstvia, hoci medzi nimi nie je možné viesť ostrú kartografickú hranicu.

Na základe charakteru vulkanizmu (kyslý — bázický) a prevládajúcich klastosedimentov je možné vyčleniť tieto základné výviny:

1. vývin fylit — diabázový (rakovecký)
2. vývin fylit — porfyroid — diabázový (mníšanský)
3. vývin fylit — porfyroidový (uhorniansky)
4. vývin fylitový (smolnícky).

1. Vývin fylit — diabázový (rakovecký)

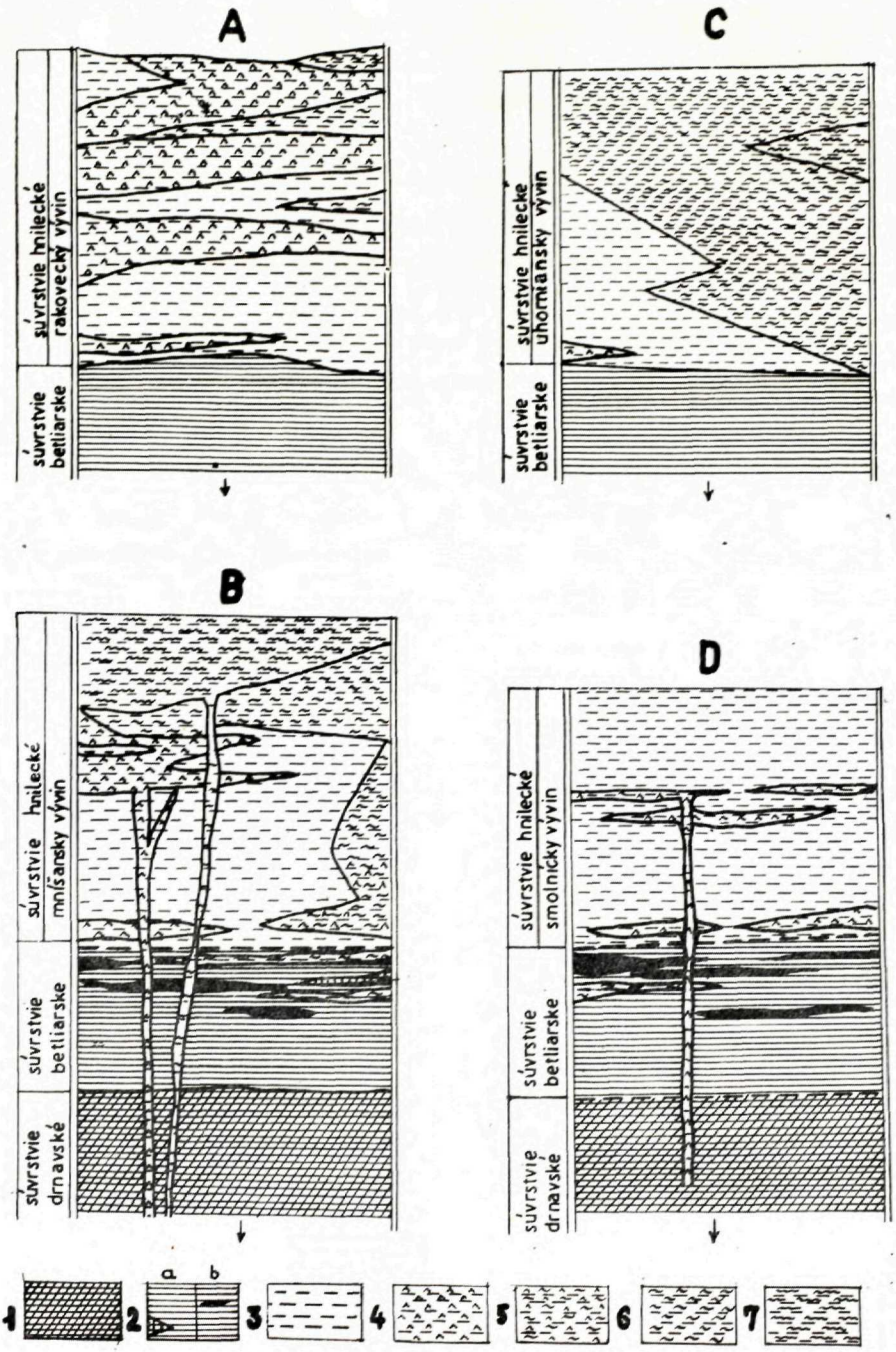
Je charakterizovaný prevahou diabázového vulkanizmu s podradným, miestami však s významným zastúpením acidného a intermediárneho vulkanizmu, reprezentovaného pyroklastikami a výlevnými formami, menej žilnými telesami. Z klastických sedimentov sú v plnej prevahe rôzne petrografické variety zelených fylitov. Tento vývin zodpovedá v podstate doterajšej rakoveckej sérii s tým rozdielom, že miestami je prítomné aj väčšie množstvo kyslých vulkanických produktov a zaraďujeme sem aj celý komplex fylitov nad betliarskym súvrstvím, ktorého časť bola dávaná do gelnickej a časť do rakoveckej série. Typický vývoj s bazickým vulkanizmom

obr. č. 5. Litologický profil vulkanickým komplexom hnileckého súvrstvia (mníšanský vývin) vo vrte FV — 5 (Jalovčí vrch).
1 — kremité porfýry, 2 — hrubozrnné sivé pyroklastiká, 3 — zelenkavé bázickejšie pyroklastiká, 4 — páskované kremité fylity, 5 — zelenkavé až tmavozelené hrubozrnné pyroklastiká lokálne páskované, 6 — diabázové tufity, 7 — komplex zelenkavých fylitov.

je známy z viacerých doteraz publikovaných profilov rakoveckej série. Vývoj so zastúpením aj kyslejších členov je medzi Lacemberskou a Poráčskou dolinou.

2. Vývin fylit — porfyroid — diabázový (mníšanský)

Je charakterizovaný vulkanizmom s dosť výrazne diferencovanou magmou. Predstavuje akýsi prechodný typ medzi územiami s prevládaním bázického a kyslého vulkanizmu. Priestorove leží najčastejšie v susedstve rakoveckého vývinu nie je to však pravidlo. Typický vývoj je medzi Lacemberskou dolinou a údolím Hnilca v priestore obce Mníšek n/Hnilcom, ako aj medzi Mníškom a Hutnou hoľou. Začína nad súvrstvím betliarskym mocným komplexom zelenkavých fylitov, miestami kremitých, laminovaných, často tufitických s menšími polohami bazickejších i kyslých pyroklastík. Vyšší vulkanický komplex obyčajne začína produktmi diabázového vulkanizmu, ktoré vyššie prechádzajú do acidnejších typov, najprv v podobe opakovania sa kyslých, intermediárnych i bazických pyroklastík a výlevov a potom už prevládajú kyslé i bazickejšie porfyroidy a kremité porfýry. Miestnych odchyliek, v zastúpení a charaktere vulkanizmu, je veľa.



obr. č. 6. Litostratigrafické kolonky gelnickej série so zameraním na rôzne vývíny hnileckého súvrstvia:

A — fylit-diabázový (rakovecký) vývin, B — fylit-diabáz-porfyroidový (mníšanský) vývin, C — fylit-porfyroidový (uhorniansky) vývin, D — fylitový (smolnícky) vývin.

1 — metapsamity a fylity, 2 — grafiticko-sericitické fylity s karbonátmi (a) a lyditmi (b), 3 — komplex zelenkavých fylitov, 4 — diabázové horniny vcelku, 5 — striedanie kyslých a bázických pyroklastík, 6 — porfyroidy a intermediárne pyroklastiká, 7 — kremité porfýry.

(Miesto súvrstvia drnavského má byť súvrstvie kojšovské.)

3. Vývin fylit — porfyroidový (uhorniansky)

Je reprezentovaný bohatou škálou pyroklastík kyslého vulkanizmu, menej jeho výlevnými formami s podradným zastúpením bázických hornín. Komplex zelenkavých fylitov je približne v tom istom vývoji a pozícii ako u predošlých vývinov. Priestorove uhorniansky vývin sa sústreďuje najviac na stredné a južnejšie časti výskytu staršieho paleozoika gemerid. Typický vývin je v oblasti hrebeňa Malá Pipítka — Pačianský kopec — Heckerová.

4. Vývin fylitový (smolnícky)

V podstate ide o epimetamorfované ílovito-tufitické bridlice s podradným zastúpením vulkanických členov a to ako kyslých, tak aj bázických. Je vyvinutý v oblasti Smolníka a Štósu a patrí k nemu aj tzv. južná rakovecká séria. Reprezentantom tohto vývinu je profil z doliny Kotlina južne od Smolníka smerom k štóskej kaplnke.

Uvedené jednotlivé vývíny plošne nie sú natoľko výrazné, aby ich bolo možné ľahko vyznačiť a hranica medzi nimi je za dnešného stavu rozpracovania litológie a magmatizmu iba konvencionálna, ako to bolo často medzi gelnickou a rakoveckou sériou. Nie je však možné očakávať ostrý styk týchto vývinov, ten je pozvoľný. Jednotlivé vývíny sú charakteristické predovšetkým vo vertikálnej postupnosti. Priestorove sledujú veľké vrásové štruktúry a to synklinálne časti, ktoré sú budované hnileckým súvrstvím. Každá z týchto synklinál má do určitej miery odlišný vývin, hlavne vulkanizmu. Tento sa však mení aj v smere synklinálnych pásiem. Poukazuje to na priestorovú diferenciáciu staropaleozoického vulkanizmu.

Vývoj názorov na postavenie hornín dnešného hnileckého súvrstvia ukazuje veľkú pestrosť Diabázový vývin už ŠTÚR (1869) označil ako zelené dioritické horniny masívu Volovca, UHLIG (1903) ako pásmo zelených bridlíc WOLDŘICH (1912—1913) ako zónu diabázov a ich tufov. Od čias ZELENKU (1927) a ANDRUSOVA — MATĚJKU (1931) je označovaný ako fylit — diabázová séria, resp. rakovecká séria (Andrusov 1958).

Názory na postavenie ostatných členov gelnickej série boli rôznorodejšie. ŠTÚR (1869) porfyroidy označil ako karpatskú rulu, pričom ich vymedzil v podstate presne (k porfyroidom počítal aj hrubozrnné kremence napr. v oblasti Jedlovca). Prvýkrát boli porfyroidy popísané SCHAFARZIKOM (1902, 1906). BÖCKH (1907) porfyroidy v okolí Smolníka dáva do súvisu s vrásnením medzi spodným a vrchným karbónom. AHLBURG (1913) fylity s porfyroidmi z okolia Slovinlek považuje za devónske. KETTNER (1921) medzi Mníškom a Gelnicou popisuje intruzívne kremité porfýry, ktoré tu vytvárajú veľký lakolit. ŠUF (1936) porfyroidy v našom území vyčlenil iba vo svojom typickom prejave. Po druhej svetovej vojne začalo sa systematicky pracovať aj v štúdiu vulkanických hornín gelnickej série a to hlavne J. KAMENICKÝ (1952, 1953, 1954, 1956). KUTHAN (1950) kyslé vulkanické horniny staršieho paleozoika zaradil do svojej uhornianskej série, čo zodpovedá časti nášho vulkanogénneho súvrstvia (hlavne komplexu vulkanických hornín). ILAVSKÝ (1953) na základe štúdia pomerov v oblasti Smolníka a Poproča vyvrátil opodstatnenosť drnavskej a uhornianskej série a hovorí o jednom sedimentačne — efuzívnom cykle. Neskôr ILAVSKÝ (1956, 1959) kladie porfyroidy v okolí Smolníka do podložia silúru. Vulkanogénne súvrstvie aspoň v hrubých rysoch zodpovedá vulkanickému súvrstviu Fusán — Máška — Zoubka (1955), Máškovmu (1956) pačianskemu komplexu, Andrusovovmu (1958) strednému oddielu gelnickej série — vrstvám uhornianskym, vulkanickému súvrstviu Klinca (1959). Menovaní autori súvrstvia s vulkanickými horninami zaraďovali do podložia silúru. Hnilecké súvrstvie, podľa stratigrafie SNOPKA (1957), zodpovedá jeho vrstvám pačianským a veľkej väčšine vrstiev vlachovských Ako najvyšší člen gelnickej série stanovil sa v oblasti Mníška (GRECULA 1965 — 1967).

Litofaciálne pomery gelnickej série

Ako už bolo uvedené, v gelnickej sérii sú vyčlenené tri základné formačné fácie, pre ktoré je charakteristická pomerná stálosť fácií v priestore celého Spišsko-gemerského rudohoria. Ich charakteristické horninové komplexy sú dobre sledovateľné a zachovávajú si pritom relatívne i tú istú stratigrafickú pozíciu. Fácie sú charakterizované horninovými súbormi a nie iba jednotlivými petrografickými typmi hornín, čo je potrebné uviesť. V rámci týchto fácií je možné odlišovať ešte dielčie výviny — subfácie s obmedzenejším časovým a priestorovým rozsahom.

Každá fácia predstavuje určitý časový úsek vývoja kaledonsko-hercynskej geosynklinály s určitým tektonickým, klimatickým, geografickým a vulkanickým režimom, ktorý sa odzrkadluje v zodpovedajúcich horninových komplexoch.

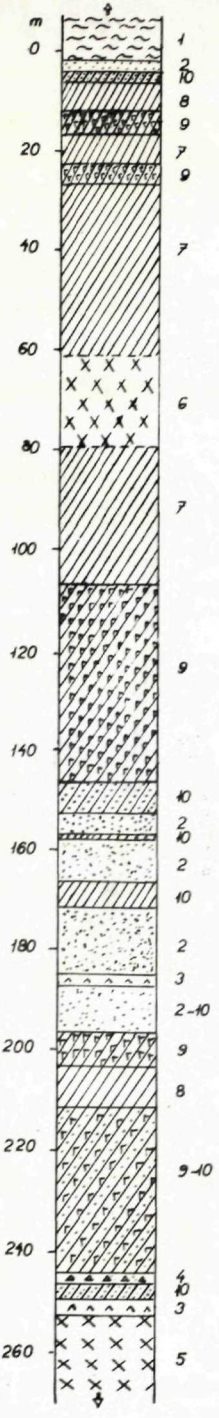
Po stránke litofaciálnej vyrovnaný sedimentačný režim možno prisudzovať psamitickej (flyšovej) fácii. Nepoznáme celý rozsah tejto fácie, ale z toho čo je prístupné, možno zaznamenať stálosť jej určujúcich faktorov. Ide o flyšovú rytmickú sedimentáciu psamitov a pelitov, veľmi zriedkavo psefitov s valúnkami kremeňa (Zlatá dolina, Jedľovec, Zlatá Idka, Podsúľová). Mocnosť rytmov je od cm do niekoľkých desiatok metrov, v ktorých zo sedimentárnych textúr je najbežnejšie gradačné zvrstvenie, potom šikmé a zriedkavejšie konvolútne (Prakovce — lom). Miestami psamity sú tenko laminované. Z charakteru a stálosti sedimentov fácie, ich veľkej mocnosti (2—3 km), typického flyšového vývoja, ktorý je obdobný (aj petrografickými typmi hornín) pieskovcovému vývoju flyšového pásma Karpát, možno usudzovať na poorogénnu etapu a začiatok vývoja staropaleozoickej geosynklinály s členitým reliéfom, ale ešte nediferencovaným sedimentačným priestorom. O vulkanickej činnosti počas flyšovej sedimentácie nie sú dostatočné dôkazy. Prúžky, príp. polohy hornín pripomínajúce pyroklastiká môžu zodpovedať drobám, príp. arkózam. Hrubozrnné pyroklastiká južne od Prakoviec v kojšovskom súvrství sú najpravdepodobnejšie tektonicky zaklinené. Otázka vulkanickej činnosti v tejto fácii je otvorená.

Ku koncu psamitickej — flyšovej fácie dochádza k postupnému zjemňovaniu sedimentácie s prevládaním pelitickej zložky a k pribúdaniu grafitickej substancie. Začína obdobie málo vetraného mora s nedokonalou komunikáciou — objavujú sa podmienky euxinskej fácie. Sedimentačný priestor sa začína deliť, vytvárajú sa dielčie prehĺbeniny a vyvýšeniny, ktoré naznačujú dnešný priebeh horninových pruhov.

Niektoré sedimenty (organogénne karbonáty) poukazujú na existenciu tektonicky živých pásiem s plytkovodnou sedimentáciou a teplou klímou (V a r g a — G r e c u l a 1966). Túto diferenciáciu a celkové prehĺbenie panvy možno pripísať prvým tektonickým pohybom, ktoré sú sprevádzané vulkanickou činnosťou, miestne s veľmi rozdielnou intenzitou a charakterom. Intraformačné brekcie vo fácii grafických bridlíc a podmorské zosuvy taktiež upozorňujú na jednu z príčin — na tektonické prejavy v tomto období. Pelitická sedimentácia s podradným zastúpením psamitov predpokladá už postupne sa zarovnávajúci reliéf pobrežia.

Zánik flyšovej fácie a nástup fácie grafitických bridlíc je pozvoľný. Je ťažké predpokladať, aby priestorove zodpovedal tomu istému časovému úseku, hoci nemožno zase predpokladať ani väčšie časové diferenciácie vzhľadom na prejavy tektoniky, ktoré majú regionálnejší dosah.

Podmienky fácie grafitických bridlíc zanikajú rozsiahlym tektonickým rozruchom v zemskej kôre (vyvolané prebúdzajúcou sa magmatickou činnosťou a opač-



ne vo vzájomnej spätosti) a to buď náhle, alebo postupne. Vulkaničná činnosť sa stáva prvoradým faktorom, ktorý podstatnou mierou ovplyvňuje priebeh a charakter ďalšej sedimentácie. Bázický vulkanizmus podmieňuje iné petrografické typy sedimentov, ako kyslý, podobne aj formy prejavu a intenzita vulkanickej činnosti. Silne diferencovaná magma, ktorá sa dostáva na povrch po rôzne hlboko siahajúcich zlomových štruktúrach, priestorove aj časove sa uplatňuje rôznou mierou.

Prvé silnejšie tektonické prejavy spôsobujú zmenu zamoreného sedimentačného priestoru na priestor dokonale vetraného mora s pomerne slabou vulkanickou činnosťou. Potom nasleduje určité ochabnutie intenzity vulkanizmu a aj tektonických pohybov, kedy dochádza k prehĺbeniu panvy a sedimentácii veľmi jemných (aleuritických) bridlíc, dnes reprezentovaných komplexom zelenkavých fylitov. Nasledujúca intenzívna vulkanická činnosť a tomu zodpovedajúca tektonika dovŕšili podmienky vulkanogénnej fácie za vzniku mocných más vulkanických hornín acidných až bázických typov.

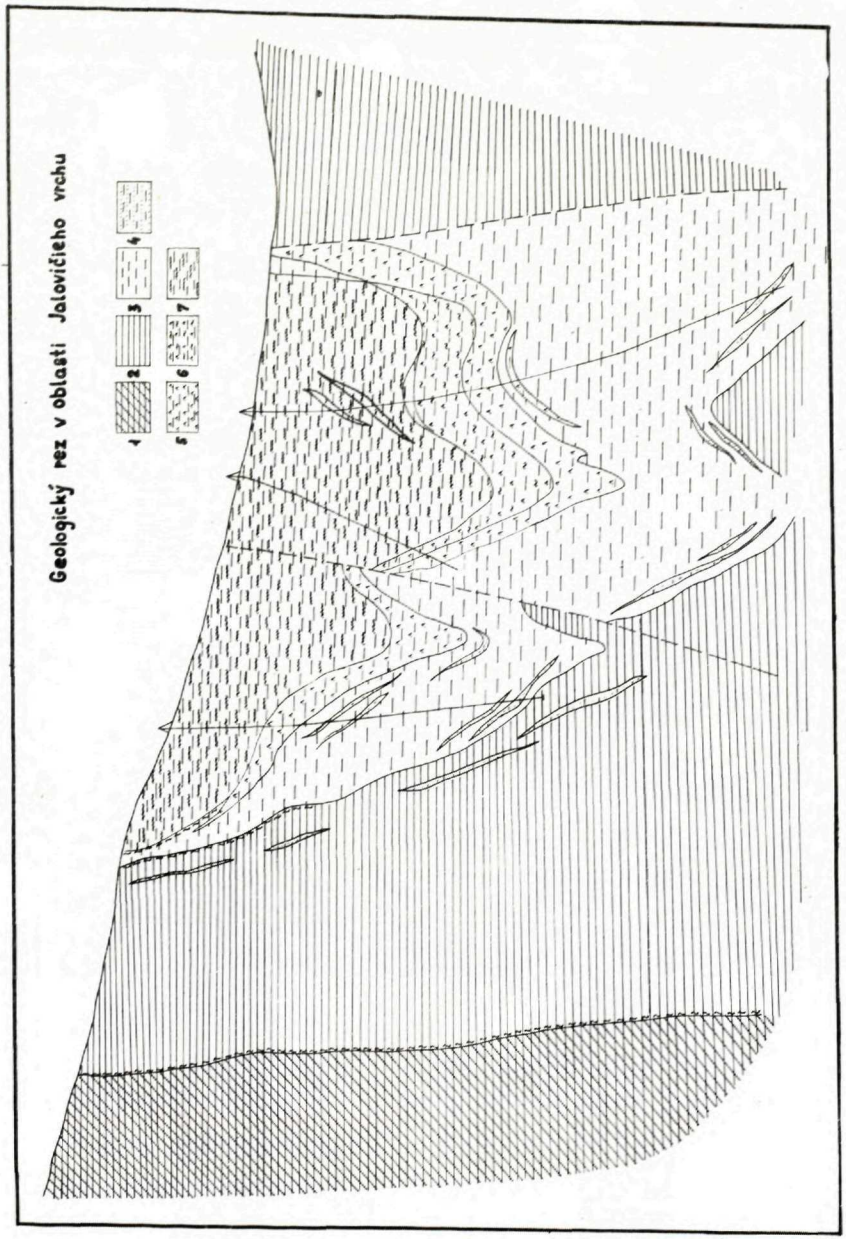
Z tohto prehľadu je zrejmé, že vo vulkanogénnej fácii možno vydeliť subfáciu politicko-vulkanogénnu (komplex zelenkavých fylitov) a subfáciu vulkanickú (vulkanický komplex). Ich časové vzťahy sú veľmi relatívne, pretože miestami — buď jedna alebo druhá — zastupuje celú vulkanogénnu fáciu. Kde sú v jednom priestore vyvinuté obidve, tak subfácia peliticko-vulkanogénna sa javí staršia, ako subfácia vulkonická, čo je najčastejší prípad.

V peliticko-vulkanogénnej subfácii na jej začiatku sa objavuje v mnohých rajónoch diabázový, prevažne extruzívny vulkanizmus (obr. č. 8). Hoci mocnosť bázických hornín v spodnej časti komplexu zelených fylitov je obyčajne veľmi malá, predsa väčšie množstvo týchto výskytov naznačuje, že takmer v celej sedimentačnej oblasti na začiatku sedimentácie vulkanogénnej fácie sa uplatnil bázický vulkanizmus regionálneho významu a bol jedným z určujúcich impulzov pre vytvorenie sa podmienok novej fácie a sedimentácie zelenkavých bridlíc Z odkryvov a z technických prác v oblasti Mníška vidno, že ako vložky v diabázových pyroklastikách sú aj kyslé tufity, to naznačuje spätosť kyslého a bázického vulkanizmu, pričom diferenciáty kyslého vulkanizmu sa prejavili iba explóziami sopečného popola.

Prejavy bázického i kyslého vulkanizmu prevažne vo forme

obr. č. 7. Litologický profil vulkanického komplexu hnileckého súvrstvia (Dlhá rýha južne od Mníška n. Hnilcom).
1 — komplex zelenkavých fylitov, 2 — kyslé tufity, 3 — porfyroidy, 4 — bázickejšie pyroklastiká, 5 — kremité porfýry, 6 — gabrodiority (?) — diabázy s gabrodiorovitovou textúrou, 7 — diabázporfyrity, 8 — jemnozrnné diabázy, 9 — diabázové hrubozrnné tufy, 10 — diabázové tufity.

pyroklastík sa prejavili aj počas sedimentácie vyšších obzorov zelenkavých fylitov, pričom ich mocnosť je veľmi malá, alebo poskytli len vulkanickú prímes sedimentom. Typickým územím, kde sa to najlepšie prejavilo, je oblasť medzi Smolníkom — Lastovičím vrchom až do doliny Porčka.



* obr. č. 8. Detailný geologický rez v oblasti Jalovičieho vrchu.

1 — kojšovské súvrstvie (metapsamity + fylity), 2 — betliarske súvrstvie (grafiticko-sericitické fylity), 3 — zelenkavé fylity, 4 — kyslé tufity, 5 — diabázové horniny veľkých, 6 — bázickejšie porfyroidy, 7 — kremité porfýry (3—7 = hnilecké súvrstvie).

V spodnejších častiach komplexu zelenkavých fylitov sú aj zelenkavé jemnozrnné kvarcity až kremité fylity, často laminované. Miestami pozorovať aj sedimentárne textúry (Jalovičí vrch). Mocné komplexy kvarcitov na báze vulkanegénnej fácie taktiež upozorňujú na tektonicky nekľud a to na rozhraní fácie grafitických bridlíc a vulkanogénnej fácie, resp. po celú dobu existencie poslednej fácie. Došlo pritom k výraznej diferenciácii sedimentačnej pánvy (s možnosťou vynorenia dielčich častí) a k zvýrazneniu členitosti znosovej oblasti. Táto psamiticko-vulkanogenná subfácia, podľa doterajšieho zistenia, nemá regionálne rozšírenie. Dosť častým typom fylitov sú jemné páskované kremité fylity, zložené zo svetlejších prúžkov kremitých a zelenkavých prúžkov pelitických, ktoré miestami prechádzajú do jemnozrnných páskovaných zelenkavých kremencov. Vo vyšších častiach komplexu zelenkavých fylitov sú veľmi jemnozrnné ílovité sedimenty, zodpovedajúce jemnej a pokojnej sedimentácii a prehĺbeniu panvy. Zodpovedajú tmavozeleným fylitom.

Na hrebeni medzi Kloptaňou a Hutnou hoľou pozorujeme zaujímavý prípad, kde grafitické bridlice s lyditmi pribúdaním pyroklastického materiálu v 2 m úseku prejdú pozvoľne do zelenkavých tufogénnych hornín, ktoré tu tvoria 300 m polohu. Tufogénne horniny vo svojej spodnej časti obsahujú ešte vložky tmavosivých piesčitých bridlíc. Východne asi 1 km odtiaľ je už medzi grafitickými bridlicami a pofyroidmi asi 70 m poloha chloriticko-sericitických fylitov, ktorá ešte východnejšie, ale miestami aj západne od hrebeňa tvorí spodnú časť vulkanogénnej fácie.

Uvedený príklad ukazuje, že hoci zriedkavo, predsa sú prípady, že vulkanogénna fácia začína v nadloží grafitických bridlíc a to hneď mocným súvrstvím kyslých pyroklastík. Takéto pomery bude treba očakávať v predpokladaných centrách vulkanickej činnosti, kde zelenkové fylity budú len rudimentárne vyvinuté a hlavnú náplň vulkanogénnej fácie budú tvoriť vulkanické horniny.

Vulkanická subfácia (vulkanický komplex) spravidla začína diabázovým vulkanizmom (pyroklastika i lávové prúdy), miestne s veľmi rozdielnou intenzitou. Sprevádzaný je aj kyslými diferenciátmi. Vzájomné striedanie sa kyslých i bázických vulkanických produktov je bežné (obr. č. 7). Miestami tento (rakovecký) vývin reprezentuje celú vulkanickú subfáciu.

Horniny vulkanizmu kremitých porfýrov, vo väčšine prípadov, sa nachádzajú v nadloží bázických hornín. Medzi obidvomi typmi nie je výrazný skok, ale pozorujeme tu buď horniny intermediárneho charakteru, alebo v prechodnom horizonte sa striedajú polohy kyslých a bázických hornín, ako je to JV od Mníška (obr. č. 7, 8), alebo sú tu oba prípady, čo je najčastejšie, striedanie sa kyslých a bázických typov hornín zodpovedá procesu diferenciácie magmatu.

Mocné polohy (100 až 200 m) tvoria zelenkavé až tmavozelené bázickejšie porfyroidy, ktoré miestami zaujímajú spodnú časť komplexu vulkanických hornín, alebo sú v nadloží diabázových hornín. Sú to pyroklastické horniny s rôznymi odtieňami zelenej farby, závislej od mineralogického zloženia, ktoré veľmi často sú hrubo páskované, pričom prúžky sú tvorené kyslým a zeleným až tmavozeleným bázickým materiálom. V nich sú aj vložky diabázov a ich tufitov a tufov a zelenkavých fylitov (J od Helcmanoviec), ktoré pozvoľne prechádzajú do okolitých hornín. Častým zjavom je tiež zrnitostné vytriedenie v jednotlivých prúžkoch. Inokedy vytriedenie zrnitostných frakcií pozorujeme aj u masívnych typov.

V nadloží bázickejších tufogénnych hornín vo vývine mníšanskom a uhornianskom prichádzajú produkty prevažne už čisto kyslého vulkanizmu. Veľmi často začínajú veľmi jemnozrnnými pyroklastikami, potom sú sivé bridličnaté tufogénne

horniny a tufy kremitých porfýrov. Oproti bázickejším porfyroidom sú zastúpené podradnejšie. Najvyššie časti zaberajú výlevy kremitých porfýrov a keratofýrov.

Ako už bolo uvedené, počas vulkanogénnej fácie sedimentačný priestor bol už značne členitý, prečo sú aj väčšie rozdiely v litologickom vývoji. Rysujú sa určité pozdĺžne pásma synsedimentárneho založenia so synsedimentárnymi zlomami a vulkanizmom, ktoré vtláčajú určité charakteristické rysy vulkanogénnej fácii (už aj fácii grafitických bridlíc). Tak napr. v severnejších pásmach (rakovecké, mníšanské) je jemnejšia sedimentácia (ílovité bridlice), ako v stredných pásmach, kde je viacej psamitického materiálu. Rozdielna je aj intezita a charakter vulkanizmu. Severnejšie pásma majú asi hlbokomorskejší vývin sedimentov a aj aktivita a hĺbka dosahu synsedimentárnych zlomov je väčšia, takže aj diabázový vulkanizmus je tomu adekvátny.

Príčiny (dôvody) stanovenia novej stratigrafie

Nie sú to dôvody zakladajúce sa na skamenelinách, ani výsledkoch palynológie. Je všeobecne známe, že prvé sa nezachovali a palynológia nie je ešte dostatočne rozpracovaná a jej výsledky sú zatiaľ skôr ešte len vo sfére zaujímavých zistení ako vo sfére oporných faktov. Za týchto okolností ostáva aj naďalej zákon superpozície vrstiev, ako základná stratigrafická metóda.

Je pravda, že tento slúžil aj iným autorom pri stanovovaní stratigrafie gelnickej série a pritom táto zaznamenala už niekoľko stratigrafických schém. Veľmi intenzívna tektonická prepracovanosť staršieho paleozoika vo viacerých fázach metódu superpozície veľmi sťažuje. To je základný moment, prečo sa z času na čas objavujú nové stratigrafie. Nie je to ani tým, že jednotliví autori schém vychádzajú iba z určitej časti gemeríd, pretože podrobná rozpracovanosť môže vychádzať vždy len z obmedzeného regionu, ale skôr tým, že analýza novej schémy a jej ďalšie prepracovanie za použitia ďalších metód (drobná tektonika, litoštruktúrna analýza) vedie k novým výsledkom a tým aj spresneniu pôvodnej stratigrafie. Z toho hľadiska každá nová stratigrafia prináša v určitom čase progresívnu myšlienku, ktorá však už od jej zrodu, vzhľadom na labilnosť faktov, je vystavená kritike. Výsledkom toho procesu je potom ďalší návrh novej stratigrafie. Táto cyklickosť je priznačná pre gemeridy a dovtedy pokiaľ sa nenájdu iné metódy, je ťažko očakávať uspokojenie v predkladaní nových stratigrafických schém. Je tu potom otázka, či za takého stavu treba sa intenzívne venovať paleozoiku gemeríd. Domnievam sa, že áno, pretože z nečinnosti sa ešte nič nového nevytvorilo.

V tomto zmysle je treba chápať predkladanú stratigrafiu staršieho paleozoika gemeríd. Nenárokuje si na neomylnosť, ani trvalosť. Predstavuje jednu zo súčasných smerov výskumu a poznania staršieho paleozoika gemeríd.

Pri vyhľadávaní ložísk vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, od konca päťdesiatich rokov, bola používaná stratigrafia FUSAN — MÁŠKA — ZOUBEK (1955), neskôr spresnená SNOPKOM (1957, 1967). Aplikácia tejto schémy veľmi pomohla pri analýze stavby tohto regionu. Zároveň však táto analýza prinášala zistenia, ktoré postupne sa stali seriózne overenými faktami príslušného štádia poznania a bolo nutné ich rešpektovať. Tieto nové výsledky vyústili v nový návrh stratigrafie a stavby staršieho paleozoika (GRECULA 1965, 1967).

Ukázalo sa, že v gelnickej sérii je možno vymedziť určité súbory hornín rôznych petrografických typov. Tieto súbory hornín sú reprezentantom a odrazom formačne-faciálnych podmienok, panujúcich v geosynklinále. Takto bolo možné stanoviť tri samostatné faciálne „etáže" gelnickej série s reprezentatívnymi litologickými typmi hornín. Tieto súbory hornín sa dosť značne odlišovali od komplexov hornín doterajších stratigrafických schém. Zistilo sa, že tieto súbory hor-

nín, zodpovedajúce určitej fácii, sú typické, majú regionálnejšiu platnosť a že voči sebe zachovávajú tú istú stratigrafickú pozíciu. Tieto predpoklady potvrdilo aj veľké množstvo technických prác.

Zistilo sa, že súvrstvie metapsamitov, predtým tvoriace časť vrstiev drnavských (Klinec 1959) a pipitskej série (Máška 1956), spodný karbon na Podsúľovej (neskôr pričlenený k vrstvám vlachovským), tvorí antiklinály rôznych veľkostí, vystupujúcich v dolinách (Kotlina, Piviring, Porče — príl. č. 1, Súľovský potok a inde) a že je zachytávané vrtnými prácami v hlbších častiach. Litologicky je to svojrázny komplex hornín flyšovej povahy, dobre identifikovateľný. Nie je možné ho zamieňať ani s podobnými petrografickými typmi hornín v iných fáciach, ktoré okrem toho sú vždy stratigraficky oveľa vyššie.

Súvrstvie metapsamitov, ktoré vystupuje v podobe antiklinál, je vždy obalované ďalším typickým súborom hornín a to grafitickými fylitmi so sprevádzajúcimi horninami. Táto pozícia sa potvrdila na všetkých známych miestach výskytu a bola detailne overovaná technickými prácami v oblasti Jedľovca, Medzeva, Mníška, Prakoviec a zistená aj v ostatných rajonoch výskytu gelnickej série.

Ak na povrch spodné súvrstie metapsamitov nevystupuje, grafitické bridlice tvoria taktiež antiklinály, avšak užšie, ako je to u masívnych metapsamitov.

Superpozícia spodného súvrstvia metapsamitov a grafitických bridlíc je potvrdená na mnohých miestach a nie je možné tu pripúšťať, že tieto dva významné komplexy hornín sú v laterálnom vzťahu na tej istej úrovni. Štúdium drobnej tektoniky, v tomto prípade úklon *b* — *os* vrás úplne korešponduje s predpokladaným a skutočným vystupovaním, resp. prikrývaním sa týchto dvoch stratigrafických horizontov. Pekný príklad na to je v oblasti Zlatá dolina — Smolnícka dolina (príloha č. 1, 2) a inde, čo sa overilo aj vrtami a banskými prácami. Túto stratigrafickú pozíciu potvrdzujú predovšetkým tie technické práce, ktoré sa nachádzajú v nižších úrovniach. Napr. 2 km dlhý Raky — prekop v oblasti Jedľovca je celý v súvrství metapsamitov, zatiaľ čo na povrchu (asi 300 m nad prekopom) sú iba vrcholové časti antiklinál metapsamitov, súvrstvie grafitických bridlíc, ba aj ešte vyššie vulkanogenné súvrstvie. Vrt SF — 26 overil asi 1000 m hĺbku metapsamitov, a aj tak sa tieto ešte neprevŕtali. Litoštruktúrny výskum (zvrstvenie, pozícia hore — dole) túto superpozíciu jasne potvrdzuje (napr. dolina Kotlina, Hrelíkov potok južne od Prakoviec, južne od Kojšova a inde).

Na základe vyššie uvedených zistení došlo k zásadne inej stratigrafickej pozícii týchto súvrství od predošlých stratigrafických schém. Súvrstvie metapsamitov, považované väčšinou za najmladšie, je v tomto ponímaní na báze stratigrafickej postupnosti gelnickej série a súvrstvie grafitických bridlíc je v jeho nadloží, ktoré v iných schémach zaberá vrchné stratigrafické polohy gelnickej série.

Tretí súbor hornín reprezentuje vulkanogénnu fáciu, ktorá zaberá najvyššiu stratigrafickú pozíciu gelnickej série, buduje jadrá veľkých synklinál a z toho titulu zaberá aj najväčšiu plochu v priestore výskytu gelnickej série. V územiach s nevýraznou členitosťou vrásových štruktúr, kde horniny v jadrách synklinál ležia pomerne plocho (napr. oblasť Švedlár — Stará Voda) zaberá toto súvrstvie veľké regiony. Vo východnej polovici gemeríd s výraznou diferenciáciou veľkých vrás, naopak, objavujú sa vedľa seba v prislúchajúcej stratigrafickej pozícii všetky tri súvrstvia.

O najvrchnejšej pozícii vulkanogénneho súvrstvia je dnes už ťažko pochybovať.

Jeho pozvoľný vývoj zo súvrstvia grafitických bridlíc je evidentný na mnohých miestach (Smolník, Kotlina, Kojšov a inde), podobne ako aj rukolapné príklady ich vzájomnej pozície (Jedľovec, Jalovičí vrch (obr. č. 8), Kotlinec). Mnoho vrtných prác túto pozíciu overilo.

Je ešte otázka o regionálnosti vývoja týchto fácií prakticky v celom sedimentačnom priestore staršieho paleozoika. Pre jednoznačnú odpoveď je potrebný predovšetým vrtný prieskum hlbších horizontov. Jednako však niektoré zistenia avizujú regionálne uplatnenie sa týchto fácií a ich neopakovateľnosť vo vývoji staršieho paleozoika. (ILAVSKÝ 1967). SNOPKO (1969) sa novšie domnieva, na základe litofaciálneho výskumu, že podmienky jednotlivých fácií sa v priebehu vývoja gelnickej série niekoľkokrát zopakovali vo veľkých sedimentárnych megarytmoch. Dnes tvoria jednu centrálnu antiklinálu s jednotlivými megarytmami v jadre a na krídlach, pričom každý nasledujúci megarytmus je mladší.

Jedným z faktov je, že gelnická séria má pásmovu vrásovu stavbu a antiklinórium Volovca je zložitý aparát ďalších dielčich antiklinórií a synklinórií, v ktorých si uvedené súvrstvia zachovávajú tú istú pozíciu a čo je zvlášť dôležité, prechádzajú z jedného pásma do druhého. Napr. súvrstvie grafitických bridlíc prechádza od Pipitky cez antiklinálne pásmo Štóskeho vrchu, synklinálu smolnícku do antliklinálneho pásma Jedľovca.

Hlbšie siahajúce technické práce zastihujú spodné súvrstvia v uvedenej stratigrafickej pozícii a to na rôznych miestach staršieho paleozoika gemeríd.

Keďže vulkanogénne súvrstvie je najvyššie, zaberá aj najväčšiu plochu z jednotlivých súvrství gelnickej série. Toto súvrstvie vykresľuje nepravidelné geometrické tvary vzhľadom na morfológiu terénu, charakter uloženia (plocho, strmo), stupeň erózie a relatívne aj geograficky zaberá vyššie polohy. Naproti tomu najnižšie súvrstvie na povrch vystupuje najzriedkavejšie. V prípade opakovatelnosti fácií a existencie jedného základného stavebného antiklinálneho elementu, povrchové vystupovanie komplexov hornín jednotlivých fácií v každom megarytme by malo byť približne rovnaké.

Vo vyzdvihnutých blokoch, obmedzených mladými zlomami a pre pokročilú eróziu vždy vystupujú staršie súvrstvia (napr. úsek medzi Zlatou dolinou a Smolníckym potokom). Vo smere upadania *b — os* vrás objavujú sa vždy vyššie stratigrafické súvrstvia (viď prílohu č. 1, 2).

V dolinách idúcich priečne na smer vrstiev s hlbším zarezaním pozorujeme, že na dne dolín vystupujú dielčie antiklinály spodnejších súvrství takmer v kontinuitnom napojení, zatiaľ čo chrbát je z vulkanogénneho súvrstvia. Ide tu o silne členité vrásové štruktúry na dlhom úseku, ako je to severne od Mníška (príloha č. 2).

Niektoré horniny, ako napr. biohermné vápence v súvrství grafitických bridlíc môžu vznikať iba za určitých podmienok (teplé klíma, plytká, čistá voda). Je obtiažne predpokladať, aby tieto podmienky sa v priebehu vývoja staropaleozoickej geosynklinály niekoľkokrát zopakovali. Podobne je obtiažne predpokladať edentickú existenciu podmienok extrémnej euxinskej fácie v niekoľkých časových obdobiach po sebe v staršom paleozoiku.

Vekové zaradenie jednotlivých súvrství

Pre vekové zaradenie jednotlivých súvrství niet paleontologických dôkazov. Palynologický výskum, ktorý sa v SGR teraz rozvíja, má zatiaľ iba orientačný význam. Preto sa nemôžeme oprieť o nijaké dokázané stratigrafické horizonty, vzhľadom ku ktorým by bolo možné posudzovať vek jednotlivých súvrství. Musíme sa oprieť o analogické vývoje v iných územiach a sústavách a pokúsiť sa tak o stratigrafickú paralelizáciu, čo je však iba hrubé stanovenie veku a pritom iba pravdepodobné. Súvrstvie betliarske (grafitických bridlíc) sa všeobecne považuje za silúr, hlavne podľa vývoja vo V. Alpách a tiež ako je tento útvar vyvinutý aj v iných tektonických jednotkách. Niet dôvodu, aby tento predpoklad sme nevzťahovali aj na fáciu grafitických bridlíc. Keďže táto zaberá strednú časť gelnickej série, potom nadložné a podložné súvrstvie môžeme dať do relatívneho vzťahu a považovať kojšovské súvrstvie za staršie a hnilecké súvrstvie za mladšie ako silúr. Či gelnická séria zaberá celý rozsah staršieho paleozoika, kambrium-devon, je otázne.

Dôsledky novej stratigrafie na vyhľadávanie ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí

V súčasnosti, keď pripovrchové časti rudných žíl sú už vydobyté a treba sa zameriavať na riešenie hĺbky žíl a ich smerného pokračovania, musia sa využívať všetky vedné geologické disciplíny. Geometrické riešenie uvedených problémov už vôbec nepostačuje. Nové zistenia v stratigrafii, tektonike, geochémii a zonalite rudnej výplne a ďalšie majú aj veľký následok na vyhľadávanie.

Je známy vzťah vývoja žíl k litologickému prostrediu. Pri skúmaní hĺbky i smerného pokračovania, stratigrafická pozícia vhodných litologických horizontov hrá dôležitú úlohu. Predkladaná stratigrafia pozíciu jednotlivých litologických typov hornín značne pozmenila, čím sa zmenilo aj jedno z hlavných kritérií vyhľadávania rudných ložísk.

Druhý dôležitý následok pre ložiskovú geológiu je iná interpretácia geologickej stavby. V poslednom období sa zistilo, že významné žily sú viazané na prešmyky, resp. vrásove prešmyky, ktorých založenie je obyčajne na ramenách veľkých vrás, bez zreteľa na to či už ich potom tieto sledujú alebo nie. Vysledovanie týchto štruktúr a aj ich interpretáciu nová stratigrafia zákonite podmieňuje.

Ďalší významný dôsledok novej stratigrafie je pre syngenetické ložiská, resp. ložiská viazané na litostratigrafický horizont (hematitové kremence, impregnácie typu Smolník, Bystrého potoka, nerudné suroviny, metasomatické Fe-ložiská). Nová stratigrafia vo svojom ponímaní určuje aj ich pozíciu v geologickej stavbe a v stratigrafickej stupnici. Uvedené dôsledky spôsobujú aj iný metodický prístup v prieskume ložísk nerastných surovín.

Ako vidieť, pri vedeckom prístupe k riešeniu problematiky ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, každá nová stratigrafia má veľmi vážne dôsledky. To, že stratigrafia staršieho paleozoika nie je ustálená, má svoj negatívny vplyv aj na prieskum ložísk. To vedie aj k veľkej snahe stanoviť najpravdepodobnejšiu stratigrafickú schému.

Záver

Predkladaná stratigrafia je postavená na zákone superpozície vrstiev, doplnenom drobnoštruktúrnym a litofaciálnym výskumom. Bola overená množstvom technických prác. Rozpracovaná bola vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria s použitím výsledkov orientačných prác aj z ostatného územia.

Za základ boli zvolené faciálne vývoje reprezentované prislúchajúcimi súbormi hornín. Tieto fácie sa vyznačujú pomernou stálosťou a viac pozorovaní zatiaľ poukazuje aj na ich neopakovateľnosť. Zachovávajú voči sebe všade tú istú stratigrafickú pozíciu. Na základe spätosti vývoja doterajšej rakoveckej série s vulkanogénnou fáciou gelnickej série táto stratila postavenie samostatnej série a je považovaná za jeden z vývinov vulkanogénnej fácie gelnickej série.

V stratigrafickom zmysle jednotlivým fáciám zodpovedajú súvrstvia, ktoré majú ešte dielčie vývíny a to od spodu:

1. súvrstvie kojšovské (fácia psamitická alebo flyšová)
2. súvrstvie betliarske (fácia grafitických bridlíc)
   2 a. vývin nižnoslanský s karbonátmi a vulkanickými horninami
   2 b. vývin jedľovecký bez karbonátov s lyditmi
3. súvrstvie hnilecké (fácia vulkanogénna) s komplexom zelenkavých fylitov (na spodku) a vulkanickým komplexom (hore). V rámci súvrstvia sú dielčie vývíny (v tom istom čase ale v rôznom priestore) a to:
   3 a. vývin fylit — diabázový (rakovecký)
   3 b. vývin fylit — porfyroid — diabázovy (mníšanský)
   3 c. vývin fylit — porfyroidový (uhornianský)
   3 d. vývin fylitový (smolnícky).

Doručené: 24. IV. 1970
Lektoroval: dr. M. Máška, CSc

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

ANDRUSOV D. 1953: Vápence a bázické vyvreliny v paleozoiku Karpát. GS IV, č. 3—4. Bratislava.
— 1958-1959: Geológia Československých Karpát I., II. SAV Bratislava.
AHLBURG J. 1913: Die Erzlagerst. d. oberungar. Erzgebirges. Jahrbuch, Bd. XX. Budapest.
BAJANÍK Š. 1960: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnárka a obcou Hnilec. GP, Zprávy 20. Bratislava.
— 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou Horou a Hnilcom. GP, Zošit 61. Bratislava.
— 1968: Tektonická analýza rakoveckej série. Sbor. geol. vied ZK, zv. 9. Bratislava.
BARTALSKÝ J. — DRNZÍKOVÁ L. — GRECULA P. — NÁVESŤŇÁK J. 1962: Žilné ložiská CU — rúd vo východnej časti SGR. GP, Zošit 61. Bratislava.
BÖCK H. 1907: Beiträge zur Gliederung der Szepes-Gömörer Erzgebirge. Jahresbericht f. 1905. Budapest. (maďarský vo FIEJ 1905, Budapest. 1906).
ENGELS B. 1959: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deuschen Paleozoikum.
Geotektonische Forschungen, Stuttgart.
FUSÁN O. 1954: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti SGR. GP, Zprávy 1. Bratislava.
— 1957: Paleozoikum gemeríd. GP, Zošit 46. Bratislava.
— 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. GP, Zošit 55. Bratislava
— 1963: Vysvetlivky k listu Vysoké Tatry (1:200 000).

— 1967: Paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria (in Maheľ: Reg. geológie ČSSR II/1 Praha).
FUSÁN O. — KAMENICKÝ J. KUTHAN M. 1953: Geologický prehľad SGR. GS IV, č. 1—2. Bratislava.
FUSÁN O. — KANTOR J. 1954: Zpráva o geologickom výskume na 1 liste Švedlár. GP Zprávy 1. Bratislava.
FUSÁN O. — MÁŠKA M. — ZOUBEK V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. GP, Zprávy 2. Bratislava.
FUSÁN O. MÁŠKA M. 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. GP, Zprávy 7. Bratislava.
FUSÁN O. SNOPKO L. 1963: Bauelemente der Gemeriden. GP, Zprávy 28. Bratislava.
GRECULA P. 1963: Náčrt geologicko-štruktúrnych a ložiskových pomerov medzi Mníškom n/Hn. a Prakovcami GP, Zprávy 29. Bratislava.
— 1964: O postavení bázických hornín východne od Mníška n/Hnilcom. Zprávy o geologickom výskume v r. 1963. Bratislava.
— 1965: Geologická stavba strednej časti gemerid a jej vzťah k rudným ložiskám. Geofond Sp. Nová Ves.
GRECULA P. 1966: K stratigrafii gelnickej série gemerid. Čas. pro min. a geol. r. XI, č. 3 Praha.
— 1967: Vzťah medzi gelnickou a rakoveckou sériou (in Grecula: Seminár k 15. výročiu geologického prieskumu na Slovensku, Geolog. průzkum, r. IX. č. 10. str. 355. Praha.
GRECULA P. — VARGA 1966: Súčasné problémy stratigrafie a tektoniky gelnickej série gemerid. Geologický průzkum r. VIII, č. 7. Praha.
GROZS J. 1968: Drobnotektonický výskum medzi Smolníkom a Štósom. Rukopis. Archív Sp. Nová Ves.
GREGOR T. 1963: Štruktúrno — geologické pomery veporid a gemerid SZ od Jelšavy. GP, Zprávy 30. Bratislava.
ILAVSKÝ J. 1953: K otázke uhornianskej série SGR. GS III, č. 3—4. Bratislava.
— 1956: Predbežné výsledky detailného geologického mapovania okolia Smolníka. GP, Zprávy 8. Bratislava.
— 1957: Geológia rudných ložísk SGR. GP Zošit 46. Bratislava.
— 1959: Niektoré problémy metalogenézy v SGR. Acta č. 2. Bratislava.
— 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v SGR. Geofond Bratislava.
— 1962: Metalogenetický vývoj gemerid a jeho problémy. GP Zošit 61. Bratislava.
IVANOV M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Sbor. geol. vied ZK, zv. 3. Bratislava.
KAMENICKÝ J. 1952: Predbežná zpráva o petrografickom štúdiu uhorňanskej a drnavskej série širšieho okolia Helcmanovce — Prakovce. Geofond, Bratislava.
— 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Geofond.
— 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid. GP Zprávy 1. Bratislava.
— 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. GS VII, č. 1—2. Bratislava.
KAMENICKÝ L. 1954: Zpráva o geologickom výskume východnej časti topografickej sekcie Dobšina. GP Zprávy 1. Bratislava.
KAMENICKÝ L. — MARKOVÁ M. 1956: Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylit-diabázovej série v germidách. GP Zprávy 5. Bratislava.
— 1957: Petrografické štúdie fylitdiabázovej série gemerid. GP. Zošit 45. Bratislava.
KETTNER R. 1921: Příspěvek k poznaní geológie SGR medzi Gelnici a Dobšinou. Sborník I. Praha.
KLINEC A 1959: Stavba centrálnej časti gemerid. GP Zošit 56. Bratislava.
KUTHAN M. 1950: Staršie paleozoikum gemerid. GS I. č. 1. Bratislava.
MAHEĽ M. 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. GS IV. č. 1—2. Bratislava.
— 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika Západných gemerid. GP Zprávy 1. Bratislava.
— 1954: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemerid. GS V, č. 1—4. Bratislava.
MÁŠKA M. 1956: O gelnické fylit-diabázové a pipitské sérii v rámci stavby SGR. Výročná správa ÚÚG. Praha.
— 1959: Zpráva o výskume paleozoika SGR III. (karbón). ZGV v r. 1957. Praha.
— 1961: Kaledonský a varisky vývoj (in Tektonický vývoj Československa). Praha.

the phyllite-diabase a
canic complex comm
up there are interm
porphyries volcanism.
3. The Phyllite-por
4. Phyllite (Smoln
in the forms of tuff
chlorite-sericite phylli
Rakovec series).

Volcanogene facies
underlying facies of
area was considerabl
development. Outline
and volcanism deter
in the more northern
while in the central
already been mention

Basing upon new
and upon the new
anew. This time it
pelite-psammite sedi
bonates and volcani
effusive forms, less
dence synvolcanic ba
by Hercynian foldin
northern vergency
of the Caledonian
part of the Gelnica
which resulted in f
It forms a structura
palaeontologically do
posed of three litho
Flysch development
environment of sligh
rocks. Its upper part

The Gelnica S

Fig. 1. Geological c

1 — graphitic — s
base rocks (2 — 3
fenian, 7 — Middle

Fig. 2. Geologica
1 — graphitic — s
calations of acid tu

Enclosure 1. G
1 — graphitic —
let phyllites, 4 —
of acid tuffites, 6
porphyries, 10 — lo

Enclosure 2. Geolog
lation" of the so ca
tion with the ones o
2 — graphitic and c
1 — metapsammite
phyllites, 3b — thi

MATEJKA A. — ANDRUSOV D. 1931: Apercu de la geologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale etc. Knihovna 13 A. Praha.

ROZLOŽNÍK P. 1935: Die montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. Geologica Hungarica, ser. geol. Budapest.

ROZLOŽNÍK L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Sbor. geol. vied, ZK, zv. 7. Bratislava.

ROZLOŽNÍK P. 1912: Die geologischen Verhältnisse von Aranyi Ida. Jahrbuch XIX. fasc 6. Budapest, (mad. v FI Evkönyve, Budapest 1911).

SCHÖNENBERG R. 1947: Plutonizmus und Metalogenese in der Zipser Zone. Zeitschrift Deutschen g. Gess. 99. Stuttgart.

SNOPKO L. 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí N. Slanej. GP Zprávy 11. Bratislava.

— 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství v pôvodí rieky Slanej. GP Zprávy 11. Bratislava.

— 1960: Stručná zpráva o geologickom mapovaní južne od Dobšinej. GP Zprávy 20. Bratislava.

— 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti SGR. GP Zošit 61. Bratislava.

— 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Sbor. geol. vied. ZK, zv. 7. Bratislava.

— 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd Sbor geol. vied, ZK, zv. 8. Bratislava.

— 1969: Ideový projekt paleozoika SGR. Rukopis.

ŠTÚR D. 1868: Das Volovec und Galmusgebirge nördlich von Schmölnitz. und Gölnitz. Verhandlungen. Wien.

— 1869: Betricht, über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölnitz und Gölnitz. Jahrbuch XIX. Wien.

ŠUF J. 1936: Příspěvky k poznání geológie a petrografie jihovýchodní časti Slovenského Krušnohoří. Carpatica I. Praha.

UHLIG V. Baud und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig.

— 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichten der k. Akad. d. Wissench. Bd. CXVI. Wien.

WOLDŘICH J. 1912: Geologické štúdie a tektonické v Karpátoch severne od Dobšiné. Rozpravy XXI. Praha.

— 1913: Montanisticko-geologické stúdie ve SGR severne od Dobšiné. Rozpravy XXI. Praha.

ZELENKA L. 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku (list Gelnica — Prešov). Věstník III. Praha.

— 1927: Přehled geologických poměru území SZ od Košic (list Gelnica—Košice). Věstník III. Praha.

Vysvetlivky ku skratkám:

GP — Geologické práce
GS — Geologický sborník
Věstník — Věstník Stát. geol. ústavu (alebo ÚÚG)
Sborník — Sborník Stát. geol. ústavu (alebo ÚÚG)
Rozpravy — Rozpravy ČSAV II. tř.
ZGV — Zprávy o geologických výskumech
Jahrbuch, Wien — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien
Jahrbuch, Budapest — Jahrbuch d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest
Verhandlungen, Wien — Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt, Wien
Jahresbericht, Budapest — Jahresberichte der k. ung. geol. Anstalt Budapest
FIEJ — Földtani Intézet Evi Jelentése Budapest

The lower Ge
basis of new fin
ment of the Ge
existing Rakovec
Certain lithofa
series (a new co
ces reflecting the
zoic displays ch
in upper stratig
one facies (volc
irrecurrence.
The rock sequ
unstable upper
mencement nor
were appearing
the conditions o
vision of the Gel
rather faciallith
the whole evolut
velopment of the
In the lower
mite-Flysch faci
higher-up there
facies. Rock seq
as **bed sequences**
The Kojšov
of a Flysch na
the upper one is
The Betliar
sea with euxin
The beds are re
tes, metapsamm
(at present met
tonically active
The Hnilec
considerably as
features of Hnil
The Hnilec
phyllites, chlorit
of acid and basi
In the latter
and basic produ
of the basin, so
These zones are
types of magma
ones have been
all facies.
Within the H
logically corres
development.
1. Phyllite-di
with subsidiary
green phyllites
with the only d
although former
over the norther
2. The phylli

Fig. 1. Lithostratigraphic column of the Gelnica series.
1 — metapsammites alternating with phyllites, 2 — graphitic — sericitic phyllites with lydites (a), carbonates (b), acid and basic pyroclastics (c), 3a — chloritic, chloritic — sericitic phyllites, thin-bedded quartzites, 3b — diabase rocks, 3c — acid and intermediary pyroclastics, 3d — quartz porphyries (page 192)

Fig. 2. Lithological profile through the Kojšov beds in borehole SF — 4 (Jedľovec).
1 — massive dark quartzites, 2 — bedded quartzites somwhere with graded bedding, 3 — sericitic phyllites, 4 — sandy phyllites, 5 — graphitic — sericitic phyllites (page 194).

Fig. 3. Lithological profile through the Betliar beds in borehole SF — 22/2 (Jedľovec).
1 — loams, 2 — graphitic — sericitic phyllites, 3 — graphitic phyllites with lydites, 4 — dark thin-bedded quartzites somwhere containing graphitic pigment, 5 — Fe-Cu vein, 6 — metapsammites of the Kojšov beds (page 196).

Fig. 4. Lithological profile through the greenish phyllites complex of the Hnilec beds in borehole FV — 4 (Jalovičí vrch).
1 — volcanic complex of the Hnilec beds, 2 — chloritic — sericitic phyllites with intercalations of acid and basic pyroclastics, 3 — darkgreen fine-grained phyllites somwhere laminated, 4 — acid tuffites, 5 — graphitic — sericitic phyllites of the Betliar beds (page 199).

Fig. 5. Lithological profile through the volcanic complex of the Hnilec beds (the Mníšek evolution) in borehole FV — 5 (Jalovičí vrch).
1 — quartz porhyries, 2 — coarse-grained gray pyroclastics, 3 — greenish basic pyroclastics, 4 — laminated quartz phyllites, 5 — greenish and darkgreen coarse-grained pyroclastics somwhere laminated, 6 — diabase tuffites, 7 — greenish phyllites complex (page 200).

Fig. 6. Lithostratigraphic columns of the Gelnica series relating to the different evolutions of the Hnilec beds:
A — phyllite — diabase (Rakovec) evolution, B — phyllite — diabase — porphyroid (Mníšek) evolution, C — phyllite — porphyroid (Uhorná) evolution, D — phyllite (Smolník) evolution

1 — metapsammites and phyllites, 2 — graphitic — sericitic phyllites with carbonates (a) and lydites (b), 3 — greenish phyllites complex, 4 — diabase rocks, 5 — alternation of acid and basic pyroclastics, 6— porphyroids and intermediary pyroclastics, 7 — quartz prophyries (page 201).

Fig. 7. Lithological profile through the volcanic complex of the Hnilec beds (Dlhá rýha south of Mníšek n. Hnilcom).
1 — greenish phyllites complex, 2 — acid tuffites, 3 — porphyroids, 4 — basic pyroclastics, 5 — quartz porphyries, 6 — gabbrodiorites (?) — diabase with gabbrodiorite texture, 7 — diabase porphyrites, 8 — fine-grained diabase rocks, 9 — coarse-grained diabase tuffs, 10 — diabase tuffites (page 204).

Fig. 8. Detailed geological cross section in the area of Jalovičí vrch Hill.
1 — Kojšov beds (metapsammites + phyllites), 2 — Betliar beds (graphitic — sericitic phylites), 3 — greenish phyllites, 4 — acid tuffites, 5 — diabase rocks, 6 — basic porphyroids, 7 — quartz porphyries, (3 — 7 = Hnilec beds) (page 205).
Enclosure 1. Geological map and section of the area situated between Mníšek n. Hnilcom and Medzev.
1 — quartzites + phyllites — the Kojšov beds, 2 — graphitic — sericitic phyllites, 3 — acid pyroclastics, 4 — lydites (a), carbonates (b), 5 — chloritic — sericitic phyllites, 6 — violet phyllites (a), thin-bedded greenish quartzites (b), 7 — chloritic — sericitic phyllites with intercalations of acid pyroclastics, 8 — ashy acid tuffites, 9 — coarse-grained acid and basic pyroclastics, 10 — basic pyroclastics, 11 — quartz porphyries, 12 — diabase rocks, 13 — Carboniferous, 14 — Permian, 15 — Werfenian, 16 — Middle Triassic, 17 — Alluvii and loams (a), river terraces (b), 18 — tectonic lines (a), section line (b) (2 4 = the Betliar beds, 5 — 12 = the Hnilec beds).
Enclosure 2. Geological map and section Mníšek and Korban Hill.
1 — Kojšov beds, 2 — Betliar beds, 3 — Hnilec beds, 3 — chloritic — sericitic phyllites, 4 — acid tuffites, 5 — basic porphyroids, 6 — porphyroids, 7 — quartz porphyries, 8 — loams, alluvium.

Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy a Dobšinej.

ANDREJ ABONYI

Resultats préliminaires de l'étude comparative de la stratigraphie et de la tectonique de la partie septentrionale du Carbonifère des Gémérides située entre Jelšava et Dobšiná.

RÉSUMÉ

L'auteur compare „le Carbonifère de magnésite" de Jelšava avec la série de Rakovec et avec le Carbonifère de Dobšiná. L'annexe apporte le profil stratigraphique schématique de ce Carbonifère comprenant 3 assises. lesqelles diffèrent par leur lithologie et l'âge. Il s'agit de l'assise inférieure, moyenne et supérieure. La mise en valeur de la schistosité de stratification et la comparaison de l'assise inférieure (fig. 4 dans l'annexe) avec la moyenne et la supérieure nous prouve qu'il y a une discordance angulaire cachée entre l'assise inférieure et la moyenne. La comparaison du contenu lithologique „du Carbonifère de magnésite" de Jelšava avec la série de Rakovec et le Carbonifère de Dobšiná (fig. 3 dans l'annexe, montre le développement semblable. Nous supposons que l'assise inférieure de Jelšava appartient à la série de Rakovec et le Carbonifère propre forme que l'assise moyenne et supérieure lesquelles sont identiques avec le développement du Carbonifère de Dobšiná.

Úvod

Uzávery uvedené v článku vychádzajú jednak zo zistených nových údajov pri podrobnom geologickom mapovaní medzi Turčokom a Ochtinou (ABONYI A. — ABONYIOVÁ M. 1960), jednak z paralelizácie karbónu tejto oblasti s „dobšinským" karbónom hlavne podľa prác: ROZLOŽNÍK L. — 1956, 1957, 1959, 1963a 1965a.

V tejto práci sa predovšetkým zameriame na problémy stratigraficko-tektonické, ktoré v uvedenej práci o geologických pomeroch územia medzi Turčokom a Ochtinou neboli z rôznych dôvodov úplne doriešené a v niektorých prípadoch ani nadhodené.

Stratigraficko-tektonické pomery karbónu v oblasti Jelšavy podľa doterajších názorov

V tomto odseku uvedieme stratigraficko-tektonické pomery severného pruhu karbónu v oblasti Jelšavy tak, ako boli uvedené v práci ABONYI A. — ABONYIOVÁ M. (1960) a ďalej niektoré nové údaje, ktoré boli pôvodne pre nesprávne chápanie stratigrafie zanedbané a nepodstatné.

Na základe skamenelín, nájdených v podloží magnezitových telies v oblasti od Ochtinej na Z, bol určený vek tohto obzoru karbónu za moskov (ULRICH a BOUČEK 1931 — vrchný ural; HERITSCH 1954 — moskov) a všeobecne sa považoval za ekvivalent dobšinského karbónu (ANDRUSOV 1958).

Najnovšie BOUČEK — PŘIBYL (1960), na základe trilobitovej fauny v podložnej časti magnezitového ložiska Ochtiná a na základe revízie starších nálezov, usudzujú, že je toto súvrstvie staršie ako sa pôvodne zistilo a že patrí do namuru B—C.

Karbónske súvrstvie ako celok, bolo rozdelené na základe charakteristických hornín a rozdielnych podmienok sedimentácie (hĺbka sedimentácie, charakter pohybu morského dna), na tri súvrstvia.

a) Spodné súvrstvie.

Stratigrafické podložie tohto súvrstvia nepoznáme, nakoľko je uložené tektonicky na obale veporíd.

Spodné súvrstvie postupne od podložia tvoria tmavosivé kremence s hojnou pyritovou impregnáciou, ktoré pravdepodobne smerom od nadložia pozvoľne prechádzajú do zlepencov. Zlepence

netvoria jeden súvislý stratigrafický horizont, ale smerne i vertikálne prechádzajú do piesčitých bridlíc a fylitov. Tieto zlepence si všimol už aj ŠUF (1935), ktorý ich popisuje ako ložnú polohu v arkozovitých pieskovcoch a priraďujú ich ku gelnickej sérii. Poukazuje na značný rozdiel v ich valúnovom materiáli pri porovnaní s bind-rudnianskymi zlepencami. Popisované zlepence sú podľa neho polymiktnou horninou zloženou z valúnov aplitickej žuly (cca 40 %), arkozovitých pieskovcov (cca 10 %) a kremeňa cca 50 %) s rozmermi valúnov od 1—2 cm. Pôvod hlavne žulového materiálu vo valúnoch mu bol neznámy. Podľa MIŠÍKA (1953) materiál týchto zlepencov tvorí kremeň, aplitické žuly a pieskovce a zaraďuje ich k bazálnej časti paleontologicky dokázaného karbónu. Zlepence, smerom do nadložia, pozvoľna prechádzajú do sivých sericitických a chloritických fylitov, ktoré tvoria mohutný komplex s telesami bázických vyvrelín, polohami zelených bridlíc a diabázových tufitov. V blízkosti nadložia spodného súvrstvia, v tesnej blízkosti tufitických polôh (hlavne v ich nadloží), vystupujú vo fylitoch polohy magnezitov so žilkami kremeňa a mastenca (Veľká Šteť atď.). Najskôr tu ide o pôvodne tenké lavice vápencov chemogénneho pôvodu, v podloží i uprostred s polôžkami diabázových tufitov. Už podľa lavicovitého tvaru jednotlivých polôh magnezitu je zrejmé, že pôvodné vápence nie sú biohermného pôvodu. Sedimentácia spodného súvrstvia sa končí seriticko-chloritickými fylitmi.

b) Stredné súvrstvie

Podložie stredného súvrstvia tvorí ložná poloha bázických efuzív. Táto poloha výlevných hornín, ktorá hlavne v nadložnej časti — na styku s bridlicami — obsahuje tufitické polohy, lokálne (medzi Jedlovcom a hrebeňom Hrádku) má aj časti, ktoré svojou štruktúrou sú značne podobné hlbinným vulkanitom. Petrograficky táto poloha, i keď tvorí jeden stratigrafický horizont, nie je jednotná. Smerom západným, kde sú aj mocnosti týchto vyvrelín menšie, má vzhľad i petrografický charakter blízky diabázom (MAHEĽ 1954), kým v oblasti medzi Jedlovcom a hrebeňom Hrádku, kde sú značné mocnosti (100—200 m), má v strede polohy hypidiomorfne zrnitú štruktúru a petrograficky bola určená ako gabroamfibolit (MIŠÍK 1953), ba pravdepodobne z tejto oblasti aj ako diorit (BÖCKH — 1905). Táto stredne, až hrubozrnná facies, rovnomerne zrnitá, bez zjavného usmernenia, bola i chemicky identifikovaná ako diorit (EMSZT 1905 in MIŠÍK 1953). (Viď prílohu č. 5.) KANTOR a KAMENICKÝ (1951) spomínajú túto horninu spolu s lokalitami Fichtenhübel, Smolnícka Huta a Schnellenseifen ako diority s určitými gabroidnými vlastnosťami. ŠUF (1935) popisuje túto horninu ako saussuritizovanú gabrovú horninu z časti amfibolit a zrovnáva ju s dobšinským gabrodioritom pričom zisťuje, že je s ňou temer zhodná. V ďalšom celú polohu týchto bázických vyvrelín budeme označovať ako „gabroamfibolit" a to napriek celkovému výlevnému charakteru a napriek tomu, že jej rozličné časti boli rôzne petrograficky určené, aby sme ju jasne odlíšili od ostatných bázických hornín karbónu, nakoľko má jasne samostatné postavenie. Poloha „gabroamfibolitu" na niektorých miestach smerom do nadložia prechádza do tufitov, ktoré sa striedajú s polohami grafitických bridlíc. (Viď prílohu č. 6.) V nadloží „gabroamfibolit" prechádza do sivých grafitických, sericiticko-kremitých a ďalej na miestach, kde to nebolo zotreté neskorším tektonickým sunutím magnezitových telies, cez bridlice s lavicami dolomitov, tenko a hrubolavicovité dolomity do kompaktných dolomitov a do pôvodne organogénnych koralových vápencov (dnes magnezitov) a ďalej v nadloží magnezitov do diageneticky dolomitov. V podložnej časti začínajúcej karbonátovej sedimentácie sú časté výskyty skamenelín, ktorých vek bol všeobecne považovaný za moskov.

c) Vrchné súvrstvie

Začína polohou tmavosivých piesčitých bridlíc lokálne vo fácii zlepencov. V týchto jemnozrnných zlepencoch, okrem kremeňa, nebol nájdený iný materiál vo valúnoch. V ich nadloží lokálne vystupujú bledohnedé sericiticko-kremité bridlice.

Charakteristickým obzorom vrchného súvrstvia sú diabázy a diabázové tufity so šošovkami a lavicami bielych kryštalických vápencov. V tomto horizonte vystupujú lokálne aj chloritické bridlice s menším množstvom vulkanickej prímesi.

Sivé piesčité fylity (grafitické), zlepence a opäť fylity tvoria najvrchnejší obzor severného pruhu karbónu gemeríd v skúmanej oblasti. Z podložia sa vyvíjajú pozvoľne bez prerušenia sedimentácie. V ich tektonickom nadloží vystupujú už väčšinou horniny gelnickej série (aj turč. žula a južný pruh karbónu), ktoré sú na ne od juhu nasunuté.

Sedimentácia spodného súvrstvia karbónu začína plytkou lagunárnou sedimentáciou tmavých až čiernych jemnozrnných kremencov s hojným pyritom, v prostredí s nedostatočnou cirkuláciou

vody. Postupným prehlbovaním sedimentačného priestoru i okolia dochádza k transgresii mora, k sedimentácii zlepencov a pieskovcov. Ďalším sústavným geosynklinálnym klesaním sedimentačnej pánvy dochádza k vzniku jemnozrnných pelitických sedimentov s polohami bázických vyvrelín-diabázov a turfitov. V úzkej spätosti s vulkanickými členmi vystupujú v nadložnej časti spodného súvrstvia aj pôvodne tenké polohy vápenca, vzniklé chemickou sedimentáciou.

Stredné súvrstvie sa skladá z dvoch horizontov zásadne odlišného charakteru. Obzor nadložných plytkomorských karbonátových sedimentov, ktorých vek bol pôvodne určený ako moskov (dnes BOUČEK — PŘIBYL namuru B—C), je oddelený od hlbokomorského spodného súvrstvia ložnou polohou „gabroamfibolitu". Z charakteru sedimentov a vývoja územia je teda zrejmé, že medzi nimi muselo dôjsť k vyplytčeniu pánvy, t. j. k tektonickým pohybom v podloží, alebo v období tvorby polohy „gabroamfibolitu". Prechod „gabroamfibolitu" do nadložia je pozvoľný, bez prerušenia sedimentácie. Preto usudzujeme, že napriek jestvujúcim tektonickým pohybom nedošlo k vynoreniu starších útvarov a k denudácii v bezprostrednom podloží plytkomorských karbonátových sedimentov. Jednoznačne sa nezistilo, či k vynoreniu spodného súvrstvia a k určitej denudácii nedošlo v podloží „gabroamfibolitu" a preto tu sa kládla hranica medzi spodným a stredným súvrstvím. Od počiatku karbonátovej sedimentácie došlo opäť k pozvoľnému, ale sústavnému poklesu pánvy.

Počiatkom vrchného súvrstvia intenzita poklesu prevýšila vzrast sedimentov a dochádza k postupnému prehlbovaniu sedimentačného priestoru. Dochádza k sedimentácii jemnozrnných zlepencov výlučne s vytriedeným kremenným materiálom, ktoré pri postupnom prehlbovaní sedimentujú v piesčité a pelitické bridlice. Potom, pri sústavnom prehlbovaní, dochádza k efúzii bázických vulkanitov (diabázy, tufy a tufity) a k sedimentácii chemogénnych vápencov. Počas sedimentácie piesčitých bridlíc a zlepencov dochádza k morskej regresii a k vyplytčeniu pánvy. Diabázový vulkanizmus vrchného súvrstvia karbónu, na základe horeuvedeného, môžeme teda považovať za iniciálny vulkanizmus geosynklinálneho charakteru (ANDRUSOV 1958).

Na základe horeuvedeného vývoja karbónu vynorila sa otázka skrytej uhlovej diskordancie medzi vrstevnatosťou spodného súvrstvia a lavicovitých dolomitov stredného súvrstvia (celkove celého karbónu od plytkomorských koralových sedimentov nahor), ktorá by mohla potvrdiť predpokladané tektonické pohyby medzi spodným a stredným súvrstvím.

Na overenie predpokladanej diskordancie medzi spodným a stredným súvrstvím bol bežnými štatistickými metódami vypočítaný priemerný smer a sklon vrstevnatosti zvlášť u spodného súvrstvia a zvlášť u stredného a vrchného súvrstvia karbónu spolu. Zhodnocovali sa údaje získané pri geologickom mapovaní pričom sa aj uvažovalo o bridličnatosti, nakoľko je zhodná s vrstevnatosťou — spodné súvrstvie 114 meraní, stred. a vrchné súvrstvie 220 meraní. Priemerný smer vrstevnatosti spodného súvrstvia je 74°, sklon 41° k JV, stredného a vrchného súvrstvia 88° pri sklone 55° k J. Rozdiel v smere a v sklone vrstevnatosti je teda 14°. (Viď prílohu č. 4.)

Zistená diskordancia je jasným dôsledkom tektonických pochodov (s vrásnením, prípadne aj s metamorfózou) medzi „gabroamfibolitom" a jeho podložím, t. j. medzi spodným a stredným súvrstvím. To samozrejme nevylučuje možnosť pokračovania tektonických pochodov aj v období tvorby polohy „gabroamfibolitu".

Stratigraficko-tektonické pomery karbónu a rakoveckej (fylitdiabázovej) série v oblasti Dobšinej

Z paleozoických súvrství v oblasti Dobšinej, na základe fauny, bol určený vek len u tzv. „dobšinského karbónu". Na základe fauny dobšinský karbón zaradil RAKUSZ (1930) k vrchnej časti moskovu (samarský horizont-vestfal C, prípadne podľa novšej paralelizácie vestfal B—ANDRUSOV 1958 — str. 209).

Ďalší autori dobšinský karbón zaraďovali na základe fauny a flóry rôzne: od vestfalu až po ural (viď ANDRUSOV 1958 str. 209 a 210). Dodnes sa paleontologicky určené horizonty v „dobšinskom" a v „magnezitovom" karbóne všeobecne pokladali vekove za zhodné, t. j. za stredný karbón a približne za moskov (FUSÁN, KAMENICKÝ a KUTHAN 1953, MÁŠKA 1959, FUSÁN, MÁŠKA a ZOUBEK 1955).

Najnovšie BOUČEK — PŘIBYL (1960) považujú bazálnu časť dobšinského karbónu za vestfal A—B a ako už bolo spomenuté, pokladajú ju za mladšiu ako paleontologicky určený horizont magnezitového karbónu (ktorý je podľa nich namur B—C).

V podložnej časti rakoveckej série vystupujú psamitické, hrubšie detritické sedimentárne členy (KAMENICKÝ L. 1955), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pelitických ílovitých sedimentov (v predmetamorfnom stave). K hrubšie klastickým členom patria kvarcitické fylity a kremence. Ďalšia časť rakoveckej série, v nadloží spominaných bazálnych členov, je zložená

z mohutného komplexu nepravidelne sa striedajúcich sedimentárnych a vulkanických členov. Sedimentárne členy, pôvodne charakteru ílovitých bridlíc, boli epizonálnou metamorfózou premenené na chloritické a sericitické fylity zelenkastej farby. Miestami sú v nich vyvinuté i slabšie plochy šedých až tmavošedých fylitov (FUSÁN 1956). Vulkanické členy, singenetické s okolitými sedimentárnymi útvarmi, sú tvorené rôznymi druhmi diabázov (viď KAMENICKÝ — MARKOVÁ 1955, L. ROZLOŽNÍK 1956, 1965), ktoré tvorili pôvodne plošné lávové príkrovy a sú sprevádzané diabázovými tufmi a tufitmi. Vo vrchnej časti, jasne však ešte v rakoveckej sérii vystupujú polohy amfibolického gabra (amfibolitu) s lavicami bielych kryštalických vápencov (porov. ROZLOŽNÍK L. 1957, 1965 a str. 97, FUSÁN 1957). Podľa L. ROZLOŽNÍKA všetky tieto výskyty sú v blízkosti kremitého dioritu. Keďže sa našli aj vápencové polôžky striedajúce sa s polohami tufitickými, usudzuje, že môže tu ísť aj o kontaktné účinky kremitého dioritu, ktorým boli tufitické polohy zmenené v amfibolity (ROZLOŽNÍK L. 1959, 1965a str. 97).

Mimo efuzívnych vulkanických členov vystupujú v rakoveckej sérii aj vulkanity intruzívneho charakteru, ktoré podľa výskumov L. ROZLOŽNÍKA (1957, 1959, 1965a) sú späté s dobšinským kremitým dioritom. Kremité diority, ktoré podľa najnovších výskumov možno považovať za karbónske, t. j. nepatrne staršie ako je paleontologicky dokázaný horizont „dobšinského" karbónu (L. ROZLOŽNÍK 1959, 1965a, MÁŠKA 1959), tvorili pravdepodobne nehlboké intrúzie (MÁŠKA 1957) a sú podľa ROZLOŽNÍKA (1959, 1965a) pravdepodobne späté s kyslým intruzívnym predstrednokarbónskym granitoidným magmatizmom centrálnych západných Karpát.

Paleontologicky dokázané karbónske horniny v oblasti Dobšinskej ležia na rakoveckej sérii, prevažne však nad karbónskom (?), kremitom dicrite diskordantne a transgresívne. V dobšinskom karbóne sa rozlišujú nasledovné oddiely (ROZLOŽNÍK L. 1963a str. 41):

1. Vrstvy bazálneho zlepenca (3—8 m),
2. vrstvy karbonátov (5—20 m),
3. spodné vrstvy tmavých bridlíc a pieskovca (asi 40 m),
4. vrstvy tmavých a sericitických bridlíc s bázickými vulkanitmi a drobnými polôžkami vápencov (100—150 m ?),
5. vrchné vrstvy tmavých bridlíc a pieskovca (60—80 m ?),
6. vrstvy „nadložných konglomerátov" — hámorské vrstvy (250—300 m ?).

1. Podložný oddiel je zastúpený bazálnym konglomerátom s valúnami kremitého dioritu, amfibolického gabra, kremencov a iných. Tmel je drobný a vápenitý. Zlepence prechádzajú do šedého pieskovca drobovej povahy, ktorý miestami obsahuje slabé vložky tmavých ílovitých bridlíc (citované ROZLOŽNÍK L. 1957, str. 103, 104). Podľa rozboru materiálu bazálneho konglomerátu korbónu a permu sa všeobecne usudzuje (KRIST 1954, BIELY 1956), že počas hercynského orogénu — pred stredným karbónom — došlo k regionálnej metamorfóze rakoveckej série L. ROZLOŽNÍK (1935) uvádza i u dioritových valúnov v bazálnom dobšinskom zlepenci predstrednokarbónsku deformáciu (dolnú kataklózu). Podľa M. MÁŠKU (1959 str. 114), je istá časť porušenosti dioritov hádam skutočne predstrednokarbónskeho veku. Ich silná deformácia, sprevádzaná miestami i nedokonalou epizonálnou rekryštalizáciou, je však včítane deformácie v zlepencoch, až veku alpidného. V otázke deformácie karbónskych zlepencov je nám najbližší citovaný názor M. MÁŠKU (1954).

2. Oddiel je vyvinutý vo forme a tmavých krinoidových a koralových jemne kryštalických vápencov, vzácnejšie dolomitických vápencov (Gugel). Vápence sú zväčša zmenené v siderit-ankerit. Kolísavá mocnosť (3—20 m) karbonátovej polohy pripisuje sa rifovému vývoju.

3. Vrstvy tmavých bridlíc, piesčitých bridlíc a šedého sľudnatého pieskovca (spodné) sa začínajú sedimentáciou „svetlého konglomeratického pieskovca", ktorý cez grafické bridlice (až „uhoľný lupok") prechádza do „limonitického pieskovca" a do „nadložného pieskovca" (RAKUSZ 1930). Tento pieskovec sa strieda so šedými sľudnatými piesčitými bridlicami, s uhoľným pigmentom a ojedinele aj s vrstvičkami vápenca.

4. Vrstvy tmavých sericitických bridlíc s telesami bázických vulkanitov sa pozvoľne vyvíjajú z predchádzajúcich vrstiev. Vyššie, v polohe sericitických bridlíc, sa objavujú polohy diabázového tufu a chloritických bridlíc. Ojedinele vystupujú aj polohy bieleho kryštalického vápenca.

5. Vrchné vrstvy tmavých sľudnatých bridlíc, piesčitých bridlíc šedého sľudnatého pieskovca zachytili sa v údoli Tešnárky (vrt G—38) a pozvoľne prechádzajú do nadložných konglomerátov.

6. Vrstvy nadložných konglomerátov — hámorské vrstvy — vystupujú v samostatnej polohe v údoli Dobšinského potoka. Striedajú sa tu šedé sľudnaté bridlice, tmavé bridlice s uhoľným

pigmentom, piesčité bridlice, sľudnatý pieskovec, droby až konglomeráty a slojky antracitu (cm). MÁŠKA (1959) pripisuje tomuto súvrstviu paralický vývoj. Okruhliakový — valúnový — materiál hovorí za regresívny charakter sedimentácie.

Podľa uvedených skutočností vývoj rakoveckej série a karbónu v oblasti Dobšinej (i v širšom okolí) by bolo možné zrekonštruovať nasledovne:

Rakovecká séria je sériou geosynklinálnou, morského pôvodu, ktorá vznikla za mohutného subsindačného klesania morského dna. Sedimentácia bola sprevádzaná mohutným iniciálnym vulkanizmom bázického charakteru. Na základe valúnového materiálu z fylit-diabázovej série v bazálnych zlepencoch stredného karbónu je isté, že fylit-diabázová séria je staršia ako stredný karbón (ANDRUSOV 1958).

Po ukončení sedimentácie rakoveckej série, došlo k horotvorným pochodom, k vrásneniu a metamorfóze rakoveckej série. V období týchto tektonických pochodov, pravdepodobne však až tesne pred ich ukončením, nastal syntektonický granitoidný vulkanizmus, ktorý je vyvinutý hlavne v oblasti tatraveporíd a podľa najnovších výskumov vystupuje však v gemerídach ako kremitý diorit a jeho variety (Dobšiná). Je otázne, či už pred intrúziou „karbónského" kremitého dioritu došlo k vynoreniu rakoveckej série a k jeho denudácii. Na hĺbku denudácie, ktorá prebehla medzi intrúziou dobšinského dioritu a sedimentáciou karbónu nie je možné usudzovať presnejšie, nakoľko i keď podľa MÁŠKU (1959), je kremitý diorit nehlbokou ložnou intrúziou — nebol doteraz nájdený jeho výlevný ekvivalent.

Na to, že dobšinské diority vznikli až v konečných fázach vrásnenia, t. j. medzi rakoveckou sériou a karbónom a že tieto diority sú ďaleko menej postihnuté metamorfózou súvisiacou s týmto vrásnením ako sedimentárne a efuzívne členy rakoveckej série, poukázal už MÁŠKA (1959 str. 114), keď tvrdí, že diority sú najskôr neskoro sudetské vzhľadom k svojmu zloženiu, subvulkanickému charakteru a pomerne slabej predstrednokarbónskej kalaklázy".

Na základe litológie karbónskych hornín by bolo možné zrekonštruovať vývoj karbónskych sedimentov nasledovne:

Po sedimentácii príbojových zlepencov malej mocnosti (transgresívneho charakteru) dochádza k pozvoľnému prehlbovaniu sedimentačného priestoru a ku karbonátovej sedimentácii plytkomorských organogénnych vápencov. Ďalším intenzívnejším prehlbovaním sedimentačného priestoru došlo k ukončeniu tvorby biohermných útvarov. Nasadila sa sedimentácia pelitická s polohami grafitických bridlíc a dolomitových vápencov, potom sľudnatých pieskovcov a piesčito-grafitických bridlíc. Ďalším prehlbovaním sa grafitická substancia stráca a sedimentácia prechádza do šedých a zelenkastých ílovitých bridlíc s polohami diabázových tufitov a miestami celistvých diabázov, čím sedimentácia nadobúda charakter geosynklinály s bázickým iniciálnym vulkanizmom.

V nadloží sericitických bridlíc s bázickými vulkanitmi vystupuje súvrstvie tmavých bridlíc, pieskovcov a konglomerátov, tzv. hámorské vrstvy v paralickom vývoji, ktoré poukazujú na regresiu mora a dochádza k vynoreniu a k denudácii pred sedimentáciou permu.

Stratigrafické-tektonické pomery „magnezitového karbónu" v oblasti Jelšavy na základe zhodnotenia nových poznatkov a po paralelizácii s rakoveckou sériou a karbónom v oblasti Dobšinej

Ako z horeuvedeného vyplýva, vývoj rakoveckej série v podloží „dobšinského" karbónu je na základe charakteru sedimentácie i vulkanizmu (bez dobšinského dioritu) zhodný s vývojom doteraz do karbónu zaraďovaných sedimentov „spodného súvrstvia" v oblasti Jelšavy. Dobšinský diorit, podľa novších výskumov, je najmladšia hornina pred paleontologicky dokázaným stredným karbónom a javí sa intruzívnym ekvivalentom výlevného „gabroamfibolitu" z magnezitového karbónu. Toto sa zdá potvrdzovať chemické a petrografické zloženie i stratigrafické uloženie „gabroamfibolitu". Vývoj dobšinského karbónu je celkove litologicky zhodný s vývojom stredného a vrchného súvrstvia karbónu z oblasti Jelšavy.

Na základe toho, zatiaľ bez detailnejších dôkazov, pripusťme preto oproti pôvodnej, nasledovanú novú paralelizáciu „dobšinského karbónu" a rakoveckej série s horninami „magnezitového karbónu (v pôvodnom zmysle slova).

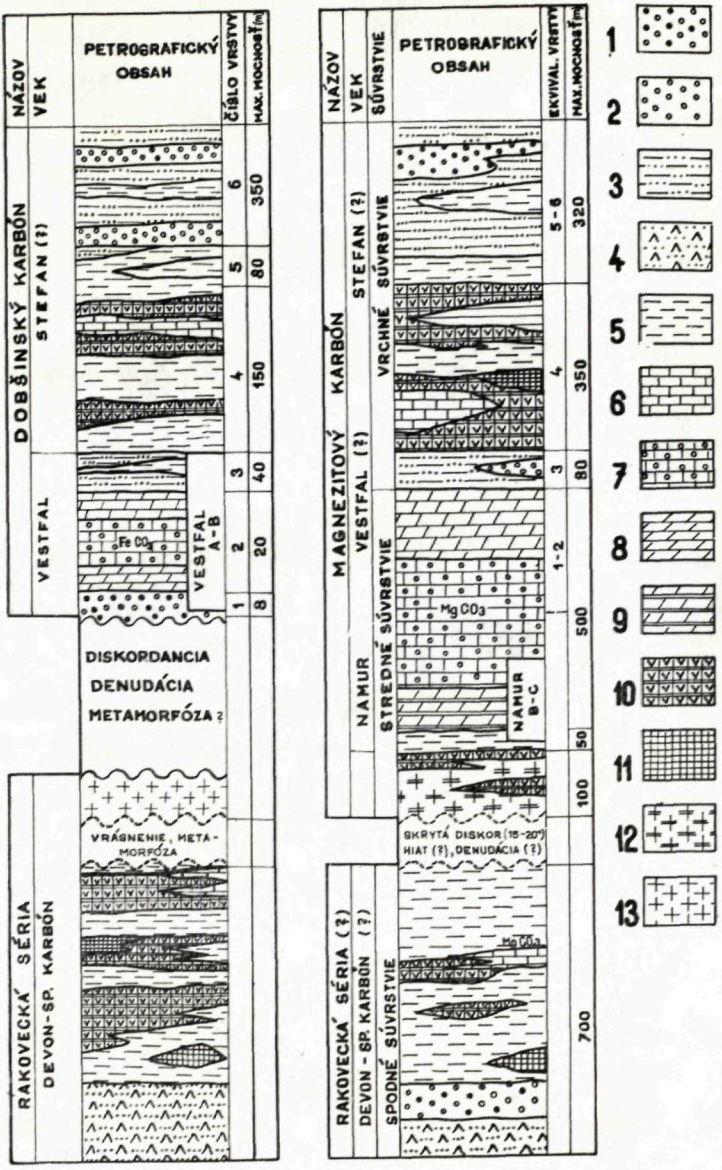
(Príloha 3.)

SCHEMATICKÝ PROFIL KARBÓNOM A RAKOVECKOU SÉRIOU

PRÍL. Č. 3.

DOBŠINÁ (Podľa Rozložníka 1963a)

JELŠAVA (A. Abonyi 1963)



Príloha č. 3:
1) polymiktné zlepence, 2) monomiktné zlepence, 3) piesčité bridlice, pieskovce, 4) kremence, 5) bridlice, fylity, 6) vápence, 7) biohermné vápence, 8) dolomit, 9) dolomit s polohami bridlíc, 10) diabázové tufy a tufity, 11) diabázy, bázické vulkanity, 12) „gabroamfibolit", 13) diorit a jeho variety.

Podľa tohto delenia MÁŠKA (1959 str. 143) spodné súvrstvie (vrstvy selčianske) lubenickej série (v oblasti Jelšavy a Lubeníka) je z časti perm (?) obalovej série veporíd, zčasti rakovecká séria. V skúmanej oblasti ním vymedzené stredné a vrchné súvrstvie (vrstvy chyžnianske a hámorské) vystupujú približne v zhodnom vývoji ako sú popísané v jeho práci a ako celok sa zhodujú (odhliadnúc od vzájomného rozhrania stredného a vrchného súvrstvia) nami vymedzenom strednom a vrchnom súvrstvím (bez „gabroamfibolitu").

Stratigraficko-faciálna paralelizácia „magnezitového" a „dobšinského" karbónu v práci BOUČEK — PŘIBYL (1960 str. 12) sa líši od nami vykonanej paralelizácie jednak už spomínaným rozdielom (prevzatým od MÁŠKA 1959), jednak i tým, že nespomína v nadloží paleontologicky dokázané karbónske vrstvy vystupujúce ako diabázy, tufy, tufity v oblasti Dobšinej. Tým sa stalo, že ich vekový i litologický ekvivalent z oblasti „magnezitového" karbónu takzvané „vrstvy markušovské" považuje za vekove zhodné s bazálnymi zlepencami, bridlicami a krinoidovými vápencami z oblasti Dobšinej. Podľa našej paralelizácie, bazálne zlepence, organogénne vápence (krinoidové) a ich sprevádzajúce silne grafitické bridlice z oblasti Dobšinej, sú vekovým ekvivalentom nadložnej časti organogénnych vápencov (dnes premenených na magnezit), prípadne až diaganetických dolomitov a grafitických bridlíc a zlepencov, z vrchnej časti stredného a spodnej časti vrchného súvrstvia magnezitového karbónu. Z tejto časti pochádzajú všetky doteraz určené skameneliny magnezitového karbónu. Ona (BOUČEK — PŘIBYL 1960 str. 11 namur B—C) sedimentovala teda skôr ako bazálna časť dobšinského karbónu, ktorá je (BOUČEK — PŘIBYL 1960 — str. 10 a 11) westfal A—B t. j. sedimentovala ešte za stratigrafického hiátu a prejavuje sa v oblasti Dobšinej medzi intrúziou kremitého dioritu a sedimentáciou bazálnej časti karbónu. V tom prípade, ak berieme na základ vek dobšinského a magnezitového karbónu určený BOUČKOM A PŘIBYLOM (1960) za stratigrafický hiát (obdobie denudácie) medzi intrúziou dobšinského dioritu a sedimentáciou bazálnych zlepencov karbónu v Dobšinej, trval len hiát od počiatku namuru B—C až po westfal A—B.

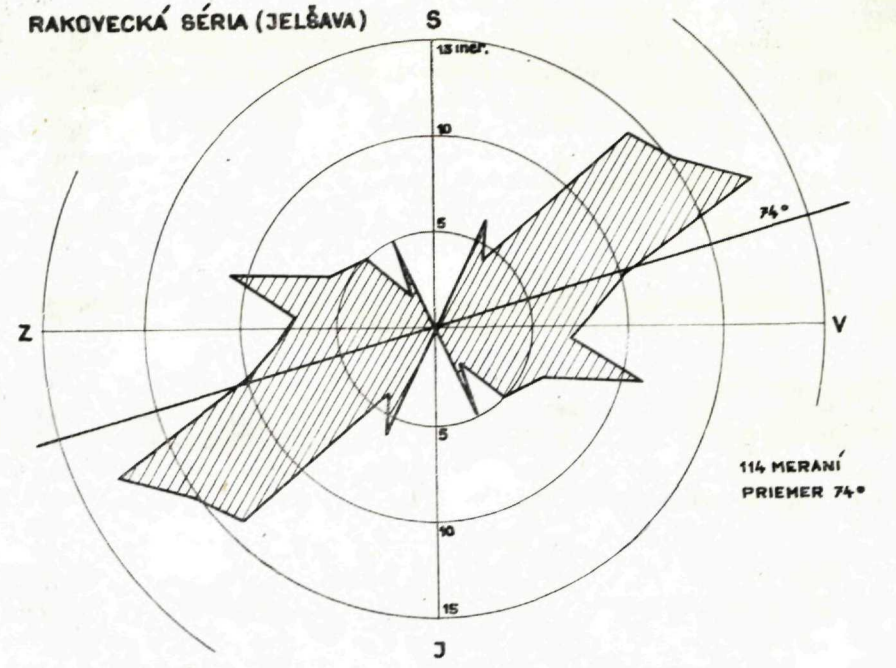
Podľa toho, na základe pozvoľného prechodu efuzívneho „gabroamfibolitu" (ktorý považujeme za vekový a genetický ekvivalent dobšinského dioritu) do paleontologicky dokázaných karbónskych vrstiev „magnezitového" karbónu, mohli by sme považovať za určený aj vek dobšinského dioritu ako namur B—C (nepatrne starší ako sedimenty bezálnej časti magnezitového karbónu).

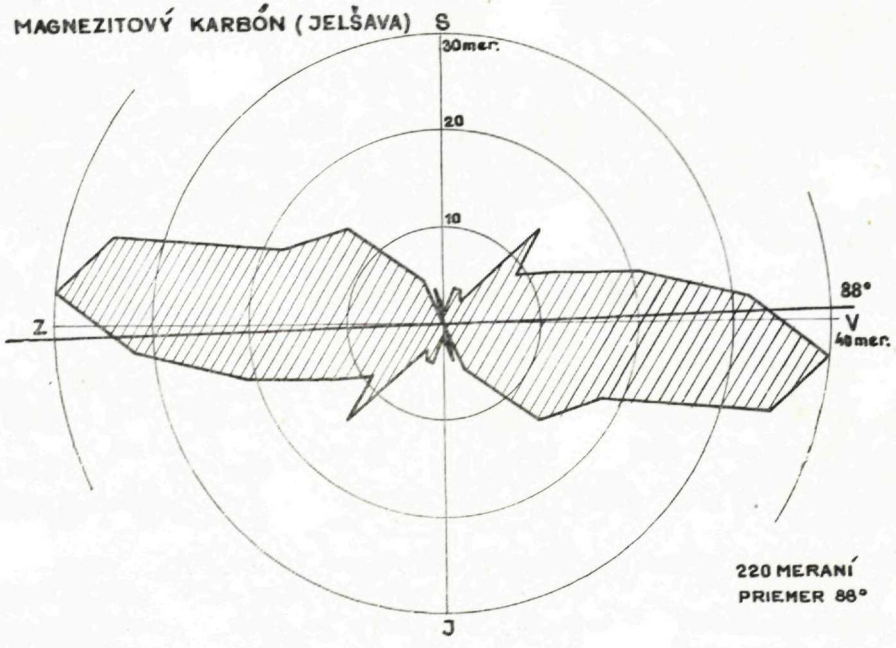
Na základe novej stratigrafickej koncepcie je rakovecká séria a karbón — ako celok v oblasti Jelšavy a Dobšinej — vzájomne značne blízky, čo dokazujú nasledovné údaje:

1. Vykonať podrobné štúdium valúnového materiálu zlepencov z podložia série v oblasti Jelšavy (časť býv. „magnezitový karbón") je podľa litologického charakteru oboch súvrství úplne zhodný. V podložnej časti v oboch prípadoch vystupujú hlavne sedimentárne členy, viac detritické, ktoré pozvoľne prechádzajú do chloritických bridlíc s polohami bázických efuzív, tufov a tufitov. V blízkosti nadložia, v oboch územiach, vystupujú polohy vápencov (lavice) uprostred tufitických hornín. Celkový charakter sedimentácie i vulkanizmu je preto zhodný.

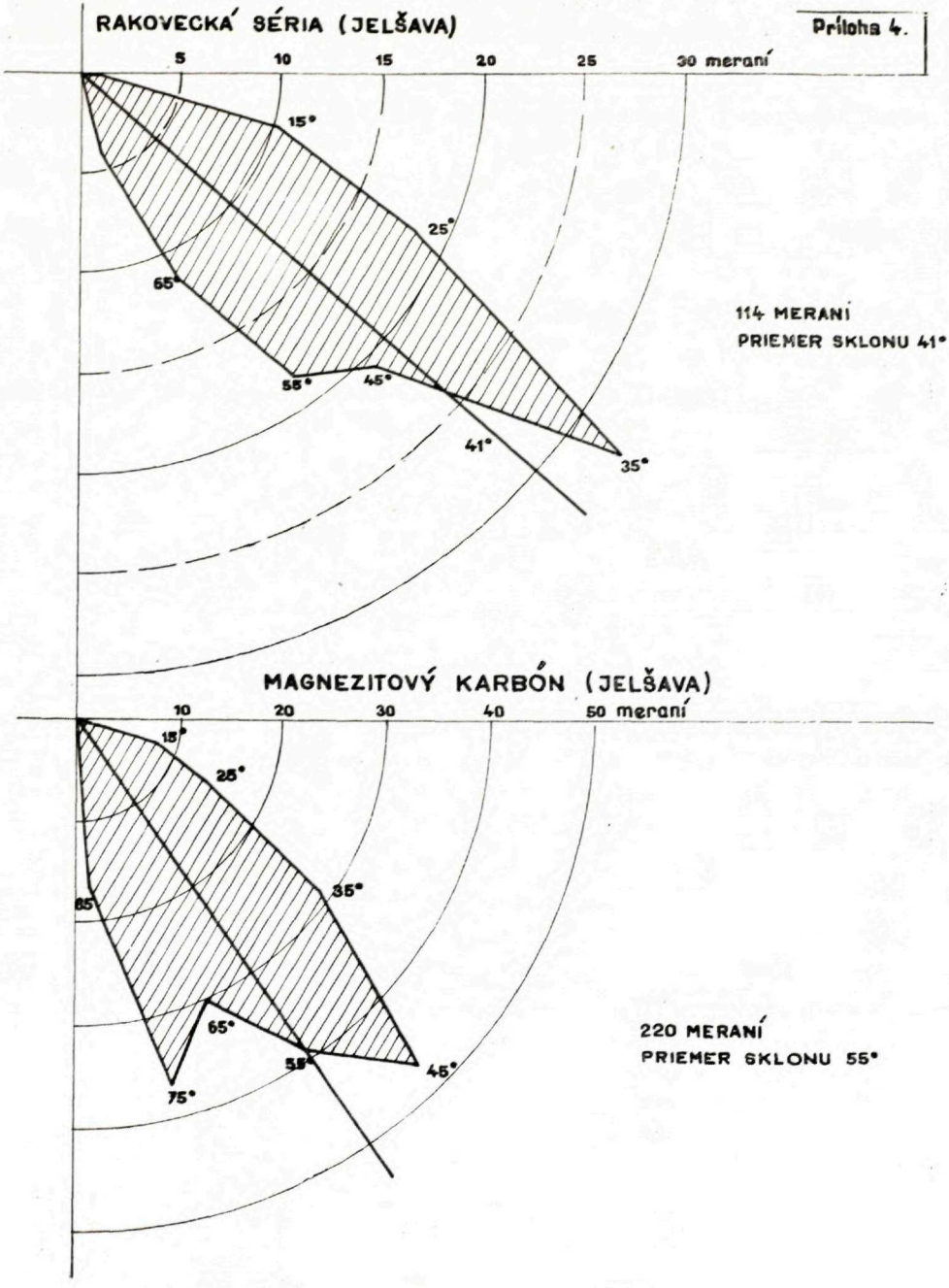
2. V Dobšinej je overené, že pred intrúziou kremitého dioritu a po ukončení sedimentácie fylit-diabázovej série, došlo k vrásneniu a k metamorfóze predkarbónskych sérií. To isté vrásnenie sa prejavuje ako skrytá diskordancia v podloží „gabroamfibolitu" v oblasti Jelšavy. Či v období pred intrúziou kremitého dioritu

SMER VRSTEVNATOSTI A BRIDLIČNATOSTI





SKLON VRSTEVNATOSTI A BRIDLIČNATOSTI



došlo v oblasti Dobšinej aj k prerušeniu sedimentácie a k denudácii predkarbónskych sérií nie je jasné, je však možné toto pripustiť. V oblasti Jelšavy, v podloží „gabroamfibolitu" (ako to dokazuje skrytá uhlová diskordancia), došlo veľmi pravdepodobne k prerušeniu sedimentácie a k vynoreniu, k denudácii hornín rakoveckej série.

3. Na základe petrografickej charakteristiky, chemizmu i úložných pomerov, zdá sa nám veľmi pravdepodobné, že intruzívny kremitý diorit z Dobšinej je geneticky a vekove zhodný s efuzívnym „gabroamfibolitom" z oblasti Jelšavy. Táto paralelizácia plne súhlasí aj s celkovým stratigrafickým poňatím stavby územia.

4. Vývoj karbónskych súvrství v oblasti Dobšinej a v oblasti Jelšavy je, keď odhliadneme od niektorých detailov (ako bazálne zlepence v Dobšinej atď.), úplne zhodný. Je to zrejmé z litologického charakteru sedimentárnych hornín ako i z charakteru vulkanizmu. Určité odchýlky sú v bazálnej časti karbónskeho súvrstvia. Sedimentácia karbónu v oblasti Jelšavy začala skôr ako sedimentácia dobšinského karbónu a to ešte v období denudácie rakoveckej série v oblasti Dobšinej (za stratigrafického hiátu medzi intrúziou kremitého dioritu a sedimentáciou karbónu), nakoľko v „magnezitovom karbóne" medzi efuzívnym gabroamfibolitom (vekovým i genetickým ekvivalentom dobšinského dioritu) a karbónom je pozvoľný prechod sedimentácie. Na zhodný litologický charakter „dobšinského" a „magnetizového" (v novom pojatí) karbónu, nami porovnávaného, poukázal už MÁŠKA (1959), keď obidva vývoje zaradil do stredného a vrchného súvrstvia lubeníckej série (C_2 a C_2 g).

5. Dôkazom na podopretie podávanej stratigrafickej koncepcie sú aj zlepence zo spodnej časti rakoveckej série z okolia Jelšavy. Tieto zlepence by podľa pôvodnej stratigrafickej koncepcie vystupovali v spodnej časti karbónu ako bazálne zlepence. Považovali sa za relatívne staršie, ako paleontologicky dokázaný horizont, zrejme však ešte karbónske, z ktorých smerom do nadložia prebieha pozvoľný neprerušovaný vývoj karbónskych vrstiev. Pri predpoklade, že uvedené zlepence sú bazálnymi zlepencami karbónu a že transgresia karbónu v oblasti „magnezitového karbónu" (v starom poňatí) prebehla skôr ako v Dobšinej, je zrejmé, že uvedené zlepence museli vznikať práve za obdobie mohutnej denudácie rakoveckej série v ostatných častiach gemeríd, zvlášť v Dobšinej. Keďže je nepredstaviteľné, že by rakovecká séria, v oblasti odkiaľ bol prinášaný materiál do tých zlepencov, bola zásadne iného vývoja ako v oblastiach dnes známych, je nevysvetliteľné, prečo v týchto zlepencoch sa nevyskytuje ani ojedinelý okruhliak — valún — bázickej vyvreliny (diabázov, tufov, tufitov atď.).

Podľa nami navrhovaného stratigrafického zaradenia uvedené zlepence tvoria podložnú časť fylit-diabázovej série, preto je pochopiteľné, že môžu obsahovať okruhliaky iba zo starších sérií, úlomky bázických vyvrelín nemôžu obsahovať. (V tom prípade, ak odhliadneme od okruhliakov z diabázov z vrchnej časti gelnickej série, ako od prípadu, ktorý doteraz je nedokázaný v tejto časti gemeríd — je málo pravdepodobný.)

Pri celkove veľmi blízkom vývoji rakoveckej série a karbónu v oblasti Jelšavy a Dobšinej, sú medzi nimi aj určité rozdiely:

1. Intenzita bázického vulkanizmu rakoveckej série v oblasti Jelšavy je zjavne menšia ako v oblasti Dobšinej, a vystupuje tu relatívne viac sedimentárnych členov (smerom ďalej na západ je to ešte nápadnejšie).

2. Poloha „gabroamfibolitu" je len lokálne chemicky a petrograficky blízka

dioritom z Dobšinej. Ináč pre asimiláciu väčšieho množstva bázického materiálu rakoveckej série a výlevného charakteru má, smerom na západ, skôr povahu diabázov.

3. Medzi dioritom a karbónom v Dobšinej je zjavná diskordancia a karbón transgresuje na diorit a rakoveckú sériu. Medzi „gabroamfibolitom" a magnezitovým karbónom je pozvoľný prechod bez prerušenia sedimentácie.

V Dobšinej, po zvrásnení rakoveckej série a i po nasledujúcej intrúzii kremitého dioritu, ostala oblasť súšou a podliehala denudácii, takže karbón začína transgresívnymi bazálnymi zlepencami. Zatiaľ v oblasti Jelšavy, po zvrásnení rakoveckej série (prejavujúcej sa dnes hlavne skrytou diskordanciou, kedy mohla byť oblasť tiež vynorená a pravdepodobne podliehala slabšej denudácii), dochádza pravdepodobne k poklesu územia až pod morskú hladinu, takže výlevný ekvivalent kremitého dioritu — tzv. gabroamfibolit — sa uložil už pod morskou hladinou a tufity v jeho nadložnej časti pozvoľne prechádzajú už do morských dokazateľne karbónskych sedimentov (plytkomorských, alebo do otvoreného mora) bez bazálnych zlepencov. Teda i napriek neprítomnosti bazálnych zlepencov v oblasti Jelšavy v podloží karbónu, prebiehajúce tektonické pochody boli kvalitatívne (tendencia pohybu, vrásnenie atď.) zhodné s pomerami v Dobšinej a líšili sa pravdepodobne iba kvantitatívne. (Značnejšie vynorenie rakoveckej série v Dobšinej pri vrásnení a jeho neskoršie opätovné ponorenie pod morskú hladinu.)

Záver:

Záverom by bolo účelné načrtnúť problémy, ktoré v súvislosti s novým stratigrafickým zaradením jednotlivých útvarov v oblasti Jelšavy vyvstávajú. Na overenie navrhovanej paralelizácie by sa v budúcnosti mohlo:

1. Vykonať podrobné štúdium okrúhliakového — valúnového — materiálu zlepencov z podložia rakoveckej série.
2. Detailne overiť styk „gabroamfibolitu" s podložím.
3. Sledovať rozdiely v metamorfóze, v drobnotektonických deformáciách a vo vrstevnatosti medzi rakoveckou sériou a karbónom v širšom rozsahu (oblasť jelšavská).
4. Urobiť petrografické a chemické porovnanie rôznych variet dobšinského dioritu a „gabroamfibolitu".

Predložené stratigrafické delenie karbónu umožňuje priestorové vymedzenie stratigrafického horizontu karbónskych biohermných karbonátov, ktoré sú obyčajne čiastočne metasomaticky zmenené na magnezit. Keďže v tomto horizonte vystupujú všetky hospodársky významné ložiská slovenských magnezitov, je otázka vymedzenia tohto horizontu, na základe litofaciálnych znakov z celého komplexu karbónskych hornín, mimoriadne dôležitá pre vyhľadávanie nových magnezitových ložísk, zvlášť v úseku od doliny Rimavy po Podrečany, kde je prevažná časť karbónu prikrytá terciernymi usadeninami.

LITERATÚRA

ABONYI A. — ABONYIOVÁ M. 1960: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložická. Geologické práce, Zprávy 24. Bratislava.
ANDRUSOV D. 1958: Geológia československých Karpát SAV, Bratislava.
ANDRUSOV D. — ZOUBEK V. 1953: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej ob-

lasti — Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sborník IV. č. 3—4, Bratislava.
BOUČEK B. — PŘIBYL A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. Geologické práce. Zprávy 20, Bratislava.
BIELY A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geologické práce. Zprávy 5, Bratislava.
BYSTRICKÝ J. — FUSÁN O. — MAHEĽ M. 1957: Prehľadná mapa Spišsko-gemerského rudohoria, Geologické práce zošit 46. Bratislava.
FUSÁN O.: Paleozoikum gemerid. Geologické práce, zošit 46. Bratislava.
FUSÁN O. 1958: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimave a obcou Zelené na rieke Ipli. Geolog. práce, zpráva 13. Bratislava.
FUSÁN O. — KAMENICKÝ J. — KUTHAN M. 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník IV. Bratislava.
FUSÁN O. — MÁŠKA M. — ZOUBEK V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geologické práce. Zprávy 2. Bratislava.
KAMENICKÝ J. 1955: Zpráva o geologicko montanistických pomeroch medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis. Bratislava.
KAMENICKÝ J. — MARKOVÁ M. 1956: Predbežná práca o petrografickom výskume fylit-diabázovej série v gemeridách. Geol. práce. Zprávy 5. Bratislava.
MAHEĽ M. 1953: Niekolko stratigraficko tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV. č. 1—2 Bratislava.
MAHEĽ M. 1954: Stratigraficko-tektonické pomery paleozoika západných gemerid. Geol. sborník V. č. 1—4. Bratislava.
MAHEĽ M. 1954: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemerid. Geol. sborník V. č. 1—4. Bratislava.
KOTÁSEK J. 1957: Detailní mapovaní v okolí Železníka. Rukopis. Archív GÚDŠ.
KRIST E. 1954: Karbonské zlepence bind — rudnianskeho vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce. Zprávy 4. Bratislava.
MÁŠKA M. 1957: Zpráva o výskume Spišsko-gemerského Rudohoří I. perm. Zpráva o geologických výzkumech v r. 1956. Praha.
MÁŠKA M. 1959: Zpráva o výskumu Spišsko-gemerského Rudohoří (III. karbon — celkove) Zpráva o geol. výzkumech v r. 1957, Praha.
MIŠÍK M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geologický sborník IV. č. 3—4. Bratislava.
RAKUSZ GY. 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina und Nagyvisnyó, Geologica Hungarica, Budapest.
ROZLOŽNÍK L. 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní územia severovýchodne od Dobšinej. Rukopis. Košice.
ROZLOŽNÍK L. 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geologické práce, Zprávy 11. Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1959: Tektonické postavenie rudných ložísk v okolí Dobšinej, Acta geologica Nr. 2. Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1962: Problémy metalogenézy okolia Dobšinej. Geologické práce, Zošit 61. Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1963a: Bazické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1965 a: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Sborník geol. vied, Záp. Karpaty, Zv. 4. Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1963 b: The Relation Betwen Faults and Foliation in the „Shear Zone" of the Dobšina Vicinity. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava.
ROZLOŽNÍK L. 1965 b: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Sborník geol. vied, Záp. Karpaty, Zv. 4. Bratislava.
SNOPKO L. 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství v povodí rieky Slanej. Geologické práce, Zprávy 11. Bratislava.
SNOPKO L. 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfóze krystalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geologické práce. Zprávy 11. Bratislava.
ŠEVČÍK R. 1958: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Železník-okolie Fe+Cu. Rukopis. Archív Geolog. prieskumu.
ŠUF J. 1935: Magnezitové ložiská a geologické pomery okolí Jelšavy na Slovensku. Banský svět XIV. Praha.

ŠUF J. 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnícke na Slovensku. Banský svět XIV. č. 9. Praha.
ULRICH F. — BEUČEK B. 1931: Výskyt skamenelín v magnesitové zóně Slovenského Rudohoří. Věstník Statního geolog. ústavu. Praha.
VARGA I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Záp. Turcom a Rimavou. Geologické práce, Zprávy 29. Bratislava.

Preliminary Results of Comparative Stratigraphical and Tectonical Studies in the Northern Belt of Gemeride Carboniferous from the Areas of Jelšava and Dobšiná

ANDREJ ABONYI

Abstract

The article deals with parallelization of magnesite Carboniferous around Jelšava and Dobšiná, basing upon the results of detail geological mapping in wider vicinity of Jelšava and upon published works by L. Rozložník (1956, 1957, 1959, 1963a) concerning the area of Dobšiná.

The author gives a schematic stratigraphic profile of magnesite Carboniferous (Encl. 3) distinguishing — in originally Carboniferous formation — three characteristic facies differing in lithology and age.

The lower beds rest tectonically on the envelope of Veporides. In an idealized profile the beds contain the following rocks from the oldest to youngest formations: darkgrey graphite quartzites, polymict conglomerates (pebbles of applite granite, sandstones, quartz), sericite and chlorite phyllites with strata of diabase tuffs and tuffites, green schists and bodies of basic effusives, with a stratum of original limestones (not bioherm) altered into magnesite, in the upper part of phyllites.

The middle beds commence with a stratum of basic effusives „gabbroamphibolite" passing gradually through tuffites into graphite schists toward the overlier. This one is foloowed by a dolomite stratum with schists intercalation, bioherm limestones (altered into magnesite) and diagenetic dolomites.

The upper beds are slowly developing from the middle ones and commence with a straum of sandy schists and monomict conglomerates (pebbles of vein quartz). There are also sericite-quartzous schists, somewhere with high graphite contents, passing into diabase tuffs and tuffites (somewhere diabases) with thick strata and beds of white crystalline limestones, and into chlorite schists. Grey sandy schists (graphite) monomict conglomerates and again sandy schists from the uppermost horizon of the magnesite Carboniferous.

Statistic evaluation of schistosity and stratification and mutual comparison of the lower sequence with the middle and upper ones (Encl. 4) showed hidden angular unconformity between the lower and middle sequences of beds. The unconformity has also been found by drilling (Encl. 2). Consequently, it seems probable that the lower sequence of beds cannot be referred to the palaeontologically documented magnesite Carboniferous (Namurian B—C), that it is older and separated from the latter by the angle unconformity.

The comparison of lithological composition of the Rakovec series and that of the Carboniferous from the area of Dobšiná with originally Carboniferous beds from the area of Jelšava (Encl. 3) indicates their considerably resembling development and supports the former supposition about the lower beds from the area of Jelšava belonging to the Rakovec series and the magnesite Carboniferous proper forming only the middle and upper beds indentic with the Dobšiná Carboniferous.

Príloha č. 5

Chemické analýzy „gabroamfibolitu"
(z časti rovnomerne zrnitej, hlbinného charakteru)

	1		2		
SiO_2	50,875 %		45,37 %	S	0,07 %
TiO_2	2,148 %		0,84 %	Sn	st
Al_2O_3	15,090 %		6,42 %	Co	0,001 %
Fe_2O_3	11,210 %		21,72 %	Ni	0,008 %
FeO	0,625 %		3,09 %	Cu	0,02 %
MnO	stopy		0,15 %	Cr_2O_3	0,39 %
CaO	6,375 %		9,15 %	V_2O_5	st
MgO	5,882 %		7,92 %	Spolu:	99,929 %
K_2O	0,359 %		0,05 %		
Na_2O	4,031 %		1,38 %		
PO_4	0,226 %	pri 105°C	0,79 %		
H_2O	0,465 %	P_2O_5	0,31 %		
strata ž.	2,226 %		2,26 %		
Spolu:	99,582 %				

1. Böck 1905 (Ing. Mišík 1953) Analyzoval Emszt (1905)
2. Analyzovalo laborat. Geolog. prieskumu Sp. N. Ves — Bláhová K — 1958 Lokalizácia: Hrebeň Hrádku (pri Jelšave).

Príloha č. 6

Popis časti vrtov poukazujúcich na pozvoľný prechod „gabroamfibolitu" do sivých grafitických bridlíc v podloží karbonátov magnezitových telies

Vrt č. VPA — 11

do 128,5	Svetlošedý strednokryštalický magnezit (dolomagnezit) s tenkými polôžkami bridlíc
128,5—129,5	Šedé dolomitické bridlice
129,5—131,5	Svetlozelené chloritické bridlice s možnosťou tufitického materiálu
131,5—133,5	Nazelenalé chloritické bridlice s možnosťou tufitického materiálu
133,5—135,5	Slabo zbridličnatený „gabroamfibolit" bez detritickej prímesy
135,5—137,5	Našedlé málo nazelenalé chloritické bridlice
137,5—144,5	Sivé kremito-grafitické fylity
144,5—151,5	Sivé bridlice s polohami nazelenalých chloritických bridlíc (tufitický materiál)
151,5—159,8	Sivé miestami nazelenalé bridlice. (Striedanie detritickej a tufitickej sedimentácie)
159,8—160,0	Poloha sivých kremitých bridlíc
160,0—164,0	Zelené jemnozrnné „gabroamfibolity"
164,0—166,0	Bledosivé silné krémité bridlice
166,0—199,1	Jemnozrnný, nazelenalý (miestami bridličnatý) „gabroamfibolit" výlevného charakteru

Vrt č. J—4

do 142,4	Magnezit sivej farby strednokryštalický s polôžkami grafitických kremitých bridlíc
142,4—184,5	Grafitico-kremité a grafitické bridlice
184,5—188,4	Silne zbridličnatené a vyvrásnené chloritické bridlice
188,4—192,8	Zbridličnatelé tufity sa striedajú s polôžkami bridlíc sericiticko-kremitých a grafitických
192,8—250,0	Tmavozelený „gabroamfibolit" efuzívny jemno až stredno zrnný ojedinele ešte s polôžkami bridlíc grafiticko-kremitých a vápenatých, miestami so silne zbridličnatelými polohami.

Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam.

JÁN SLÁVIK

Remarques sur les minéraux des alluvions volcaniques du Vihorlat et sur leur signification pour la géologie et la prospection minéralogique

Le prélèvement des échantillons était réalisé dans les alluvions du Vihorlat à 250 m de distance. Les minéraux lourds obtenus par lavage peuvent être divisés en 3 groupes: 1. minéraux formant les roches volcaniques, 2. minéraux accessoires et 3. minéraux épigénétiques. La prospection minéralogique dans la formation volcanique s'est prouvée comme méthode très sensible et sûre pour déterminer le contenu minéralogique et les rapports paragénétiques. Elle donne tels résultats qu'aucune méthode géochimique ne peut pas fournir.

Vihorlat predstavoval do roku 1962 geologickou prospekciou takmer nedotknuté pole. Boli tu síce historické pokusy o ťažbu železných rúd SLÁVIK (1969), avšak okrem stavebného kameňa iné nerastné suroviny tu neboli známe. Autor (1958) poukázal na nízku rudnú perspektívnosť superkrustálnych vulkanických formácií a na možnosť väzby rudných nerastných surovín so subvulkanickými telesami. Zistenie subvulkanickej povahy niektorých telies na periférii vulkanického masívu a správy o zistení ortuťových indícií vo vihorlat-guttinskom pásme Zakarpatskej Ukrajiny vyvolali predstavu, že Vihorlat môže byť nositeľom epigenetického zrudnenia. Jeho banícka a prospektorská nedotknuteľnosť robila z neho vhodný objekt pre overenie vyhľadávacích metód regionálneho typu bez psychologického i technického ovplyvňovania starými banskými prácami.

Vihorlat je vulkanický komplex, preto sme predpokladali možnosť existencie metalogenetických prejavov signalizujúcich epigenetickú hydrotermálnu metalogenézu, sulfidického typu.

Geomorfologická mladosť a intenzívna erózia reliéfu nám umožnila usudzovať, že rudné, resp. iné indikačné minerály budú prítomné v aluviálnych rozsypoch.

Preto sme zvolili mineralogickú prospekciu už aj z toho dôvodu, že umožňuje nám posúdiť mineralogické paragenézy prípadných anomálií a tým lepšiu interpretáciu pôvodu zistených aureol (napr. zistenie aj ojedinelých zŕn rumelky je nesporne dôkazom hydrotermálnej sulfidickej aktivity, zatiaľ čo spektrálne či chemické zistenie koncentrácie n.10^{-5} % Hg je na hraniciach citlivosti chemických metód a neumožňuje posúdiť existenciu zrudňovacieho aktu).

Rozsypy Vihorlatu, ktoré sa skúmali pri mineralogickej prospekcii sú principiálne, aluviálne a deluviálne uloženiny tvorené z:

1. horninových valúnov a úlomkov,
2. pelitického podielu, ktorý predstavuje konečný produkt zvetrávania vulkanických hornín,
3. zrniek individuálnych minerálov (hlavne ťažkých).

Hlavná pozornosť sa sústredila na určenie mineralogického obsahu ťažkej frakcie minerálov o veľkosti pod 2 mm, v ktorej sme predpokladali (ako sa ukázalo oprávnene) prítomnosť epigenetických minerálov, ktoré by mohli signalizovať

zrudnenie. Výsledky štúdia koncentrátov ťažkých minerálov a ich významu sú rozvedené v ďalších častiach.

Ťažké minerály rozsypov Vihorlatu

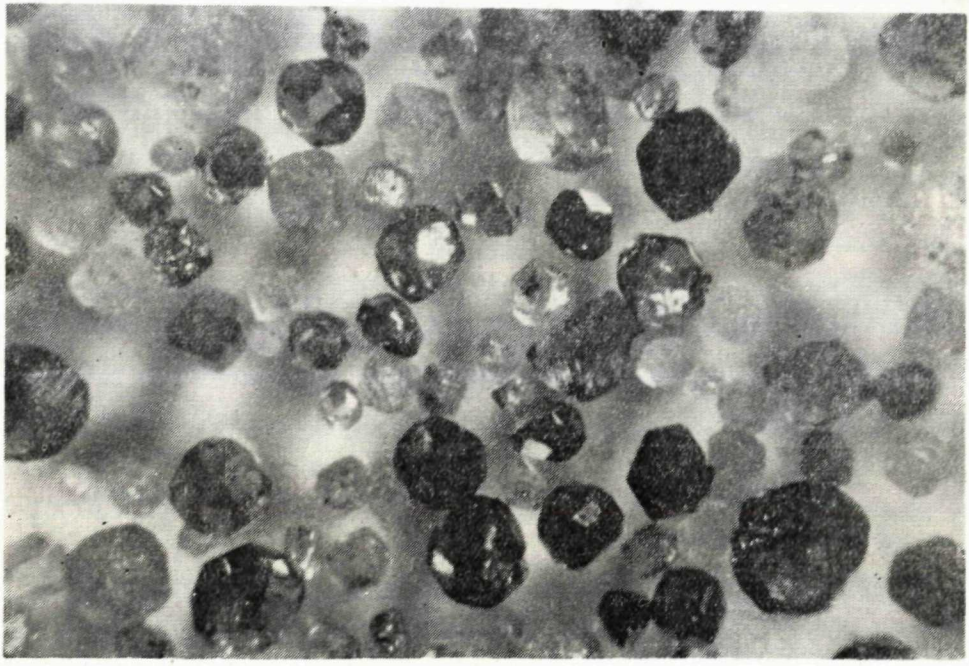
APATIT. Ako veľmi presvedčivá akcesória v asociáciach vulkanického pôvodu vystupuje apatit. Najčastejšie je prítomný v andezitických komplexoch. Apatit tvorí idiomorfné, dokonale obmedzené kryštálky oranžovohnedej farby. Sú to krátke stĺpčeky, ktorých dominantnými plochami sú plochy hexagonálnej prizmy (1010). V prizmatickej zóne sú na niektorých kryštálkoch vyvinuté aj plošky (1120). Prizmy sú ukončené hexagonálnou pyramídou (1011). Vo všetkých prípadoch boli kryštálky ukončené bazálnou plochou (0001). Zistili sa aj zrastlice kryštálkov pozdĺž prizmatických plôch.

GRANÁTY. Granát je častým minerálom vihorlatskej oblasti. Pomerne s určitosťou možno vyčleniť dva typy granátov:

granáty ryolitických hornín Vihorlatu,

granáty andezitických komplexov.

Granáty ryolitového pôvodu vo Vihorlate sa obmedzujú na nepatrný úsek povodia potoka Beňatinská voda. Pochádzajú z kupoly grantického ryodacitu Beňatina a sčasti aj zo xenutufov, vytvárajúcich bazálne vulkanogénne súvrstvie v údolí Beňatinskej vody. Rozmery granátu kolíšu od 0,2 do 3 mm. Farba je sýtočervenohnedá. Morfologicky sú granáty veľmi charakteristické. Sú to tetragon trioktaedre a v prípade väčších kryštálov spojky tetragontrioktaedra (433) s rom-



Obrázok 1.

bododekaedrom (110), pričom plochy (110) sú voči plochám (433) podradné. Detailne sa zaoberali ekvivalentnými granátmi: ČECH a MATHERNY (1958) a na základe podrobného mineralogického štúdia potvrdili, že ide o almandíny. Tieto granáty sú natoľko charakteristické, že ich prítomnosť môže sa považovať za priamy znak prítomnosti ryodacitových efuzív, resp. pyroklastík vo vulkanickom masíve.

Granát v andezitických asociáciách je vo Vihorlate pomerne zriedkavý. Reprezentujú ho drobné, otavené zrnká, ale boli zistené aj dobre obmedzené kryštálky dvanásťstenu kosoštvorcového. Farba je ružová až ružovofialová. Tieto granáty sa dosiaľ podrobnejšie neštudovali (obrázok 1).

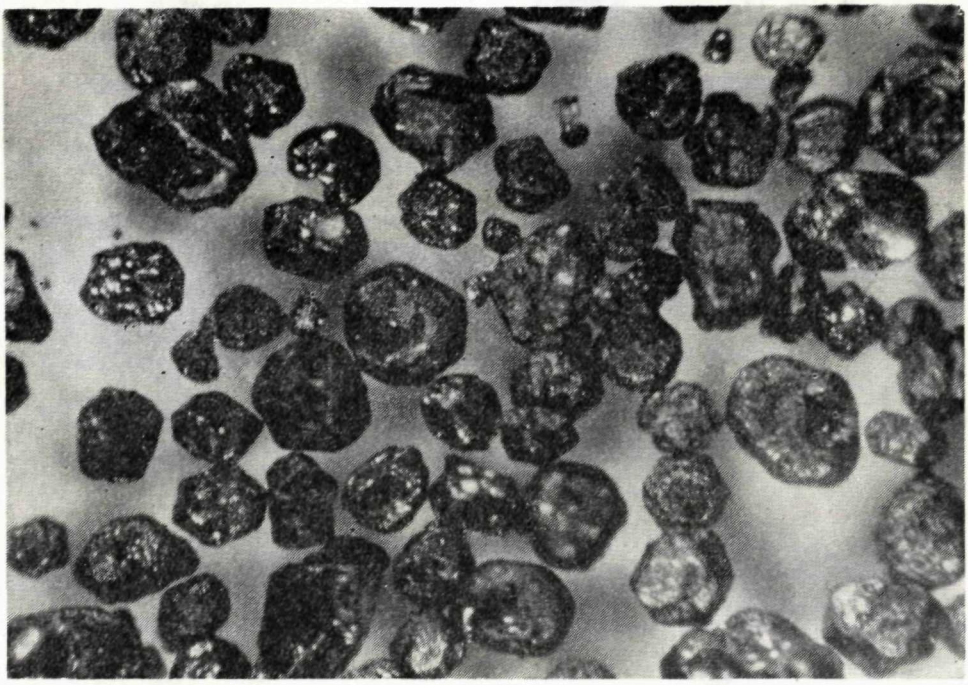
HYPERSTÉN (obr. 2). Po ilmenite je hyperstén ďaleko najbohatším minerálom šlichov vulkanickej proveniencie. Je to bezpochyby minerál vulkanických hornín hlavne andezitov a ich pyroklastík, vetraním ktorých sa dostal do alúvií.

Hyperstén vytvára v šlichoch krátke, prevažne idiomorfne mierne pozaobľované stĺpčeky o pomere šírky ku dĺžke 1 : 2 — 1 : 3. Farba minerálov je svetlohnedožltá až zelenožltá, vzhľad vo väčšine prípadov čerstvý. Minerál je transparentný, občas však pozorovali sa i zakalené kryštálky. Pomerne často zistili sa opacitové povlaky oxidov Fe na hypersténe, pričom bol jasne zachovaný hyperstenický habitus. Na kryštaloch jasne dominujú plochy (100), (010), menej výrazne sú

Obrázok 2.

vyvinuté plochy (110). Veľmi zreteľné sú plochy terminálneho ukončenia vertikálnej prizmy, kde dominujú plochy (111), avšak občas bolo pozorovať aj plochy odlišného typu (snáď 212). Často obsahuje uzavreniny rudného prášku (ilmenitu), apatitu a hádam aj zirkónu.

ILMENIT (obr. 3). Ilmenit Vihorlatu bol podrobený špeciálnemu výskumu (KUPČÍK, SLÁVIK, HVOŽĎARA 1967). Rozmery kryštálov ilmenitu sa pohybujú od 0,05 do 0,5 mm, pričom prevažná časť má rozmery 0,1—0,2 mm. Hojné sú viac-menej izometrické zaoblené zrná. Časté sú aj nepravidelné izometrické úlomky zŕn s niekoľkými zachovanými kryštálovými plochami. Spravidla sú to tvary: (0001), (1012), (1011). Nájdu sa aj pravidelné izometrické kryštály s dokonale vyvinutými plochami. Najčastejšie sú to spojky tvarov: (0001), (1012), (1011), (1014), (1010). Pozorovali sa tabuľkovité kryštály pravidelné i pretiahnuté do jedného smeru. Sú to spojky tvarov (0001), (1012), (1011). Tieto môžu stupňovite narastať na seba. Zrasty sa vyskytujú ojedinele. Obyčajne zrastajú dva izometrické kryštály. Kryštály zrastajú podľa plochy (0001) a (1011).



Obrázok 3.

Urobili sa dve paralelné stanovenia hustoty, ktoré dali zhodné výsledky h = 4,708.

Röntgenoštruktúrne údaje. Boli zistené hodnoty mriežkových konštant: a = 5,061 ± 0,008 A, c = 14,013 ± 0,012 A. Na základe systematického vyhasínania reflexií potvrdila sa priestorová grupa R3. Z nameraných hodnôt sa vypočítali: hrana romboedra r = 5,492 A a uhol = 54°40', c/a = 2,769.

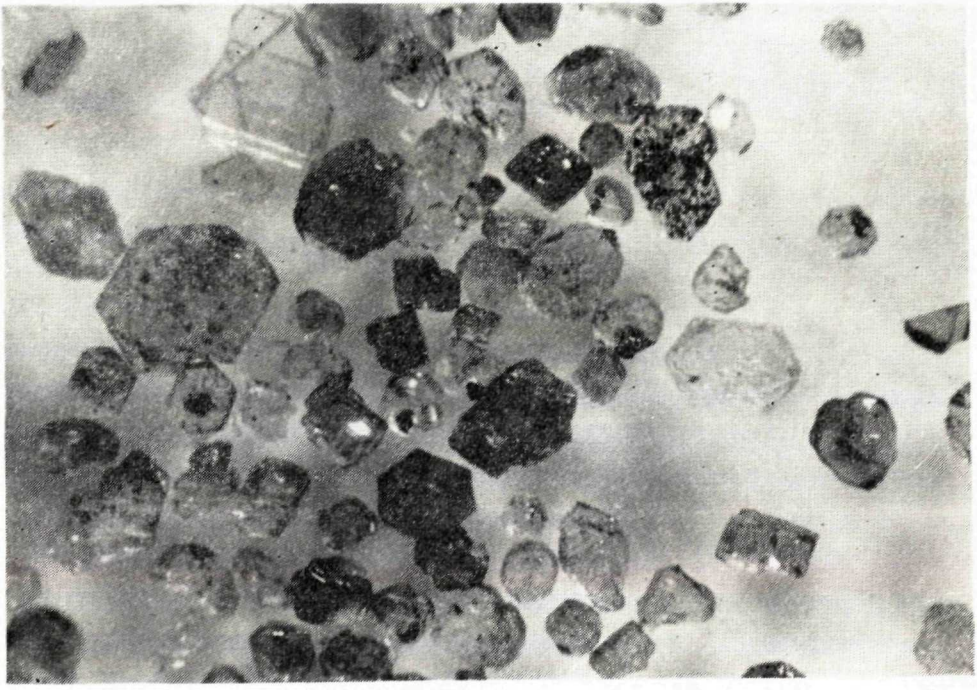
Prepočet chemickej analýzy dáva kryštalochemický vzorec:
$(Fe_{3,888}\ Mg_{0,097}\ Mn_{0,016}\ TiO_3)\ 0{,}894\ (Fe_2O_3)\ C,\ 106.$

Ilmenit je najhojnejší akcesorický minerál Vihorlatu. Zo zistených výsledkov je vidieť, že nejde o čistý ilmenit, ale o izomorfnú zmes, ktorá pozostáva z komponentov $FeTiO_3$, $MgTiO_3$ a Fe_2O_3 a $MnTiO_3$.

KLINOPYROXÉN. V rozsypoch klinopyroxén sa vyskytuje podstatne zriedkavejšie ako hyperstén. Aj keď v horninách je pomerne častý, jeho zriedkavý výskyt v aluviálnych rozsypoch je zrejme následok jeho menšej stabilnosti v povrchových podmienkach. Výsledkom toho je aj charakteristický allotriomorfizmus zŕn klinopyroxénu, ktorý je bezpochyby príčinou korózie kryštálov v alúviu.

Farba úlomkov je svetlotrávovozelená, občas so žltkastým nádychom. Možno pozorovať ryhovanie zŕn — následok dokonalej štiepnosti podľa (110). Podľa uhla zhášania štiepnych lupienkov usudzujeme, že pyroxén je z radu diopsid augit — augit. Nízka stabilita minerálu v zóne vetrania je diagnostifikovaná najmä neprítomnosťou terminálnych plôch. Vo všetkých prípadoch sú tieto ukončenia nepravidelne zúbkovité. To označuje i hlavný smer pôsobenia chemických vplyvov na kryštál.

KORUND (obr. 4). Pomerne prekvapujúcim výsledkom mineralogických analýz bolo zistenie častej prítomnosti korundu vo vulkanických asociáciách. Aj keď nebýva hojný, je vo vulkanitoch systematicky prítomný a to vo forme svetlomodrých kryštálkov, na ktorých prevládajú pinakoidálne plochy (0001). Zreteľné



Obrázok 4.

sú i plochy hexagonálnej prizmy (1120) s podradným vývojom klenca (1011). Pinakoidálne plochy sú často pokryté trojuholníkovitým rýhovaním. Pozorovali sa aj hexagonálne pyramídy (2241) a (2243). Korund obsahuje často práškovité uzavreniny opakných rudných minerálov (ilmenitu).

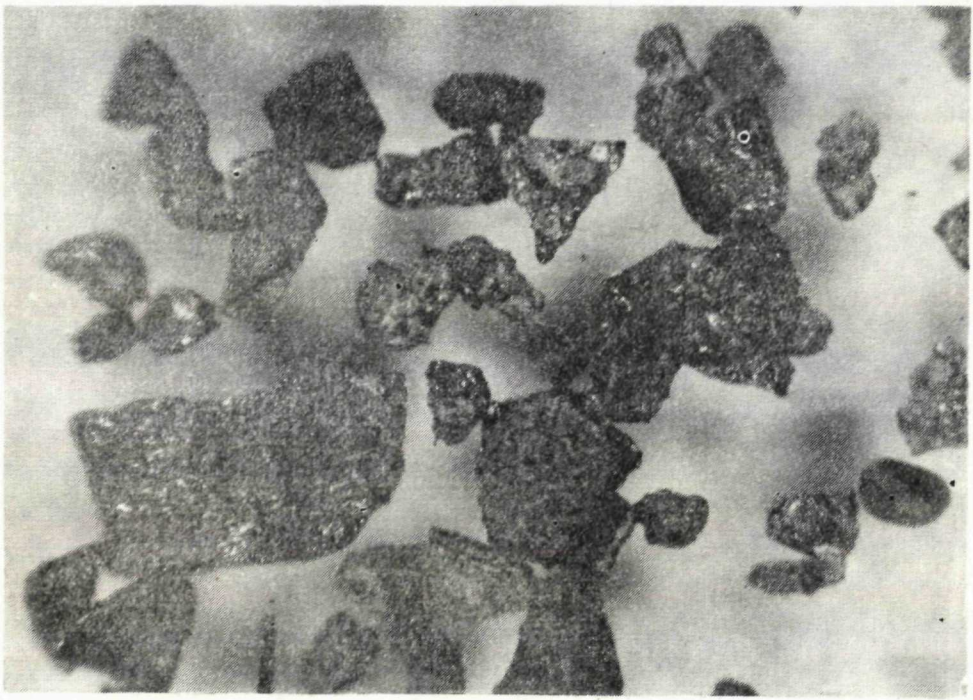
Korund považujeme za normálnu, ale zriedkavú akcesóriu vihorlatských vulkanitov a hádam aj za príznak anatektizmu magmy. Častejší výskyt korundu v oblastiach hydrotermálneho metamorfizmu vulkanických hornín vyvoláva nutnosť zistiť, či sa tento metamorfizmus taktiež nepodieľa na formovaní korundu.

LEUKOXÉN. Leukoxén sa nachádza v celom rozsahu šlichovaného územia. Vo všetkých prípadoch je produktom premeny ilmenitu, po ktorom zachová zreteľné pseudomorfózy.

Leukoxén z vulkanickej oblasti má vo veľkej väčšine prípadov zachované buďto ilmenitové jadro, alebo leukoxén dokonca tvorí len tenký povlak na ilmenitovom kryštáli.

Leukoxén je mliečne biely, žltkastý až hnedý, diamantovo lesklý až matný, krehký s nepravidelným rozpadom bez zreteľných lomových plôch. Nemá vlastné kryštalické plochy. Absolútna väčšina však pochádza zreteľne z ilmenitu. Zdá sa, že väčšinou ide o normálnu hypergénnu premenu. Je však možné, že v niektorých prípadoch je premena spôsobená aj hydrotermálnymi vplyvmi.

MAGNETIT (obr. 5). Pred uskutočnením šlichovacích prác existovala predstava o tom, že hlavným opakným minerálom vulkanitov je magnetit. Po šlichovaní sa zistilo, že magnetit je prítomný prakticky vo všetkých šlichoch vulkanickej



Obrázok 5.

oblasti, avšak voči ilmenitu vystupuje len podradne. Jeho forma je veľmi špecifická. Vytvára vo všetkých pozorovaných prípadoch nepravidelné, tabuľkovité úlomky o veľkosti až do 3 mm. Morfológia úlomkov pripomína, že ide o rozbité, mikroskopické žilôčky, resp. nálety. Občas totiž obidve plochy sú pomerne hladké, len akoby s akýmsi „hieroglyfmi" na nich. Inokedy len jedna plocha je hladká a druhá je nepravidelne drsná.

Charakteristické sú magnetickými vlastnosťami, kovotmavosivým vzhľadom, pričom občas možno pozorovať červenkasté povlaky na tabuľkách, obyčajne na jednej strane — zrejme ide o hematitizáciu magnetitu. Forma jeho výskytu sa dá najskôr vysvetľovať tým, že je to epigenetický minerál, vylučujúci sa na trhlinách hornín pri reakciách, prebiehajúcich po vyliatí sa láv, resp. po uložení pyroklastík na povrchu.

MALACHIT — AZURIT — RÝDZA MEĎ (SÁDROVEC)

V niekoľkých málo prípadoch našli sa v šlichoch aj minerály medi a to hlavne malachit v jednom prípade aj azurit a rýdza meď.

Táto úplná asociácia bola v hojnom množstve zistená v šlichu z alúvia Beňatinskej vody.

V tomto prípade sa malachit, azurit a rýdza meď nachádzajú v podobe tenkých povlakov na tabuľkách sadrovca. Spomedzi uvedených minerálov zreteľne prevláda malachit v podobe škvŕn, pripomínajúcich lišajníkovité povlaky. Jeho farba kolíše od žltkastozelenej do typickej malachitovej sýtozelenej.

Azurit tvorí menšie ostrovčeky výrazne modrej farby, ktoré sa nachádzajú väčšinou na okrajoch malachitových polôh, resp. na pomedzí medzi malachovými plochami a plochami, tvorenými rýdzou meďou.

Rýdza meď tvorí typické, červenohnedé výkvety, ktoré tvoria ostrovčeky na plochách, okupovaných malachitom a azuritom. Hrúbka povlakov nepresahuje niekoľko stotín milimetra. Tabuľky sádrovca (?), na ktorých sa nálety uvedených minerálov nachádzajú, sú číre, žltkastej farby, mocné asi 0,1 mm a sú pokryté z oboch strán sekundárnymi náletmi Cu minerálov.

Okrem tejto komplexnej asociácie zistili sa ojedinelé zrnká malachitu hlavne vo flyšovej oblasti, avšak niektoré aj v neovulkanickej oblasti. Maximálna koncentrácia sa objavuje v oblasti Beňatiny a spadá do poľa hornín beňatinského flyša. Vulkanické horniny poskytli výraznejšiu anomáliu Cu len v prípade šlichu 225 z Koňušského potoka a v obci Remetské Hámre (šlich 939). Pôvod medi v obci Remetské Hámre môže byť antropogénny, aj keď v povodí potoka, pretekajúceho Remetskými Hámrami (Okna), v koryte potoka Kapka sa našli silicifikované horniny s náletmi malachitu.

METACINABARIT. — Vo flyšovej oblasti v okolí obce Ladomírov našiel sa v šlichoch metacinabarit, neskôr potvrdený aj inde. Ide o sadzovité kôry a nálety bez kryštalických jedincov, ktoré sa nachádzajú v asociácii s rumelkou. Nálety a žilôčky obyčajne neprekračujú hrúbku 1 mm. Vzhľad žiliek je práškovitý s grafiticko-kovovým leskom zŕniek pri prudkom osvetlení a so sivým, matným vzhľadom pri normálnom dennom svetle. Kryštalické formy trigon — tritetraeder (112), známe zo zakarpatskej oblasti, u nás sa dosiaľ nezistili. Prieskumnými prácami sa zistilo, že metacinabarit sa obmedzuje jedine na pripovrchové časti rudných telies. V hlbších partiách metacinabarit pozorovaný nebol.

MIKROTEKTITY A MIKROMETEORITY (obrázok 6). Ojedinele v šlichoch sa nachádzajú drobné, dokonalé guličky dvoch typov. Jedny sú transparentné guličky zeleného, hnedastého a hnedozeleného sfarbenia. V prechádzajúcom svetle

sa chovajú izotropne. Druhé sú dokonalé guličky kovového lesku, čierneho sfarbenia, opakné, silne magnetické. Príslušnosť týchto útvarov nie je definitívne riešená. Pri úvahách o ich genetickej príslušnosti vychádzali sme z nasledovných možných riešení:

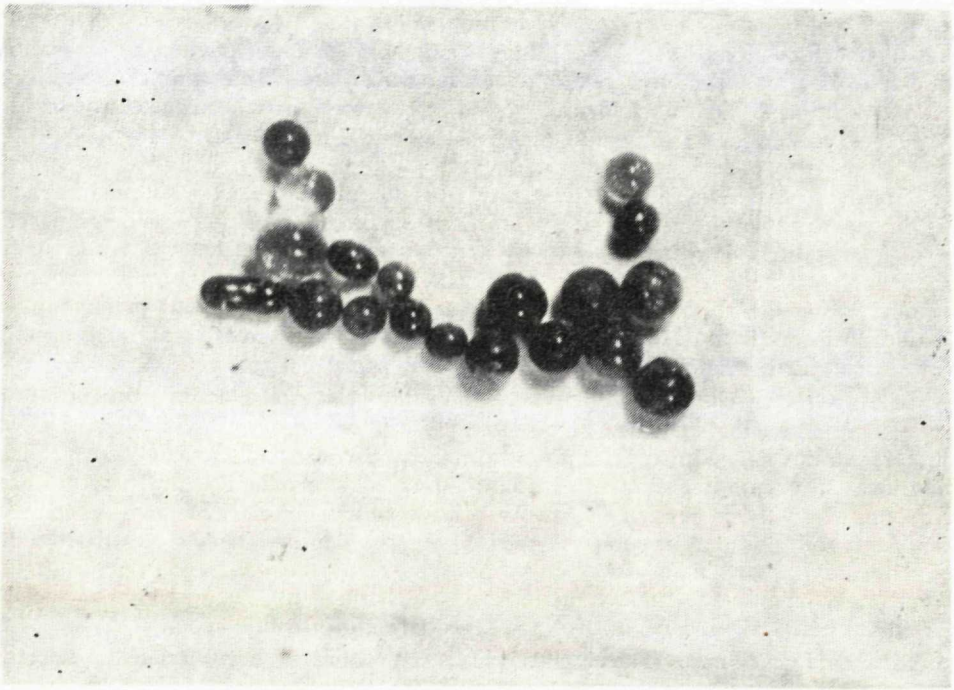
1. guličky sú vulkanického pôvodu,
2. guličky sú sedimentárneho pôvodu,
3. guličky sú antropogénne (produkty spaľovania),
4. guličky sú mimozemského pôvodu.

Proti vulkanickému a sedimentárnemu pôvodu svedčí jednoznačne ich plošná distribúcia. Táto je nezávislá na rozmiestnení formácií. Nachádzajú sa s rovnakou početnosťou ako vo formáciách čiste vulkanických, tak aj vo formáciách čiste sedimentárnych či zmiešaných.

Proti antropogénnemu pôvodu svedčí nezávislosť distribúcie od zdrojov (železničné trate, mohli by totiž byť produktom spaľovania uhlia — roztavenia niektorých zložiek uhlia a rozptylu v okolí). Dalo by sa teda očakávať, že rozptyl bude sústredený okolo železničných tratí, resp. mestských celkov. Takúto distribúciu však nepozorovať — nebola zistená afinita rozptylu guličiek okolo antropogénnych útvarov.

Z vyššie uvedených dôvodov zatiaľ predpokladáme, že ide o meteoritický materiál.

Rozmery opakných guličiek neprevyšujú obyčajne 0,15 mm. Guličky dosiaľ



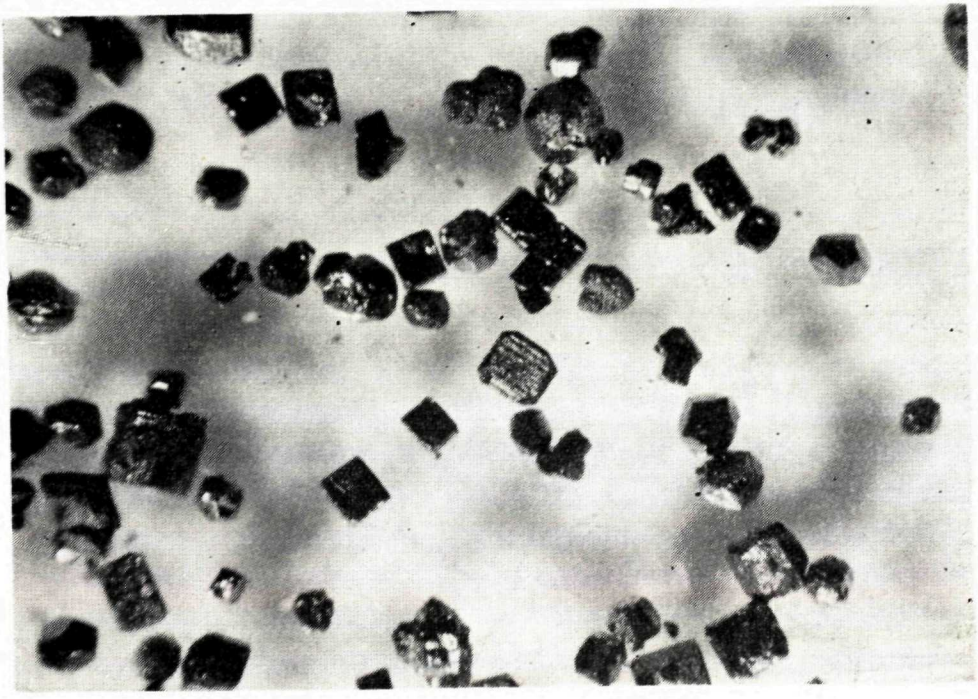
Obrázok 6.

neboli podrobené chemickému štúdiu. Ich početnosť je veľmi malá, nachádzajú sa v šlichoch obyčajne len v niekoľkých málo exemplároch (3—5).

PYRHOTÍN. — V šlichoch centrálneho Vihorlatu, z pramennej misy potoka medzi Múrom a Lysakom ako aj z pravostranných prítokov Okny (Čeremošna), sa v šlichoch objavili ojedinelé, nepravidelné zrnká pyritického vzhľadu, ktoré intenzívne reagovali na permanentný magnet. V umelom šlichu z vrtu RH 1 z hĺbky 304—307 m získali sme frakciu pyritického vzhľadu, ktorá sa silne magneticky prejavila — zistilo sa, že ide o pyrhotín. Kryštalické formy sú pomerne zriedkavé i keď na niektorých jedincoch pozorovať bezálne pinokoidálne plochy (001) a vzácnejšie plochy hexagonálnej prizmy (1010). Pyramidálne formy sa nepozorovali. Farba zlatistá s hnedastým nádychom, časté sú i sekundárne povlaky oxidov, resp. hydroxidov Fe. Niektoré zrná sú povlečené šedastým, zrnitým povlakom — domnievame sa, že ide o premenu na markazit.

PYRIT A MARKAZIT (obr. 7). Pyrit je bežnou akcesóriou skúmaného územia. Je vyvinutý predovšetkým vo forme dokonalých kryštálov, z ktorých najčastejším tvarom je kocka (100) dokonale vyvinutá, občas aj s charakteristickým ryhovaním plôch. Len vzácne bol pozorovaný nedokonale, neúplne vyvinutý pentagon dedekaeder (210). Farba kryštálov býva zlatožltá s vysokým zlatým leskom. Pomerne časté sú aj pyrity s hnedastým povlakom oxidov, resp. hydroxidov Fe. Vo vulkanických formáciách Vihorlatu nachádzame pyrit dvojakého pôvodu:

1. pyrit, ktorý tvorí drobné žilôčky a povlaky v čerstvých hydrotermálne nepostih-



Obrázok 7.

nutých horninách a jeho vznik možno spájať s niektorými procesami konsolidačného vývoja práve vyvrhnutých magien a pyroklastík. Je to pyrit, vyskytujúci sa v šlichoch pomerne zriedka vo forme kôrok a náletov;

2. druhým typom pyritu je pyrit spätý s hydrotermálne postvulkanickou činnosťou. Na mineralogických mapách je zreteľná afinita tohto pyritu ku hydrotermálne premeneným pásmam. Za zmienku stojí, že aj keď regionálne sa pyritizácia kryje s výskytom rumelky v detailoch možno sledovať deviácie, pretože niektoré šlichy majú rumelku bez pyritu, iné zas pyrit bez rumelky, avšak obe sa vyskytujú na tejže tektonickej zóne.

V prieskumných prácach sa zistila veľmi silná pyritizácia vulkanických hornín ako vo vrte Jovsa 1 a v niektorých pásmach vrtu RH 1 (napr. 126—128 m). Pyrit vytvára zhluky, hniezda, žilky a impregnácie. Umelé šlichy z týchto hydrotermálnych, pyritizovaných zón sú takmer monominerálne pyritové šlichy. Najčastejším kryštalickým tvarom je hexaeder s výrazným paralelným rýhovaním, pričom veľmi hojné sú kostrovité kryštály. Niektoré kryštály sú povlečené hnedočervenou vrstvou oxidov či hydroxidov železa.

MARKAZIT. — V šlichoch z povodia potokov južne od Vihorlatu (kóta 1071) sa pozorovali ojedinelé, tenké, ploché zrnká matného vzhľadu, ktoré sa ľahko rozpadávajú na prášok. Veľmi často sú obalené silnejším povlakom oxidov a hydroxidov Fe a len ich jadro poukazuje na prítomnosť markazitu. Vzhľad čerstvejších úlomkov je doštičkovitý (doštičkovité agregáty). To poukazuje na to, že ide o markazit a nie o kubický pyrit. Podľa distribúcie vidieť zreteľnú afinitu k oblastiam hydrotermálneho metamorfizmu. Preto ho považujeme za epigenetický, epitermálny minerál.

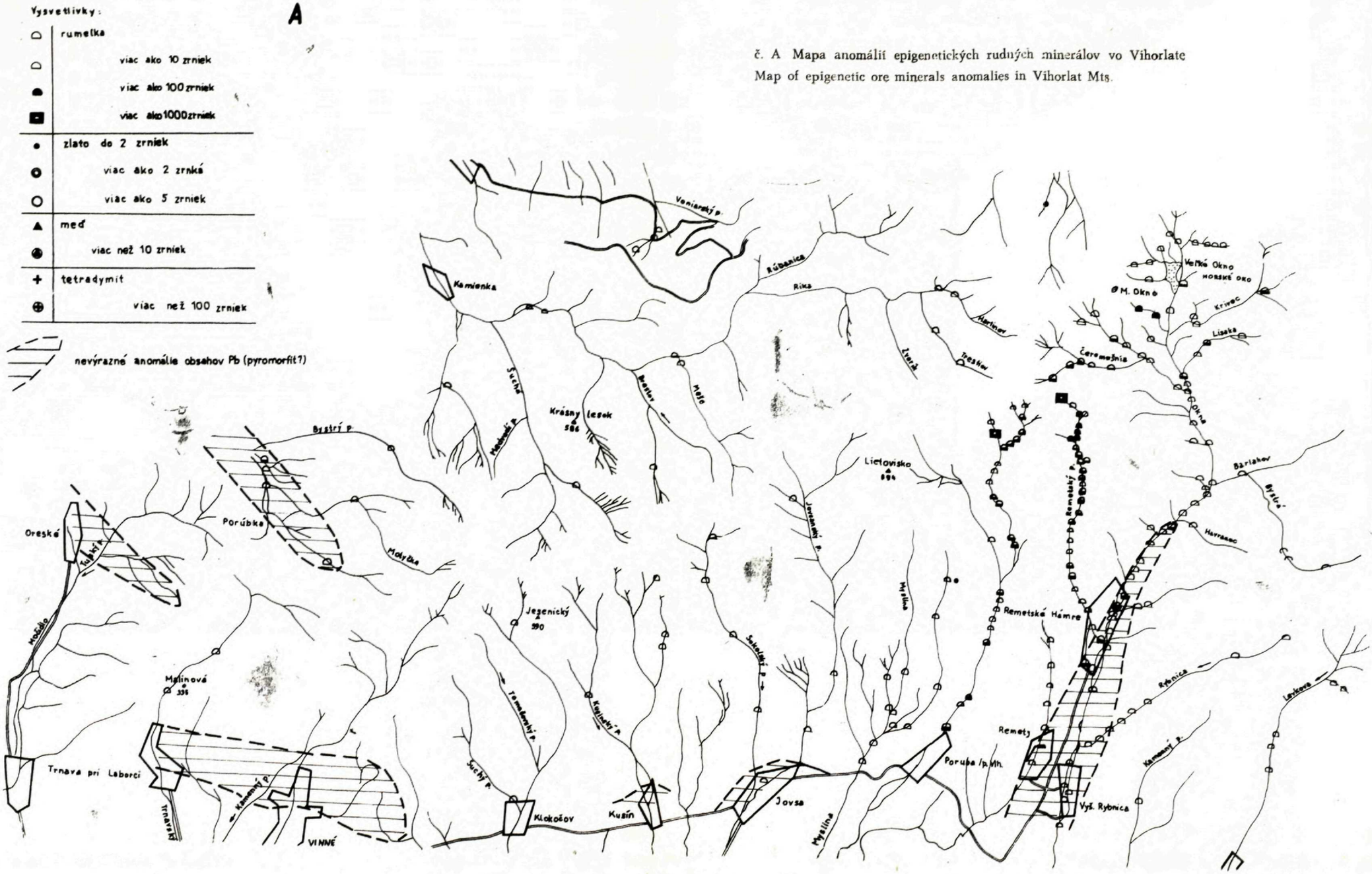
PYROMORFIT(?) (kleiofan?). Vo vulkanickom masíve a v šlichoch, ktoré sú vulkanickým masívom ovplyvnené, nachádza sa na niektorých plochách systematicky minerál, ktorého presnú mineralogickú príslušnosť sa dosiaľ nepodarilo zistiť. Obyčajne sa nachádza v množstve 5—6, ale aj 25—30 zrniek. Jeho distribúcia pokrýva všetky typy vulkanických hornín Vihorlatu. Habitus minerálov je nepravidelne tabuľkovitý. Iný habitus sa nikdy nepozoroval. Taktiež nezistili sa kryštalické plochy. Tabuľky majú nepravidelné kontúry. Táto skutočnosť pripomína, že ide skôr o kôrovité nálety, ktoré pri degradácii hornín sa nepravidelne polámali a prešli do rozsypov.

Farba minerálu je rozmanitá, avšak vždy kolíše medzi zelenými a hnedými farebnými odtieňami. Býva sýtozelená, trávozelená, žltozelená, zelenožltá, hnedozelená, svetlohnedá až fľaškovohnedá. Rozmery úlomkov do 2 mm. Vo veľkej väčšine prípadov minerál je transparentný s jasným sklenným leskom bez stôp štiepnosti (obr. 8).

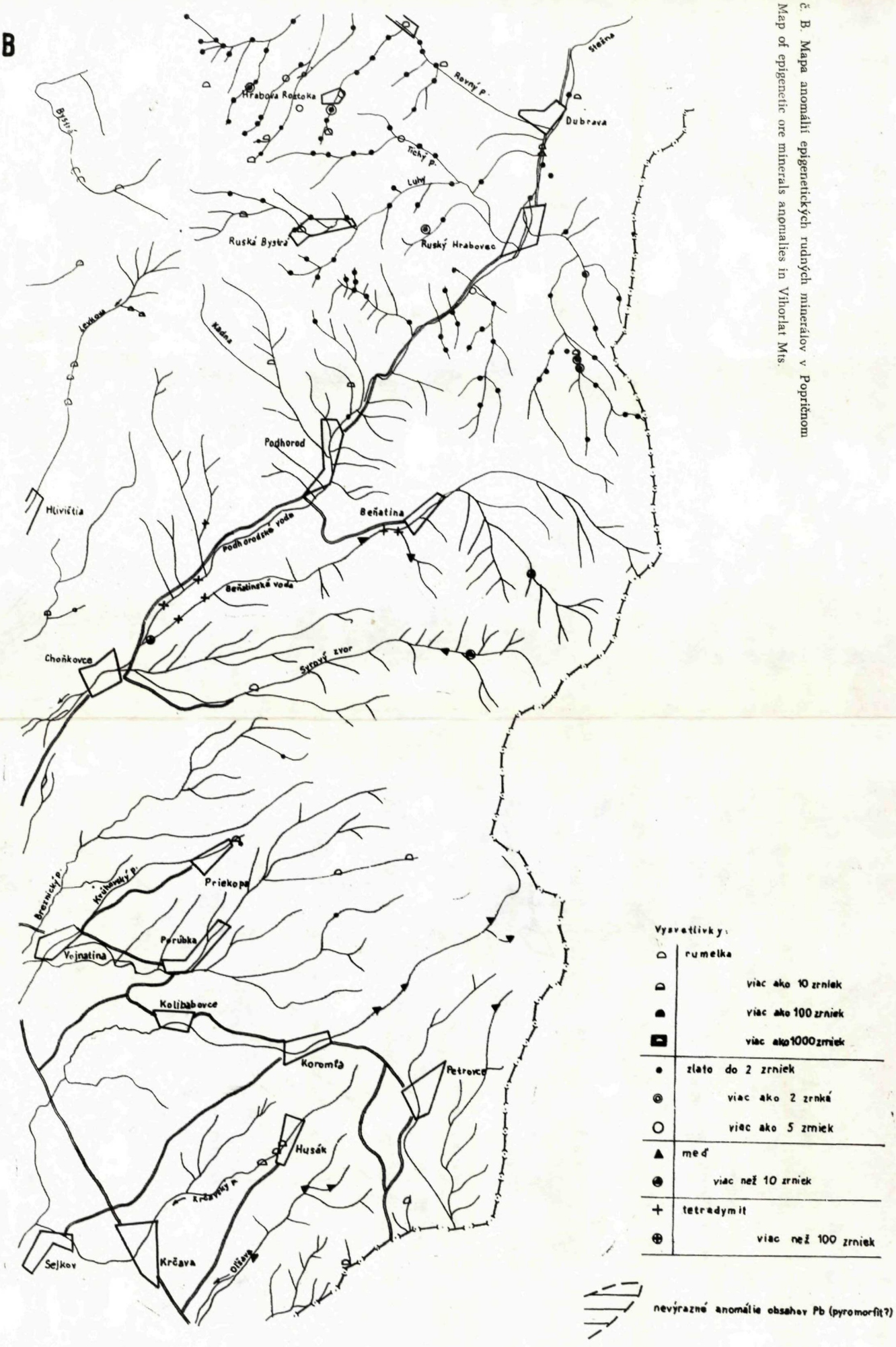
Opticky je minerál zdanlivo izotropný. Podľa predbežných stanovení je jeho špecifická hmotnosť väčšia ako 5.

Minerál je krehký, ľahko sa drobí. Rozpúšťa sa v kyselinách a vzniká z neho kašovitá, biela hmota. Mikrochemicky a spektrálne sa dokázalo, že jednou z jeho podstatných zložiek je olovo.

Ďalšou významnou skutočnosťou je, že takmer vždy (ak ide o väčšie úlomky) je na ňom prítomný na jednej ploche sekundárny, biely nálet cerusitického vzhľadu. Podľa spôsobu výskytu zdá sa, že ide o sekundárny minerál, ktorý sa vytvoril v puklinách a trhlinách hornín vo forme povlakov a to hádam v etape konsolidácie (autometamorfizmu ?), alebo v etape reakcií prebiehajúcich hneď po



č. A Mapa anomálií epigenetických rudných minerálov vo Vihorlate
Map of epigenetic ore minerals anomalies in Vihorlat Mts.



Vysvetlivky:

D	rumelka
D	viac ako 10 zrniek
D	viac ako 100 zrniek
D	viac ako 1000 zrniek
•	zlato do 2 zrniek
◎	viac ako 2 zrnká
○	viac ako 5 zrniek
▲	meď
◕	viac než 10 zrniek
+	tetradymit
⊕	viac než 100 zrniek

nevýrazné anomálie obsahov Pb (pyromorfit?)

Č. B. Mapa anomálií epigenetických rudných minerálov v Popričnom

Map of epigenetic ore minerals anomalies in Vihorlat Mts.

utvrdnutí láv. S takýmto riešením uvažujeme preto, lebo neskôr, zrejme v období hypergénnych podmienok, sa na ňom vytvorila biela, cerusitická kôra.

Zvažovali sme možnosť, že ide o žilky hydrotermálneho pôvodu a že „cerusit (?)" sa vytvoril až v aluviálnych podmienkach. Od tejto koncepcie museli sme upustiť preto, lebo biela kôra sa vždy nachádza len na jednej strane tabuliek, druhá strana je pôvodná, jemne drsná plocha s odtlačkami a nerovnosťami pôvodnej odlučnej plochy hornín. Ak by „cerusit" vznikol už v alúviu pre takýto jednostranný vývoj by neboli dôvody.

Presné určenie minerálu doposiaľ sa neuskutočnilo. Na základe obsahu Pb a na základe jeho farebnej variability ho konvencionálne nazývame pyromorfitom. Podľa habitu i farby je blízky kleiofanu ako ho uvádza Atlas Minerálov Rosypej.

Za zmienku stojí, že jeho maximálny výskyt sa sústreďuje na úpätnú časť južného predhoria Vihorlatu — je to náznak konvergencie s pyritizovanými zónami medzi Vinným a Remetskými Hámrami. Pri hlbšej analýze anomálie sa tu črtá afinita anomálií k významným štruktúrnym elevániám substrátu vulkanitov.

Obrázok 8.

RUMELKA. Rumelka bola minerálom, na ktorý sa sústredila hlavná pozornosť prospekcie. Distribúcia rumelkonosných šlichov má nasledovné črty. Vo vulkanickom masíve existuje určité rumelkové pozadie, vyjadrené nesystematickým výskytom 1—2 zrniek rumelky. Koncentračné maximá majú zreteľne pásmové usporiadanie.

Rumelka vo vihorlatskej oblasti sa nachádza v dvoch prostrediach:

1. v prostredí vulkanických hornín
2. v prostredí magurského flyša.

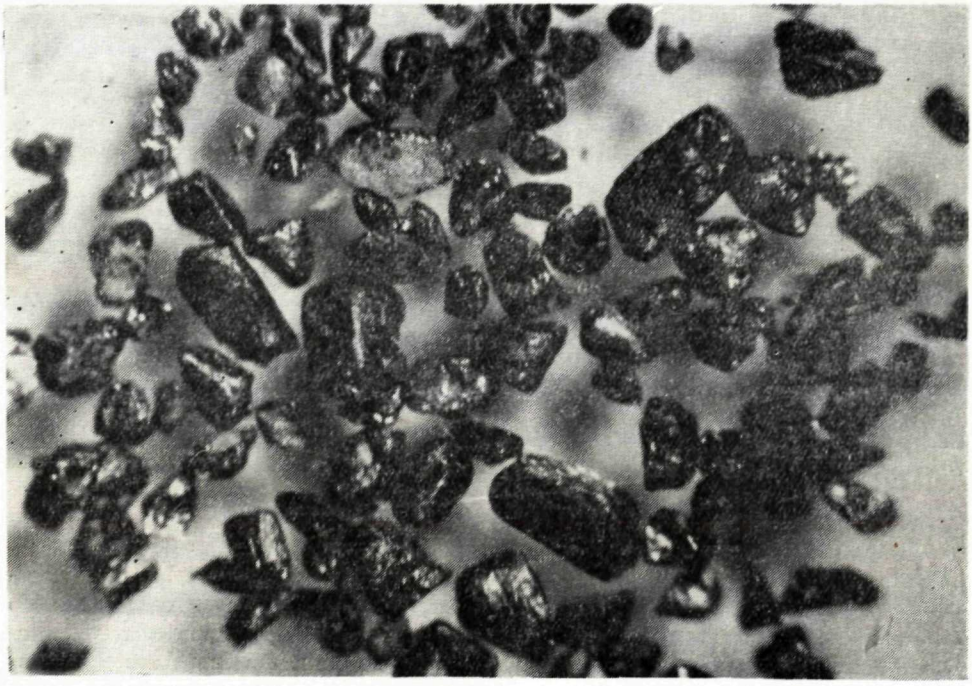
Tieto dva typy výskytu sa vzájomne líšia len nepatrne a to zemitejším vzhľadom rumelky v flyšových súvrství a častejším výskytom kryštalických zrniek vo vulkanitoch. Hádam aj veľkosť kryštálov rumelky z flyšových súvrství je o niečo väčšia. Farba rumelky je žiarivorumelkovočervená, makroskopický vzhľad prevažne zemitý. Pod mikroskopom však možno vidieť polopriezračné kryštálky. Ich vysoká špecifická váha spôsobuje, že pri šlichovaní zrnka rumelky vytvárajú červený koreň šlichu.

Okrem nepravidelných práškovitých zrniek pomerne často nachádzame aj kryštálky. Ďaleko najhojnejšou kryštalickou formou je romboeder (0112) a (1011), pomerne vzácne sú prerastlice dvoch romboedrov (1011) a (2021). Veľkosť kryštálov kolíše okolo prvých desatín mm. Hojné sú aj zemité povlaky a agregáty.

Spektrálna analýza rumelky:

hlavné	vedľajšie komponenty	stopové
Hg	Si (nečistoty)	Fe, Al, Mg, Y, Cu, Ag, Ti, Ba, Sr, Ca, Mn

Niet pochýb, že vo všetkých prípadoch rumelka je epigenetickým, hydroter-

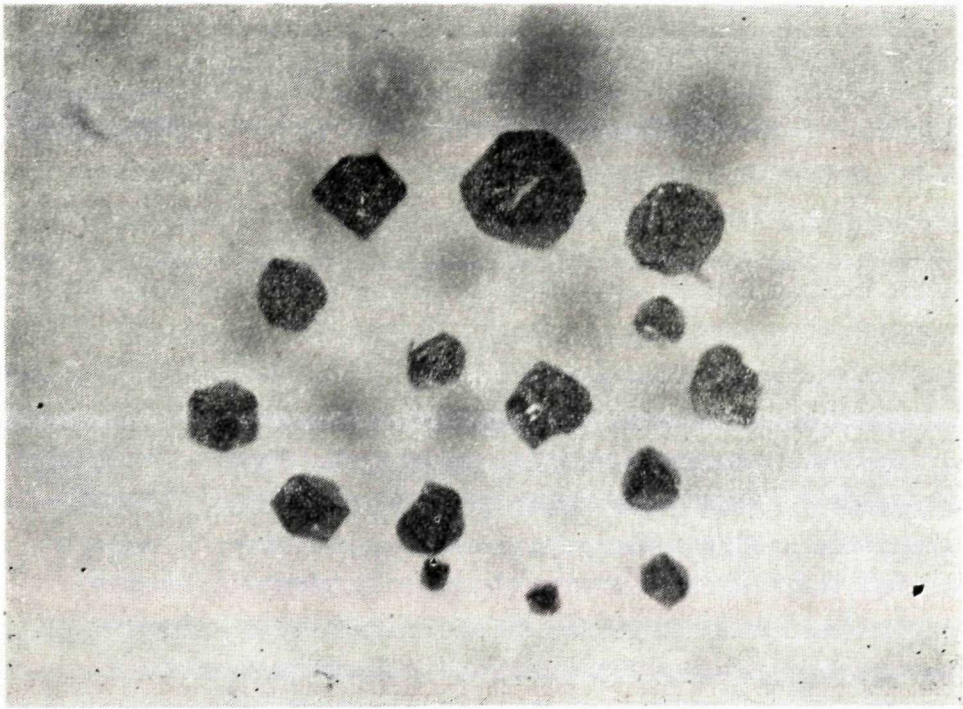


Obrázok 9.

málnym minerálom. To nakoniec je zreteľne vidieť aj z priestorového rozloženia anomálií, ktoré presvedčivo koincidujú z hlavnými zlomami, pretínajúcimi vulkanický masív Vihorlatu a ktoré boli zistené nezávisle od výsledkov mineralogickej interpretácie.

RUTIL (obr. 9). Rutil vulkanického pôvodu je prítomný v celom rozsahu vulkanického Vihorlatu a nepozorovali sa rozdiely v početnosti zastúpenia v jednotlivých formáciách. Jeho výskyt zdá sa byť rovnaký v oboch vulkanogenných etážach a distribúcia je približne rovnaká po celom pohorí. Množstvo zrniek v šlichu obyčajne kolíše v rozmedzí desiatok zŕn.

Nachádza sa vo forme idiomorfných kryštálov, ale aj nepravidelných zrniek. Farba krvavočervená až červenohnedá, občas aj so žltkavým nádychom. Veľkosť zrniek 0,1—0,5 mm. Vzácne bol pozorovaný aj rutil čiernej farby (nigrín). Kryštálky sú krátko prizmatické (nigrín je dlhoprizmatický), ukončené nízkou pyramídou. Dominantné sú prizmatické plochy (100), (110), menej výrazné sú plochy terminálneho ukončenia kryštálov hlavne pyramída (111) a prizma (101), resp. (011). Zriedka sa pozorovali aj charakteristické kolienkovité zrasty pod uhlom 60°. Drobnejšie kryštálky majú nepravidelne kostrovitý kryštalický vývoj. Charakteristické je vertikálne rýhovanie (podľa C), odrážajúce dokonalú štiepnosť podľa 110. Bol diagnostifikovaný aj podľa optických vlastností (jednoosý, priamo zháša, pozitívny ráz dĺžky, pleochroický, v hnedých odtieňoch veľmi vysoký index lomu, diamantový lesk — nigrín má lesk kovový). Nezistila sa



Obrázok 10.

afinita k zónam sekundárnej silicifikácie. Jeho početnosť v šlichoch sa nemení ani v tých oblastiach, kde neexistujú nijaké príznaky silicifikácie vulkanických hornín. Preto pokladáme rutil za normálnu akcesóriu andezitových vihorlatských komplexov.

SPINELIDY (Piccotit, chlorspinel) (obr. 10). Ako pomerne vzácna akcesória vystupujú v horninách vulkanického masívu spinelidy. Podľa sfarbenia kryštálkov usudzujeme, že najčastejšie ide o chlorspinel a piccotit. Tieto sa nachádzajú len v množstvách niekoľkých zrniek v šlichu.

Podľa toho usudzujeme, že je to zriedkavá primárna akcesória andezitov. Spinelidy sú veľmi drobné, ich rozmery sa pohybujú okolo vyšších stotín mm. Okrem farby sa prakticky fyzikálne od seba nelíšia. Takmer vždy sú kryštalicky dobre obmedzené, pričom vždy dominujú plochy oktaedra (111). Sú veľmi tvrdé, sklovitého vzhľadu, transparentné, bez zreteľnej štiepnosti, fľaškovohnedej farby. Lesk vysoko sklenený.

TETRADYMIT (?) Niekoľko šlichov z južného okraja obce Beňatina obsahovalo do 15 drobných plieškov striebrosivej farby — nepravidelného obmedzenia — kujných. Tieto boli vybrané a spektrálne analyzované.

Spektrálna analýza poukazuje nasledovné zloženie:

nad 1 %	Pb, Si, Fe, Ca, Al, Mg.
1,0 — 0,1 %	Mn, Sb, Bi
0,1 — 0,01 %	Ti, Ag
0,01 — 0,001 %	Cu, Sr, V, Zr

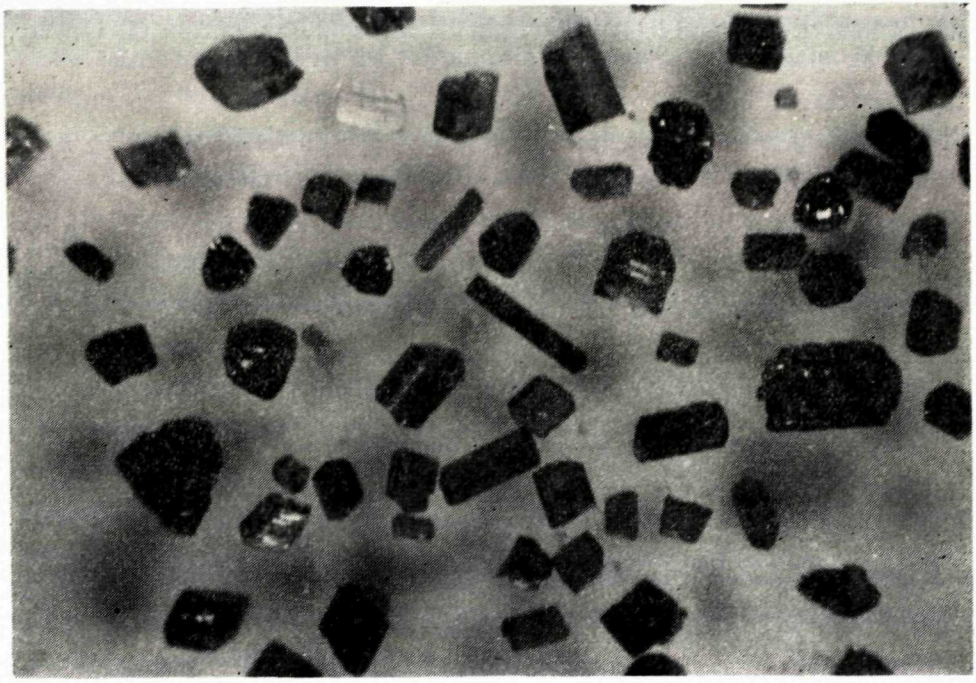
problematické B, Re.

Porovnaním fyzikálnych vlastností a chemického zloženia šupiniek zdá sa najpravdepodobnejšie, že ide o tetradymit alebo o niektorý z početných sulfidov Pb a Bi (galenobizmut, platinit, vittit, cosalit, lilianit, hungarit, beergerit). Jeho výlučnosť a štruktúrna nejasnosť pozície však nedovolili podrobnejšie zisťovanie.

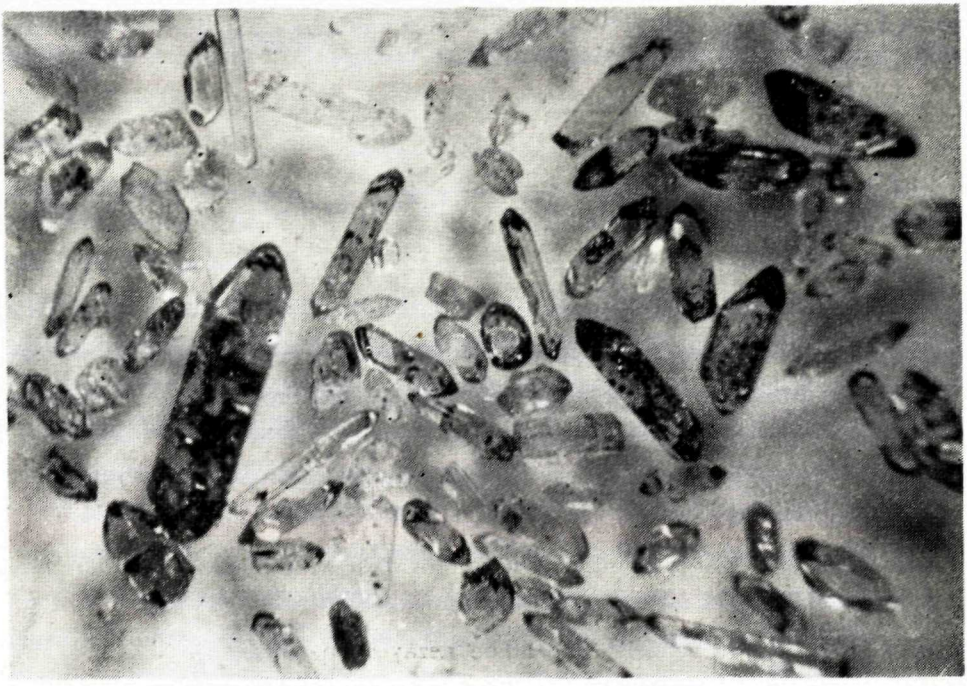
TURMALÍN (obr. 11). Vo vulkanitoch turmalín sa nachádza vzácnejšie a to zreteľne v oblastiach hydrotermálneho metamorfizmu. Turmalín vytvára idiomorfné kryštálky a len zriedka ich úlomky. Dominujú plochy, rovnobežné s vertikálnou osou. Sú to plochy trigonálnej i hexagonálnej prizmy (1010) a (1120). Zakončenie prizmy býva často ulomené. Pokiaľ je prítomné, bývajú to plochy trigonálnej (ditrigonálnej?) pyramídy (1011), resp. (0221). Kryštálky sú dlho i krátkostĺpčekové, bez stôp po premene. Lesk výrazný — sklenený. Kryštálky vulkanických hornín, pokiaľ bolo zistené, sú drobnejšie (okolo 0,1 mm).

ZIRKÓN (obr. 12). Zirkóny vulkanickej proveniencie majú charakteristickú svetločervenkastohnedú farbu, ktorá je veľmi konštantná vo všetkých andezitových komplexoch. Kryštály sú idiomorfne vyvinuté len občas so slabo polozaoblenými, terminálnymi hrotmi. Hrany prizmatickej zóny sú takmer nedotknuté. Pomer šírky a dĺžky sa pohybuje v rozmedzí 1:2—1:5, pričom vývoj plôch nezávisí na pomere šírky a dĺžky ale na hrúbke kryštálov. Dominujú plochy vertikálnych priziem (110), (100), (010).

Hojnoploché sú terminálne ukončenia, kde najlepšie sú vyvinuté plochy 111, avšak výrazné sú aj plochy (311). Lesk je diamantový, kryštály sú transparentné. Obsahujú uzavreniny drobných tyčiniek (apatit?) ale zdá sa, že sú prítomné občas aj kvapalné uzavreniny. Charakteristický je veľmi vysoký lom i dvojlom a kryštálové plochy. V niektorých úsekoch vulkanického masívu sa



Obrázok 11.



Obrázok 12.

našli aj veľmi štíhle (1:8) stĺpčeky, chudobné na plochy (100), (111), číre, biele, zdá sa, že vykazujú určitú afinitu ku kyslým vulkanickým horninám.

Zirkón je veľmi charakteristickým a hojným akcesorickým minerálom andezitov a ich pyroklastík. Bezpochyby je minerálom magmatického pôvodu a ako taký bude mať i určitý petrogenetický význam a preto mu bude treba venovať špeciálnu pozornosť.

Súborné hodnotenie mineralogickej prospekcie

Výsledky mineralogickej prospekcie vulkanitov Vihorlatu majú význam i mineralogický, petrograficko-petrogenetický, štruktúrno-geologický a nakoniec, avšak nie najmenší, aj prospekčný (SLÁVIK 1965, 1967).

Zistili sme paletu mineralogického obsahu všetkých vulkanitov Vihorlatu. Čiste vulkanické asociácie sú charakteristické typomorfným minerálom ilmenitom, ďalej nasledujú hyperstén, klinopyroxén, zirkón, rutil, apatit, granát, korund a spinelidy. V pásmach hydrotermálneho metasomatizmu k nim pristupuje turmalín. Zatiaľ nie je však vylúčené, že turmalín môže byť prítomný aj v horninách nepremenených. Významné sú však minerály hydrotermálne epigenetické. Zistil sa: pyrit, pyrhotín, markazit, hematit, pyromorfit (?), tetradymit (?) a rumelka (Príloha 13A; Príloha 13B).

Doposiaľ nie je vyjasnený pôvod minerálov medi (malachitu, azuritu a rýdzej medi) v asociácii so sadrovcom. Aj keď väčšina indícií poukazuje na epigenetický pôvod medi, nie je doposiaľ vylúčené, že meď môže pochádzať z morských sedimentov paleogénu v podloží neovulkanitov.

Vulkanickú asociáciu reprezentuje širšia paleta ťažkých minerálov ako sme očakávali. Obsahuje minerály presvedčivo odlíšiteľné od asociácie flyšovej. Zdá sa, že akcesorické minerály jednotlivých, pomerne blízkych typov hornín, majú rôzny obsah akcesorických minerálov (bázickejšie komplexy obsahujú podľa mapy apatit, kyslejšie korund a pod.). Ak sa nám tento predpoklad potvrdí, môže mať nedozierny význam pre štúdium vulkanických masívov, kde paralelizácia (najmä premenených hornín) spôsobuje často takmer neprekonateľné ťažkosti.

Význam minerálov epigenetickej formácie je taktiež mimoriadny. Tým sa nám podarilo dokázať existenciu zrudňovacích procesov a ich geochemicko-paragenetickú náplň. Tu podotýkam, že táto zistená skutočnosť podstatne pozmenila náš prospekčný zámer a ovplyvnila metodiku ďalších prác.

Oproti klasickým petrografickým, resp. petrochemickým metódam preukázalo štúdium šlichov, že minerálna náplň vulkanitov je podstatne širšia ako je zistená z výbrusov. Dokázalo sa, že magnetit nie je primárnou akcesóriou vulkanitov Vihorlatu. Prítomnosť granátov, rutilu, korundu zas svedčí o tom, že magmatogénny vývoj prešiel zložitejšími podmienkami ako sa to obyčajne predpokladá. Samozrejme aj tu sa črtá možnosť rozčlenenia jednotlivých vulkanických komplexov na základe štatistického spracovania akcesórií.

Analýzou šlichového materiálu sa nám po prvý raz podarilo zistiť, že pohorie Popričný ma dvojetažovú štruktúru (objavenie sa sedimentárnych asociácií medzi vulkanogénnymi horninami, pričom sedimenty tam neboli známe). Podarilo sa vymedziť hranice sedimentárnych formácií s vulkanickými. Epigenetické minerály nám signalizujú priebeh hlavných zlomových pásiem (tieto boli zistené už pri mapovaní, avšak mineralogické anomálie nezávisle nám ich potvrdili).

Prospekčný význam je najmarkantnejší. Zistené mineralogické anomálie preukázateľne odkryli, aký typ metalogenetickej aktivity je s magmatizmom Vihorlatu spätý. Definovali sa zóny anomálií, ich priebeh, mineralogická náplň. To dnes umožňuje neporovnateľne jasnejšie definovať metódy a ciele overenia rudonosných štruktúr (viď mapa epigenetických minerálov, príloha č. 1, 2).

Zistilo sa, že hlavným prospekčným záujmom v oblasti Vihorlatu je ortuť, že však je treba venovať pozornosť jednak bizmutu (tetradymit), medi (malachit, azurit, rýdza meď), jednak aj olovu, ktoré vykazuje pyromorfitom (?) zaujímavé anomálie, aj keď doposiaľ len ťažko geologicky dešifrovateľné.

Mineralogický výskum rozsypov priniesol presvedčivé výsledky, ktoré nie je možné od inej geochemickej metódy očakávať a že teda, podľa našich predstáv, zisk informácií ďaleko prevyšuje náklady vynaložené na túto prácu. Toto nakoniec viedlo nás k mineralogickému výskumu Prešovsko-tokajského pohoria, ako aj iných oblastí (stredné Slovensko, Českomoravská vysočina), flyš.

LITERATÚRA

BETECHTIN A. F. 1951: Kurs mineralogii. Gos. izd. geol. lit. Moskva.

ČECH F. — MATHERNÝ M. 1958: Granáty z ryolitov (lok. Lesné) a tufitov Podvihorlatskej lignitovej panvy (lok. Hnojné). Geologický sborník 9, č. 2. Bratislava.

ČUCHRÁČ M. — KOTRAS J. — HORVÁTH I. 1960: Michalovsko — halloyzit. Záverečná správa a výpočet zásob. Geofond GP Spiš. Nová Ves.

KUPČÍK V. — SLÁVIK J. — HVOŽĎARA P. 1967: Ilmenit z vulkanitov Vihorlatu, Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geologica Nr. 12, Bratislava.

KUŠEVA M. 1960: Ťažké minerály oblasti Vihorlatu. Katedra geol. a paleontol. PFUK Bratislava.

KVITKOVIČ J. — HARMAN M. 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťah k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat — Popričný. Geologický časopis SAV, č. 3. Bratislava.

LAZARENKO E. K. 1958: Kurs mineralogii, častina I., II., III. Vid. Lvivskogo Universitetu.

LAZARENKO E. K. 1963: Kurs mineralogii. Gosud. izd. Moskva.

LAZARENKO E. K. — LAZARENKO E. A. — BARYŠNIKOV E. K. — MALYGINA O. A. 1963: Mineralogija Zakarpatja. Izd. Lvovsk. Universiteta.

LESNJAK V. F. 1951: Materily po mineralam kory vyvetrivanija effuzivov Zakarpatja. Mineral. sbornik No 5 Lvov. geol. obšč.

LESNJAK V. F. 1958: Nekotoryje osobennosti drevnich kor vyvetrivanija effuzivov Zakarpatja v svjazi s nakoplenijem v nich glinistich obrazovanij. Voprosy mineral. osad. obraz. kn. 5, Izd. Lvovsk. Universitetu.

SLÁVIK J. 1965: Správa o geochemických prácach v oblasti Vihorlatu a Popričného v rokoch 1958—1964. Zprávy o geol. výsk. v roku 1964, 2 Slovensko, GÚDŠ Bratislava.

SLÁVIK J. 1967: Samorodnoje zolozo v magurskom fliše. Resumé prednášky KBA, Belehrad.

Alluvial Placers Minerals of the Vihorlat Mts. Volcanites, their Geological and Prospectional Significance

JÁN SLÁVIK

Since in the Vihorlat Mts. no prospection has been carried out as yet it may be taken for a favoubrable area to test the efficiency of mineralogical prospection for ore deposits. Alluvial placers have been covered by a net sampling with 250 m pacing. The heavy fraction gained by sluicing has been mineralogically examined. Thus the mineral contents of alluvii (heavy minerals) and also that of volcanic rocks except alluvii have been determined. The following minerals have been found: apatite, garnet, hypersthene, ilmenite, clinopyroxene, corundum, leucoxene, magnetite, malachite, azurite, native copper, anhydrite, metacinnabarite,

microtectites, pyrrhotine, pyrite, marcasite, pyromorphite (?), cinnabar, chlorspinnel, piccotite, tetradymite (?), tourmaline, zircon. The palette of minerals seems much richer than it has been supposed. Basing upon the comparison of mineral occurrences with the geological map of the mountain-range, considering genetical possibilities of the separate minerals, the latter might have been divided into three groups:

a) rock-forming minerals of volcanites: hypersthene, clinopyroxene, ilmenite,

b) accessoric minerals of volcanites: apatite, garnet, corundum, magnetite, chlorspinnel, piccotite, tourmaline, zircon,

c) epigenetic minerals: malachite azurite, native copper, anhydrite, metacinnabarite, pyrite, pyrrhotine, marcasite, pyromorphite, cinnabar, tetradymite.

The analysis of accessoric minerals led to the conclusion about the separate volcanic complexes showing statistically different contents of accessories. Consequently there is a possibility of division and parallelization of volcanic complexes on the basis of accessoric minerals. Epigenetic minerals, and especially their hydrothermal-epigenetic group documented the presence of hydrothermal metallogenetic processes including the most important one — transport of cinnabar. This may inspire a prospection programme for Hg deposits in neovolcanites.

Quite surprising is the finding of tetradymite (?) and pyromorphite (?). These may indicate the presence of hydrothermal-epigenetic mineralization of polymetallic type. Regularities of their distribution could not be detaily explained so far. Mineralogical prospection in volcanites seems a very sensitive and reliable method for the determination of mineral contents and of paragenetic relationship, offering results that cannot be gained by any other geochemical method.

Banský priemysel ekvatoriálnej Afriky a niektorých štátov Západnej a Východnej Afriky.

JÁN ILAVSKÝ

KONGO — KINSHASA

Patrí po stránke nerastného bohatstva k najbohatším krajinám Afriky. Produkuje viac ako 30 dôležitých kovov. Z nich znamenajú aj vo svetovom meradle značné množstvá. Ťažba diamantov 75 % celosvetovej ťažby, kobaltu 69%, cínu 9 %, medi 8 %, mangánu 5 %, zinku 3 % a zlata 2 %.

Ložiská diamantov sú najvýznamnejšie vo východnom Kassai, kde ťaží Société minière de Bakwanga (MIBA). Ročná produkcia v roku 1968 bola celkom 11,353.000 karátov. V západnom Kassai sa vyťažilo v tom istom období 551.000 karátov. V kraji Bandundu, ktorý leží okolo 480 km východne od Kinshasy objavili v posledných dvoch rokoch dve veľké ložiská diamantov. Okrem uvedenej ťažby prechádza z Konga na ilegálne trhy v Bujumbure a v Brazzaville okolo 6 miliónov karátov ročne.

Medňaté ložiská konžského copperbeltu sú svetoznáme a ťaží ich Union Minière de Haut Katanga, resp. jej následovník GEKOMIN. Produkcia v r. 1968 bola 9,978.000 ton rudy s priemernými obsahmi 2,5 % Cu. Vyrobilo a vyviezlo sa 223.000 ton kovovej medi, 153.000 ton medi elektrolytickej a 70,5 % ton medi katódovej. K známym zásobám pribudlo najnovšie ďalších 50 miliónov ton Cu rúd z nových prieskumných prác.

Kamoto, ložisko v západnej Katange, obsahuje medňato-kobaltové rudy. Je to druhé najväčšie ložisko Afriky, hneď za ložiskom Bamroff. Ložisko je nateraz vo výstavbe a otvárkach. Ťažba uskutoční sa čiastočne povrchove a čiastočne banskými dielami a to až do hĺbok 1800 m, supramoderne vybavenými. Produkovať sa začne v r. 1971 a to 1 milión ton ročne, normálna kapacita sa dosiahne v r. 1974 a to 4,5 milióna ročne. Z veľkých mechanizačných vymožeností treba spomenúť transportér na ťaženú rudu dlhý 3 km.

Ložisko Mushosi pri meste Lumumbashi je relatívne menšie, jeho zásoby sú len 30 miliónov ton Cu s obsahmi 3,3 % Cu. Ložisko sa dobýva.

Ložisko Kinsenda je nové, jeho zásoby sú okolo 20 miliónov ton s obsahmi 4,5 % Cu. Konžsko-japonská spoločnosť SODIMICO investovala do výstavby 70 miliónov US dolárov. Ťažba započne v r. 1970 a to produkciou 50.000 ton čistej medi.

Kobaltu, ako vedľajšieho kovu pri produkcii medi, sa vyťažilo celkove v r. 1968 okolo 10.500 ton.

Zinok sa, v porovnaní s predchádzajúcimi rokami, o niečo znížil a vyprodukovalo sa ho v r. 1968 okolo 88.000 ton, z čoho elektrolytický 63.000 ton.

Produkcia cínu z početných pegmatitových ložísk bola za rok 1968 celkom 6.340 ton kovového cínu, z čoho 1.950 ton v lingotoch.

Kolumbo-tantalitové rudy z pegmatitových ložísk zaznamenali v r. 1968 značný pokles, keď sa vyťažilo len 114 ton.

Mangán je tradičný kov pre Kongo a jeho ťažba v r. 1968 vystúpila na 187.000 ton kovu.

Wolfrámové rudy zaznamenávajú v priebehu posledných rokov tiež vzostupnú tendenciu a v r. 1968 sa ich vyťažilo 156 ton.

Podobne i ťažba zlata zaznamenala v r. 1968 značný vzostup, keď sa ho vyťažilo 5.278 kg, obdobne i striebro, ktorého sa v tom istom období vyťažilo 54.600 kg.

Nióbové rudy sa ťažia na ložisku Bingo pri jazere Kivu. Ide o nový závod so zásobami 2,3 milióna do hĺbok 25 m a ďalších 4,8 miliónmi do hĺbok 100 m. Kovnatosti sú 3,6 % Nb. Ťažba sa rozvinie naplno v r. 1970, pričom kvalita koncentrátov bude 40—45 % Nb.

Uránové ložiská sa nachádzajú v Kongu v dvoch oblastiach. Na juhu sú značne veľké ložiská, preskúmané talianskou spoločnosťou ENI, ktoré sa však nateraz ešte neťažia. V severovýchodných oblastiach Konga vyhľadávajú uránové ložiská francúzske BRGM.

ANGOLA

Patrí tiež ku veľmi bohatým krajinám po stránke nerastného bohatstva. Diamanty patria k najdôležitejším. Ťažia sa od r. 1912. Avšak skutočný rozvoj ťažby nastal až v posledných rokoch zásluhou spoločnosti DIAMANG, v ktorej je združený kapitál Portugalska, Anglicka, Belgicka a USA. Koncesie tejto spoločnosti kryjú 2/3 územia Angoly a to severovýchod. Ročná produkcia diamantov bola v r. 1967: 1,288.500 karátov, v roku 1968: 1,667.187 karátov, pričom sa ich veľká väčšina vyvezie ako diamanty zlatnícke a pre bižutériu. Výhľadove ráta táto spoločnosť s produkciou 2 milióny karátov ročne.

Južné časti Angoly, asi 15 % územia, sú v koncesii spoločnosti Conpanhia de Minerios de Ultramar, pričom ťažba započala len v r. 1968 s relatívne nízkymi ciframi získaných karátov. Okrem toho pracuje v Angole viac menších spoločností, združených s DIAMANG-om (Oppenheimer, atď).

Železné rudy ložísk Cassinga v Angole nadobúdajú v posledných rokoch na význame. Finančne ich zaisťuje spoločnosť Companhia Mineiros de Lobito, ktorá združuje okrem portugalského kapitálu ešte i podiely Kruppa, Japonska, Anglicka, Švajčiarska a Talianska. Zásoby ložísk sú okolo 123 miliónov ton s obsahmi 65—70 % Fe. Produkcia v r. 1968 bola 2,612.400 ton, v r. 1969 3,4 milióna ton a v r. 1970 bude 5 miliónov ton.

V Angole boli objavené naftové ložiská len nedávno a ich produkcia v r. 1968 bola okolo 1 milióna ton. Vzrast ťažby pre rok 1970 7,5 milióna ton a to indikuje veľké ložiská.

Medňaté rudy sú v produkcii Angoly novými a to na ložiskách Malange, kde v posledných rokoch sa vykonali rozsiahle práce pomocou japonského kapitalu a tiež v kraji Cassinga, kde práce financujú Krupp a švédske firmy. Objavili sa tu v r. 1967 dve veľké ložiská, ktoré budú v ťažbe v najbližších rokoch.

Ložiská fosfátov boli v Angole objavené tiež len v priebehu posledných rokov. Zásoby sú zatiaľ okolo 15 miliónov ton a na ich báze sa projektujú veľké, moderné závody.

Americká spoločnosť TEUNECO objavila v r. 1969 tiež veľké ložiská rýdzej síry, ktoré sa budú ťažiť v dohľadnom čase.

Na bauxity, mangánové rudy a wolfrám robia veľké prieskumy medzinárodné spoločnosti s rôznorodým kapitálom.

RHODEZIA

Svojím nerastným bohatstvom skutočne veľmi bohatá a ani embargo a obštrukcie celého sveta proti tejto krajine nezabraňujú prílivu veľkých kapitálových investícií. Dôležitosť surovinovej bázy dokumentujú cifry ťažby z r. 1968.

Uhlie ťaží v množstve 2,500.000 ton anglo-americká spoločnosť Wankie Colliery.

Chromity sa dobývajú v množstve 320.000 ton a to spoločnosťou Rhodochrome Limited.

Azbest v množstve 100.000 ton produkuje spol. Monteleo Asbestos.

Ťažba diamantov je veľmi veľká, niekoľko miliónov, možno až desiatku miliónov karátov. Cifry nie sú presne známe.

Železné rudy sa zatiaľ ťažia v malej miere, len 830.000 ton ročne a to s japonským kapitálom (KOBE Steel). Ide o ložisko Beacon Tor. Zúčastňuje sa tu aj švajčiarsky kapitál.

Ložisko Gwelo ťaží rhodézska spoločnosť Rhodesian Alloys USA-Anglia. Ložisko Buhwé ťaží spoločnosť Risco so zmiešaným anglo-americkým kapitálom.

Medňaté rudy sa ťažia v Rhodézii v množstve 15.000 ton čistej medi ročne, pričom väčšina patrí kapitálove spoločnosti M. T. Limited.

Niklu sa vyťaží ročne okolo 5.000 ton. Ťažba sa sústreďuje na ložisko Trojan a to od r. 1968. Investície do výstavby obnášali 10 miliónov libier. Je majetkom Anglo-American Corporation. Druhé významné ložisko Madzniva pôjde do ťažby r. 1970 a počíta sa tu s ročnou produkciou okolo 2.500 ton koncentrátov.

Dobývanie zlata v Rhodézii má veľkú dôležitosť a to jednak na starých známych ložiskách, ťažených za kapitálovej účasti Anglo-American Corporation (60 %) a Rio Tinto Zinc (40 %. V r. 1967 vyťažili 16.170 kg zlata, v r. 1968 okolo 16.800 kg a v r. 1969 až 17.000 kg.

Nové žilné ložiská skúmajú spoločnosti General Mining (Anglicko-Juhoafrický kapitál) a Rhodesian Mining Promotion.

Mangánové rudy ložiska Qué — Qué spracováva novopostavený kombinát patriaci spoločnosti Union Carbide Rhomet (USA).

Smaragdy dobýva spoločnosť Sandawana Mines, ktorá je filiálkou spoločnosti Rio Tinto Zinc.

Monazitové piesky sa ťažia tiež v Rhodézii a to spoločnosťou Monazite and Mineral Venture.

V rokoch 1967—1969 prebiehali rozsiahle systematické výskumy na beryl-tantalové rudy japonskou spoločnosťou Mitsui Mining, ďalej prospekcia na bauxity, zirkon, kobalt, meď, wolfrám, striebro, platinu atď. Hlavnú účasť na prieskume majú spoločnosti South African Manganese, Anglo-South Africain Company a ďalšie. Ich prospekčné práce sú dlhodobé, plánovité a systematické. Pritom prognózy na niektoré z týchto surovín sú veľmi sľubné.

Celková hodnota ťažených rúd v Rhodézii sa v roku 1964 oceňovala na 30 miliónov libier šterlingov, kým prognóza pre rok 1970 bola 90 miliónov libier

šterlingov. Vidno teda, že obrovskému rozmachu ťažby nerastných surovín tejto krajiny a prílivu cudzieho kapitálu, nebránia ani rezolúcie OSN a ani rezolúcie afrických štátov, ktoré odsudzujú rasistický režim v zemi.

ZAMBIA

Patrí v produkcii medi na tretie miesto vo svete, pričom na africkom kontinente si drží primát, pred Kongom-Kinshasa. Ide o známe ložiská Copperbeltu, kde vývoj ťažby za posledné roky prebiehal takto: 1965: celkom 756.000 ton čistej medi, z čoho 181.300 t čiernej a 574.500 elektrolytickej; 1966: celkom 597.000 ton, z toho 89.300 čiernej a 507.700 t elektrolytickej; r. 1967: celkom 600.000 ton, z toho 90.000 t čiernej a 510.000 ton elektrolytickej; r. 1968: celkom 650.000 ton, z čoho 100.000 ton čiernej a 550.000 ton elektrolytickej. Prognóza pre roky 1969—70 bola 750.000 ton ročne, z čoho asi 180.000 ton čiernej medi a 570.000 ton medi elektrolytickej. V hodnotovom vyjadrení z vyprodukovaných rúd predstavovali medňaté rudy 96 % z celkovej banskej produkcie krajiny. Investície do medenorudného baníctva Zambie dosiahli do roku 1969 okolo pol miliardy libier šterlingov, avšak zisky boli tiež značné. Pre rok 1967 sa oceňovali na 9 miliónov libier šterlingov ročne (čistý zisk bez amortizácie), kým v r. 1968 až 19 miliónov libier. Ako je známe, produkcia medňatých rúd patrila až do konca roku 1969 Anglo-American Corporation (53 %) a Rhodesian Selection Trust (47 %). Prvej spoločnosti patrili ložiská Bancroft Kananshi, N'Changa, Rhokana, kým druhej zase ložiská Chibulima, Mufulira, Chambishi a Roan Antelope. Veľkosť podnikania demonštruje počet osadenstva v r. 1968, ktorý bol asi 47.000 ľudí. Pritom ich priemenná ročná mzda dosahovala zhruba 500 libier šterlingov, kým priemerná mzda na ostatné obyvateľstvo zeme je okolo 50-60 libier ročne.

Do procesu vývoja ťažby zasiahli nepriaznivo hlavne osamostatnenie Rhodézie v r. 1966, pretože vyťažené rudy sa dosiaľ exportujú železnicou cez Rhodéziu do prístavu Beira v portugalskom Mosambiku. Preto sa vláda rozhodla, po znárodnení všetkých baní od 1. I. 1970, postaviť novú železnicu k moru cez spriatelený štát Tanzániu v dĺžke 1300 km, ktorá si vyžiada náklad okolo 76 miliárd západoafrických frankov. S výstavbou trate sa začne v r. 1970 a dokončí sa do r. 1975. Znárodnenie baníctva v krajine sa dohodlo na princípe: 51 % zambijský štát, kým 49 % sa ponechá bývalým majiteľom A. A. C. a R. S. T. Pritom štát splatí uvedeným spoločnostiam 120 miliónov libier šterlingov odstupného v priebehu 10—12 rokov.

Olovené rudy Copperbeltu Zambie, ktoré sa ťažia ako sprievodný kov na medenorudných ložiskách, reprezentovali v r. 1968 množstvo 22 000 ton kovu.

Zinkové rudy Copperbeltu sa za to isté obdobie vyťažili v množstve 48 900 ton kovu.

Kobaltové rudy dosiahli za to isté obdobie množstvo 1500 ton kovu. Okrem toho sa v zemi ťaží ešte uhlie a to okolo 500 000 ton ročne a tiež mangánové rudy v množstve 25 300 ton kovu.

MADAGASKAR (MALGAŠSKÁ REPUBLIKA)

Ku frankofonnej Afrike sa počíta tiež tento ostrovný štát, ktorý je známy oddávna ako klenotnica, alebo geologické múzeum. Prv než sa zmienime o kla-

sicky ťažených surovinách Madagaskaru, je treba spomenúť nové objavy. Z posledných rokoch hlavne ložiská chrómových, niklových rúd a bauxitov.

Nové ložiská chromitov na Madagaskare skúmali od r. 1954—1955 a to francúzske spoločnosti BRGM, Ugine-Kuhlman, Pennaroya, Omnimines a tiež americké spoločnosti Anglo-American Corporation. Ťažbou ložísk sa zaoberajú rôzne zmiešané a medzinárodné spoločnosti ako PRONIMA, SONIMAD, COMINA.

Ložisková oblasť Andriamena, ležiaca okolo 160 km od hlavného mesta Tananarive, je známa veľkým množstvom chromitových telies (okolo 800), medzi ktorými sú najznámejšie šošovky Bemanevika a Ankazotaolana. Zásoby týchto dvoch telies dosahujú vyše 6 miliónov ton ťažiteľných rúd s kvalitou okolo 40 % Cr_2O_3, po úprave až 50—52 %, pričom pomer Cr:Fe je o niečo nižší. Ťažba rúd sa deje od r. 1969 povrchove. Jej optimálna kapacita bude 120 000 ton koncentrátov ročne. Úprava rúd sa urobí na mieste a koncentráty sa budú dopravovať 100 km po železnici. Celkové investície na výstavbu sú asi 4 miliardy malgašských frankov. Pritom sa počíta v budúcnosti s ročným ziskom okolo 65 miliónov Mg frankov.

Bauxity v kraji Fort Dauphin, a hlavne na ložisku Mernantenina skúmala francúzska spoločnosť Pechiney vrtami. Ide o typ pyzolitických bauxitov. Prieskumy sú ukončené, avšak problémy dopravy nie sú zatiaľ doriešené.

Pre prieskum a ťažbu niklových rúd na Madagaskare založili sa v posledných rokoch dve veľké spoločnosti: SONIMAD a PRONIMAD, predstavujú hlavne kapitál z firiem francúzskych, amerických a štátu.

Staré, známe ložisko mednatých rúd Pachoud, dávnejšie opustené, sa v posledných rokoch oznova skúma a to s veľmi nádejnými výsledkami.

Uránothorianitové rudy Madagaskaru ťažil v predošlých rokoch Commisariat pour l'Energie Atomique, avšak v r. 1968 sa ťažba zastavila.

Grafity na tomto ostrove sa ťažia oddávna a to stabilné množstvá okolo 16 000 ton ročne. To ukazuje na stálosť odbytu a spotreby vo svete. Ložiská patria BRGM a v posledných rokoch zaznamenali tu značné zlepšenie ťažobnej a úpravnickej technológie. V r. 1968 sa vyťažilo 16 430 ton grafitu, z čoho sa vyviezlo 15 730 ton.

Produkcia sľúd Madagaskaru pozvoľna rastie a to ako dôsledok úspešných prieskumných prác, ktoré sa ukončili v r. 1969. Produkcia v r. 1968 bola 906 ton, v r. 1969 už vyše 1000 ton, pritom export dosiahol výšku 1370 ton ročne.

Produkcia zlata v roku 1968 dosiahla okolo 17 kg.

Granáty na bižutériu sa v roku 1968 vyviezli v hodnote 4,3 milióna západoafrických frankov.

Ozdobný kameň sa vyviezol v r. 1968 v hodnote 3,4 milióna Fr CFA.

Ametyst (ružový kremeň) vývoz v r. 1968 za 4 milióny Fr CFA.

Labradorit v tom istom roku vývoz za 1,2 milióna Fr CFA.

Piezzoelektrický kremeň sa na Madagaskare vyskytuje v značných množstvách a vyviezlo sa ho v r. 1968 za 24,5 milióna Fr CFA.

Kremeň na tavenie — vývoz za ten istý rok za 1,3 milióna Fr CFA.

Granáty vrtné, vývoz v r. 1968 za 14,1 milióna Fr CFA.

Granáty priemyslové za to isté obdobie vývoz v hodnote 3,8 milióna Fr. CFA.

Beryl lámaný: vývoz v r. 1968 za 5,5 milióna Fr CFA.

Bastnaézit: vývoz v r. 1968 za 14,5 milióna Fr CFA.

Rhodonit: vývoz v r. 1968 za 2,1 milióna Fr CFA.

Minerály pre zbierky muzeálne v celom svete: v r. 1968 za 2,8 milióna Fr CFA.

Preskúmal sa celý rad nerudných stavebných surovín (tehliarske, keramické íly a stavebné kamene) a pristúpilo sa k jeho miestnemu zúžitkovaniu.

CENY NIEKTORÝCH SUROVÍN ZÁPADNEJ AFRIKY V ROKOCH 1968—1969

Mangán	Côte d'Ivoire	obsahy Mn 45—47 %	predajná cena za	1 t	12,5 $
	Gabun	„ 80—82 %	„ „	1 t	17,— $
	Ghana	„ 86—88 %	„ „	1 t	29,— $
Železná ruda — Sierra Leone, obsahy Fe 65 %			„ „	1 t	4,4 $
Bauxit — Sierra Leone, obsahy Al_2O_3 42 %			„ „	1 t	3,3 $
Alumínium v ingotoch, Ghana			výrobná cena za	1 t	13,— $
Zlato, Ghana			vývozná cena za	1 uncu	35,— $
Diamanty, Ghana			predajná cena za	1 karát	4,— $
	Côte d'Ivoire		„ „		18,— $
	Sierra Leone		„ „		20,— $
	Angola		„ „		42,— $
Urán-vanadiová ruda. obsahy 4 % kovu, Gabun,			„ „	1 t	5434,— $
Fosfáty, Senegal, obsahy $Ca_3PO_4/_2$ 82 %			„ „	1 t	12,— $
Grafit, Madagaskar, koncentrát			„ „	1 t	96,— $
Sľuda, Madagaskar			„ „	1 t	833,— $
Rutil, Sierra Leone, koncentrát			„ „	1 t	70.— $

LITERATÚRA

1. Le Gabon après Léon Mba. Europe France Outremer (EFO). N. 454, 1967. Paris.
2. Bilan économique du Congo Brazzaville. EFO, Nr. 455, 1967. Paris.
3. L'économie algérienne et les rélations avec la France. EFO, Nr. 456, 1967
4. Cameroun: Dix ans de gouvernement Ahidjo. EFO, Nr. 457, 1967.
5. Le Sénégal aprés les élections présidentielles. EFO, Nr. 458, 1967.
6. Mauritanie· Les grands projets de développement sont en cours. EFO. 459—460.
7. L'Afrique d'expression française et Madagascar. EFO. 461. 1968.
8. Le royaume du Maroc: dévéloppement dans la stabilité. EFO. Nr. 462. 1968.
9. Les départements et territoires d'Outre-mer. EFO. Nr. 463. 1968.
10. Les oléagineux dans l'économie de l'Afrique noire et de Madagascar. EFO. Nr. 466. Paris. 1968.
11. Le redressement voltaïque. EFO. Nr. 467. Paris 1968.
12. République Centrofricaine: trois ans de gouvernement Bokassa. EFO. Nr. 468.
13. Une réussite africaine: la Côte d'Ivoire. EFO. Nr. 469. 1969.
14. Tchad: élections présidentielles. EFO. Nr. 472. 1969.
15. L'Afrique d'expression française et Madagascar. EFO. Nr. 473. 1969.
16. Cameroun: Situation générale favorable. EFO. Nr. 474—475. 1969.
17. Madagascar: Progrès et difficultés. EFO. Nr. 476. 1969.
18. Gabon. Une expasion rapide. EFO. Nr. 477. 1969.
19. Le dévéloppement de l'industrie minière en Afrique noire et à Madagascar. EFO. Nr. 478, 1969. 6 rue de Bassano, Paris-16.
20. Minérais et Métaux. Statistiques 1968.
21. Afrika-Studien. Weltforum-Verlag. München 19, Hubertusstr. 22.

Súčasné metódy spracovania geologických informácií najmä na samočinnnných počítačoch

J. HRUŠKA — Geofond Praha

Exponenciálny rast geologických publikácií, správ, geologických pozorovaní, meraní a laboratórnych analýz nie je dnes možné zvládnuť komplexne tak, aby bolo možné rýchle a prehľadné informovanie o nových výsledkoch i pre syntetické štúdie. Jednou z ciest, ktorá uľahčuje zhromažďovanie, vyhľadávanie a vedeckú syntézu mnohých faktov, je použitie samočinných počítačov. Trend rozvoja týchto metód je zrejmý v posledných piatich rokoch v USA, Kanade, ZSSR a Francúzsku. Hlavná fáza prípravy, ukladanie, spracovanie informácií geologických odborov — ak sa používajú samočinné počítače — sa obyčajne rozdeľuje do troch kategórií:

1. Dokumentografické spracovanie informácií — zvlášť bibliografie registrov adresnej alebo profilovej informácie o dokumentoch, ako napr.: články dizertácie, mapy a pod. Ako príklad môžeme uviesť GEO-INDEX, periodikum Geofondu ODIS.
2. Spracovanie vecných (faktových) súborov informácií, a to práve tak základných alebo archívnych súborov, alebo len súborov informácií pre osobitné úlohy. Príkladom môžu byť údaje Data — banky, a to práve tak surovinového (ložiskového) charakteru, ako i pre komplexnú charakteristiku prostredia a pod.
3. Pre spracovanie kvantitatívnych dát — údajov — v prevažnej miere používajú sa štatistické metódy, matematické analýzy atď. Príkladom sú trendové analýzy, numerická klasifikácia, diskriminačné analýzy, testovanie hypotéz a pod.

V tomto článku zmieňujem sa predovšetkým o spracovaní faktových geologických informácií, ktoré rámcove patria do skupiny úloh spracovania dát na samočinných počítačoch.

OBSAH

záznamových súborov geologických informácií musí zodpovedať ich využiteľnosti pre najširší okruh geologických odborníkov a preto rozsah a charakter údajových položiek (napr. názov ložiska, stratigrafická epocha, petrografický charakter, predpokladané zásoby, technologická kategória a pod.) by sa mal čím skôr štandarizovať.

NOTÁCIA

musí zodpovedať nielen zvolenému alebo danému záznamovému prostrediu (dierkový štítok, dierková páska, magnetická páska a pod.) ale i vžitým vhodným formám vyjadrovania geologickej informácie. Kvantitatívne údaje majú sa zaznamenávať ako desatinné čísla s pevnou dĺžkou pred a za desatinnou čiarkou. Číselné kódovanie je veľmi ekonomické, ale pre základné súbory a pre Data —

banku je prípustné len vtedy, keď sa môžu použiť dobre určené a široko prijaté klasifikácie a číselníky. Mnemonické skratky a kódy (napr. GRNT = granit) mali by sa použiť práve tak pre skratku, ktorá je v obecnom používaní v geologických odboroch (symboly chemických prvkov, siete topografických máp), ako aj tam, kde základ terminológie je internacionálny (latina, gréčtina). Tu je výhodné používať mnemonické kódy v obecnom odborovom používaní (napr. geneza, species a subspecies v paleontológii alebo pri mineráloch). Otvorená reč mala by sa používať v jednoznačných terminologických schémach, pri miestnych menách a všade tam, kde jej význam je závislý na kontexte, v ktorom je použitá, alebo vtedy, ak informácia má slúžiť širokému okruhu užívateľov.

ŠTRUKTÚRA

strojove spracovaných súborov informácií má byť jednoduchá, aby umožnila zostupovanie a zoraďovanie informácií, pre potrebu rôznych užívateľov a ďalej pre analytické a následné štatistické podprogramy, ako i pre syntézu dát.

V súbore faktových dát o ložiskách nerastných surovin pri systéme programov SAFRAS, ktorý vyvinulo geologické oddelenie Univerzity Western Ontario London v Kanade, sú ilustrované hlavné problémy strojového spracovania informácií. Z nich je zrejmé:

a) že obsah záznamových súborov má najvyššiu početnosť pri týchto údajových položkách: názov ložiska — prvok alebo surovina — list mapovej siete — stupne a minúty zemepisnej dĺžky a šírky — hlavne minerály — obsah úžitkovej zložky — stav otvorenia a využitia ložiska — zásoby isté — zásoby odhadnuté — ťažba.

b) Notácia je dosť zmiešaná (kvantitatívne dáta — číselné a mnemonické kódy — otvorená reč) a to robí tento systém ekonomický i zrozumiteľný, relatívne ľahko kontrolovateľný.

c) Štruktúra je obmedzená na identifikáciu a zoskupenie informačných údajov (položiek). Počiatočné usporiadanie môže sa do určitej miery meniť novým usporiadaním, pridaním údajových položiek a tiež i možnou konverziou magnetickej pásky.

Tento postup umožňuje predovšetkým vyšší programovací jazyk COBOL, ktorý sa v iných štátoch (Francúzsko, USA, V. Britania) ukázal ako veľmi vhodný pre obdobné systémy.

Niet pochýb o tom, že ani Československo sa nevyhne spracovaniu geologických informácií na samočinných počítačoch. Už dnes máme určité skúsenosti i úspechy s vydávaním registríkovej bibliografie GEO-INDEX, ktorá profiluje informácie pre vrtnú techniku, prieskum, ťažbu ropy a plynu (OBIS-UGI Brno) a data-bank pre územné plánovania a pod. Nádejné projekty a experimenty pri spracovaní ložisiek vápencov a zosuvov ČSSR môžu posunúť našu geologickú službu a Geofond medzi významné pracoviská na tomto poli v Európe.

(Poznámka): Prednáška uskutočnená 3. marca 1970 v SGÚ, Bratislava.

Současný stav názorů na genezi forem měsíčního povrchu

LUBOMÍR KOPECKÝ — Ústřední ústav geologický, Praha

Tvary povrchu Měsíce, stejně jako morfologie zemského povrchu, jsou utvářený vlivem proti sobě působících endogenních a exogenních sil. Zatímco projevy vnitřních sil jsou u obou planet obdobné, liší se projevy vnějších činitelů velmi podstatně. Příčiny jsou hlavně v chybění hydrosféry a atmosféry na Měsíci.

K projevům vnitřních sil Měsíce náleží tektonika, vulkanismus a patrně i seismika, která je, jak ukázal pokus Apolla 12, také doprovodným projevem dopadů větších těles. Základem tektoniky měsíční kůry je síť tahové planetární tektoniky SZ a SV směru; méně výrazné jsou směry V-Z a S-J. Té je podřízena nejen morfologie povrchu zemí, a většina vertikálních poruch (morfologicky výrazné stěny, přímočaré nebo klikaté rýhy), ale její směry se projevují i v omezení polygonálních depresí (kalderovité útvary a měsíční moře) a v jejich tektonickém omezení a seřazení.

Jako projev měsíčního vulkanismu jsou uvažovány: plynné emise, fumarolová deposice, efusivní činnost a explosivní činnost. Vulkanismus vytváří — podle Mc. Calla (1965) — formy lineární a kruhové. Ty jsou v podstatě monogenní (patrně maary) a polygenní (subsidenční kaldery a moře).

Kombinací tektoniky a následního vulkanismu se na Měsíci, obdobně jako na Zemi, vytvářejí velké tektonovulkanické formy. Obecným principem jejich vzniku je kráterování tektonických příkopů, jak je pro Měsíc aplikoval Spurr (1944 — 1949). Velké polygonální až kruhové kaldery (do stovek km) jsou vykládány t. zv. kotlovou subsidencí podle periklinálních tektonických polygonů nebo kruhů. Následný vulkanismus střídající se s novým tektonickým narušením modeluje stěny, dna a centrální vrcholy subsidenčních kalder. Pozemské analogony, a to nejen geologické, ale patrně i petrografické, se nacházejí v eukritových až křemenno-gabbrových a křemenno-monzonitových kruhových komplexech Skotska. Měsíční moře je možno podle dnešních názorů na vznik některých forem jejich povrchu interpretovat jako polygonální, kruhové a lineární tektonovulkanické deprese maximálních rozměrů (až do 1200 km v průměru). K vulkanickým formám povrchu měsíčních moří patří t. zv. vráskové hřbety (patrně lineární vulkanické formy mnoho set km dlouhé) a dómy (často v řadách a s vrcholovými krátery). Výplně moří a velkých kruhových a také polygonálních subsidenčních kráterů tvoří patrně areální a puklinové erupce melabazaltů až pyroxenitů, dómy mohou podle vysoké odrazivosti světla patřit spíše k horninám anortitového složení. Mezi stavbou a složením měsíčních moří (kupř. M. Imbrium) a pozemskými oceány (kupř. Tichý oceán) existuje řada významných analogií ve struktuře, tektonickém omezení, distribuci vulkanismu a hmoty. Gravimetrické anomálie mohou být projevem koncentrace těžkých magmat v měsíčních mořích. Ježto moře jsou koncentrována na přivrácené polovině Měsíce, mohou být příčinou souhlasného rytmu rotace měsíční koule a jejího oběhu kolem Země pod vlivem zemské gravitace.

Horniny dovezené z Moře klidu Apollem 11, pocházející z úlomkovitého povrchového pokryvu (regolitu) patří ilmenitovému melabazaltu příp. melagabru (bohatému Ti a Fe) s interzetální a ofitickou strukturou shodnou se strukturami pozemských čedičů, diabásů a melafyrů; anortosity mají též metasomatické struktury. Nerostným složením i strukturou jsou blízké křemenným gabbrům až eukri-

tům skotských ostrovů. Vzorky t. zv. komplexních brekcií z regolitu Moře klidu jsou patrně úlomky a prachová součást regolitu slinované při velkých impaktech. Skleněné kuličky velikosti do 0,4 mm jsou heterogenní a zřejmě tedy impaktního původu. Analogie s laboratorní krystalizací suchých silikátových tavenin, jakými bezvodá měsíční magmata byla, ukazuje, že bazaltické horniny z regolitu Moře klidu krystalizovaly za teplot cca 1350—900 °C.

K vnějším silám, modelujícím povrch Měsíce, patří především makroimpakt, působící drcení a povrchové seskelňování původních hornin měsíční kůry, kruhovité kráterování (o rozměrech od cm patrně do desítek km) a slinování brekcií; mikroimpakt působí mikrokráterování povrchu hornin a jejich úlomků, jejich seskelňování a zoblování (t. zv. impaktní metamorfismus). Jako kosmické větrání označuje kupř. Ronca (1966) vliv kosmického záření a t. zv. slunečního větru na povrch hornin, který tmavne (přeměnami získává nižší odrazivost světla). Velké rozdíly teplot (nad + 100 a do — 153 °C) mohou působit mikrotrhliny a zesvětlení povrchu úlomků a dále svahový pohyb a třídění úlomkovitého materiálu a bloků i jejich sedimentaci (možno označit jako termickou erozi). Seismické pohyby — vyvolané impakty — mohou působit svahový pohyb a třídění materiálu Vnější síly metamorfují a přemísťují úlomky hornin a zarovnávají tak měsíční povrch.

Zákonité prostorové vztahy většiny morfologických typů povrchu Měsíce svědčí o jejich endogenním (tektonovulkanickém) původu a vylučují tak výklad jejich vzniku impaktem, který v těchto případech nutně počítaá s náhodou a je proto nereálný.

Měsíc a geologické metody jeho výzkumu

MOJMÍR ELIÁŠ

Ani podrobný průzkum Měsíce sondami a první výsledky přímého studia nejistoty v původu měsíčních útvarů. Obě hlavní skupiny hypotéz — endogenní (vulkanická, vulkanickotektonická, magmatická) a exogenní (impaktní) nacházejí některé doklady pro svou existenci. Proto je v současnosti nutno studovat dílčí problémy, určité útvary atd., aby byl shromážděn materiál pro řešení genese konkrétních útvarů.

Výzkum povrchových tvarů Měsíce probíhá těmito směry: a. metodou srovnávací morfologické analysy měsíčních a pozemských útvarů. Rozdíly v morfologii a uspořádání nejtypičtějších měsíčních forem — krátery, valové roviny, kruhová pohoří, prsténcovitě polygonální struktury atd. — ukazují, že tyto formy jsou polygenetické (impaktní, vulkanické, vulkanicko tektonické atd.). b. metodou „regionálně geologického výzkumu", kdy při geologickém mapování Měsíce jsou vymezovány povrchové litostratigrafické jednotky různých fyzikálních vlastností (albedo, polarizace, barevný index, drsnost, elektrická vodivost atd.), morfologické útvary a jejich části, lineární prvky (zlomy, riftové zony, žíly v mořích atd.). Podle principu superpozice a intersekce byly definovány různé stratigrafické škály (např. pro mapu 1:1 000 000 preimbrien — pevniny starší než moře, imbrien — mořská výplň a někdy bezprostřední okolí moří a eratosthenien a kopernicien — mladší útvary, krátery, na povrchu moří a pevnin). Zlomové systémy se řadí do třech skupin: planetární systémy, prsténcově polygonální systémy a radiální systémy kruhových moří.

Měsíční povrch pokrývá úlomkovitá vrstva (měsíční regolit) s převahou částic 0,1—0,6 mm, jako celek výrazně nestejnozrnná, s bloky až 20 m v průměru. Částice tvořící měsíční regolit jsou tak ostrohranné, tak proměnlivě opracované měsíční erozí (tepelné změny, působení mikrometeoritů). Statická únosnost měsíčního regolitu je $2.10^5 - 6.10^5$ dyn/cm^2.

Tepelné pole Měsíce je nevyrovnané. Kromě míst chladnějších než je průměr, bylo nalezeno asi 400 tzv. „horkých skvrn" s teplotami vyššími. Tato místa jsou lokalizována z části do nejmladších kráterů.

Nevyrovnané je i tíhové pole s význačnými koncentracemi hmoty („mascony") pod kruhovými moři převrácené strany Měsíce a některými výrazně krátérovými oblastmi strany odvrácené. Vznik těchto anomalií je dosud předmětem diskuze.

Měsíc se odlišuje od Země intenzívním kráterováním, zlomovou tektonikou beze stop vrásnění.

I když mnoho otázek je dosud nejasných, poslední výzkumy prokázaly dominantní vliv endogenních procesů (magmatickou diferenciaci měsíčních hmot, existenci vyvřelých hornin), jejichž povrchové projevy jsou výrazně ovlivňovány procesy exogenními (impakty, meteorická eroze, impaktní metamorfoza), které zejména spoluvytvářely měsíční regolit.

Poznámka: Prednáška uskutočnená v SGÚ, Bratislava.

SPRÁVY

Slovenská geologická rada

Zákonom SNR č. 207/68 Zb zriadil sa Slovenský geologický úrad, ktorý je ústredným orgánom štátnej geologickej správy na území Slovenskej socialistickej republiky. Jeho poslaním je hlavne systematický a plánovitý geologický výskum a prieskum štátneho územia SSR ako aj vyhľadávanie nerastných surovinových zdrojov pomocou modernej a spoľahlivej metodiky. Slovenský geologický úrad vykonáva svoju geologickú činnosť prostredníctvom výskumných a prieskumných organizácií.

Poslanie Slovenského geologického úradu je zodpovedné a náročné na plnenie úloh, preto bolo potrebné zabezpečiť rozvoj geologických vied a zaktivizovať všetky geologické potencie ako záruku zvládnuť uložené úlohy. Z toho dôvodu, na počiatku roku 1970, sa z iniciatívy tohto úradu vytvorila **Slovenská geologická rada** ako samostatné a dobrovoľné združenie popredných vedcov a odborníkov ako aj predstaviteľov geologických organizácií, ktorí koordinujú a usmerňujú činnosť a rozvoj slovenskej geológie.

Členovia Slovenskej geologickej rady za prvého predsedu zvolili Ing. Jána Slávika, CSc., riaditeľa Slovenského geologického úradu a prijali štatút z ktorého vyberáme:

I.

Slovenská geologická rada je samostatným, dobrovoľným združením predstaviteľov geologických organizácií Slovenskej socialistickej republiky a popredných odborníkov zo všetkých základných odborov geológie. Jej cieľom je koordinovať hlavné smery činnosti v oblasti geológie.

II.

Slovenská geologická rada je organizovaná pri Slovenskom geologickom úrade, ktorý pre Slovenskú geologickú radu vykonáva funkciu sekretariátu.

III.

Členov Slovenskej geologickej rady menuje riaditeľ Slovenského geologického úradu po dohode so zúčastnenými organizáciami.

IV.

Činnosť Slovenskej geologickej rady financuje Slovenský geologický úrad včítane výloh spojených s účasťou na zasadnutiach Slovenskej geologickej rady.

V.

Zasadnutie Slovenskej geologickej rady riadi jej predseda.

VI.

Predsedu Slovenskej geologickej rady volia menovaní členovia tajným a priamym hlasovaním.

VII.

Predseda je volený na funkčné obdobie dvoch rokov. Nesmie však byť volený v dvoch za sebou nasledujúcich funkčných obdobiach.

VIII.

Návrhy na prerokúvanie otázok v Slovenskej geologickej rade môže podávať ktorýkoľvek člen, alebo ktorákoľvek geologická inštitúcia na Slovensku prostredníctvom svojho zástupcu, alebo priamym podaním predsedovi Slovenskej geologickej rady.

IX.

Uznesenia Slovenskej geologickej rady sú výsledkom vecnej a vedeckej diskusie. K platnosti uznesenia nie je potrebné hlasovanie členov. Výsledok rokovania na zasadnutí Slovenskej geologickej rady je zhrnutý v prijatom uznesení, v ktorom musí byť vymedzený okruh povinností pre jednotlivé geologické organizácie, ktoré ich na seba preberajú alebo sa na nich podieľajú. O priebehu rokovania napíše sekretariát záznam s podrobným rozvedením uznesení Slovenskej geologickej rady. Plnenie uznesení kontroluje Slovenská geologická rada na svojom zasadnutí.

X.

Slovenský geologický úrad, vykonávajúci funkciu sekretariátu Slovenskej geologickej rady vedie, eviduje a archivuje spisový materiál Slovenskej geologickej rady a prostredníctvom jej členov kontroluje plnenie uznesení.

XI.

Slovenská geologická rada sa schádza najmenej dvakrát do roka. V prípade naliehavej potreby predseda Slovenskej geologickej rady zvolá členov na mimoriadne zasadnutie Slovenskej geologickej rady.

Slovenská geologická rada v prvom polroku 1970 mala dve zasadania a prerokovala tieto otázky:

1. **Schválenie smeru rozvoja vedeckých laboratórnych disciplín a ich prístrojových špecifikácií;**
2. **Návrh 5 RP pre odvetvie geológie;**
3. **Nové výskumno-vedecké úlohy GÚDŠ;**
4. **Návrh na zriadenie Ústavu technológie nerastných surovín;**
5. **Návrh na usporiadanie III. celoslovenskej geologickej konferencie v roku 1971;**
6. Výchova a požiadavky na vysokoškolsky vzdelaných pracovníkov v geológii.

Tretie zasadanie Slovenskej geologickej rady sa plánuje na koniec roku 1970 alebo na začiatok roku 1971. Bude sa rokovať najmä o vecnej orientácii geologickej práce, metodike výskumných prác.

—B. Leško—

DISKUSIA

Diskusia k otázke zdrojových oblastí východoslovenského neogénu

EDUARD DOBRA

Na tomto mieste by som chcel poukázať na niektoré rozpory, ktoré vychádzajú z doterajších poznatkov o zdrojových oblastiach východoslovenského neogénu.

Najviac rozšírenou metódou pre určenie znosových oblastí je štúdium minerálov ťažkej a ľahkej frakcie. Vo východoslovenskom neogéne touto problematikou sa zaoberal M. Mišík (1954), J. Slavík (1952), E. Dobra (1959), M. Horáková (1960) a M. Starobová (1963). Z regionálneho hľadiska najväčší význam majú práce M. Mišíka a J. Slavíka.

Z geologickej pozície periferných častí východoslovenskej neogennej panvy vyplýva, že tieto sú budované pestrým komplexom provenientných hornín rôzneho veku a petrografického zloženia. V prvom rade je to flyšové paleogenné súvrstvie, ktoré bolo jednou z hlavných oblastí podielajúcej sa na zásobovaní sedimentov východoslovenského neogénu, potom efuzívno-extruzívne komplexy neovulkanitov ako intermediárneho tak aj acidného charakteru, tatroveporidné jednotky Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej Hory, zemplinského paleozoika a tatrovepo-ridné mezozoikum Humenského pohoria.

Z celkového štúdia minerálov ťažkej frakcie vyplýva, že v sedimentoch východoslovenského neogénu nachádzame pestrú mineralogickú asociáciu, ktorá nás opravňuje zaradiť východoslovenskú neogennú panvu do **zložitej terigénno-mineralogickej provincie**. Na základe doterajších poznatkov pre znosovú oblasť neovulkanitov **intermediárneho charakteru** (andezity) sú charakteristické **amfiboly, pyroxény** prevážne zastúpené **hypersténom** a idiomorfné kryštálky **ilmenitu**. Pre **ryolity resp. ryodacity** sú charakteristické **tehlovočervené šupiny biotitu, ružové granáty (almadín)** a bipyramidálne kryštálky β — **kremeňa**. Pre **metamorfované horniny** sú charakteristické nasledujúce minerály: **staurolit, epidot, disthén, časť granátov, rutil, turmalín a chlorit**. Podľa M. Mišíka (1954) pre znos z **flyšovej oblasti** by mohli poukazovať opakné komponenty a neprítomnosť amfibolu o pyroxénu. Najnovšie výskumy na ťažké minerály z oblasti paleogenného flyša (T. Ďurkovič 1959, 1960; M. Starobová 1962) priniesli zaujímavé poznatky o prítomnosti ťažkých minerálov. V sedimentoch flyša nachádzame temer všetky ťažké minerály, ktoré sú registrované v treťohorných sedimentoch východoslovenskej neogénnej panvy. Dokoca boli tu identifikované minerály typické pre neovulkanity (hyperstén, v ľahkej frakcii vulkanické sklo) a metamorfované horniny (staurolit, rutil, turmalín, chlorit).

Z toho je vidieť, že otázka typomorfných minerálov pre oblasť flyša nie je jednoznačne riešená. V poslednej dobe J. Slávik(1968) sa pokúsil, na základe vyhodnotenia minerálov v šlichoch, nájsť kritéria pre odlíšenie minerálov pochádzajúcich z flyšovej oblasti od minerálov pochádzajúcich z neovulkanitov. Ako hlavný identifikačný faktor použil stupeň opracovania priesvitných stabilných minerálov (zirkón, rutil, monazit). Kým v šlichoch odobratých z flyšovej oblasti zreteľne dominovali opracované tvary, v oblasti neovulkanitov prevládalo idiomorfné obmedzenie bez náznakov opracovania. U zirkónu toto tvrdenie jednoznačne nebolo zistené. Vo vzorkách flyšovej oblasti vystupuje aj idiomorfný zirkón svetloružovej farby, často čiry, bezfarebný, kým v neovulkanitoch jeho farba je sýte oranžová. Predpokladám, že citlivým indikátorom pre znos z neovulkanitov by mala byť prítomnosť vulkanického skla v ľahkej frakcii, hoci jeho akumulácia bola zistená vo flyšových komplexoch (T. Ďurkovič 1960). Je veľmi málo pravdepodobné, aby pri transporte z flyšovej oblasti do neogénnej panvy sa zachovala jeho rezistivita.

Takisto je veľmi problematické vo východoslovenskom neogéne určovať znosové oblasti z metamorfovaných hornín na základe prítomnosti sturolitu, turmalínu, granátu a chloritu, pretože tieto minerály sa tiež bežne vyskytujú vo flyšových komplexoch. Z doposiaľ vykonaných prác vyplýva, že vo flyši nebol zistený disten, čo by nasvedčovalo, že by mohol byť typomorfným minerálom pre metamorfované horniny. Pre znos z flyša by mohol nasvedčovať glaukonit, ktorý vo flyšových komplexoch je bežne popisovaný (glaukonitické pieskovce). Ovšem aj v tomto prípade niektorí autori (Mišík, Starobová, Horáková) pripúšťajú možnosť autigénneho vzniku v terciérnych sedimentoch východoslovenskej neogénnej panve.

Z autigénnych minerálov východoslovenského neogénu sú najčastejšie uvádzané pyrit, glaukonit, siderit rôznych tvarov (lence, šesťuholníky, krížovite prerastajúce tvary, konkrécie sferolitickej štruktúry), markazit a sádrovec resp. anhydrit. Na základe naších najnovších pozorovaní siderit najčastejšie sa objavuje vo vrchnom miocéne (sarmat) a pliocéne, markazit v spodnom miocéne (egenburgien-tortón), pyrit a glaukonit sú priebežnými minerálmi. Prítomnosť sádrovca resp. anhydritu sa viaže najčastejšie na soľonosné formácie staršieho miocénu (karpát-tortón). Posledne M. Horáková (1960) popisuje vznik autigénneho apatitu v soľonosnom vývoji tortónu na ložisku soli Zbudza.

V poslednej dobe znosové oblasti sme sa snažili riešiť aj na základe ílových minerálov. Definovanie znosových oblastí na základe ílových minerálov je ešte viac obťažnejšia ako na základe štúdia minerálov ťažkej a ľahkej frakcie . Vyplýva to hlavne z neznalosti mineralogického zloženia zvetralých častí provenientných hornín najmä v oblasti paleozoika. Na základe doterajších poznatkov, pôvod kaolinitu a montmorillonitu je treba hľadať v neovulkanitoch ako acidného tak aj intermediárneho charakteru, prípadne v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria (kaolinit). Osobitné postavenie má zdrojová oblasť paleogenného flyša, ktorá bola hlavným dodavateľom sedimentárnej výplne východoslovenského neogénu. Všeobecne sa doteraz predpokladalo, že v ílovitých sedimentoch flyša dominujú ílové minerály skupiny illitu (Ďurkovič 1960, J. Slávik 1963). Novšie výskumy M. Eliáša (1964) a F. Píchu (1967) ukázali, že sa tu mimo illitu vyskytuje v podstatnom množstve aj montmorillonit, menej kaolinit prípadne chlorit. Ovšem nie je možné celkom vylúčiť aj prítomnosť epitaxitických štruktúr. Celkove, podľa posledne menovaných autorov, v ílovitých sedimentoch flyša dominujú trojvrstevnaté ílové minerály. Najnovšie poznatky ukázali (E. Dobra 1968), že v ílovitých sedimentoch flyša prevláda kaolinit nad illitom. Táto skutočnosť bola zistená vo vzorke odobratej z tmavosivých íloviec Bystrickej jednotky v oblasti Ladomírov-Michajlov (nadložie Hg zrudnenia). Mimo toho v menšom množstve bol identifikovaný montmorillonit. Z vyššie uvedeného vyplýva, že vo východoslovenskom neogéne je ešte mnoho nevyriešených teoretických otázok týkajúcich sa najmä problemu zdrojových oblastí a ich stupňa zvetrávania. V budúcnosti tieto otázky bude potrebné riešiť komplexne pri rešpektovaní doteraz známych poznatkov.

Doručené: 27. II. 1970
Lektoroval: dr. Ď. Ďurkovič, CSc.

Geologický prieskum, n. p.,
Geologické stredisko
KOŠICE

LITERATÚRA

DOBRA E. 1959: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie orientačného vrtu Lúčky-1 (Geol. práce zošit 52)

DOBRA E. 1969: Mineralogicko-petrografické štúdium ílovitých sedimentov východoslovenského neogénu a možnosti ich praktického využitia. (Rigorózna práca PF UK Bratislava.)

ĎURKOVIČ T. 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyša na vých. Slovensku (Geol. práce správy 17).

HORÁKOVÁ M. 1960: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie neogenných sedimentov v oblasti Zbudza (archív GP Sp. Nová Ves)

LEŠKO — ĎURKOVIČ — ČIČEL 1959: Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku (Geol. práce, správy 16)

MIŠÍK M. 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. (Geol. práce, zošit 43)

PÍCHA F. 1967: Výzkum jílových mineralu ve flyšovém pásmu Karpát (ÚÚG Praha, výťahy z referátov IV konferencie o mineralógii a petrológii ílov v Košiciach)

SLAVÍK J. 1953: Sedimentarne-petrografické (ťažké minerály) neogenních hornín východního Slovenska, (Zprávy o geologických výskumech v r. 1952, UUG Praha — rukopis)

SLÁVIK J. 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska (Geologické práce, zošit 63)

STAROBOVÁ M. 1962: Ťažké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitrního bradlového pásma (Geologické práce zašit 63)

SLÁVIK J. 1969: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu a ich význam pri vyhľadavaní nových nerastných surovín (ašpirantské minimum — rukopis, GP Sp. Nová Ves)

ODKAZY REDAKCIE

Príspevky do časopisu:
Príspevky zasielajú sa redakcii na bielom hladenom papieri — formát A 4. Píše sa zásadne len na jednu stranu. Počet strojom písaných riadkov na jednej strane: 30. Počet úderov na jednom písanom riadku: 60.
Fotografie sýte a ostré (stupeň ostrosti 5—6). Veľkosť fotografie: normalizovaný formát 9x12 cm.
Perovky: priesvitný (pauzovací) papier, kresba čiernym tušom. Veľkosť perovky (pre zväčšenie alebo zmenšenie štočku) v pomere k veľkosti — dĺžke celého riadku na jednej strane 1:3, 1:2, 1:1, výnimočne k dĺžke časopisu, ale i tu sa zachová uvedený pomer 1:3, 1:2, 1:1.
Autori príspevku vyhotovia: abstrakt (najviac 10 riadkov normalizovaného rukopisu), ďalej resumé, ktoré zhrnie problematiku a výsledky uvedené v článku; ide o tie skutočnosti, ktoré zahraničnému čitateľovi čo najviacej priblížia problematiku článku. Text abstraktu a resumé napíše autor po slovensky. Redakcia zaobstará preklad v jednom z týchto jazykov (anglický, francúzsky, nemecky, rusky).
Grafické prílohy môžu mať len výnimočne maximálny rozmer 55×35 cm. Najúčelnejšie je mapy zadeliť tak, aby po zmenšení kratšia strana mapy mala 121 mm a dlhšia strana sa zahýňala dovnútra časopisu. Musia účelne využívať priestor, písmo normalizované — väčší typ, aby pri technickom zmenšení boli kresby a písmo normálne čitateľné.
Text článkov je nutné zasielať redakcii dvojmo. Prepisovanie rukopisu, úpravy kresieb, cudzojazyčné resumé a prípadne tlačiarské úpravy urobia sa na ťarchu autora príspevku.
Všetky dopyty v redakčných a administratívnych záležitostiach vybavuje: Redakcia a administrácia časopisu MINERALIA SLOVACA Spišská Nová Ves, Markušovská cesta.
Jednotlivé čísla expeduje adminnistrácia časopisu.