

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 1

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1979

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

Redakčná rada: p. g. Juraj ANTAŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMBEL, RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZÁČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEL, Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc., prof. Ing. Milan MATULA, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Miroslav SLAVKAY, RNDr. Ivan ŠARIK, RNDr. Pavol TKÁČIK, Ing. Milan ŤAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

- Michal Mahel*: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove — The Bebrava group and its position in the Choč nappe 1
- Zoltán Bacsó*: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii — Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia) and their relations to tectonics and to epigenetic mineralisation 21
- Pavol Rybár*: Charakteristika primárneho geochemického poľa lokality Zlatá Baňa — Characteristics of the primary geochemical field on the Zlatá Baňa locality (East Slovakia) 55

SPRÁVY — REPORTS

- Adám Kovách — Ľava Svingor — Pavol Grečula*: Nové údaje o veku gemeridných granitov — New radiometric age determinations of the Gemerides granite (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia) 71
- Rudolf Ďuda — Ivan Križáni*: Dawsonit — sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie na východnom Slovensku — Dawsonite accompanying the mercury mineralisation in Eastern Slovakia 79

KRONIKA — CHRONICLE

- Ján Bystrický — Bartolomej Leško*: Zomrel RNDr. Alojs Matějka, DrSc. 87
- Pavol Grečula*: Zomrel Ing. Vojtech Lazár 89
- Vavrinec Böhm — Ladislav Melioris*: Spomínáme na pôsobenie významného sovietského hydrogeológa profesora Alexandra Ověčinnikova, doktora geologicko-mineralogických vied, na Katedre inžinierskej geológie FGGV UK v Bratislave 90

Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove

(5 obr. a tab. v texte)

MICHAL MAHEL*

Бебравская серия и её положение в хочском покрове

В хочском покрове вычленяем две серии с преимуществом доломитов: а) Бебравская с веттерстайнскими доломитами и с энклавами веттерстайнских известняков и с частыми органогенными доломитами во верхнем триасе. Отвечает рогрской фации Восточных Альп.

б) Чёрноважская серия с рамсаускими доломитами с частым чередованием тёмных известняков и доломитов в анисе и с пачками койнерских сланцев в гауптдоломите. Отвечает франкенфельской фации Восточных Альп.

Бебравская серия местами латерально переходит в беловажскую особенно в её т. н. лудровское развитие с райфлингскими известняками во верхнем анисе, рамингскими известняками в ладине даже кордеволе, тонкой пачкой лунзких слоёв и чаще с органогенными доломитами. Знакомыми являются и латеральные переходы бебравской серии в чёрноважскую а то в лобовых частях хочского покрова. Чаще, особенно в тыловых частях хочского покрова, бебравская серия принимает участие в строении отдельной высшей единицы группы хочского покрова.

The Bebrava group and its position in the Choč nappe

Two groups of prevailing dolomite development have been distinguished in the Choč nappe by the author:

a) The Bebrava group built by Wetterstein dolomite and enclaves of Wetterstein limestone containing frequent organogenous dolomite in the Upper Triassic part. The Bebrava group corresponds to the Rohr facies of the Eastern Alps.

b) The Čierny Váh group composed by Ramsau dolomite and by frequent alternations of dark-coloured limestone and dolomite in the Anisian part. There are intercalations of Keuper shale in the Hauptdolomit. The Čierny Váh group corresponds to the Frankenfels facies of the Eastern Alps.

The Bebrava group at places passes laterally in to the Biely Váh one, mainly into its so called Ludrová development, composed of Reifling limestone in the Upper Anisian and Raming limestone in the Ladinian to Cordevolian parts. The development comprises only a thin layer of Lunz beds besides more frequent organogenous dolomite bodies. Lateral transitions of the Bebrava group into the Čierny Váh one are also known in the frontal parts of the Choč nappe. In the rear parts of the Choč nappe, the Bebrava group frequently builds an upper partial unit of the Choč nappe the latter being a unit of higher order.

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

1. Vymedzenie problematiky

V ostatných desiatich rokoch sa stretávame najmenej s troma náhľadmi na členenie chočského príkrovu. Dosť vžitý je starší názor o jeho prevažne monofaciálnom charaktere, v niektorých oblastiach s viacerými digitáciami (D. Andrusov 1936, 1939, 1968). Za charakteristický preň sa pokladá sled melafýrová séria — gutensteinské vápence — chočské dolomity — reiflingské vápence (skôr zaraďované do vrchného ladinu), spodnokarnické lunzské vrstvy a hauptdolomity. Neprítomnosť reiflingských vápencov v niektorých územiach a slabá poloha lunzských vrstiev, ktoré oddeľujú masy mocných stredotriasových dolomitov od vrchnotriasových, čiže dolomitový vývoj blízky rohrskému v Alpách (typ známy z Veľkej Fatry a zo západného cípu Nízkych Tatier; E. Spengler 1932), sa pokladali za lokálny jav (D. Andrusov 1936). Strážovský príkrov sa považuje za úplne samostatný.

Koncom päťdesiatych rokov a v šesťdesiatych rokoch, teda v období zostavovania generálnych máp a ich vysvetliviek, vznikol náhľad, že sa chočský príkrov litostratigraficky člení na dve základné série, a to čiernovážsku, s prevažou dolomitov, a bielovážsku, s reiflingskými vápencami a mocnejšími lunzskými vrstvami (M. Maheľ 1961), ako aj viacerými prechodnými vývinmi k strážovskej sérii, a tým s užšou obsahovou, ale aj štruktúrnou zviazanosťou so strážovským príkrovom. To bol výrazný krok na preukázanie polyfaciálneho charakteru chočského príkrovu. Dôkladnejšie sa preukázalo aj štruktúrne členenie chočského príkrovu na viaceré šupiny, resp. čiastkové jednotky (A. Biely 1963).

Tretí náhľad akceptuje litologicko-stratigrafickú a štruktúrno-tektonickú členitosť, rozlišuje dva viac-menej rovnocenné čiastkové príkrovy (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973, J. Bystrický 1973). Pre čiastkový príkrov, pri ktorom zostávajú v platnosti skoršie kritériá pre chočský príkrov (hlavne reiflingské vápence a mocnejšie lunzské vrstvy), teda pre bielovážsky typ, sa ponecháva pôvodný názov. Čiernovážsky typ sa vyčleňuje ako samostatná tektonická jednotka a pomenúva sa termínom šturecký príkrov (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973, J. Bystrický 1973). Obidva čiastkové príkrovy, chočský aj šturecký, spolu so sprievodnou melafýrovou sériou zaraďujú spomenutí autori do jednotky vyššieho radu a označujú ich ako hronikum. Štruktúry so svetlými stredotriasovými vápencami pokladajú za súčasť ďalšej jednotky vyššieho radu, gerika.

Zásadné rozdiely sú teda v chápaní vzťahu litologicko-stratigrafických jednotiek (sérií) k tektonickým jednotkám, ale aj v hodnotení významu prítomnosti svetlých stredotriasových vápencov. Jedni autori (najmä D. Andrusov, J. Bystrický, O. Fusán) sú zástancami monofaciálnych čiastkových príkrovov*, teda priameho vzťahu medzi litostratigrafickou jednotkou

* Termíny monofaciálny príkrov a polyfaciálny príkrov používame podľa A. Tollmanna (1973), to znamená, že za monofaciálny pokladáme príkrov vzniknuvší vyvrásnením z jednej faciálnej zóny a za polyfaciálny príkrov, ktorý je priečny na viaceré zóny, resp. oblasti.

Termínom séria označujeme litologicko-stratigrafickú jednotku charakteristickú viacerými faciami, ktoré poukazujú na vznik v istej faciálnej zóne. Poznamenávame, že pre karpatskú geosynklinálu je charakteristická členitosť na faciálne zóny v triase

(sériou) a tektonickou jednotkou. Prítomnosť spomenutých svetlých vápencov pritom pokladajú za kritérium pre vyšší, t. j. strážovský príkrov (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968). Druhí (najmä M. Maheľ) sú zástancami polyfaciálnych príkrovov s laterálnym zastupovaním sa sérií v tomže tektonickom telese a s užšou obsahovou a štruktúrnou väzbou pri čiastkových tektonických jednotkách a s prítomnosťou svetlých organogénnych stredno-triasových vápencov aj v niektorých, najmä vo vyšších štruktúrach chočského príkrovu.

Postoj k polyfaciálnosti príkrovov je jedným z nosných problémov v stavbe Karpát, lebo sa dotýka nielen chočského a strážovského príkrovu, lež aj križňanského a manínskeho príkrovu a napokon aj tatridných jednotiek. Za dôležitý krok v tomto smere pokladáme vyčlenenie novej série v Strážovskej hornatine, bebravskej (M. Maheľ 1973). Cieľom tohto príspevku je podrobnejšie charakterizovať túto sériu, a to litologicko-stratigraficky a tektonicky, poukázať aj na jej rozšírenie v pohoriach Západných Karpát, na jej postavenie v rámci chočského príkrovu, vzťah k strážovskému príkrovu, ako aj na jej nadväznosť na analogickú jednotku vo Východných Alpách.

2. Bebravská séria

Čiernovážskej a bielovážskej sérii je rozsahom a mocnosťou v Strážovskej hornatine prinajmenej ekvivalentná ďalšia zo sérií chočského príkrovu — bebravská (M. Maheľ 1973). Buduje podstatné časti Zliechovských vrchov, ale vystupuje aj v severovýchodnej časti pohoria. Územie Strážovskej hornatiny je vhodné na riešenie jej vzťahov k čiernovážskej, bielovážskej sérii, ako aj k strážovskému príkrovu. Preto sme sériu s mocnými wettersteinskými dolomitmi sprevádzanými polohami svetlých organogénnych vápencov nazvali podľa doliny a potoka, na ktorého svahoch je jej sled osobitne charakteristický, bebravskou (obr. 1, tab. 1).

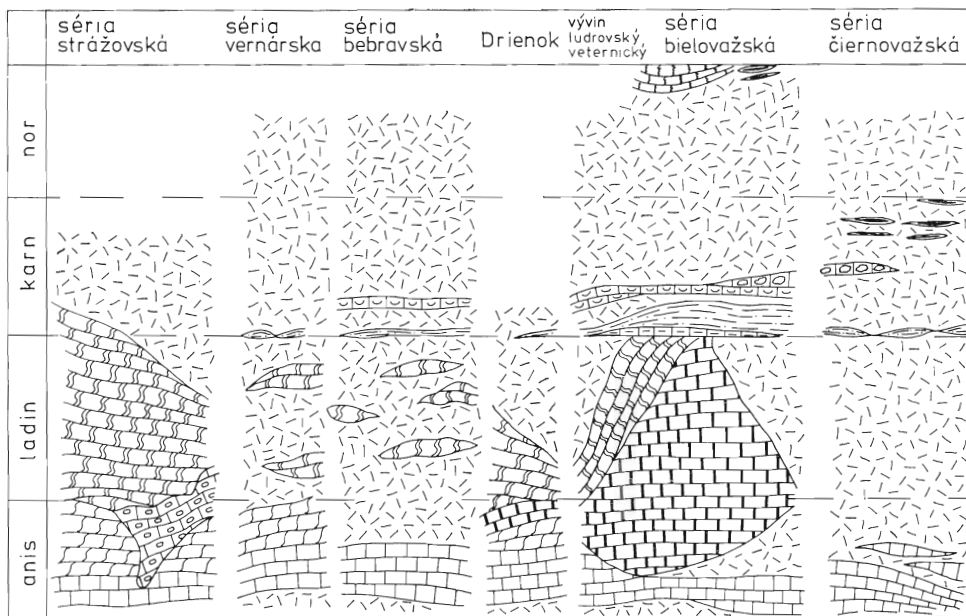
Najspodnejším známym členom bebravskej série sú ojedinele zachované pestré bridlice, siltovce a doskovité kremité pieskovce; stratigraficky vyššie sú slienité bridlice, slienité vápence, slienité doskovité dolomity a tmavosivé slienité vápence s kampilskou faunou s *Tirolites cassianus*, *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus* atď. (známa od Timoradze a Šipkova, M. Maheľ 1948, z Chalmovskej doliny a z južných častí Rokošov).

Bázou série sú spravidla tmavosivé až sivé vápence (anabergské), miestami vo vyšších polohách s prechodom do sivých vápencov — s *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a, a *Ph. praealpina* (P i a).

Základným členom série sú mocné dolomity, sčasti svetlé až biele, zrnité, s fantómami organických bioklastov (M. Krivý 1975), často silne brekciovitě

v južnej časti, v jure a v spodnej kriede v severnej časti geosynklinály. Preto príkrovy pochádzajúce z južných častí geosynklinály sú častejšie z viacerých triasových sérií. Tektonické jednotky zo severných oblastí geosynklinály, ako je križňanský príkrov, príp. tatridy, sú z viacerých sérií jury a spodnej kriedy. V slovenčine by teda takéto tektonické jednotky bolo výstižnejšie pomenovať termínom monosériové a polysériové, nie monofaciálne a polyfaciálne.

Faciálne zóny, príp. oblasti, sú paleogeografickými jednotkami. O ich paleotektonickom charaktere (stabilný šelf, mobilný šelf, tróg) usudzujeme podľa geotektonického typu faciálnych súborov sérií, ktoré z týchto oblastí pochádzajú.



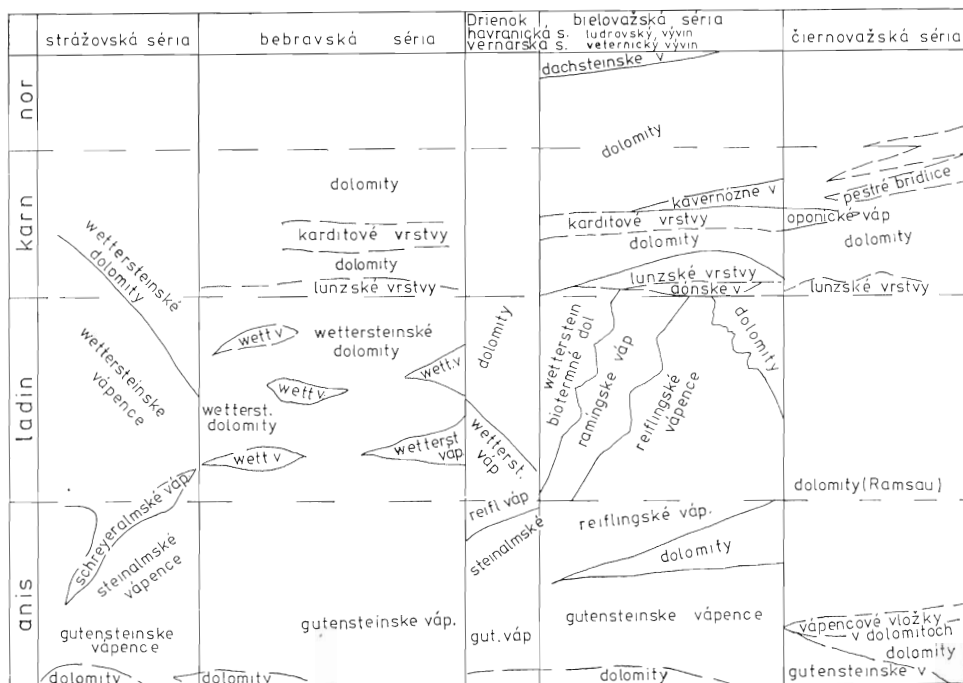
Obr. 1. Litologicko-stratigrafická tabuľka sérií chočského príkrovu v Západných Karpatoch (M. Maheľ 1978)

1 — dolomity, 2 — gutensteinské vápence, 3 — reiflingské vápence, 4 — schreyeralmské vápence, 5 — svetlé vápence. a) steinalmské (aniské), b) wettersteinské (raminské), 6 — aónske vrstvy, 7 — lunzské vrstvy, 8 — karditové vrstvy, 9 — opoňické vápence, 10 — vložky pestrých bridlíc (keuper), 11 — dachsteinské vápence

Fig. 1. Lithological and stratigraphical table of groups in the Choč nappe of Western Carpathians (M. Maheľ 1978). Explanations: 1 — dolomite, 2 — Gutenstein limestone, 3 — Reifling limestone, 4 — Schreyeralm limestone, 5 — light-coloured limestone: a — Steinalm limestone (Anisian), b — Wetterstein limestone (Raming limestone), 6 — the Aon beds, 7 — the Lunz beds, 8 — the Cardita beds, 9 — Opponitz limestone, 10 — intercalations of variegated shale (Keuper), 11 — Dachstein limestone

až práškové, len lokálne stromatolitové a s evinospongiovými textúrami. Častejšie sú v nich diplopóry *Diplopore annulata* (Schafh.), ale aj gastropódy. Nepravidelné telesá svetlých vápencov, často riasových, uprostred wettersteinských dolomitov sú miestami osobitne hojné a rozsiahle (Šipkov, Slatinka). Sú to prevažne biosparity s menlivým obsahom dasykladaceí a organoklastov, čiastočne biomikrity až biopelmikrity. Riasy potvrdzujú prevažne ladinský vek týchto vápencov a podstatnej masy obklopujúcich dolomitov — *Diplopore annulata* (Schafh.)*, *D. annulata* (Schafh.) v. *annulata* Pia, *D. annulata*

* Riasy určil J. Bystrický.



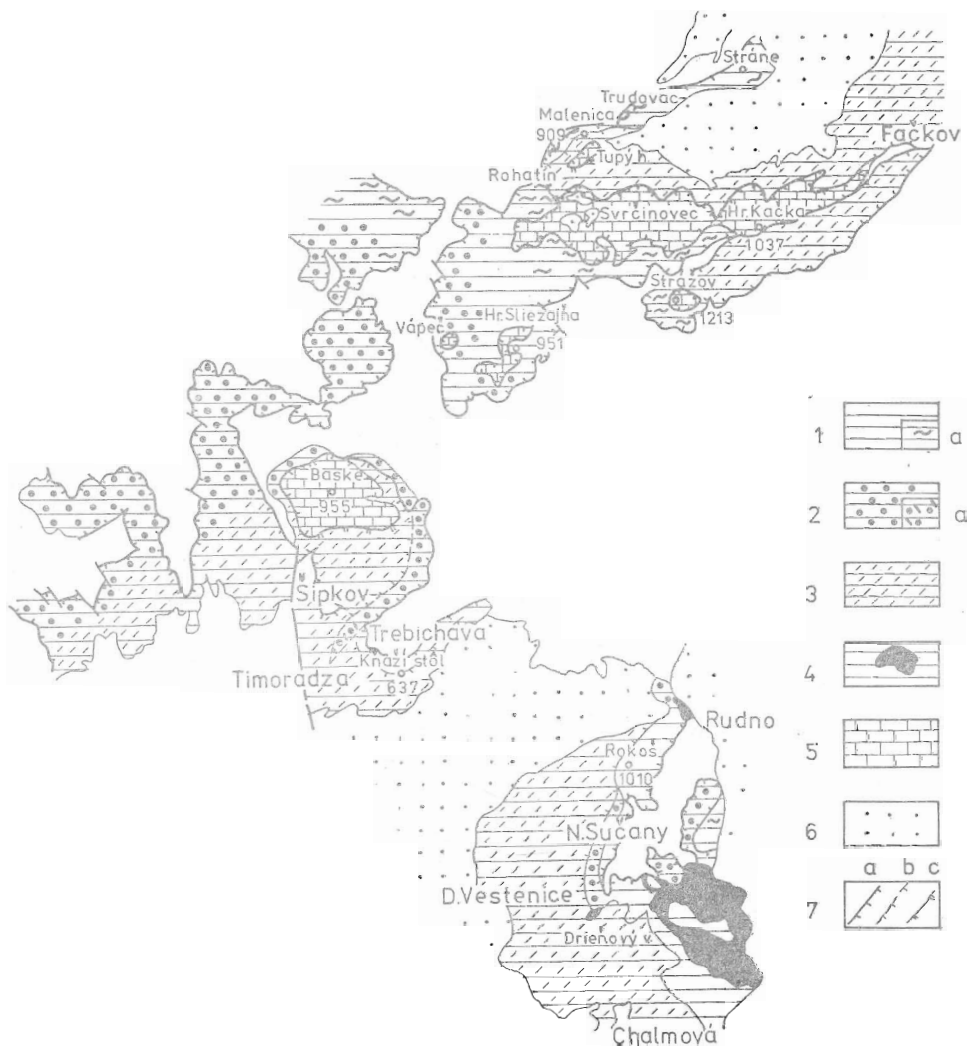
(Schafh.) var. *dolomica* Pia, *D. annulatissima* Pia, *Teutloporella herculea* (Stopp.); sčasti až spodnokarnický, s *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystričský, *Erlandinita oberhauseri* (Sala j), *Neoendothyra* aff. *kuepperi* (Oberh.).

Aj vrchný trias budujú svetlé dolomity oddelené od ladinských len tenkými šošovkami lunzských vrstiev. Častejšie je v karne poloha tzv. karditových vrstiev tohože typu a s rovnakou faunou ako v bielovažskej sérii (častejšie pri Krásnej Vsi). Je to 10—20 m mocné súvrstvie tmavosivých, svetlejších a hnedastých celistvých a jemnozrnných vápencov s vložkami slienitých doskovitých vápencov a doskovitých dolomitických vápencov. Charakteristickým členom sú lumachelové vápence s častými sklameneninami *Schaufhaeutlia mellingi* (Hauer), *Lopha montiscaprilis* (Klipst.), *Newagia obliqua* (Münst.).

Pri Šípkove a Trebichave sa bebravská séria s častejšími polohami svetlých organogénnych vápencov faciálne prítomnosťou reiflingských vápencov v najvrhnejšej časti mocnejších aninských vápencov približuje bielovažskej sérii. Sled členov je takýto: tmavé aniské vápence, vo vrchných polohách miestami s rohovcami — svetlé dolomity — nesúvislé polohy svetlých organogénnych vápencov uprostred wettersteinských dolomitov — vrchnotriasové dolomity so šošovkami karditových vrstiev.

V južnej časti Strážovskej hornatiny (obr. 2) vytvára bebravská séria podstatnú časť chočského príkrovu a v rade prípadov ležia spodnoaniské vápence priamo na neokóme križňanského príkrovu. Na viacerých miestach sú však v jej podloží tenké šupiny bielovažskej (pri Krásnej Vsi), príp. čiernovážskej

série. Súvislejšie mocnejšie šupiny vystupujú v podloží šupiny budovanej bebravskou sériou pri južnom okraji skupiny Rokošov v oblasti Nitrianske Su-



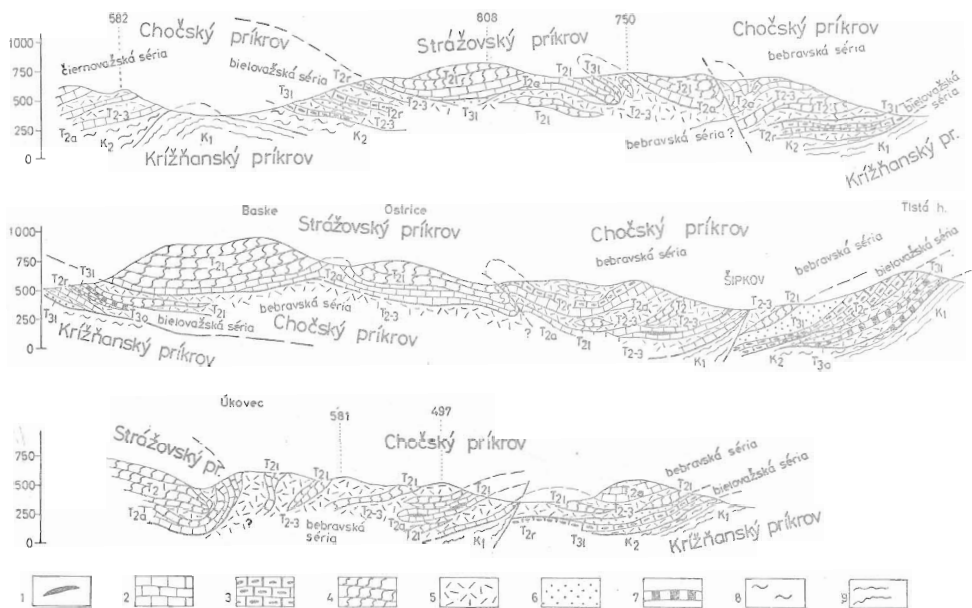
Obr. 2. Schéma rozloženia sérií chočského príkrovu v Strážovských vrchoch
1—4 — chočský príkrov: 1 — čiernovážska séria, a) mladšie členy (rét — neokóm), 2 — bielovážska séria, a) ludrovský vývin, 3 — bebravská séria, 4 — melafýrová séria, 5 — strážovský príkrov, 6 — paleogén, 7 — presunové línie, a) príkrov vyššieho radu, b) príkrov druhého radu, c) prešmyk

Fig 2. Scheme of distribution of groups in the Choč nappe of the Strážovské vrchy Mts. Explanations: 1 — Čierny Váh group, a — younger members (Rhetian — Neocomian) 2 — Biely Váh group, a — Ludrová development, 3 — Bebrava group, 4 — Melaphyre group, 5 — the Strážov nappe, 6 — Paleogene, 7 — overthrust lines, a — nappe overthrust of higher order, b — nappe overthrust of second order, c — reverse fault (1—4 groups in the Choč nappe)

čany—Dolné Vestenice a v hornej skupine Drieňovho vrchu, teda v tylovej časti chočského príkrovu. Je tu evidentné, že bebravská séria predstavuje aj tektonickú jednotku vyššiu ako jednotky budované čiernovážskou i ako bielo-
vážskou sériou.

Rozloženie členov bebravskej série ukazuje, že aj pri v podstate jednoduchej stavbe sú v nej aspoň v niektorých priestoroch rozsiahlejšie ležaté vrásky (profil severne od Šipkova, obr. 3).

V severovýchodnej časti Strážovskej hornatiny vykazuje čiernovážska séria prechod do bebravskej a obidve budujú to isté tektonické teleso. V tejto oblasti prechodu obidvoch sérií majú aniské tmavosivé vápence svetlejšie polohy a sú viac organogénne. Uprostred dolomitov sa objavujú svetlé vápence s až spodno-karnickými riasami — *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystrický (J. Hanáček 1976). Dolomity sú silne organogénne (v oblasti Fačkova napr. wetter-



Obr. 3. Profiley znázorňujúce postavenie bebravskej série v strednej časti Strážovských vrchov

1—7 — strážovský a chočský príkrov: 1 — verfénske vrstvy (spodný trias), 2 — tmavé vápence (anis), 3 — vápence s hluzami rohovcov, reiflingské (vrchný anis — ladin), 4 — svetlé vápence (ladin — spodný karn, miestami aj najvrchnejší anis), 5 — dolomity (stredný trias — vrchný trias), 6 — lunzské vrstvy (spodný karn), 7 — karditové vrstvy (vrchný karn), 8—9 — krížňanský príkrov: 8 — sliene a pieskovce (alb), 9 — slienité vápence a sliene (neokóm)

Fig. 3. Profiles illustrating the position of the Bebrava group in the middle part of Strážovské vrchy Mts. Explanations: 1 — Werfen beds (Lower Triassic), 2 — dark limestone (Anisian), 3 — Reifling limestone containing chert nodules (Upper Anisian — Ladinian), 4 — light-coloured limestone (Ladinian — Lower Carnian, locally even Uppermost Anisian), 5 — dolomite (Middle to Upper Triassic), 6 — the Lunz beds (Lower Carnian), 7 — the Cardita beds (Upper Carnian; 1—7 the Strážov and Choč nappes), 8 — marl and sandstone (Albian), 9 — marly limestone and marl (Neocomian; 8—9 the Krížna nappe)

steinského typu). V tejto východnej časti Strážovskej hornatiny, rovnako ako v pohorí Žiar, bielovážska séria nevystupuje.

Laterálne prechody bebravskej a čiernovážskej série sú zjavné aj v severo-východnej časti Strážovskej hornatiny v čelnej časti chočského príkrovu, a to v oblasti bez bielovážskej série (obr. 2) a sú silným argumentom o príslušnosti bebravskej série do chočského príkrovu. Pravda, prítomnosť svetlých typických wettersteinských vápencov zvädza k náhľadu o príslušnosti bebravskej série do strážovského príkrovu.

Strážovský príkrov buduje vyššiu tektonickú jednotku a v jadrových pohoríach má pre ňu typický stratigrafický sled, s mocnými aniskými sivými vápencami sprevádzanými pestrými, sčasti rohovcami poprerastanými schreyeralmskými vápencami. Pre ladin sú charakteristické hlavne mocné wettersteinské vápence, najčastejšie koralovo-hubovej mikrofácie. Hrúbka týchto vápencov, ktoré miestami siahajú do spodného karnu (J. Hanáček 1976), je oveľa väčšia ako v bebravskej sérii. Ladinské dolomity sú podradnejšie.

Pravda, sú aj priestory, v ktorých pre štruktúrne nevýraznosť budú pri kladení presunovej línie medzi strážovský a chočský príkrov rozpaky. Takou je napr. oblasť Rohatína, ktorá sa skôr pokladala za vyššiu digitáciu chočského príkrovu (digitácie Melnice) s prevráteným vrstvovým sledom (D. Andrusov 1968). J. Hanáček (1976) po zistení aniského veku vápencov rozložených v nadloží jurských členov chočského príkrovu pokladaných za rétické (na základe foraminifer) považuje celý komplex za súčasť strážovského príkrovu. My ich zaraďujeme do osobitnej vyššej jednotky chočského príkrovu budovanej bebravskou sériou, a to aj na základe laterálneho prechodu do čiernovážskej série a tektonickej pozície v podloží strážovského príkrovu.

Bebravská séria buduje v severozápadnej časti Strážovskej hornatiny vyšší čiastkový príkrov, rozložený v nadloží dolomitov, a najmä mladších členov čiernovážskej série. Zavrásnenie pestrých vápencov blízkych schreyeralmskému typu na Tupom hrádku, ale aj na svahoch východne od Svrčinoviec do mocného dolomitového komplexu s enklávami wettersteinských vápencov nabáda k úvahe, že ide o dolomitový vývin strážovského príkrovu (J. Hanáček 1976), ktorý laterálne zastupuje strážovskú sériu, obdobne ako lešnický vývin v severogemeridnej jednotke v Stratenskej hornatine (M. Mahel 1857), príp. analogická dolomitovárohrská fácia v göllerskom príkrove V. Álp, ktorá laterálne zastupuje triestinskú (= strážovskú, A. Tollmann 1975, 1976). Blížšie štúdium tektonickej pozície strážovskej série však potvrdzuje jej štruktúrne samostatnosť, jej príkrovovú pozíciu v nadloží bebravskej série, aj keď zavrásnenie či čelné zavinutie strážovskej série do bebravskej je zjavné (obr. 4). Príslušnosť k chočskému príkrovu vyplýva aj z priestorového rozloženia bebravskej série v oblasti Rohatína. Severne od domanižskej paleogénnej depresie pokračuje dolomitový pruh bebravskej série do horskej skupiny Trudovec—Stráne a svojím charakterom zodpovedá čiernovážskej sérii. Ide o ďalší príklad laterálnej zámény bebravskej a čiernovážskej série (obr. 2).

Bebravská séria buduje podstatnú časť chočského príkrovu v južnej časti Veľkej Fatry a v revúckej depresii. Uprostred mocných dolomitových más vystupujú polohy dolomitických a wettersteinských vápencov. Samotné dolomity vo svojej značnej časti predstavujú wettersteinský typ, nie ramsauské dolomity. Nejde teda o čiernovážsku sériu, ako ju poznáme zo severných svahov východnej časti Nizkých Tatier. Tektonické postavenie bebravskej série vo Veľkej

Figure 1 consists of four geological cross-sections (a, b, c, d) showing the relationship between the Bebravská and Čiernovazská series and the Strážovský and Chočský nappes. Each section includes elevation markers (0, 250, 500, 750, 1000) and labels for various geological units and locations.

- Section a:** Shows the Chočský príkrov (Chočský nappe) and Strážovský príkrov (Strážovský nappe). Key locations include Ostrá Malenica 909, Borová 685, and 730. Geological units labeled include bebravská séria, T21, T23, T2a, T2, T2a, T21, T2a, and J1-2.
- Section b:** Shows the Chočský príkrov and Strážovský príkrov. Key locations include Tupá Malenica 678, Srčinovec 760, and Srčinovec 800. Geological units labeled include bebravská séria, T21, T23, T2a, T2, T2a, T21, and T2a.
- Section c:** Shows the Strážovský príkrov and Chočský príkrov. Key locations include Sokolie 1032, Čierny v. 1068, and 1069. Geological units labeled include bebravská séria, T21, T23, T2a, T2, T2a, T21, T2a, J1-2, K1, and Čiernovazská séria.
- Section d:** Shows the Strážovský príkrov and Chočský príkrov. Key locations include 490, Diamami 916, and 917. Geological units labeled include bebravská séria, T21, T23, T2a, T2, T2a, T21, T2a, J1-2, K1, and Čiernovazská séria.

1–9 — strážovský a chočský príkrov: 1 — tmavosivé vápence (anis), 2 — sivé vápence, vo vrchných polohách schyryalmské, 3 — svetlé, prevažne wettersteinské vápence (ladin), 4 — dolomity (stredný a vrchný trias), 5 — organogénne vápence (rét), 6 — krinoidové vápence (lias — spodný dogger), 7 — rohovcové vápence (dogger), 8 — ružové, sčasti hľuznaté vápence (malm), 9 — slienité vápence (neokóm), 10 — križňanský príkrov, 10 — siene a slienité vápence (neokóm)

9

pripade vo Veľkej Fatre budovala síce hlavnú, ale predsa len čiastkovú vyššiu jednotku chočského príkrovu. Zaujímavé je, že nad mocným komplexom triasových dolomitov bebravskej série vystupujú vo Veľkej Fatre aj kryhy strážovského príkrovu (M. Peržel 1968), budovaného mocnými masami sivých až tmavosivých spodnoaniských vápencov, ktoré pozvoľne prechádzajú do svetlých aniských vápencov a tie do ladinských vápencov s diplopórami.

Z východnej časti Veľkej Fatry a najzápadnejších oblastí Nízkych Tatier sú laterálne prechody dolomitového vývinu chočského príkrovu — v našom chápaní bebravskej série — do bielovážskej série známe už od začiatku triadsiatych rokov. Prechod obstaráva vývin, ktorý nazývame ludrovským (obr. 1). Reiflingské vápence sú v niektorých priestoroch vo vrchnej časti, inde v celom rozsahu zastúpené svetlými organogénnymi a gravelovými biohermnými vápencami s vápnitými hubami, koralmi a krinoidmi s *Tubiphyllites obscurus* (A. Bujnovský 1973). V priestoroch vystupovania týchto svetlých vápencov sa mocnosť nadložných lunzských vrstiev postupne zmenšuje (A. Bujnovský et al. 1973). Biohermný charakter majú aj karnické až spodnonorické dolomity bohaté na krinoidy (*Encrinus* sp.), kolóniové koral, vápnité huby, gastropódy, detrit kodiaceí a evinospongiové štruktúry (A. Bujnovský — M. Kochanová 1973). Na ich prechode do lagunárnej fácie vrstvových dolomitov sú hojnejšie megalodontidy, ale aj hojné riasy (*Andrusoporella duplicata*). Zrejmy biohermný charakter vrchnotriasových dolomitov je ďalším charakteristickým znakom južnejších sérií sčasti ludrovského vývinu bielovážskej i bebravskej série.

V horskej skupine Choča možno uprostred stredotriasových dolomitov nájsť svetlé vápence a miestami aj reiflingské vápence. Lunzské vrstvy sú hrubé len niekoľko metrov. V tejto oblasti rovnako ako v Malej Fatre je začlenenie chočského príkrovu do jednej zo sérií problematické, lebo tu vystupujú zmiešané typy.

Je zjavné, že v priečnom pásme predstavovanom Malou Fatrou a Veľkou Fatrou, ale aj Žiarom a najvýchodnejšou časťou Strážovskej hornatiny niet typickej bielovážskej série, a pri dolomitových typoch sérií nemožno vždy ľahko rozlíšiť čiernovážsku sériu od bebravskej už aj preto, že do seba navzájom prechádzajú.

Polohami wettersteinských vápencov uprostred wettersteinských dolomitov pripomína bebravskú sériu vernárska séria, ktorá buduje severnú štruktúru severogemeridného synklinória Stratenskej hornatiny. Súvislejšia poloha svetlých vápencov v podloží mocných dolomitových mäs vo vrchnej časti sivých aniských vápencov, miestami ojedinele (Barborica) aj prítomnosť reiflingských vápencov naznačuje, že ide o osobitný vývin bebravskej série. Štruktúrne vytvára jednotku rozloženú južne od tylovej časti chočského príkrovu viac zviazanú so severogemeridnou jednotkou (M. Mahel 1957) a s vlastným permotriasom, pre ktorý sú charakteristické krëmenité porfýry a kremenité porfýryty.

Bebravská séria predstavuje aj podstatnú masu veľkej kryhy chočského príkrovu v strednej časti Inovca, ktorú buduje masa svetlých dolomitov, ladinských aj vrchnotriasových. Pre prvé sú charakteristické organogénne polohy s *Diploporella annulata* (Schafh.) var. *annulata* Pia a *Aciculla bacillum* Pia — wettersteinské dolomity i polohy wettersteinských vápencov s *Diploporella annulata* (Schafh.) var. *annulata* (Schafh.) (M. Mahel 1967). Podložie

dolomitov vytvárajú tmavosivé, vo vyšších polohách svetlejšie aniské vápence, s *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a, *Ph. pauciforata* (G ü m b.) Steinm. var. *undulata* P i a, *Ph. praealpina* P i a. Aniské vápence ležia miestami, najmä pri severnom okraji kryhy, priamo na najmladších členoch krížňanského príkrovu. Bebravská jednotka zrejme v niektorých úsekoch zastupuje celý chočský príkrov. V južnej časti kryhy možno nájsť vápence s rohovcami, dolomity s polohami tmavých vápencov, verfénske pieskovce a perm s melafýrmi. Na báze príkrovu zrejme vystupujú tenšie šupiny spodnejších chočských jednotiek, ktoré buduje čiernovážska, niekde azda i bielovážska séria.

Za ekvivalent bebravskej série pokladáme havranickú sériu v Bielom pohorí Malých Karpát, hoci tá má mocnejšie zastúpenie svetlých vápencov vrchnoaniského a ladinského veku, ktoré laterálne zastupujú dolomity. Wettersteinské dolomity sú teda aj výrazným členom havranickej série. Pre jej vrchný trias sú charakteristické tenké „karditové“ vrstvy uprostred mocnej masy „hlavných“ dolomitov, s ktorými sa v Západných Karpatoch stretávame v bielovážskej a v bebravskej sérii. A to platí aj pre vápencovo-dolomitické masy v Jablonickom pohorí. Za strážovský príkrov pokladáme v Malých Karpatoch len nedzovskú jednotku, s mocnými vrchnoaniskými až spodnokarnickými svetlými vápencami.

V najspodnejšej vápencovo-dolomitckej veterníckej jednotke vidíme pokračovanie schwarzenbergskej subfácie, ktorá v susedstve nášho štátneho územia v podloží neogénu viedenskej panvy buduje lunzský i sulzbašský príkrov. Tým sa prikláňame k svojmu staršiemu náhľadu o spätosti mocných reiflingských vápencov s nadložnými veterníckymi vápencami v jednotnej sérii (M. M a h e Ľ 1967). Stratigrafické dôkazy o príslušnosti reiflingských a veterníckych vápencov do dvoch jednotiek, prvých do jednotky budovanej bielovážskou sériou a druhých do vyššej, analogickej strážovskému príkrovu (J. B y s t r i c k ý — M. M a h e Ľ 1973), sa nám dnes nezdaajú dostatočné, najmä po bezúspešných pokusoch presvedčivejšie dokázať mladší ako vrchnoaniský vek reiflingských vápencov a starší ako ladinský vek veterníckych vápencov.

Výskyt dachsteinských vápencov v havranickej i vo veterníckej jednotke sa používa častejšie ako dôkaz ich príslušnosti k vyšším príkrovom (A. B i e l y — J. B y s t r i c k ý — O. F u s á n 1968). V tom smere pripomíname výskyt tohto člena v bielovážskej sérii v Nízkych Tatrách, ale aj blízkosť Severných Vápencových Álp, v ktorých dachsteinské vápence nie sú ani v spodnejších oberostalpinských príkrovoch zriedkavosťou.

3. Vzťahy chočského príkrovu a vyšších príkrovov k jednotkám Severných Vápencových Álp

Rozčlenením dolomitového vývoja chočského príkrovu do dvoch sérií, čiernovážskej a bebravskej, a vyčlenením ludrovského vývinu ako osobitného vývinu bielovážskej série s veterníckym vývinom sa niektoré rozpory v paralelizácii západokarpatských a východoalpských jednotiek odstraňujú a vytvára sa platforma na hľadanie vzájomných nadväzností. Už E. S p e n g l e r (1932) porovnával dolomitový typ chočského príkrovu vo Veľkej Fatre srohrským vývinom a A. T o l l m a n n (1976) ho správne videl v Považskom Inovci. To však platí len o dolomitovom type bebravskej série, ale nie o čiernovážskej sérii. Tá je iným typom akorohrský vývin, za aký ju pokladal D. A n d r u -

sov (1968) i A. Tollmann (1975). Vo Východných Alpách jej zodpovedá frankenfelský typ či fácia, ktorá je v rámci Severných Vápencových Alp naj-severnejšia.

Rozloženie základných faciálnych alebo litostratigrafických typov od severu na juh (frankenfelská—lunzská—rohrská—triestinská) je rovnaké ako v Západných Karpatoch (čiernovážska—bielovážska—bebravská—strážovská). Zodpovedajúce dvojice s viac-menej rovnakou litologicko-stratigrafickou náplňou sú paleogeografickým postavením analogické. Preto poznatky z Východných Alp môžu byť pri riešení našich problémov podnetné a užitočné hlavne v posudzovaní faciálnych zmien a v riešení vzťahu litologicko-stratigrafických jednotiek k tektonickým jednotkám. Faciálna premenlivosť je osobitne výrazná pri lunzskom faciálnom type (analogickom našej bielovážskej sérii) so „sub-fáciami“ (A. Tollman 1976): a) oponickou, pri ktorej časť reiflingských, ale aj gutensteinských vápencov zastupujú svetlé vápence (prevažne aniské); b) schwarzenbergskou, v ktorej sú namiesto reinflingských vápencov svetlé vápence v ladine, čiastočne aj v anise; c) tormanerskou, s partnašskými slieňmi uprostred reiflingských vápencov. Ludronský typ je azda analogický hlavne schwarzenbergskej „subfácií“. Je zaujímavé, že schwarzenbergská „subfácia“ vystupuje v bezprostrednom susedstve Malých Karpát v podloží neogénu viendskej panvy, a to v lunzskom, sulsbašskom i reisbašskom príkrove a pripomína veternickú sériu v staršom ponímaní (M. Maheľ 1967), vrátane reiflingských a veternických svetlých vápencov.

Pri riešení vzťahu jednotlivých faciálnych typov k tektonickým jednotkám treba zdôrazniť, že väčšina príkrovov Severných Vápencových Alp je poly-faciálna. Azda najvýraznejšie sa to prejavuje pri reizalpskom príkrove, ktorý vo východnej časti buduje lunzská fácia, západnejšie ju laterálne zastupuje rohrská fácia. Obdobne je to aj pri unterbergskom príkrove, pri ktorom sa v západnej časti pridružujú aj mocnejšie dachsteinské vápence. Ešte väčšiu faciálnu pestrosť má göllerský príkrov, v ktorom v strednej časti Východných Alp dominuje rohrská, vo východnej časti triestinská fácia s prechodmi na sever do lunzskej a na juh do rohrskej fácie. Pravým opakom vo východnom úseku Alp je monofaciálny lunzský príkrov a sulsbašský príkrov, ktoré sa litostratigrafickým obsahom predstavovaným lunzskou faciou v podstate neodlišujú (A. Tollman 1976). Aj frankenfelský príkrov je monofaciálny, pravda, len pokiaľ ide o typ triasu budovaný frankenfelskou „fáciou“.

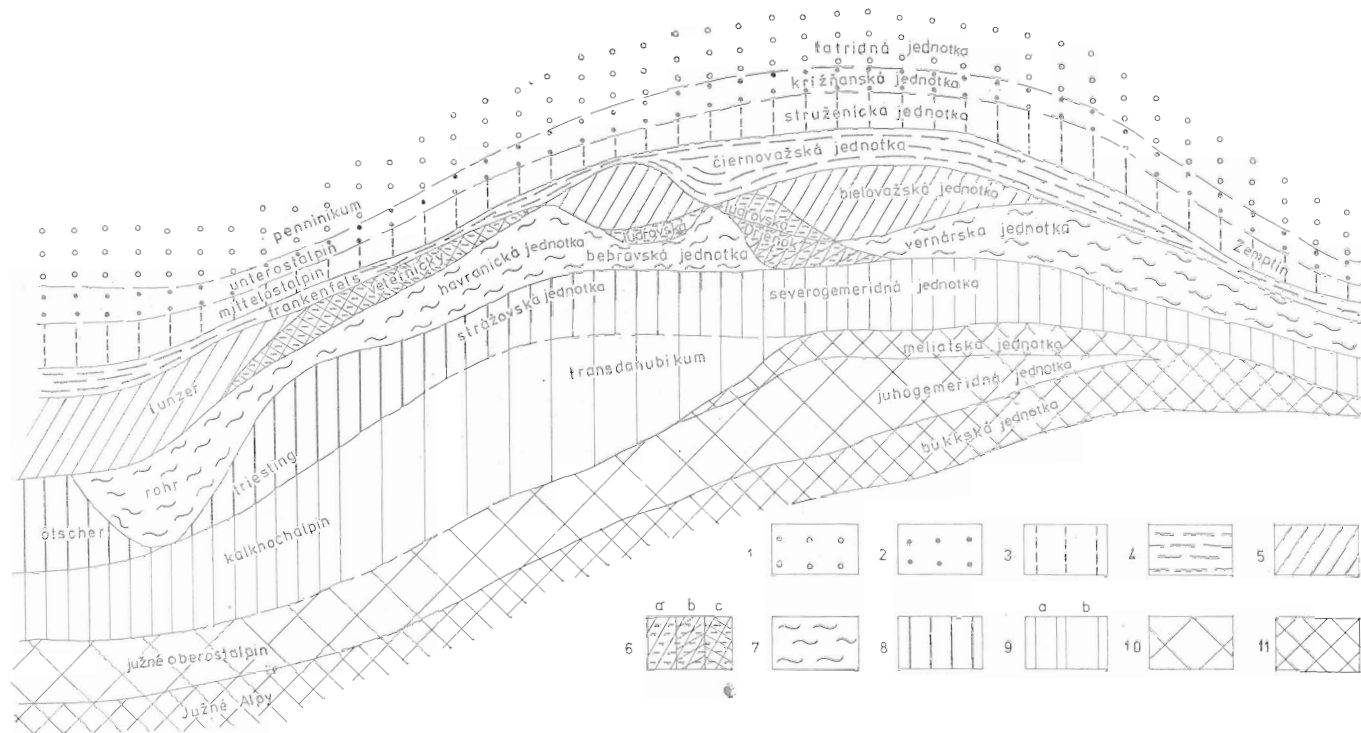
Porovnávať tektonické jednotky Západných Karpát s východoalpškými je ťažšie, ako porovnávať litostratigrafické jednotky. Najvýraznejšie sa to prejavuje pri hľadaní analogonu frankenfelského príkrovu, ktorý buduje rovnomenná fácia triasu. Tektonickým postavením, typom jury a kriedových členov mu v Západných Karpatoch zodpovedá krížňanský príkrov (M. Maheľ 1963), typom triasu však chočský príkrov, a to svojou časťou, resp. štruktúrnymi elementmi budovanými čiernovážskou sériou. Lunzskému a sulsbašskému príkrovu by zodpovedala časť chočského príkrovu budovaná bielovážskou sériou, sčasti azda veternickou. Rozdiely medzi Alpami a Karpatmi sú však v rozložení lunzského, t. j. bielovážskeho typu triasu dosť výrazné. Jeho rozsah v Alpách je väčší. Popri severnejších (spodnejších príkrovoch, ako je lunzský a sulsbašský) sčasti buduje aj čiastkové príkrovy ötscherskej skupiny či tirolíka. V Západných Karpatoch, s výnimkou strednej časti Nízkych Tatier, má menší rozsah. Je nepriebežný, v rade pohorí sa nezúčastňuje na stavbe ani len choč-

ského príkrovu. Rozsah jednotlivých typov triasových sérií a ich sformovanie do štruktúrnych jednotiek v Západných Karpatoch a vo Východných Alpách sú zrejme odlišné. Pomerne veľký rozsah v stavbe pripadá v Západných Karpatoch bebravskej sérii rovnako ako analogickej rohrskej vo východnom úseku Álp, ktorá je zvlášť mocná už pri príkrovoch ötscherskej skupiny. Jej laterálne zastupovanie triestinskou je pre nás pri riešení vzťahov jednotky budovanej bebravskou sériou a strážovského príkrovu poučné.

A ešte jedno poučenie z Východných Álp. Viaceré príkrovy vrchného bajuvarika a tirolika sú zviazané niektorými fáciami, navzájom sa zastupujú, vyznačujú úzku spolupatričnosť. Pochádzajú zrejme z jednotného kmeňového príkrovu a sú jeho čiastkovými elementmi (A. Tollmann 1976). Zrejme to platí o čiastkových príkrovoch Západných Karpát, ktoré sa zaraďujú do chočského a strážovského príkrovu. Skúsenosti zo Strážovskej hornatiny nás vedú k záveru, že nie je vždy ľahké rozhodnúť, či bebravský typ nepatrí k strážovskému príkrovu, napr. na severných svahoch Žihlavnika, príp. severne od Strážova, je chočský príkrov redukovaný na tenké šupiny, ba sú aj priestory (západne od Fačkova), v ktorých strážovský príkrov leží priamo na neokóme krížňanského príkrovu. Strážovský príkrov je zjavne spätý s chočským príkrovom. Podľa analógie so Severnými Vápencovými Alpami by šlo o analogon jedného z južnejších príkrovov tirolika, a to najskôr göllerského príkrovu (A. Tollmann 1975). Pritom však nemožno spustiť zo zreteľa ani užšiu genetickú zviazanosť strážovského príkrovu s gemerikom, a to so severogemeridným mezozoikom. Vernárska séria, rozložená pri severnom okraji severogemeridného synklinória v Stratenskej hornatine, je svojím faciálnym charakterom stredného triasu blízka bebravskej sérii. Predstavuje azda jej vývin príbuzný havranickej sérii Malých Karpát. Južnejšie od vernárskej série je nielen svojím rozložením, ale aj paleogeografickou pozíciou severogemeridná séria práve tak ako južne od havranickej nedzovská, resp. strážovská. Lenže severogemeridné mezozoikum sa rovnako ako vyššie príkrovy („Hochalpine“) oberostalpinika vyznačuje mocným vápencovým komplexom vrchného karnu až rétu (šťasti dachsteinské, zväčša tisovecké vápence). Tieto mladšie členy triasu však v strážovskom príkrove chýbajú, a to sťažuje jednoznačnejšie zaradenie strážovského príkrovu do tektonickej jednotky vyššieho radu. Strážovská séria v Strážovskej hornatine, ale aj v Malých Karpatoch a vo Veľkej Fatre má však iné tektonické postavenie ako na Muránskej plošine alebo v Stratenskej hornatine. Rovnaké rozdiely tektonického postavenia sú medzi bebravskou a vernárskou sériou. Nesporne sa nielen pozícia, lež aj sformovanie litologicko-stratigrafických jednotiek do tektonických pozdĺž Západných Karpát mení. Preto nazývať strážovský príkrov gemerikom sa nám zdá neopodstatnené.

4. Záver

Popri čiernovážskej sérii s prevahou dolomitov v chočskom príkrove je rozšírená i ďalšia séria dolomitového vývinu, bebravská. Jej charakteristickým znakom je prítomnosť mocných wettersteinských dolomitov s nepravidelnými polohami, a to v aniskej časti tmavosivých až sivých, ako aj červenkastých vápencov, v ladinskej časti svetlosivých až bielych wettersteinských vápencov. Tieto vápence sú častejšie organodetritické, príp. organogénne, s prítomnosťou dasykladaceí. Biohermný charakter je častý aj pri vrchnotriasových dolomitoch.



Vernársku jednotku v severogemeridnej synklinále a havranickú v Malých Karpatoch budujú osobitné vývinu bebravskej série.

1. Vyčlenením bebravskej série sa odstraňujú rozpory v paralelizácii západokarpatských a východokarpatských jednotiek: bebravská zodpovedá rohrskému typu, čiernovážska, s prevahou tmavších dolomitov a s vložkami pestrých keuperských bridlic uprostred hauptdolomitu, frankenfelskému typu Východných Álp (obr. 5).

2. Bebravská séria je paleogeograficky južnejším typom ako bielovážska a čiernovážska. Na juhu nadväzuje na strážovskú sériu. Sedimentačný priestor bebravskej série počas ladinu sčasti predstavoval oblasti „back reef“ hubko-vo-koralovej fácie strážovskej série, vo vrchnom triase (karn — spodný nór) oblasť bioheriem.

3. Bebravská séria na viacerých priestoroch (evidentne vo svojej severnej časti) laterálne prechádza do bielovážskej série, a to prostredníctvom tzv. ludrovského vývinu s ramingskými vápencami, miestami organogénnymi, korytnickými vrstvami a s väčším zastupovaním biohermných vrchnotriasových dolomitov.

V oblastiach, v ktorých bielovážska séria nie je vyvinutá (transverzálne pásma Malá Fatra — Veľká Fatra — vrátane východnej časti Strážovskej hornatiny a Žiaru — a pásma severnej časti Malých Karpát — Považského Inovca), bebravská séria laterálne prechádza do čiernovážskej. Pri prevahe dolomitov v stavbe obidvoch sérií je veľmi ťažké stanoviť hranicu medzi obidvoma týmito sériami.

4. Laterálne prechody so vzájomným zastupovaním sa bielovážskej, čiernovážskej a bebravskej série, ako aj prítomnosť zmiešaných sérií (napr. ludrovský

◀
Obr. 5. Paleogeografická schéma stredného a vrchného triasu západokarpatskej geosynklinály (M. Maheľ 1978).

1—3 — stabilný šelf: 1 — s karpatským, prevažne detritickým keuprom, 2 — s mocným karpatským keuprom (hojnejšie polohy dolomitov), 3 — bez mocnejšieho keupru, 4—10 — mobilný šelf: 4 — okrajová časť s prevahou ramsauských dolomitov a hauptdolomitov, 5 — hlbokovodná depresia s mocnejšími reiflingskými vápencami a lunzskými vrstvami, 6 — hlbokovodná depresia s reiflingskými vápencami, a) s ramingskými vápencami, b) so steinalmskými a wettersteinskými vápencami a wettersteinskými dolomitmi, c) so steinalmskými a wettersteinskými vápencami, 7 — plytkovodná časť s prevahou hauptdolomitov, len malý podiel wettersteinských vápencov, 8 — s prevahou organogénnych vápencov v strednom triase, 9 — s prevahou organogénnych vápencov v vrchnom triase, a) väčšia faciálna rozmanitosť, b) stabilnejšie fácie, väčšia mocnosť, 10 — intraoceánický prah s menším podielom hlbokovodných facií, 11 — trógs s ofiolitoidmi

Fig. 5. Paleogeographical scheme of the Middle to Upper Triassic of the West Carpathian geosyncline (M. Maheľ 1978). Explanations: 1—3 stable shelf: 1 — area of Carpathian and mainly detritic Keuper development, 2 — area of thick Carpathian Keuper development (frequent dolomite intercalations), 3 — without thicker Keuper development, 4—10 mobile shelf: 4 — marginal part of prevailing Ramsau dolomite and Hauptdolomite development, 5 — deep-marine depression of thick Reifling limestone and Lunz beds development, a — containing Raming limestone, b — containing Steinalm and Wetterstein limestone, Wetterstein dolomite, 7 — shallow-marine portion of prevailing Hauptdolomite development containing only little portions of Wetterstein limestone, 9 — prevailing organogenous limestone development during the Middle to Upper Triassic, a — greater facial diversity, b — stable facial development and considerable thickness, 10 — intraoceanic trough containing lesser amounts of deep-marine facies, 11 — ophiolite-bearing trough

typ) v tejto štruktúrnej jednotke preukazuje príslušnosť bebravskej série (aspoň jej podstatnej časti) do chočského príkrovu. Rovnako ako v čiernovážskej, bielo-
vážskej aj v bebravskej sérii sú pre vrchný trias charakteristické dolomity
s polohami oponických, príp. karditových vrstiev. V bebravskej sérii sú čas-
tejšie biohermné polohy uprostred dolomitov.

5. Preukázanie príslušnosti bebravskej série do chočského príkrovu značí, že
svetlé vápence wettersteinského typu alebo im blízke vápence nemôžu byť
jediným kritériom na vyčlenenie vyšších príkrovov, ako je chočský. Na zreteli
treba mať aj skutočnosť, že podiel svetlých vápencov v strednom triase v Kar-
patoch narastá s približovaním sa k Východným Alpám.

6. Štruktúrne sa bebravská jednotka pri tektonicky nečlenenom príkrove
často prejavuje ako jeho podstatná časť, hlavne v južnejších pohoriach (Veľká
Fatra, Žiar), ale aj v strednej časti Považského Inovca. V severnejších častiach
príkrovu a v oblastiach, kde sa príkrov člení na viac šupín, príp. čiastkových
príkrovov, buduje bebravská séria vyššie štruktúrne elementy (čiernovážska
najnižšie).

7. Bebravská séria buduje najčastejšie bezprostredné podložie strážovského
príkrovu. Tento príkrov, charakterizovaný schreyeralmskými vápencami a moc-
nými wettersteinskými vápencami prevažne rifového charakteru (hubkovo-ko-
ralovej biofácie), vo väčšine prípadov prejavuje výraznú štruktúrnú samo-
statnosť. Jeho čelné časti sú však častejšie s bebravskou sériou prevrásnené.

8. Chočský príkrov je ako celok polyfaciálnym príkrovom. Častejšie však,
najvýraznejšie v jeho tylovej časti (charakterizovanej prítomnosťou melafý-
rovej série), jednotlivé série vytvárajú samostatné (niekde aj viaceré) šupiny či
čiastkové príkrovy lokálneho rozsahu, najčastejšie sa viažúce na synklinoriá,
napr. hronské, vážecké atď. Pritom bebravská séria buduje najvyššiu a čierno-
vážska najnižšiu štruktúrnú jednotku. V niektorých priestoroch tvorí jedna
zo sérií základný stavebný element chočského príkrovu (napr. bebravská v južnej
oblasti Strážovskej hornatiny, príp. v oblasti Šturca vo Veľkej Fatre).

Strážovský príkrov leží najčastejšie na bebravskej sérii (Veľká Fatra, severná
časť Strážovskej hornatiny, Nedzovské pohorie). Nechýbajú však priestory jeho
pozície na bieloovážskej sérii (Vápeč a severné svahy Žihľavníka v Strážovskej
hornatine).

Chočský príkrov sa nám javí ako súbor čiastkových litologicko-stratigra-
fických a štruktúrnych jednotiek (M. Maheľ 1967) a je jednotkou vyššieho
radu. Nevidíme však potrebu meniť jeho názov. Rovnako ani požiadavku pre-
menovať strážovský príkrov na gemerikum nepokladáme za odôvodnenú.

Doručené 1. 8. 1978

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1936: Substranské příkrovy Západních Karpat. Carpathians (Praha),
1, s. 3—33
Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha.
Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik des Nördlichen Karpaten Bratislava,
Vyd. SAV, 188 s.
Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure
of the West Carpathians. Congress Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol.
ústav D. Štúra. 44 s.

- Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč—Einheit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, s. 69—78.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Inter. geol. Congress, Report. of the Czechoslovakia, 23rd session, Proceed. of sect. 3, p. 87—92.
- Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. X. Congress of Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, 137 p.
- Bystrický, J. — Maheľ, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, S. 191—196.
- Bujnovský, A. — Kochanová, M. 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 169—196.
- Bujnovský, A. et al. 1975: Korytnica Limestones — A new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 21—53.
- Hanáček, J. 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. Záp. Karpaty, sér. geol., 1, s. 125—149.
- Kettner, R. 1931: Geologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. Stát. geol. úst. Čs. republ., 13 A, p. 373—397.
- Krivý, M. 1975: Litofaciálna a petrografická analýza karbonátového komplexu strážovskej jednotky v Strážovskej hornatine. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Lóczy, L. Jun. 1915: Geologische Verhältnisse der Gegend zwischen Vágújhely, Oszombat and Jablané in den Nordwestkarpaten. Jahr. k. k. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.
- Maheľ, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným Váhom a Hornou Nitrou. Práce Stát. geol. úst. (Bratislava), 18, s. 1—78.
- Maheľ, M. 1956: Predbežná správa o výskume mezozoika Nízkyh Tatier, časť západná a stredná. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 48, s. 200.
- Maheľ, M. 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 5—28.
- Maheľ, M. 1961a: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 11—64.
- Maheľ, M. 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und Beziehung einiger ihrer Einheiten zur solchen der Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien), 106.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionalní geologie ČSSR, Západní Karpaty 1. Praha, Ústř. geol. úst. 486 s.
- Maheľ, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra.
- Peržel, M. 1967: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. [Čiastková záverečná správa.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Spengler, E. 1932: Ist die „Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit. Věst. Stát. geol. úst., 8, s. 215—225.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. In: Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda, SAV, s. 109—120.
- Tollmann, A. 1976: Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Wien, 580 S.

The Bebrava group and its position in the Choč nappe

MICHAL MAHEĽ

The Choč nappe contains, besides the Čierny Váh group having prevalent dolomite development, also another widespread group of dolomite development, the Bebrava group (M. Maheľ 1973, 1974). Its peculiar feature is the

presence of thick Wetterstein dolomite, where irregular layers of dark-grey or greyish and reddish limestone occur in the Anisian and light-grey to white Wetterstein limestone in the Ladinian part of the sequence. More often, these organodetritic or even organogenous limestone layers contain *Dasycladacea*. Dolomite of the Upper Triassic has frequently a bioherm character, too. Particular developments of the Bebrava group occur in the Vernár unit of the North Gemeric syncline or in the Havranica unit of the Malé Karpaty Mts.

The lowermost until known member of the Bebrava group consists of rarely preserved variegated shale, siltstone and platy quartz sandstone, higher up marly shale, marly limestone containing Campilian fauna with *Tirolites cassianus* Quenst., *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus* etc. (known localities are Timoradza and Šipkov, cf. M. Mahel 1948, the Chalmovská dolina valley and southern parts of the Rokoš Mts.). On the base of the group, usually a dark-grey to grey limestone occurs (Annaberg limestone), which at places passes into grey limestone of higher layers containing *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia and *Physoporella praealpina* (Pia).

The fundamental member of the group is represented by thick dolomite, partly light-coloured to white, grained with phantoms of organic bioclasts (M. Krivý 1975), often highly brecciated to powdery, only locally stromatolitic and manifesting evinosponge structure. More often diploporos: *Diploporella annulata* (Schafh.) but also gastropods are present. Irregular bodies of often algal light-coloured limestone amidst the Wetterstein dolomite are at places particularly abundant and extensive (Šipkov, Slatinka). These limestone bodies are predominantly biosparites, partly biomicrites to biopelmicrites containing variable amounts of *Dasycladacea* and organoclasts. Ascertained algae mostly confirm the Ladinian age of limestone bodies and of the bulk of surrounding dolomite: *Diploporella annulata* (Schafh.), *D. annulata* (Schafh.) v. *annulata* Pia, *D. annulata* (Schafh.) var. *dolomitica* Pia, *D. annulatissima* Pia, *Teutloporella herculea* (Stopp.). Part of *Dasycladacea* points already to Lower Carnian age: *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystrický, *Erlandinita oberhauseri* (Sala) and *Neoendothyra* aff. *kuepperi* (Oberh.). The Upper Triassic part of the group is also built up of light-coloured dolomite separated only by thin lenticles of the Lunz beds from the dolomite of the Ladinian. Irregular layers of limestone are here less frequent amidst the dolomite. This limestone should represent the Opponitz limestone. More often, also light-coloured layers of the Cardita beds are found in the Carnian representing the same type and containing equal fauna to ones in the Biely Váh group.

The until existing contradictions in parallelization of West Carpathian and East Alpine units are removed by the delimitation of the Bebrava group. So, the Bebrava group corresponds to the Rohr development (sensu A. Tollmann 1976) whereas the Čierny Váh group, which contains prevailing darker-coloured dolomite and intercalations of variegated Keuper shales amidst the Hauptdolomit, is an equivalent of the Frankenfels development in the Eastern Alps.

From the paleogeographical viewpoint, the Bebrava group is a more southern development than the Biely Váh and Čierny Váh ones. To the south the Bebrava group overpasses into the Strážov group. During the Ladinian, the sedimentation area of the Bebrava group represented partly "back reef" areas

of sponge-coral facies in the Strážov group, whereas during the Upper Triassic (Carnian — Lower Norian) it was an area of bioherms.

The Bebrava group (obviously in its northern parts) laterally passes into the Biely Váh group in several places, through the so-called Korytnica development containing at places organogenous Raming limestone, the Ludrova beds and more wide-spreaded biohermal dolomite bodies of the Upper Triassic. In areas where the Biely Váh group is lacking (as it is in the transversal zone of the Malá Fatrá — Veľká Fatra Mts. — eastern portions of the Strážovská hornatina and Žiar Mts., or in the zone of northern portions of the Malé Karpaty Mts. — Považský Inovec Mts.), the Bebrava group laterally passes into the Čierny Váh one. A prevalence of dolomite in both groups makes more difficult to delimit the exact boundary between both groups.

Lateral transitions and mutual substitutions of the Biely Váh, Čierny Váh and Bebrava groups but also the presence of "mixed" developments (e. g. the Ludrová type) in several structural units testify, that the Bebrava group (at least its essential part) belongs to the Choč nappe. Similarly as it is in the Čierny Váh and Biely Váh groups, dolomite containing layers of Opponitz limestone or that of Cardita beds characterize the Upper Triassic also in the Bebrava group, where moreover, frequent bioherm layers occur amidst dolomite.

The evidence that the Bebrava group appertains to the Choč nappe also implies that the light-coloured Wetterstein limestone or similar one cannot serve as criterion to distinguish higher West Carpathian nappes than the Choč nappe. Similarly, it is necessary to take into account that the share of light-coloured Middle Triassic limestone increases in the Carpathians when approaching the area of Eastern Alps.

Structurally the Bebrava unit frequently builds essential part of the tectonically undivided Choč nappe. Such picture is in the more southern mountain ranges (the Veľká Fatra and Žiar Mts.) of the Western Carpathians but also in central parts of the Považský Inovec Mts. More northern parts of the Choč nappe and areas where the nappe has been dissected into several slices or subordinate nappe structures, contain the Bebrava group as the upper structural element whereas the Čierny Váh group forms the lowermost one.

The Bebrava group most often occurs as immediate underlier of the Strážov nappe. This nappe, characterized by thick Schreyeralp limestone and Wetterstein limestone development, predominantly of reef origin (sponge-coral biofacies), displays in most cases distinct structural independence. Frontal parts of the Strážov nappe are, however, often refolded together with the Bebrava group.

The Choč nappe represents a polyfacial nappe in the whole. But more frequently and most distinctly in its rear parts (where the Melaphyre group occurs), individual groups of the Choč nappe form particular (somewhere even several) slices or subordinate nappe structures of local extent, mostly bound to synclinalities as e. g. the Hron, or Vážec synclinalium etc. There, the Bebrava group forms the uppermost whereas the Čierny Váh group the lowermost structural unit. In some areas, one of these groups is the fundamental element of the Choč nappe, as it is the Bebrava group in the southern parts of the Strážovská hornatina Mts. and in surroundings of the Šturec pass of the Veľká Fatra Mts.

The Choč nappe appears to me as a complex of partial lithological-stratigraphical and structural units (M. Maheľ 1967). Therefore it represents a unit of higher order. I do not see, however that therefore it is necessary to change its name. Similarly, I consider as unsubstantial and unnecessary the view to rename the Strážov nappe to Gemic one.

The Strážov nappe most often lies over the Bebrava group (Veľká Fatra Mts., northern portions of the Strážovská hornatina Mts., Nedzovské pohorie Mts.). However, in some areas, the Strážov nappe lies over the Biely Váh group (Vápeč Mt., northern slopes of Žihlavník Mt. in the Strážovská hornatina Mts.).

AKTUALITY

Piate sympóziu IAGOD (International Association on the Genesis of Ore Deposits) Snowbird, Alta, Utah, USA 1978

MILOSLAV BÖHMER

Sympóziu sa konalo v nevelkom vysokohorskom športovom a rekreačnom streisku Snowbird (2700 m n. m.) v pohorí Wasatch, 50 km od hlavného mesta Utahu Salt Lake City od 13.—19. augusta 1978. Ako zvyčajne, sprevádzali ho zaujímavé predsypóziové exkurzie, na ktorých sme sa nezúčastnili, a preto ich ani v tomto príspevku neopisujeme.

Sympóziá IAGOD sa spravidla konajú každé štyri roky v období medzi medzinárodnými kongresmi. V krátkej, ale úspešnej histórii tejto medzinárodnej vedeckej spoločnosti sa už konalo päť sympózií (Praha 1963, Saint Andrews, Škótsko, 1967, Tokio a Kyoto 1970, Varna 1974, Snowbird 1978). V roku 1982 bude sympóziu v ZSSR.

Hlavnými funkcionármi IAGOD na obdobie 1976—1980 sú: J. D. Ridge (USA), prezident, A. D. Ščeglov (ZSSR), prvý viceprezident, G. Kautsky (Švédsko), druhý viceprezident, M. Štemprok (ČSSR), generálny tajomník, ďalej H. J. Förster (NSR), D. F. Sangster (Kanada), A. D. Genkin (ZSSR), M. Palas (ČSSR).

Sympóziu zorganizoval organizačný komitét usporiadajúcej krajiny pod záštitou a s podporou týchto organizácií: United States National Committee on Geology, United States Geological Survey, Society of Economic Geologists, National Science Foundation a ďalších 18 ťažobných spoločností.

Napriek tomu, že sa sympóziu konalo na dosť odľahlom mieste, bolo na ňom vyše 400 účastníkov asi z 30 krajín. Najviac účastníkov a príspevkov bolo, prirodzene, z usporiadateľskej krajiny. Mnohé príspevky predniesli geológovia Kanady, Japonska, ale aj z krajín, ktoré sú nám geologicky menej známe, ako je napr. Nový Zéland, Austrália a Argentína.

Zo socialistických krajín tvorili početnú delegáciu geológovia zo ZSSR a Juho-slávie. Zastúpené bolo aj Poľsko a Bulharsko. Z ČSSR sa na sympóziu zúčastnili: dr. Vacek, doc. dr. Bernard, doc. dr. Štemprok, prof. Vaneček a prof. Böhrer.

Sympóziu sa venovalo týmto hlavným témam:

1. Rudné ložiská viažúce sa na kontinentálne vulkanické a subvulkanické procesy.
2. Rudné ložiská závislé od tektoniky litosferických dosiek.
3. Stratiformné ložiská.
4. Porfýrové Cu rudy.
5. Geochemické problémy.
6. Vulkanogénne ložiská masívnych sulfidických rúd.

Pokračovanie na s. 54

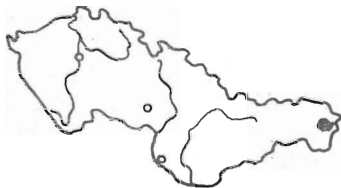
Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii

(10 obr. a 1 tab. v texte)

ZOLTÁN BACSÓ*¹

Неовулканические формации Вигорлата и их отношение к тектонике и эпигенетической минерализации

Формационный анализ продуктов неогенового вулканизма во Вигорлате позволяет выделить пять неовулканических формаций. Эти формации возникали от верхнего бадена до нижнего панона в течении четырёх этапов магматизма. Все проявления эпигенетической минерализации, которая возникла в связи с интермедиарным магматизмом, включая и тел вторичных кварцитов, связаны с третьей интермедиарной формацией Вигорлата (верхний сармат) и встречаются лишь в центральных вулканических зонах Вигорлата.



Врбницкая система нарушений сыграла главную роль в течении интермедиарного магматизма и образования эпигенетической минерализации во Вигорлате. Эта система нарушений является СВ продолжением регионального пояса дисконтинуит Загреб—Кулч (ЮЗ—СВ) направления) и представляет границу между Восточными и Западными Карпатами.

Геологическое и тектоническое положение гор Вигорлата на рубеже Западных и Восточных Карпат вероятно способствовало возникновение вторичных кварцитов с андалузитовыми, топасовыми и корундовыми метасоматитами, т. е. минералами, которые до сих пор в неогеновой минерализации Карпат имеют особое положение.

Вдоль врбницкой системы нарушений является возможным наличие материнских гранитоидных интрузий на глубине в почве алумометасоматитов.

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia) and their relations to tectonics and to epigenetic mineralisation

A formational analysis of volcanic products of the Neogene revealed that volcanites in the Vihorlat Mts. may be subdivided into five neovolcanic formations. These are an introductory acidic formation and four intermediate ones. These formations originated during four stages of volcanic activity between the Upper Badenian and Lower Pannonian including. All occurrences of epigenetic mineralisation and bodies of high-silica rocks are related to the third intermediate formation (Upper Sarmatian) being located over internal volcanic zones of the mountain range.

¹ Venované nedožitým šesťdesiatinám prof. Jána Šaláta.

* RNDr. Zoltán Bacsó, CSc., Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

The Vrbnica fault system played outstanding role in the development of intermediate magmatism and in the generation of epigenetic mineralisation. The fault system, representing NE continuation of the Zagreb—Kulcs regional discontinuity belt forms the border between the Western and Eastern Carpathians. Location of the Vihorlat Mts. on this border, probably, influenced the generation of high-silica rocks containing andalusite and corundum metasomatites, i. e. all minerals until unknown among mineralisations of Carpathian neovolcanites. Presence of a parental granitoid intrusion in the depth beneath the alumometasomatite occurrences and along the Vrbnica fault system is highly probable.

Nové výsledky geologického mapovania, terénnej geofyziky (M. Filo et al. 1975) a stanovenia absolútneho veku magmatických hornín (J. Slávik et al. 1976, D. Ďurica et al. (1978 a D. Vass 1977) nás nútia čiastočne reinterpretovať doterajšie náhľady o vzťahoch tektoniky, magmatizmu a epigenetickej mineralizácie vo Vihorlate. Neudržateľnou sa stala predstava, podľa ktorej vo Vihorlate obdobne ako v Popričnom u nás alebo v Gutínskych vrchoch na Zakarpatskej Ukrajine hrali pri vývoji intermediárneho magmatizmu rozhodujúcu úlohu pozdĺžne štruktúry smeru SZ—JV, ako to znázorňujú schematické geologické mapy Vihorlatu (pozri O. Orlický et al. 1970, J. Slávik — V. Konečný 1972, J. Tözsér — R. Rudinec 1975). Podľa doterajších náhľadov (B. Leško — J. Slávik 1969, J. Slávik 1969, 1973) bol priečny vrbnický zlomový systém významný len z hľadiska formovania podvihorlatskej uhoľnej panvy a z hľadiska hydrotermálnych procesov. V otázke magmatizmu sa uznávala len spätosť roja drobných intrúzií bazaltandezitu južne od Ladomirova s priečnou ladomírovskou poruchovou líniou vrbnického zlomového systému.

Medzi nové poznatky našej práce patrí, že vo vlastnom Vihorlate (západne a severozápadne od potokov Okna a Barhalov) zohral rozhodujúcu úlohu vrbnický zlomový systém smeru SV—JZ aj z hľadiska neogénneho intermediárneho magmatizmu.

Novšie sa zistilo, že v susedných Slanských vrchoch má najmladší vulkanizmus priečnu orientáciu (J. Tözsér — R. Rudinec 1975).

Zmena chápania geologickej stavby Vihorlatu si vyžiadala odmietnuť členenie magmatitov pohoria na tzv. kyjovsko-orechovskú a valaškovskú formáciu (O. Orlický et al. 1970). Podľa novej formačnej analýzy, ktorú v príspevku predkladáme, pôvodným formáciám O. Orlického et al. (1970) zložením čiastočne zodpovedá prvá, tretia a štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu, pravda, s rozdielnym priestorovým rozšírením a časovým rozsahom.

Hlavné štruktúry Vihorlatu

Osobitné postavenie Vihorlatu oproti terénom Popričného, najmä však oproti Gutínskym vrchom na Zakarpatskej Ukrajine, spočíva v pozícii tejto časti vulkanickej štruktúry na priečnom vrbnickom zlomovom systéme smeru SV—JZ, ktorý je hraničnou geologickou zónou medzi Východnými Karpatmi a Západnými Karpatmi. Podľa našej mienky je vrbnické zlomové pásmo severovýchodným pokračovaním transkarpatského hlbinného zlomového pásma (línie Záhreb—Kulcs podľa Gy. Weina 1969). Z toho vychodí jeho prioritná úloha z hľadiska magmatizmu a epigenetickej mineralizácie v tomto území. Podobný

náhľad o vrbnickom zlomovom systéme vyjadril P. Grecula — M. Kaličiak — I. Varga (1977).

Späťosť podstatnej časti intermediárnych formácií neogénneho subsekventného magmatizmu vo Vihorlate s vrbnickými štruktúrnymi smermi (nie s pozlžnými zlomami sprevádzajúcimi bradlové pásmo) je zrejmé z toho, že na týchto zlomoch sú všetky významnejšie aparáty a erupčné centrá magmatizmu, t. j. pri Morskom oku, v záveroch Porubského potoka, Sokolského potoka, na kóte Vihorlat (1075,4) a na kóte Kyjov (821). Aj anomálnu štruktúrno-geologickú a morfológickú pretiahnutosť Vihorlatu v smere JZ—SV (pootočenú o 90 stupňov oproti juhovýchodnejším a plošne oveľa rozsiahlejším častiam vulkanického pohoria najmä na Zakarpatskej Ukrajine) podmienila väzba podstatných magmatických mäs Vihorlatu na vrbnický zlomový systém.

Pretože ide o zásadnú otázku geologickej stavby Vihorlatu, uvedieme aj ďalšie dôkazy a pozorovania, ktoré tento záver potvrdzujú.

Vo všetkých vrtoch, ktoré južne a juhovýchodne od čiar kóty Kyjov (821) — kóty Vihorlat (1075,4) — kóty Veľká Trestia (950,9) prevrtali celý profil magmatitov Vihorlatu, sa medzi dvoma efuzívno-explozívny komplexmi vždy navrátil vulkanicko-sedimentárny komplex, pravdepodobne ekvivalent sarmatskej spodnej uhoľnej série (v zmysle M. Brodňana et al. 1959). Je to dôkaz o existencii dvoch vekom rozdielných formácií (prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu) vo vertikálnom profile týchto vrtoch. Ide o vrty RH-1, KL-1, VH-9 a VH-13 (obr. 1). Naopak vo vrtoch na sever od uvedenej línie sa pri prevrtaní celého profilu magmatitov vždy navrátil len jeden efuzívno-explozívny komplex zodpovedajúci geologickým a petrografickým charakterom prvej intermediárnej formácie Vihorlatu (vo vrtoch VH-11 a VH-14, obr. 1, 2, 3, 4, 5).

Pri úvahách o vzťahoch tektoniky, magmatizmu, epigenetickej mineralizácie vo Vihorlate a o priamom pokračovaní vulkanitov na Zakarpatskej Ukrajine v Gutínskych vrchoch je najdôležitejšou otázkou úloha bradlového pásma. Sovietski autori (S. S. Kruglov 1971, B. V. Merlič, S. M. Spitkovskaja 1974, V. G. Sviridenko 1976) ho pokladajú za hlbinný zlom a pri vzniku vulkanického pohoria mu pripisujú rozhodujúcu úlohu. Československí geológovia (J. Slávik 1969, 1974, R. Marschalko 1976, B. Leško et al. 1977 a i.) vidia v bradlovom pásme príkrovové alebo násunové línie, pozdĺž ktorých sa stýkajú tektonické jednotky vyššieho radu. V každom prípade je bradlové pásmo veľkou regionálnou zónou diskontinuity a pri vzniku neogénneho magmatizmu a epigenetickej mineralizácie Vihorlatu malo významnú, hoci v porovnaní s vrbnickým zlomovým pásmom predsa len menšiu úlohu. Hlavné na miestach prekríženia sa zóny diskontinuity bradlového pásma s priečnymi zlomovými pásmami sú hlavné subvulkanické magmatické telesá a týmito telesami spojené výskyty epigenetickej mineralizácie. Tak je to napr. pri Merlíku, pri Morskom oku vo Vihorlate a na viacerých miestach na pokračovaní vulkanického pohoria na Zakarpatskej Ukrajine.

Neovulkanické formácie Vihorlatu

Nové členenie magmatitov Vihorlatu na formácie najlepšie odráža vzťahy k tektonickej stavbe a k epigenetickej mineralizácii pohoria. Prvé členenie pohoria vykonali O. Orlický et al. (1970), J. Slávik et al. (1976) a využili pri ňom paleomagnetické údaje a čiastočne aj rádiometrické K/Ar veky hornín.

Stratigrafické začlenenie	Lokálne časové členenie	mocnosť	Formácie Vihorlatu	Štruktúrne komplexy	Geologicko-petrografický opis
Spodný panón	4. etapa	300	Štvrtá intermediárna	Efuzívno-extruzívny komplex	Vrcholové kupolovité telesá, lávové prúdy, tufy a tufo-brekie pyroxenických andezitov a andezitbazaltov
Vrchný sarmat	3. etapa	500 m	Tretia intermediárna	Subvulkanický komplex Efuzívno-explozívny komplex Vulkanicko-sedimentárny komplex	Pňovité a kupolovité telesá pyroxenických dioritových porfyrítov a pyroxenických andezitov Tufy, tufobrekie, lávové prúdy pyroxenického andezitu Ekvivalent spodnej uhoľnej série (v zmysle M. Brodňana et al. 1959) s pyrox., andezitickými vulkanitmi
Stredný sarmat	2. etapa	200 m	Druhá intermediárna	Subvulkanický komplex Vulk.-sedimentárny a explozívny komplex	Dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenického andezitu Aglomeraticko-tufitická séria (v zmysle M. Brodňana et al. 1959)
Spodný a stredný sarmat		800 m	Prvá intermediárna	Subvulkanický komplex Efuzívno-explozívny komplex	Kupolovité, pňovité a žilné telesá pyroxenických andezitov a andezitdacitov Lapilové tufy, hruboúlomkovité pyroklastiká, lávové prúdy, lávobrekie pyroxenických andezitov až andezitbazaltov
Vrchný báden		200 m	Úvodná acidná	Subvulkanický komplex Explozívny komplex	Kukopolovité telesá ryodacitu a pňovité telesá mikrogranodioritu Ryolitové (ryodacitové) pemzovité tufy

Výsledky geologického mapovania však vyžadujú inú interpretáciu geologickej stavby Vihorlatu. Pomerne zriedkavé paleomagnetické údaje ešte neumožňujú presne rozčleniť magmatity Vihorlatu na formácie, lebo paleomagnetické rozhrania zvyčajne nie sú na zistiteľných geologických hraniciach. Naopak, zistené geologické hranice sú niekde vnútri paleomagneticky jednotnej formácie.

Geologická mapa prevažnej časti vlastného Vihorlatu (1970—1977) v mierke 1 : 25 000 umožňuje nanovo a oveľa presnejšie členiť magmatity Vihorlatu na formácie a komplexy a vypracovať aj správnu interpretáciu ich rádiometrických vekov. Koncepcia novej formačnej analýzy magmatitov Vihorlatu, ktorú podávame, je syntézou poznatkov z geologického mapovania, údajov o rádiometrických vekoch magmatitov, nových výsledkov terénnej geofyziky a všetkých vrtných prác, ktoré sa vo Vihorlate vykonali.

Vo Vihorlate rozlišujeme jednu acidnú formáciu a štyri intermediárne formácie magmatitov. Upustili sme od členenia komplexov Vihorlatu podľa lokalít, ktoré zaviedol J. Slávik (1969), ako aj od termínov koňušský komplex, choňkovsko-petrovský komplex, komplex Prikrej a pod. Namiesto toho formácie hornín delíme prirodzene a jednoducho na tzv. štruktúrne komplexy. Pri každej formácii rozlišujeme (v prípade úplného vývoja) vulkanicko-sedimentárny, efúzívno-explozívny a subvulkanický komplex, pričom vo Vihorlate platí, že v rámci každej formácie hornín je najstarším vulkanicko-sedimentárny komplex a najmladším subvulkanický komplex. Z hľadiska vyhľadávania epigenetickej mineralizácie majú mimoriadny význam subvulkanické komplexy. Im venujeme osobitnú pozornosť (tab. 1).

Úvodná — acidná formácia Vihorlatu (vrchný bádén)

Priamu pozíciu acidnej formácie Vihorlatu pod prvou intermediárnou formáciou poznáme z vrtu Petrovce 1 z Popričného. Všade tam, kde je známy vzťah acidnej formácie k intermediárnym magmatitom Vihorlatu a Popričného, sa ryolitové tufy a ryodacity zistili v podloží intermediárnych vulkanitov, nikde nie opačne.

Acidná formácia je produktom prvej etapy magmatizmu. Skladá sa z explozívneho komplexu jemnozrnných ryolitových tufov uložených eolicky do morského prostredia a zo subvulkanického komplexu dómatických telies ryodacitu. Obidva komplexy sa priestorovo prekrývajú len čiastočne. V juhovýchodnom susedstve ryodacitových telies pri Merníku sú ryolitové pyroklastiká tzv. hrabovceckého tufu. Neďaleko ryodacitových telies pri kóte Hrádok (163,6), pri Lesnom, pri Bielej hore (159,0) a pri Veľkých Zalužiciach sú ryolitové tufy na JV od Oreského a v okolí Trnavy pri Laborci. V blízkosti ryodacitových telies pri Beňatine sú zase ryolitové tufy na severovýchodnom a juhovýchodnom úpätí masívu Borola v Popričnom.

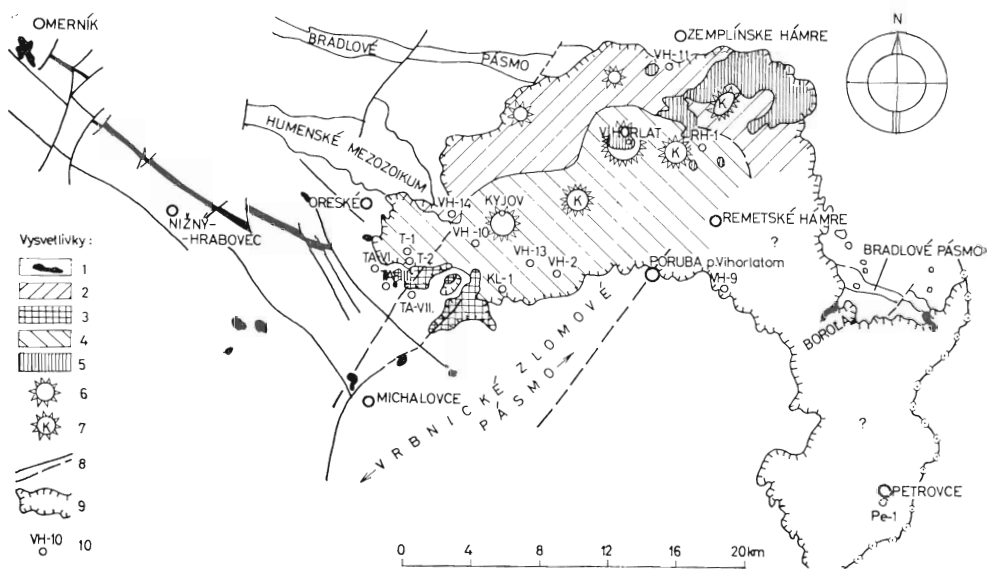
Podľa paleontologických kritérií J. Janáček (1959), J. Slávik (1964) a V. Gašparíková — J. Slávik (1967) zaraďujú komplex ryolitových tufov do spodnej zóny vrchného tortónu. Zistil sa takýto rádiometrický vek ryodacitových telies: $13 \pm 1,2$ mil. rokov pri vzorke M-1 od obce Merník (J. Repčok 1977, D. Vass 1977); 14,3 mil. rokov pri vzorke AV-38 z kameňolomu kóty Hrádok (167,6) v Michalovciach a 15,2 mil. rokov pri vzorke AV-37 z kameňolomu od obce Lesné (posledné dva rádiometrické údaje veku sú podľa G. P. Bagdasarjana et al. 1971, D. Vass 1977). Rádiometrický vek

vzoriek v tejto práci, okrem uvedených výnimiek, získali metódu K-Ar. Vek jednotne prepočítavali konštantou rozpadu

$$\lambda k = 0,584 \times 10^{-10} \text{ rok}^{-1}$$

Vek vzorky M-1, ktorý uvádza J. Repčok (1977), bol stanovený metódou fission track.

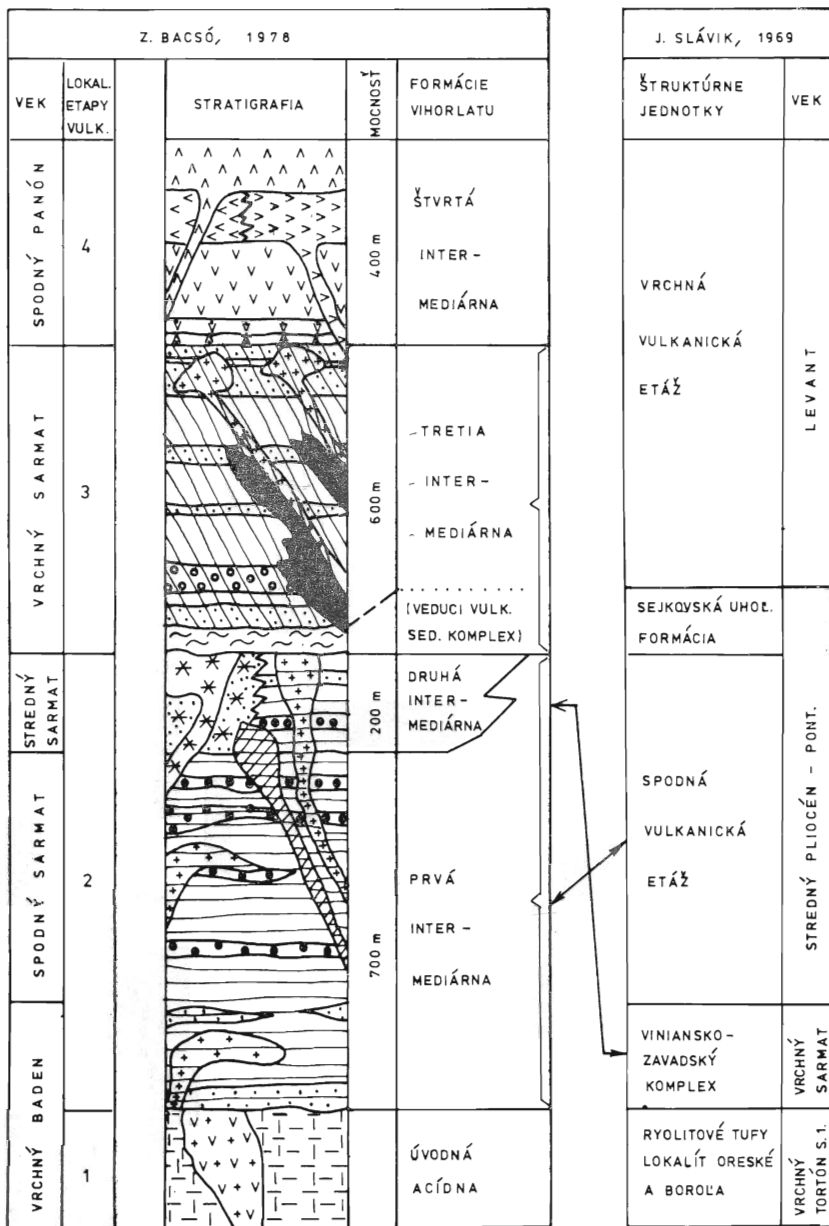
Produktom druhej intermediárnej etapy magmatizmu Vihorlatu je prvá a druhá intermediárna formácia. Obidve sú geologicky, petrograficky, priestorovo, čiastočne aj časovo zreteľne vyhranené. Podľa superpozičných vzťahov ležia obidve formácie v stratigrafickom podloží tretej intermediárnej formácie Vihorlatu a sú od nej staršie. Pri subvulkanických komplexoch prvej a druhej intermediárnej formácie sa zistil veľmi blízky rádiometrický vek. To nás vedie



Obr. 1. Členenie magmatitov Vihorlatu na formácie (orig.)

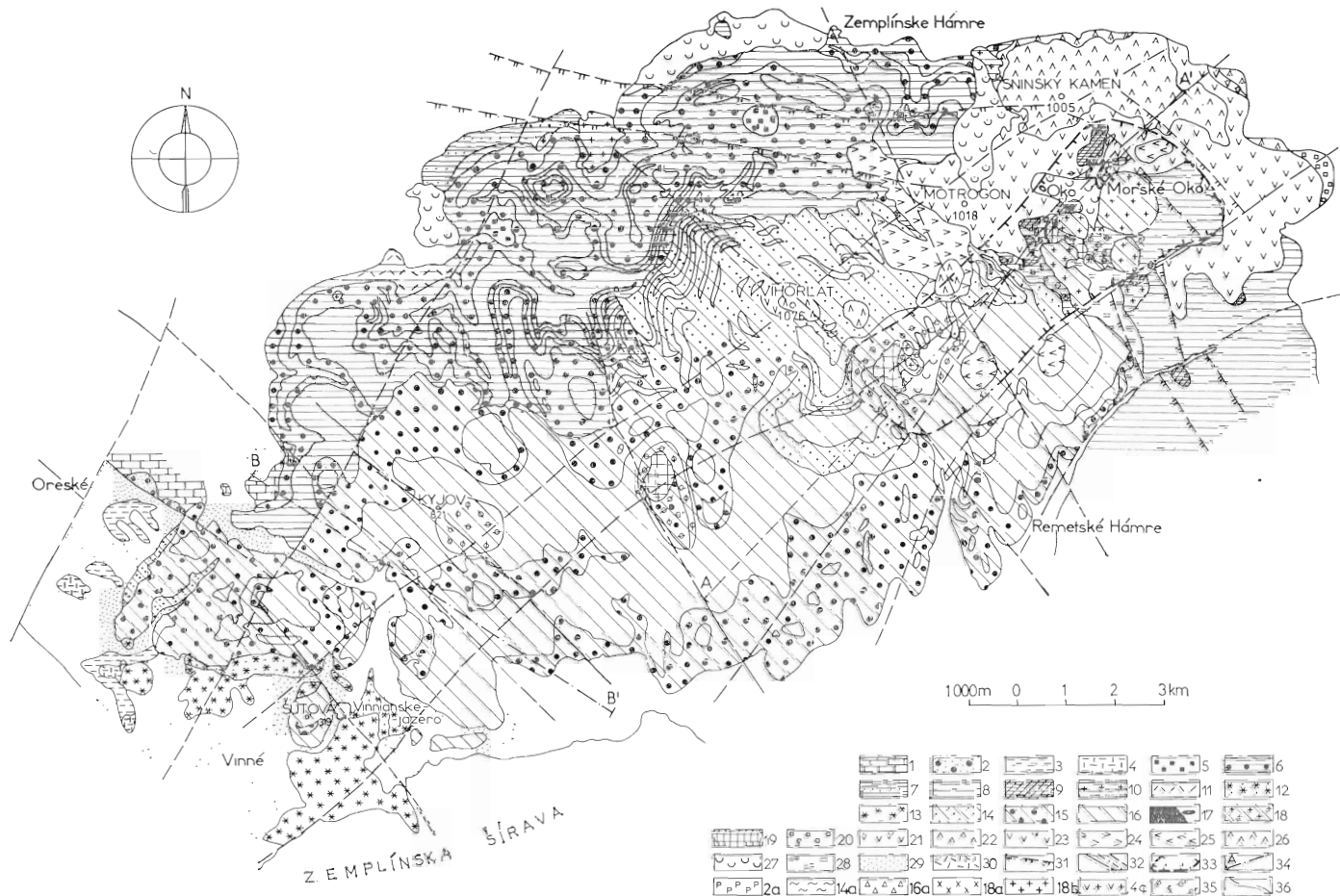
I. etapa magmatizmu: 1 — Úvodná — acidná formácia Vihorlatu (vrchný báden),
 II. etapa magmatizmu: 2 — prvá intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný báden až stredný sarmat), 3 — druhá intermediárna formácia Vihorlatu (stredný sarmat),
 III. etapa magmatizmu: 4 — tretia intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný sarmat),
 IV. etapa magmatizmu: 5 — štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu (spodný panón),
 6 — centrum vulkanizmu, 7 — centrum vulkanizmu s výskytom telies sekundárnych kvarcitov, 8 — overené a predpokladané zlomy, 9 — hranica vulkanického pohoria, 10 — významné vrty z hľadiska formačnej analýzy

Fig. 1. Formational subdivision of magmatites in the Vihorlat Mts. (original).
 Explanations: First stage of volcanism: 1 — introductory acidic formation (Upper Badenian), Second stage of volcanism: 2 — first intermediate formation (Upper Badenian — Middle Sarmatian), 3 — second intermediate formation (Middle Sarmatian), Third stage of volcanism: 4 — third intermediate formation (Upper Sarmatian), Fourth stage of magmatism: 5 — fourth intermediate formation (Lower Pannonian), 6 — volcanic centre, 7 — volcanic centre containing high-silica rocks, 8 — fault ascertained, supposed, 9 — limits of the volcanic range, 10 — significant drill-holes from the viewpoint of the formational analysis



Obr. 2. Stratigrafická kolónka magmatitov Vihorlatu a litostratigrafická paralelizácia s členením J. Slávika (1969). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 2. Stratigraphical subdivision of magmatites in the Vihorlat Mts. and their lithological parallelisation with J. Slávik's (1969) subdivision. Explanations as in Fig. 3



Obr. 3. Geologická mapa vlastného Vihorlatu (autor Z. Bacsó, 1970–1977, interpretované aj podklady M. Kaličiaka, 1971–1972, a P. Burdu, 1973)

1 — mezozoikum Humenských hôr (anis—alb), 2 — piesčité paleogénne vápence s numulitmi, 2a — paleogén vcelku, 3 — sedimenty neogénu. *Úvodná — acidná formácia Vihorlatu a okolia* (vrchný bádén): 4 — rhyolitový tuf (explozívny komplex), 4a — ryodacitové kupulovité telesá (subvulkanický komplex). *Prvá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný bádén až stredný sarmat): 5 — kráterové a prikráterové chaotické andezitové aglomeráty, 6 — hrubouľomkovité pyroklastiká pyroxenických andezitov a andezitbazaltov, 7 — lapilové tuffy pyroxenických andezitov až andezitbazaltov, 8 — dvojpyroxenické andezity až andezitbazalty — lávové prúdy, 9 — leukokratiný kyslý andezit až andezitdacit, pňovité, žilné a kupulovité telesá, 10 — augiticko-hyperstenický andezit, kupulovité telesá, 11 — lávobrekcie dvojpyroxenického andezitu (5–8 — efuzívno-explozívny komplex, 9–11 — subvulkanický komplex). *Druhá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 12 — hrubé pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitdacitov (vulkanicko-sedimentárny a explozívny komplex), 13 — amfibolicko-pyroxenické andezity až andezitdacity, telesá tvaru domov a kumulodómov (subvulkanický komplex). *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 14a — striedajúce sa polohy psamitických, pelitomorfých andezitových tufitov ($\pm$ s uhoľnou pigmentáciou, resp. úlomkami zuhoľnatej flóry) a andezitových tufových brekcií, dacitových tufov, lávových prúdov pyroxenického andezitu (vulkanicko-sedimentárny komplex), 14 — lapilové a pemzové augiticko-hyperstenické andezitové tuffy, 15 — augiticko-hyperstenické andezitové tufové brekcie až aglutinované pyroklastiká augiticko-hyperstenického andezitu, 16 — dvojpyroxenické andezity — lávové prúdy, 16a — kráterové brekcie pyroxenického andezitu $\pm$ silicifikácia, 17 — hyperstenicko-augitický dioritový porfyrít, pňovité telesá, 18 — augitický andezit, kupulovité telesá, 18a — predpokladané hlbšie subvulkanické teleso (na základe geofyziky), 18b — predpokladané plytšie subvulkanické teleso (porfyrítové), 19 — sekundárne kvarcity, silicifikované kráterové brekcie a alumometasomatity, (14–16a — efuzívno-explozívny komplex, 17–19 — subvulkanický komplex). *Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu* (spodný panón): 20 — brekcie pyroxenických andezitov, 21 — tufové aglomeráty hyperstenicko-augitických andezitov až andezitbazaltov, 22 — litoklastické a kryštaloklastické popolové tuffy hyperstenicko-augitických andezitov, 23 — hyperstenicko-augitický andezit až andezitbazalt, lávové prúdy, 24 — augiticko-hyperstenický andezit, kupulovité teleso a krátky lávový prúd, 25 — dvojpyroxenický andezit, vrcholové kupulovité telesá, 26 — leukokratiné nevaditické andezity, vrcholové kupulovité telesá, krátke lávové prúdy, (20–26 — efuzívno-extruzívny komplex). *Kvartér*: 27 — zosuvy, 28 — elúvia, delúvia a prolúvia, 29 — deluviálne sutiny, hlina a alúvia, 30 — prolúviálne sedimenty. *Tektonika*: 31 — násunové línie v substráte, 32 — zistené a predpokladané zlomy (schematická zlomová stavba územia), 33 — hranica vulkanicko-tektonickej depresie. 33a — hranice erupčných centier. *Ostatné*: 34 — priebeh geologických rezov, 35 — propylitizované pyroxenické andezity, 36 — hranice geologických útvarov

Fig. 3. Geological map of the Vihorlat Mts. (designed by Z. Bacsó 1970–1977, earlier maps of M. Kaličiak 1971–1972 and P. Burda 1973 were interpreted). Explanations: 1 — Mesozoic of the Humenské pohorie range (Anisian to Albian), 2 — arenaceous Nummulite limestone (Paleogene), 2a — Paleogene in the whole, 3 — Neogene sediments in the whole. Introductory acidic formation: 4 — rhyolite tuff (explosive complex), 4a — domatic bodies of rhyodacite (subvolcanic complex). First intermediate formation: 5 — crater-vent and crater-near chaotic andesite agglomerate, 6 — coarse fragmental pyroclast of pyroxene andesite to andesite-basalt, 7 — lapilli tuff of pyroxene andesite to andesite-basalt, 8 — two-pyroxene andesite to andesite-basalt (lava flows), 9 — leucocratic acid andesite to andesite-dacite (necks, dykes and domatic bodies), 10 — augite-hypersthene andesite (domatic bodies), 11 — lava breccia of two-pyroxene andesite (5–8 effusive-explosive complex, 9–11 subvolcanic complex). Second intermediate formation (Upper Sarmatian): 12 — coarse pyroclastics of amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (volcano-sedimentary and explosive complex), 13 — amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (domes and cumulodomes of the subvolcanic complex). Third intermediate formation (Upper Sarmatian): 14 — lapilli tuff and pumiceous tuff of augite-hypersthene andesite composition, 14a — alternating layers of psammitic and pelitomorphous andesite tuff with or without coal pigmentation containing

k záveru, že patria do spoločnej etapy intermediárneho magmatizmu Vihorlatu (obr. 2).

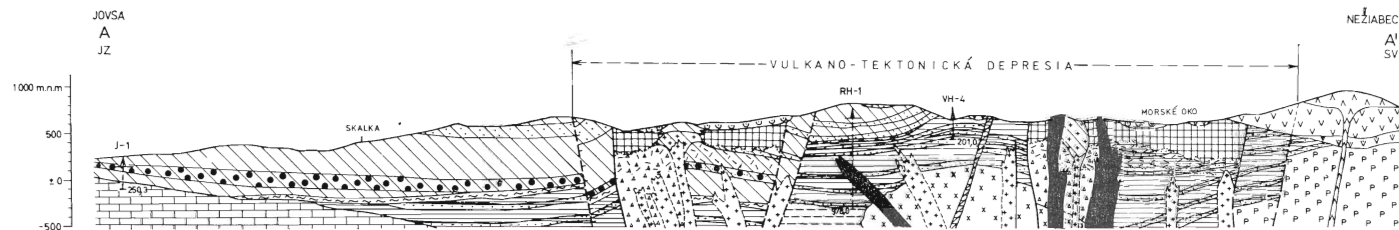
Prvá intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný bádén — stredný sarmat)

Vznik časti tejto objemovo najrozsiahlejšej formácie Vihorlatu spadá až do vrchného bádénu. Jej objemovú prevahu aj oproti pomerne rozsiahlej tretej intermediárnej formácii najlepšie ilustruje vrt RH-1 z centrálneho Vihorlatu (obr. 1, 4), v ktorom sa po sedimentárne podložie navráta 658 m mocná poloha vulkanických hornín prvej intermediárnej formácie a len 314 m mocná poloha vulkanických hornín tretej intermediárnej formácie. Vrchnobádenský vek časti prvej intermediárnej formácie Vihorlatu potvrdzuje naša nová interpretácia rádiometrického veku vzoriek andezitov od Remetských Hámrov a od osady Močidlá pri Vyšnom Nemeckom. Zistený rádiometrický vek vzoriek: AAD-21 $17 \pm 0,6$ mil. rokov (J. Slávik et al. 1976, s. 328), ADD-27 $13 \pm 2,1$ mil. rokov a AAD-28 13,8 mil. rokov (D. Vass 1977). Vrchnobádenský intermediárny vulkanizmus sa prejavil vo všetkých hlavných vulkanických oblastiach východného Slovenska, teda v oblasti severne od zemplínskeho ostrova (územie Plešian, Zatina, Brehova a Nižného Žipova), v Slanských vrchoch (na okolí Zamutova) aj vo Vihorlate. Podľa G. P. Bagdasarjana — L. G. Daniloviča (1968) sa aj andezitový vulkanizmus na západe Zakarpatskej Ukrajiny (v oblasti najbližšej Vihorlatu) začal vo vrchnom bádéne (pred 15,0 mil. rokmi).

Do vrchného bádénu až stredného sarmatu kladieme podľa výsledkov geologického mapovania a stanoveného absolútneho veku prvú intermediárnu formáciu Vihorlatu, ktorá sa v oblasti centrálneho Vihorlatu z veľkej časti priestorovo prekrýva s tzv. spodnou vulkanickou etážou Vihorlatu, ktorú vyčlenil J. Slávik (1969).

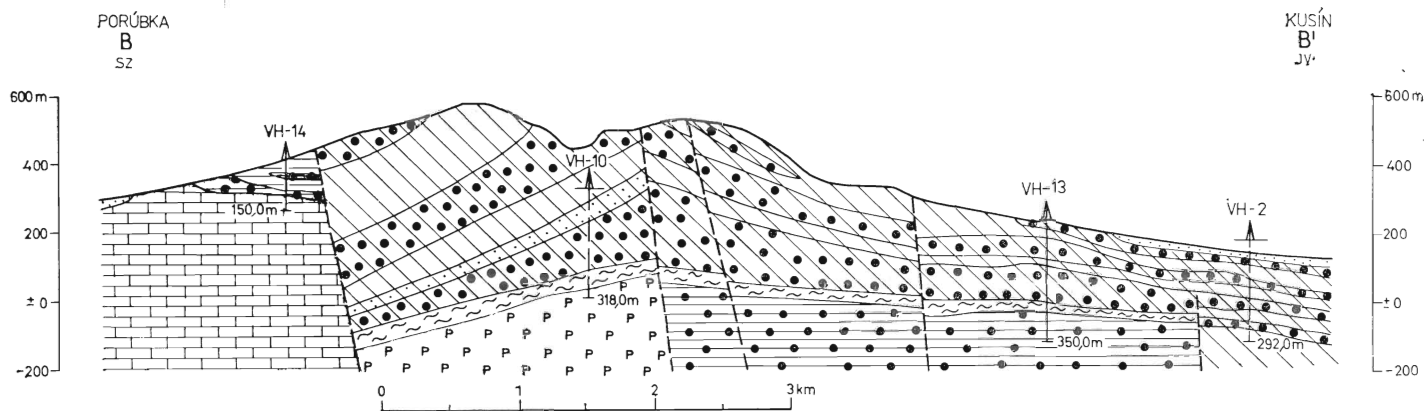
Prvá intermediárna formácia Vihorlatu je rozšírená takmer na celej ploche vulkanického pohoria (obr. 1, 2, 3, 4, 5). Na báze má horniny efúzívno-explozívneho komplexu, najčastejšie xenotufy. Nemá vyvinutý vulkanicko-sedimentárny ani sladkovodný sedimentárny komplex so zvyškami zuhoľnatenej flóry,

coalified plant fragments, andesite tuffaceous breccia, 15 — tuffaceous breccia of augite-hypersthene composition to agglutinated pyroclastics of augite-hypersthene andesite, 16 — two-pyroxene andesite (lava flows), 16a — crater breccia of pyroxene andesite with or without silification, 17 — hypersthene-augite diorite porphyrite (necks), 18 — augite andesite (domatic bodies), 18a — supposed deeper subvolcanic body (according to geophysical results), 19 — high-silica rocks, silicified crater breccia and alumometasomatite (14—16a effusive-explosive complex, 17—19 subvolcanic complex). Fourth intermediate formation (Lower Pannonian): 20 — pyroxene andesite breccia, 21 — tuffaceous agglomerate of hypersthene-augite andesite to andesite-basalt, 22 — litoclastic and crystalloclastic ash tuff of hypersthene-augite andesite, 23 — hypersthene-augite andesite to andesite-basalt (lava flows), 24 — augite-hypersthene andesite, domatic body and short lava-flow, 25 — two-pyroxene andesite, "summit" domatic bodies, 26 — leucocrate andesite, (nevadite) in "summit" domatic bodies, and short lava flows (20—26 effusive-extrusive complex). Quarternary: 27 — landslide, 28 — eluvium, deluvium and proluvium, 29 — deluvial debris, loam and aluvium, 30 — proluvial sediment. Tectonics: 31 — thrust line in the basement, 32 — faults ascertained and supposed (schematic fault structure of the area), 33 — limits of the volcanotectonic depression, 33a — limits of eruption centres; 34 — geological section line, 35 — propylitized pyroxene andesite, 36 — geological border



Obr. 4. Geologický rez A — A' vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (orig.). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 4. Geological section A — A' through the volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. (original). Explanations as in Fig. 3



Obr. 5. Geologický rez B — B' západným Vihorlatom (orig.). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 5. Geological section B — B' crossing the western Vihorlat Mts. (original). Explanations as in Fig. 3

ktoré sú typické pre bázu tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. Na základe uvedených znakov možno obidve tieto formácie presne odlišiť. Rozdielny vývoj bazálnych častí obidvoch vekovo odlišných vihorlatských formácií možno vysvetliť takto: Staršia časť prvej intermediárnej formácie sa vytvorila v bádene ešte pred „veľkým vihorlatským ulomením“ (v zmysle J. Slávika 1969 a B. Lešku — J. Slávika 1969), ale tretia intermediárna formácia vznikla vo vrchnom sarmate, t. j. už po zaklesnutí juhovýchodnej časti Vihorlatu pozdĺž vrbnických zlomov, teda po vytvorení podvihorlatskej uhoľnej panvy.

Vo vyššej časti efuzívno-explozívneho komplexu sú lávové prúdy a spolu s nimi sa striedajúce lapilové tufy a hruboúlomkovité pyroklastiká. Všetky tieto horniny prvej intermediárnej formácie majú charakter pyroxenických andezitov až andezitbazaltov. Pomerne slabo je zastúpený subvulkanický komplex, a to vo forme ojedinelých pňovitých a kupolovitých telies pyroxenického andezitu až dioritového porfyritu na periférii pohoria (pri Krúške, pri Modre, pri Sninských Hámroch a v údolí potoka Kamenica). Ďalšiu skupinu subvulkanických telies formácie predstavujú hruboporfyrické andezitdacity tzv. choňkovsko-petrovského typu, ktoré vystupujú vo vnútri a pri okraji centrálnovihorlatskej vulkanotektonickej depresie. Sú zastúpené vo forme pňovitých a dajkovitých telies.

Zistený rádiometrický vek efuzívno-explozívneho komplexu prvej intermediárnej formácie začleneného do vrchného bádenu je zo vzorky AAD-21, AAD-23 a AAD-27. Subvulkanickému komplexu prvej intermediárnej formácie Vihorlatu prisudzujeme spodnosarmatský až strednosarmatský vek. Tento vulkanický komplex je relatívne mladší ako efuzívno-explozívny komplex, lebo ho preráža. Stanovený rádiometrický vek je: vzorka AAD-29 (andezitdacit tzv. choňkovsko-petrovského typu) $11,4 \pm 2,5$ mil. rokov (D. Vass 1977), vzorka 10-1073 (andezit z lomu pri Zemplinských Hámroch) 11,95 mil. rokov (D. Ďurica et al. 1978, D. Vass 1977).

Na možný vrchnobádenský (báden d) až strednosarmatský vek produktov intermediárneho magmatizmu, ktoré zaraďujeme do prvej intermediárnej formácie Vihorlatu, poukazuje aj zistenie, že na všetkých doteraz overených miestach sú v podloží tejto formácie sedimenty nie mladšie ako báden b, väčšinou paleogénneho až mezozoického veku.

Druhá intermediárna formácia Vihorlatu (stredný sarmat)

Druhá intermediárna formácia je objemovo, plošne a časovo menšou formáciou Vihorlatu. Má amfibolicko-pyroxenické andezitové zloženie, viaže sa na juhozápadný cip pohoria Vihorlat a v prípade aglomeratico-tufitickej série (termín M. Brodňana et al. 1959) aj na prilahlé juhovýchodné územie. Jej explozívny až vulkanicko-sedimentárny komplex (t. j. aglomeratico-tufická séria) je jediným andezitickým komplexom v celej vihorlatskej oblasti, ktorého stratigrafickú pozíciu dostatočne biostratigraficky potvrdzujú viaceré vrtné práce. V podloží aglomeratovo-tufitickej série sa mikropaleontologicky dokázal spodný sarmat a v jej nadloží na základe makropaleontológie a mikropaleontológie brakických stredný sarmat (O. Jendrejáková — J. Senes — J. Slávik 1957). Podľa toho možno túto sériu zaradiť do najspodnejšej časti stredného sarmatu, čo je v úplnom súlade so stanoveným absolútnym vekom subvulkanického komplexu formácie. Zistený rádiometrický vek

kupolovitých telies amfibolicko-pyroxenického andezitu (subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie) je: vzorka 5-1068 z kóty Viniansky hrad (352,2) 11,95 mil. rokov, vzorka 3-1066 z kameňolomu východne od obce Vinné 11,9 mil. rokov, vzorka 2-1065 z lomu Lancoška 11,95 mil. rokov a vzorka 4-1067 z kameňolomu zo severného svahu kóty Šutová (319,2) 11,7 mil. rokov (D. Ďurica et al. 1978 a D. Vass 1977).

Relatívne mladší vek extruzívnych telies druhej intermediárnej formácie oproti aglomeratico-tufitickej sérii možno doložiť tým, že extruzíva jednak ležia na hrubých pyroklastikách amfibolicko-pyroxenických andezitov, jednak uzavierajú odtrhnuté časti pyroklastík (napr. v lome Šutová). Na základe poznatkov z geologického mapovania tieto pyroklastiká pričleňujeme k vrchnej časti aglomeratico-tufitickej série.

Tretia intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný sarmat)

Má nepatrne zastúpený vulkanicko-sedimentárny komplex so zvyškami zuhoľnatenej flóry. Poznáme ho z nadložia spodnej formácie Vihorlatu (z vrstov RH-1, KL-1, VH-9, VH-13) a pokladáme ho za laterálny ekvivalent spodnej uhoľnej série (termín M. Brodňana et al. 1959). Pravdepodobne sedimentárny vývoj tohto vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia predstavuje sladkovodné uhľonosné súvrstvia (najmä tufitického ílu, tufitu, piesčitého ílu a slieňa) z najzápadnejšej časti Vihorlatu, kde tieto sedimenty možno kontinuálne sledovať pod efuzívno-explozívny komplex pyroxenických andezitov. Zachytili sa vo vrtoch TA-I až TA-VII, pričom vrty TA-V a TA-VI severne od Trnavy pri Laborci navrátili v tom súvrství aj stopy po zuhoľnatenej flóre (J. Harecek — I. Horváth 1965). Podľa J. Slávika (1969) v oblasti Trnavy nad Laborcom leží pyroklastický vulkanický komplex v nadloží sladkovodného uhľonosného súvrstvia v jarku Šargo.

Polícia efuzívno-explozívneho komplexu v nadloží uhľonosného sladkovodného súvrstvia priamo dokazuje jeho príslušnosť do mladšej, tretej intermediárnej formácie Vihorlatu.

Efuzívno-explozívny komplex tretej intermediárnej formácie Vihorlatu má veľmi rozsiahle zastúpenie v celom Vihorlate a skladá sa z augiticko-hypersténických andezitov a ich pyroklastických ekvivalentov. Subvulkanický komplex, pňovitý a žilný telesá dioritového porfyritu až kremitého dioritu od potoka Kapka a kupolovité telesá pyroxenického andezitu z rozličných častí vulkanicko-tektonickej depresie a obidve skupiny telies z centrálneho Vihorlatu sú z hľadiska epigenetickej mineralizácie dôležitým komplexom.

Zistený rádiometrický vek efuzívno-explozívneho komplexu tretej intermediárnej formácie je: $11,4 \pm 0,7$ mil. rokov pri vzorke andezitu AAD-20 z kameňolomu severne od Klokočova (J. Slávik et al. 1976); 11,75 mil. rokov pri vzorke andezitu 6-1069 z tej istej lokality a 11,3 mil. rokov pri vzorke andezitu 7-1070 od obce Podhorod (posledné dva údaje o veku sú z práce D. Ďuricu et al. 1978 a D. Vassa 1977).

Na základe vrtného prieskumu a geologického mapovania stanovenej polície tretej intermediárnej formácie Vihorlatu nad prvou intermediárnou formáciou Vihorlatu, v bezprostrednom nadloží vulkanicko-sedimentárneho komplexu často s odtlačkami zuhoľnatenej flóry, a na základe už uvedených rádiometrie-

kých kritérií zaradujeme tretiu intermediárnu formáciu Vihorlatu do vrchného sarmatu (obr. 1, 2, 3, 4, 5).

Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu (spodný panón)

Štvrtá intermediárna formácia sa neviaže ani na východokarpatské zlomové pásmo smeru SZ—JV, ani na západokarpatské zlomové pásmo smeru SV—JZ. Uvedené zlomy do produktov tohto vulkanizmu už nezasahujú, pretože táto vulkanická epizóda nastala už po základnom tektonickom konsolidovaní oblasti. Výlevy magmy boli v periférnej centrálnovihorlatskej zóne vulkanicko-tektonickej depresie, zrejme po lokálnych zlomových zónach vzniknúcich v súvislosti s konsolidačnými pohybmi predmetnej vulkano-tektonickej štruktúry. Štvrtú intermediárnu formáciu Vihorlatu zastupuje jediný efuzívny $\pm$ explózívný komplex, ktorý sa skladá z centroklinálne vyliatych prúdov, kupol a vrcholových telies pyroxenických andezitov až andezitbazaltov, ako aj z ich nepatrne zastúpených pyroklastík. Táto najmladšia formácia Vihorlatu leží v nadloží prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu (obr. 1, 2). Rádio-metrický vek vrcholovej časti pyroxenických andezitov kóty Vihorlat (1085) štvrtej intermediárnej formácie je $9,3 \pm 0,2$ mil. rokov a $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov (J. Slávik et al. 1976).

Etapy vulkanizmu a ich časový sled

Členenie vulkanického pohoria Vihorlat na formácie zodpovedá prirodzeným litologickým celkom vymedzeným podľa dostupných terénnych údajov. Vyčlenené formácie v podstate odrážajú magmatický a tektonický vývoj v tejto neovulkanickej oblasti, avšak jednotlivé formácie dokumentujú v rozličnej miere uplatňujúce sa regionálne pohyby neogénneho obdobia. Preto na koreláciu s ďalšími oblasťami neovulkanitov Karpát možno vymedzené formácie zoskupiť do etáp odrážajúcich tektonický vývoj orogénneho pásma.

Prvá etapa vulkanizmu

Tektonická korelácia vrchnobádenského ryolitovo-ryodacitového magmatizmu je pre slabú odkrytosť predsarmatských formácií veľmi ťažká. Z jeho geografického rozšírenia je zjavné, že vrchnobádenský kyslý magmatizmus mal svoje centrá pozdĺž elevačnej štruktúry prebiehajúcej južnejšie, paralelne s bradlovým pásmom. Vo Vihorlate predstavuje prvú a nezávislú etapu vulkanizmu a siaha za hranice tohto horstva.

V predevaporitickom období vrchného bádenu sa na priútesovej elevácii vytvoril rad vulkanických aparátov, z ktorých sa pri opakovaných explóziách do sedimentačného priestoru pri Nižnom Hrabovci, Oreskom a Boroli prenieslo množstvo jemnozrnného a eolicky vytriedeného ryolitového tufu. Podľa V. Gašparíkovej — J. Slávika (1967) sa horizont ryolitového tufu zachoval v morských sedimentoch na hranici orbulinovej a spirolektamínovej zóny (báden b, c). V záverečnej etape acidného magmatizmu prenikli do subvulkanických úrovní ryodacitové telesá (dómy a kumulodómy) pri Merníku, Lesnej, Hrádku, Bielej hore, Zalužiciach a pri Boroli. Ryolitovo-ryodacitový

magmatizmus vo vihorlatskej oblasti, podobne ako na zemplínskej elevácii (J. Slávik, 1972), pretrval až do morského vrchného bádenu (báden b, c, spirolektamínová bolivinovo-buliminová zóna).

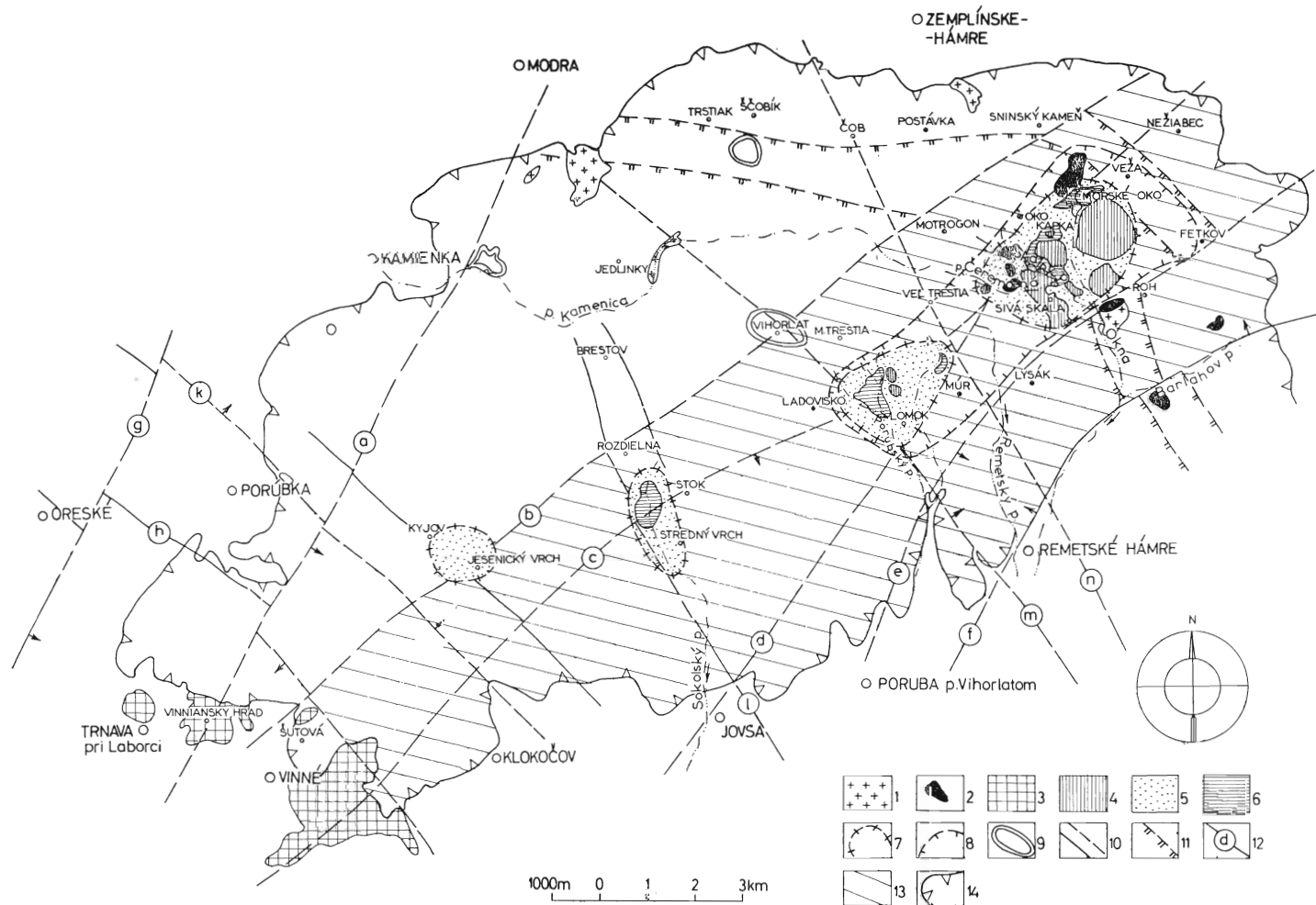
Druhá etapa vulkanizmu

Začiatok vzniku prvej intermediárnej formácie Vihorlatu spadá do rotálievej zóny vysladeného vrchného bádenu d. Explosívno-efuzívny komplex tejto formácie sa vytvoril v súvislosti so silnými orogenetickými pohybmi neskoroštarskej fázy, ktoré spôsobili významné stlačenie magurského priestoru, zvrásnenie častkových synklinál a pravdepodobne aj výzdvih flyšového sedimentačného priestoru na sever od bradlového pásma a vznik humensko-užhorodskej hraste. Na druhej strane sa v súvislosti s veľkými subsidenčnými pohybmi neogénnej molasy vo vrchnom bádene a v spodnom sarmate rejuvenizovali staršie tektonické zóny a uvoľnilo sa bočné stláčanie, a tak vznikli diferencované vertikálne pohyby, zapríčiňujúce blokový rozpad územia. V miestach križovania sa hlavných pozdĺžnych zlomov smeru SZ—JV a priečných zlomov smeru JV—SV, ktoré museli zasahovať do podkôrových úrovní, vznikli magmatické krby a nadväzne na to rozsiahla vulkanická činnosť (vytvorenie efuzívno-explozívneho komplexu). Po staršom vulkanizme vznikol v strednom sarmate, v období dozvukov vrchnobádenských tektonických pohybov, subvulkanický komplex tejto formácie.

V spojitosti s prvou etapou tejto časti intermediárneho vulkanizmu Vihorlatu fungovali vo vrchnom bádene až strednom sarmate tieto vulkanické centrá: pri Morskom oku (pri potoku Kapka), v závere Porubského potoka, v závere Sokolského potoka a pod kótou Kyjov (821). Tieto centrá, ležiace v mobilnej zóne na vrbnickej hrastovitej štruktúre medzi vinianskym a porubským zlomom (termíny B. Leško — J. Slávik 1969), spôsobili vznik štyroch, z hľadiska metalogenézy najvýznamnejších, vzájomne sa prekrývajúcich vulkanických aparátov. Na severe územia sa pod kótou Ščobík (780,3) pri Valaškovciach a východne od Kamienky pod kótou Ostrá stráň (492,4) na základe mohutných kráterových vulkanických brekcií andezitu (v priemere 1,5—4,0 m) zistili dve ďalšie menšie vulkanické centrá tejto etapy vulkanizmu. Aparáty vytvorené okolo nich majú približne rovnaký stratovulkanický štýl stavby.

Druhá intermediárna formácia mala takúto dynamiku vzniku: Významné pohyby pozdĺž priečných vrbnických zlomov smeru ŠV—JZ boli vo vyššom sarmate. Do pohybu sa dostal trnavský, klokočovský aj michalovsko-jovsianský zlom. Na miestach, kde tieto zlomy prekrížili krivoštiansko-sejkovský zlom, južný obmedzujúci zlom humensko-užhorodskej hraste, prenikli na povrch magmatické produkty formácie (J. Slávik 1969). V prvej časti mal magmatizmus explozívno-efuzívny charakter, s veľkou prevahou pyroklastík (vznik aglomeratico-tufitickej série v zmysle M. Brodňana et al. 1959), a prejavil sa najmä v podvihorlatskej depresnej oblasti medzi obcami Vinné—Fekišovce a Hnojné. Subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie, t. j. pole kumulovaných dómatických telies a plytšie subvulkanické intruzíva, je na rozdiel od aglomeratico-tufitickej série rozšírený hlavne na vyzdvihnutom elevačnom bloku v priestore Medveďova, Vinného a Trnavy pri Laborci.

V zhode s J. Slávikom et al. (1969) a M. Kaličiakom (1972) kla-



dieme vulkanické centrum tejto etapy magmatizmu na severný okraj kupoly Šutová severozápadne od Vinianskeho jazera, kde možno na viacerých miestach vidieť výrazné vertikálne laminančné plochy a vertikálne orientované uzavreniny vulkanicko-klastických hornín. Podľa výsledkov granulometrického výskumu a mocnosti vulkanitov pod prikrývkou vrchnosarmatských sedimentov situoval J. Slávik (1969) ďalšie centrum tejže etapy vulkanizmu niekoľko km na JV od Vinného. V súčasnosti z produktov tejto formácie vystupujú na povrch len pozostatky veľmi erodovaného vulkanického aparátu s erupčným centrom na severnom okraji kupoly Šutová.

Predpokladáme, že sa v závere druhej etapy magmatizmu Vihorlatu na starších vrchnobádenských vulkanických centrách pri Morskom oku a potoku Kapka, v záveroch Porubského potoka a Sokolského potoka uplatnila solfatárno-fumarolová a hydrotermálna činnosť a vznikli sekundárne kvarcity. Z týchto erupčných centier sa postupne vytvárali centrálné vulkanické zóny (obr. 1, 4 a 6).

Obr. 6. Centrálné vulkanické zóny Vihorlatu. Situačná mapa (orig.)

1 — augiticko-hyperstenický andezit, kupolovité telesá, 2 — leukokratný kyslý andezit až andezitdacit, pňovité, žilné a kupolovité telesá (1—2 — subvulkanický komplex prvej intermediárnej formácie), 3 — amfibolicko-pyroxenické andezity až andezitdacity, kupolovité telesá (subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie), 4 — augitický andezit, kupolovité telesá s výskytom malých pňovitých a žilných telies dioritového porfýritu, 5 — propylitizované andezitické horniny centrálnych vulkanických zón, 6 — sekundárne kvarcity, alumometasomatity (4—6 — tretia intermediárna formácia), 7 — hranice centrálnej vulkanickej zóny, 8 — hranice vulkanicko-tektonickej zóny, 9 — hranice erupčného centra, 10 — zistené a predpokladané zlomy, 11 — násunové línie bradlového pásma, 12 — označenie zlomov: *a* = trnavský zlom, *b* = viniansky zlom, *c* = klokočovský zlom, *d* = michalovsko-jovsiansky zlom, *e* = porubský zlom, *f* = remetský zlom, *g* = oreský zlom, *h* = krivoštiansko-sejkovský zlom, *k* = humensko-sobranceký zlom, *l* = horniansky zlom, *m* = choňkovský zlom, *n* = borolský zlom (*a-g* — priečne zlomy vrbnického systému, *h-n* — pozdĺžne zlomy), názvy zlomov podľa J. Slávika (1969), 13 — mobilné pásmo vrbnických zlomov, 14 — hranice vulkanického pohoria (vonkajšej vulkanickej zóny)

Fig. 6. Internal volcanic zones of the Vihorlat Mts., sketch map (original). Explanations: 1 — augite-hypersthene andesite (domatic bodies), 2 — leucocratic acid andesite to andesite-dacite (necks, dykes and domatic bodies), 1—2 — subvolcanic complex of the first intermediate formation, 3 — amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (domatic bodies in the subvolcanic complex of the second intermediate formation), 4 — augite andesite (domatic bodies containing small necks and dykes of diorite porphyrite), 5 — propylitized andesite of internal volcanic zones, 6 — high-silica rock, alumometasomatite, 4—6 third intermediate formation, 7 — limits of the internal volcanic zone, 8 — limits of the internal volcanic zone, 8 — limits of the volcanotectonic zone, 9 — limits of the eruption centre, 10 — ascertained and supposed faults, 11 — thrust lines of the Pieniny klippen belt, 12 — faults: *a* — the Tarnava fault, *b* — Vinné fault, *c* — Klokočov fault, *d* — Michalovce—Jovsa fault, *e* — Poruba fault, *f* — Remetské Hámre fault, *g* — Oreské fault, *h* — Krivoštany—Sejkov fault, *k* — Humenné—Sobrance fault, *l* — Horňa fault, *m* — Choňkovce fault, *n* — Boroľa fault (*a-g* transversal faults of the Vrbnica fault system, *h-n* longitudinal faults. Fault names according to J. Slávik 1969), 13 — mobile belt of the Vrbnica fault system, 14 — limits of the volcanic range (limits of external volcanic zone)

Tretia etapa vulkanizmu

Tretiu etapu magmatizmu Vihorlatu spájame s aktivitou atickej fázy, keď sa zlomy priečneho vrbnického systému opäť dostali do pohybu a v miestach, kde prekrížili zlomy smeru SZ—JV, sa prejavila vulkanická aktivita. Vo vlastnom Vihorlate v podstate vznikli a vyvíjali sa dva mohutné vulkanické aparáty s vulkanickými centrami na kóte Vihorlat (1075,4) a pod kótou Kyjov (821). Okolo obidvoch vulkanických centier sú koncentricky rozmiestnené produkty efuzívno-explozívneho komplexu, striedajúce sa polohy andezitických láv a pyroklastik. V závere etapy vystúpili produkty subvulkanického komplexu, povrchové extruzívne telesá, plytšie aj hlbinnéjšie subvulkanické intrúzia. Produkty subvulkanického komplexu sa sústreďujú najmä vo vnútornej časti kolapsovanej centrálnej zóny Morského oka. S rozsiahlou hydrotermálnou činnosťou na konci tejto etapy magmatizmu súvisel ďalší vývoj a dotvorenie sa alumometasomatitov a sekundárnych kvarcitov pozdĺž vertikálnych štruktúr starých erupčných centier vrchnobádenského až strednosarmatského magmatizmu.

Štvrtá etapa vulkanizmu

Produkty štvrtej intermediárnej formácie Vihorlatu vystúpili v spodnom panóne, a to po veľkom časovom odstupe oproti produktom tretej etapy magmatizmu. Zatiaľ čo najmladšie členy tretej intermediárnej formácie Vihorlatu majú absolútny vek okolo 11 miliónov rokov, produkty štvrtej formácie majú okolo 9 miliónov rokov. Pre túto formáciu je charakteristické, že z nej rozsiahlejšie vulkanické aparáty nevznikli. Okolo mnohých malých erupčných centier, na kóte Vihorlat (1075,4), na kóte Veľká Trestia (950,9), na kóte Motrogon (1017,0), na kóte Čob (865,3), Veža (926,0) a inde, vznikli len veľmi malé vulkanické aparáty, resp. len ojedinelé vrcholové telesá tejto etapy vulkanizmu.

Vulkanicko-tektonická depresia a centrálne vulkanické zóny Vihorlatu

Vulkanicko-tektonická depresia centrálneho Vihorlatu sa vymedzila pri geologickom mapovaní a pri geofyzikálnom výskume medzi kótami Sninský kameň (1004,6), Roh (857,5), Lomok (590,4), Malá Trestia (965,4) a Motrogon (1017,9).

V záverečnej fáze vzniku prvej intermediárnej formácie Vihorlatu po oslabení magmatickej činnosti poklesli centrálne, prikráterové časti obidvoch priestorovo blízkych vulkanických aparátov s erupčnými centrami pri Morskom oku (pri potoku Kapka) a v závere Porubského potoka. Nad erupčnými centrami obidvoch vulkanických aparátov sa tak vytvorila spoločná vulkanicko-tektonická depresia pretiahnutá v smere SV—JZ. Pokles nastal pozdĺž starých, ale stále živých zlomových línií vrbnického priečneho zlomového systému, a to na miestach ich prekríženia s pozdĺžnymi zlomami, ktoré sprevádzajú pieninské bradlové pásmo.

V priebehu vytvárania sa hlavne efuzívno-explozívnych komplexov tretej a štvrtej intermediárnej formácie Vihorlatu boli najmä okrajové časti vulkanickotektonickej depresie prekryté mladšími, nepremenými vulkanickými produktmi so stratovulkanickým štýlom stavby (obr. 3).

V prestávke medzi formovaním sa prvej intermediárnej formácie, najmä však v záverečnom štádiu vzniku tretej intermediárnej formácie, boli časti vulkanicko-tektonickej depresie, najmä v miestach pôvodných erupčných centier, pod intenzívnym vplyvom pneumatolyticko-hydrotermálnych agencií. Osobitne intenzívne boli tieto „postmagmatické procesy“ po vzniku subvulkanického komplexu tretej intermediárnej formácie, keď sa pod bariérou hornín tejto formácie, na miestach bývalých erupčných centier prvej intermediárnej formácie (pri Morskom oku a v závere Porubského potoka), uskutočnili metasomatické procesy, silifikácia a alumometasomatóza vertikálnych štruktúr. V priestore vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu sa tak vytvorili centrálne vulkanické zóny Morského oka a záveru Porubského potoka, obidve charakteristické prítomnosťou pneumatolytický a hydrotermálne premenených hornín a subvulkanických intruzívnych telies.

Pri výstupe subvulkanických telies v závere tretej etapy magmatizmu sa poklesnuté časti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu opäť čiastočne vyzdvihli.

Okrem tejto vulkanicko-tektonickej depresie v závere Sokolského potoka a pod kótou Kyjov vznikli centrálne vulkanické zóny s podobnou geologickou charakteristikou. Azda najlepšiu predstavu o nich dáva geologická interpretácia magnetických izoanomál ΔT v oblasti západného Vihorlatu (obr. 9). Rozmiestnenie intenzívnych pozitívnych anomálií ΔT ($h = 300$ m) ukazuje, že obidve centrálne vulkanické zóny sú na vrbnických štruktúrach smeru SV—JZ na miestach prekríženia s pozdĺžnymi zlomami smeru SZ—JV. Tunajšie plošne rozsiahle intenzívne magnetické anomálie, aké vo Vihorlate nemajú obdobu, pravdepodobne indikujú rozsiahlejšie subvulkanické erupzívne telesá. Na detaile (obr. 10) z centrálnej vulkanickej zóny pod kótou Kyjov vidieť, že okolo tejto zóny, ktorú tvoria propylitizované a pyritizované andezity, je vonkajšia kruhová zóna čerstvých dvojpyroxenických andezitov a tufobrekcií týchto hornín. Lávové prúdy andezitov centroklinálne upadajú pod uhlom $8-45^\circ$.

Poznatky o badaných štyroch centrálnych vulkanických zónach možno zhrnúť takto: Všetky sú umiestnené v mobilnej zóne štruktúry vrbnických zlomov smeru SV—JZ, pričom najmenej odkrytá je juhozápadná centrálna zóna pod kótou Kyjov, ktorá úroveň sekundárnych kvarcitov vôbec nedosahuje. Hlbšie sú odkryté centrálne vulkanické zóny v závere Sokolského potoka a Porubského potoka. V závere Sokolského potoka sú zastúpené sekundárne kvarcity s kremeňom, tridymitom, turmalínom a topásom. V závere Porubského potoka k nim pristupuje andaluzit, mullit a hematit a silicifikované a turmalinizované kráterové brekcie. V centrálnej vulkanickej zóne Porubského potoka sú aj extruzívne vulkanické telesá, ktoré sú v hĺbke, podľa interpretácie výsledkov geofyziky (M. Filo et al. 1975), reprezentované plutonickými telesami.

Podľa pestrosti minerálnej a horninovej asociácie najhlbšie je odkrytá centrálna vulkanická zóna Morského oka (obr. 6).

Epigenetická mineralizácia

Na pne a kupolovité subvulkanické telesá vrchnobádenských ryodacitov úvodnej, acidnej formácie sa viaže ortuťová mineralizácia pri Merníku a pri Dubriniči na Zakarpatskej Ukrajine v ZSSR. Z terénov od Dubriniči je známe,

že telesá ryodacitov v hĺbke prechádzajú do intruzívnych telies mikrogranodioritov (B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1974).

Vo vlastnom Vihorlate sú najvýznamnejšie indície epigenetickej rudnej mineralizácie späté s trefou intermediárnou formáciou, situačne na JZ od jazera Morské oko, uprostred centrálnej vulkanickej zóny. Ich atraktivnosť zvyšuje fakt, že sa tu geofyzikálnymi metódami v priestore výskytov malých telies dioritových porfyrítov v hĺbke okolo 550 až 850 m vymedzilo veľmi pravdepodobné a rozsiahle intruzívne teleso s plochou okolo 3 km² (M. Filo et al.

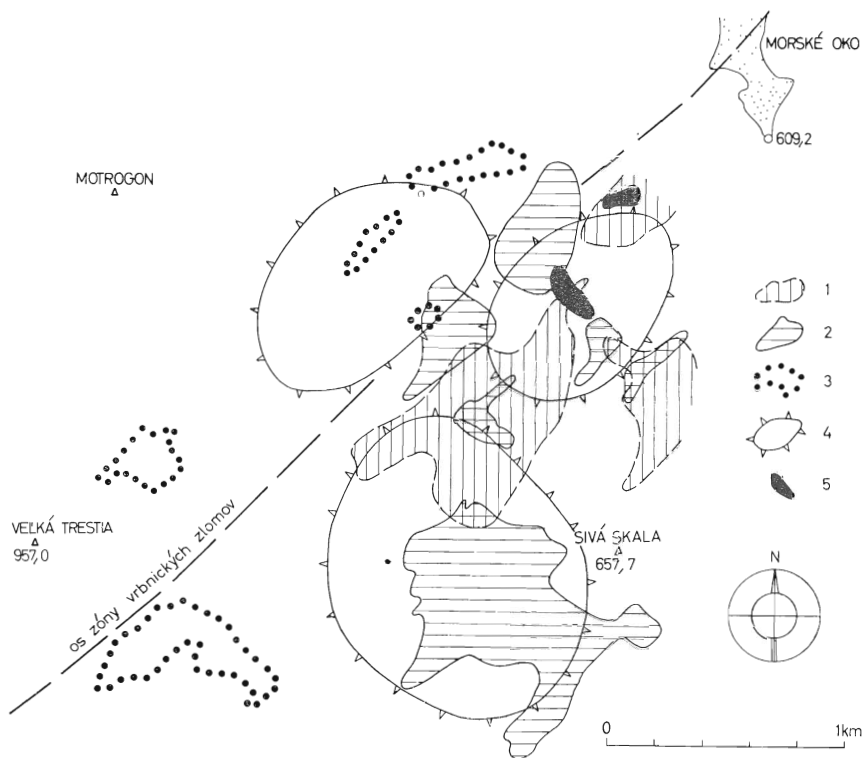
Sninský kamen



Obr. 7. Premeny vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu (orig.)

1 — hyperstenicko-augitický dioritový porfyrít, pňovité telesá, 2 — sekundárne kvarcity, alumometasomatity (topás, andaluzit, korund), 3 — silicifikované kráterové brekcie, 4 — vysokoteplotná propylitizácia (kalcit, kremeň, pyrotín, pyrit), 5 — argilitizácia, 6 — chloritizácia ($\pm$ pyrit), 7 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie

Fig. 7. Alterations of the volcanotectonic depression in the central Vihorlat Mts. (original). Explanations: 1 — hypersthene-augite diorite porphyrite (necks), 2 — high-silica rock, alumometasomatite (topas, andalusite, corundum), 3 — silicified crater breccia, 4 — propylitization by elevated temperature (calcite, quartz, pyrrhotite, pyrite), 5 — argillitization, 6 — chloritization with or without pyrite, 7 — limits of the volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts.



Obr. 8 Anomálie geochemie a geofyziky vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu

1 — súhrnná anomália Mo—Bi—Sn (v pôde), 2 — súhrnná anomália Pb—Zn—Ag (v pôde), 3 — anomália Hg (v pôde), 4 — elevácia hlbšieho subvulkanického telesa (na základe geofyziky), 5 — povrchové východy plytších subvulkanických telies (porfyrítov)

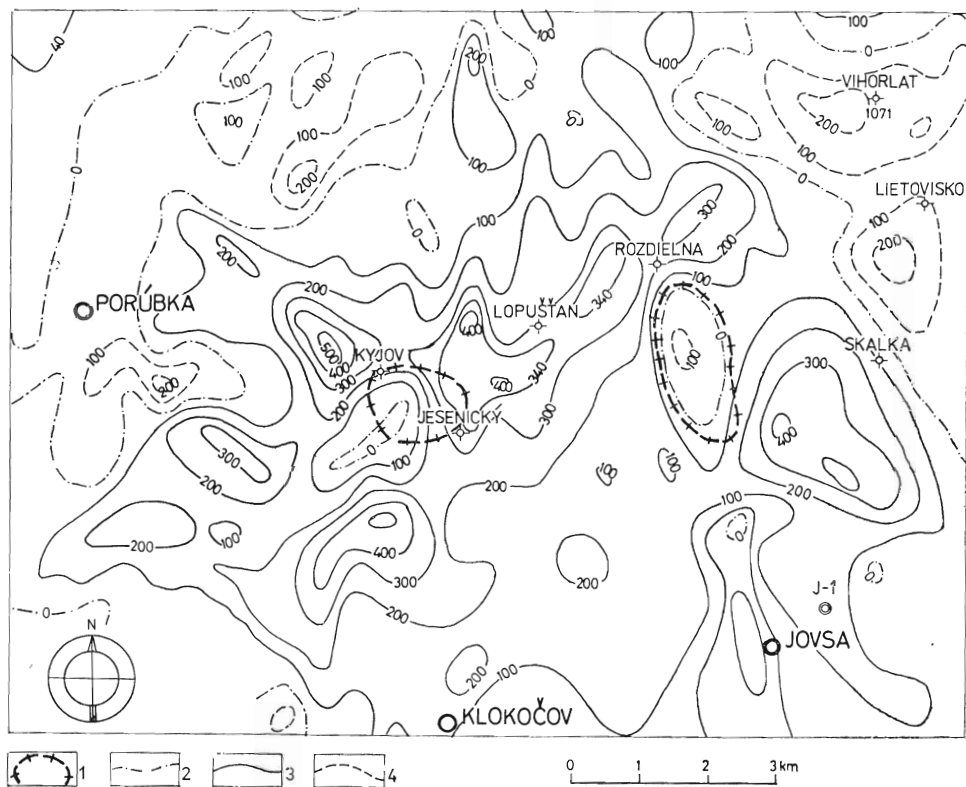
Fig. 8. Geochemical and geophysical anomalies in the volcanotectonic depression of central Vihorlat Mts. Explanations: 1 — cumulative anomaly of molybdenium—bismuth—tin in soils, 2 — cumulative anomaly of lead—zinc—silver in soils, 3 — mercury anomaly in soils, 4 — elevations of the deeper subvolcanic body according to geophysics, 5 — surficial outcrops of shallower subvolcanic bodies (porphyrite)

1975). Nad týmto možným plutonickým telesom prevŕtal hydrogeologický vrt VH-4 pri potoku Čeremošná po celom 201 m dlhom vertikálnom profile intenzívne karbonatizovanú a silicifikovanú efúzívno-explozívnu skupinu hornín pyroxenického andezitu s chudobnou, ale vytrvalou impregnačnou mineralizáciou pyrotínu, pyritu, sfaleritu, chalkopyritu a podľa mikroskopických výskumov (R. Ďuďa 1974) aj arzenopyritu a stanínu (obr. 3, 4, 6). Jadro centrálnej zóny je z kupolovitého telesa pyroxenického andezitu preniknutého žilnými a pŕovitými telesami dioritového porfyrítu až do kremitého dioritu. Približne na kontaktoch dioritických hornín je okolo 100—200 m hrubá, viac-menej polkruhová zóna masívnych sekundárnych kvarcitov a silicifikovaných dutinkovitých kráterových brekcií. Hlavnými zložkami masívnych sekun-

dárnych kvarcitov sú: kremeň, topás, andaluzit, diaspor, böhmit, prírodný mullit a korund (Z. Bacsó, 1971, J. Derco et al. 1977). Z rudných minerálov sú tu podľa R. Ďuďu (1974) drobné výskyty Mo—Bi-minerálov, tetradymit a wehrlit. V silicifikovaných kráterových brekciách je z epigenetických minerálov zastúpený kremeň, ílovité minerály, hematit a turmalín. Ďalšiu, externejšiu, približne oválnu zónu aparátu tvoria propylitizované magmatické horniny s novovzniknutým kalcitom, kremeňom, chloritom, pyrotínom, pyritom, ílovitými minerálmi a miestami aj so sfaleritom (obr. 7).

Podľa mineralizácie predpokladáme pod vulkanitmi granitoidné teleso.

V pôde nad sekundárnymi kvarcitmi a nad vnútornou zónou propylitizovaných andezitoidných hornín sme zistili metalometrické anomálie Mo, Bi, Sn



Obr. 9. Geologická interpretácia magnetických izoanomál ΔT v oblasti západného Vihorlatu (výška letu 300 m n. m., autor pôvodnej mapy izoanomál ΔT L. Beneš, 1972)

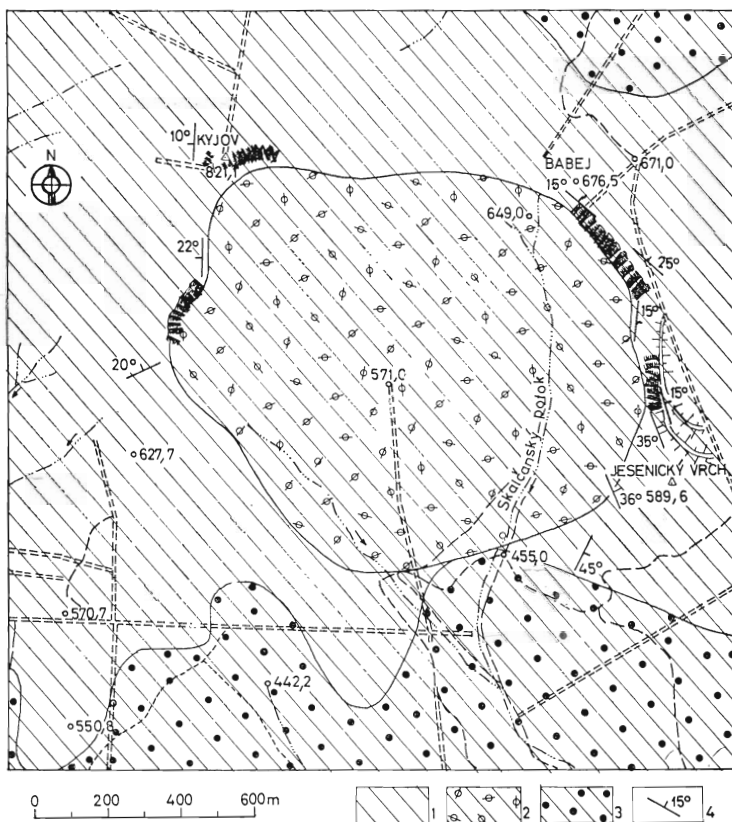
1 — približné ohraňenie centrálnej vulkanickej zóny, 2 — nulová izoanomália, 3 — kladná izoanomália, 4 — záporná izoanomália

Fig. 9. Geological interpretation of magnetic isoanomalies ΔT in the area of western Vihorlat Mts. (flight altitude 300 m. a. s. l., isoanomalies according to L. Beneš 1972). Explanations: 1 — aproximative contour of the internal volcanic zone, 2 — zero isoanomaly, 3 — positive isoanomaly, 4 — negative isoanomaly

a F. Nad vonkajšou zónou propylitizovaných magmatitov (ďalej od telies sekundárnych kvarcitov), najmä v priestore Čeremošianskeho potoka a v hornej časti Skalného potoka, sú známe pôdne metalometrické anomálie Zn, Ag a Pb. V obidvoch skupinách prvkov dosahuje anomálny obsah trojnásobok až osemdesiatnásobok miestneho priemeru (obr. 8).

Periférne pásmo vplyvu opísanej centrálnej vulkanickej zóny budujú chloritizované a argilitizované horniny. V argilitizovaných vulkanitoch sme zistili šlichové i metalometrické anomálie Hg.

Na záver zdôrazňujeme, že rozšírenie centrálnych zón s prejavmi fluórovej



Obr. 10. Geologický detail centrálnej vulkanickej zóny pod kótou Kyjov (orig.)

1 — nepremenené lávové prúdy pyroxenických andezitov vo vonkajšej vulkanickej zóne, 2 — propylitizované pyroxenické andezitové horniny vnútri centrálnej vulkanickej zóny, 3 — nepremenené tufové brekcie vo vonkajšej vulkanickej zóne, 4 — smer a uhol sklonu lávových prúdov pyroxenických andezitov vonkajšej vulkanickej zóny

Fig. 10. Detail of the internal volcanic zone below the Kyjov elevational spot (821 m), original. zone, 1 — unaltered pyroxene andesite in lava flows of the external volcanic zone, 2 — propylitized pyroxene andesite inside of the internal volcanic zone, 3 — unaltered tuffaceous breccia in the external volcanic zone, 4 — strike and dip angles of pyroxene andesite lava flows in the external volcanic zone

a alumometasomatózy vymedzuje vihorlatskú metalotektonickú zónu, teda tú časť Vihorlatu, ktorá je podľa našich doterajších poznatkov na ekonomicky významnú koncentráciu rudných a nerudných epigenetických minerálov najperspektívnejšia.

Doručené 9. 9. 1978

Odporúčil V. Konečný

LITERATÚRA

- Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov.*, 3, 16, s. 247—270.
- Bagdasarjan, G. P. — Danilovič, L. G. 1968: Novyje dannye ob absoľutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.*, No. 9, s. 15—23.
- Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 87—96.
- Beneš, L. 1972: Letecké geofyzikálne měření ve východoslovenských neovulkanitech. [Technická správa za rok 1971.] *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Brodňan, M. — Dobra, E. — Polášek, S. — Prokšová, D. — Račický, M. — Slávik, J. — Sýkorová, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, s. 6—69.
- Derco, J. — Kozáč, J. — Očenáš, D. — 1977: Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate. *Mineralia slov.*, 9, s. 185—205.
- Đuďa, R. 1974: Opis rudných minerálov z lokality Remetské Hámre. *Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves*. 14 s.
- Đurica, D. — Kaličiak, M. — Kreuzer, H. — Müller, P. — Orlický, O. — Slávik, J. — Tözsér, J. — Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. úst. geol.* 53, s. 75—88.
- Filo, M. — Medo, S. — Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg, geofyzikálny prieskum 1971—1973. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Gašparíková, V. — Slávik, J. 1967: Spodný tortón s. l. v SV časti Vihorlatu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 43, s. 1.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 419—448.
- Harcek, J. — Horváth, I. 1965: Správa z vyhľadávacieho prieskumu Podvihorlatie — hallozyt so stavom 1. V. 1965. *Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves*. 97 s.
- Hejtman, B. 1956: Všeobecná petrografie vyvřelých hornin. Praha, Nakl. ČSAV, s. 51—52.
- Hejtman, B. 1957: Systematická petrografia vyvřelých hornin. Praha, Nakl. ČSAV, s. 102—116 a s. 152—220.
- Janáček, J. 1959: Stratigrafia, tektonika a paleografia neogénu východného Slovenska. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52.
- Jendrejáková, O. — Seneš, J. — Slávik, J. 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn 14 v podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 11, s. 42—49.
- Kaličiak, M. 1972: Základný geologický výskum neovulkanitov západnej časti Vihorlatu. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 60 s.
- Kocák, A. — Čverčko, J. 1964: Zpráva o strukturním průzkumu v severovýchodní části Potiské nížiny. *Spr. geol. výsk. (Bratislava)*, 2.
- Koptev, V. S. — Dvornikov, V. S. — Jefremo va S. V. 1972: Sovremennoje sostojanije terminologii i nomenklatury izveržennych porod. In: *Magmatizm, formacii kristaličeskich porod i glubiny Zemli*. Moskva, Nauka, s. 242—286.

- Kruglov, S. S. 1971: Geologičeskoje strojenije Karpat. Trudy UkrNIGRI, 25, s. 100—141.
- Leško, B. — Kullmanová, A. — Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? Mineralia slov., 9, s. 221—233.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 47, s. 133—149.
- Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpat-ského bloku v kriede a v paleogéne a ich geotektonický význam. Čs. geológia a globálna tektonika. Smolenice — Bratislava.
- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1974: Glubinnyje razlomy, neogenovyyj magmatizm i orudenije Zakarpattija. Lvov. Izd. Lvov. Universiteta. 173 s.
- Orlický, O. — Pagáč, P. — Slávik, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, 1, s. 153—166.
- Repčok, J. 1977: Stopy po delení uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, ser. min. petrogr. lož. geol., 3, s. 175—196.
- Slávik, J. 1964: Ryolitový tuf z lokality Oreské. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 33, s. 125—130.
- Slávik, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Bratislava. 214 s.
- Slávik, J. — Konečný, V. 1972: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 59, s. 9—38.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dizertačná práca DrSc.] Manuskript — Bratislava, 341 s.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometrickije vozrasty vulkanických porod Vigorlata i Slanskich gor. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložja zakarpatskej prehlbeniny. Mineralia slov., 3, s. 395—406.
- Tolstoj, M. I. — Gasanov, J. L. — Mořjavko, I. M. — Ostafijčuk, I. M. — Prodajvoda, G. F. — Serga, A. J. — Suchorada, M. I. 1976: Geochimija, petrofizika i voprosy genezisa novjšich vulkanitov sovetskich Karpat. Kiev, Izd. Kiev. Universiteta. 188 s.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložja. Mineralia slov., 7, s. 81—104.
- Vass, D. 1977: Radiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. Manuskript — Nafta Michalovce. 38 s.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, p. 399—436.

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia) and their relations to tectonics and to epigenetic mineralisation

ZOLTÁN BACSO

New results of geological mapping, field geophysics (M. Filo et al. 1975) and new radiometric age determinations of magmatic rocks (J. Slávik et al. 1976, D. Ďurica et al. 1977, D. Vass 1977) yielded also new data on relations of tectonics, magmatism and epigenetic mineralisation in the Vihorlat Mts. It appeared, that the conception according to which only longitudinal structures may have played important role in the development of intermediate

volcanism during the Neogene even in the Vihorlat Mts. as it is accepted for Popričný and Gutin Mts. of Eastern Slovakia and Transcarpathian Ukraine, is not entirely correct. Such tectonic background was presented on schematic maps of the Vihorlat Mts. (O. Orlický et al. 1970, J. Slávik — V. Konečný 1972, J. Tözsér — R. Rudinec 1975). According to previous opinions (B. Leško — J. Slávik 1969, J. Slávik 1969, 1973), an important role was ascribed to the transversal Vrbnica fault system only in the generation of the Podvihorlatská coal basin or in the course of hydrothermal processes. During the neovolcanic activity in the Vihorlat Mts., only a minor neck swarm of basaltoandesite in the southern vicinity of Ladomírov village has been related to movements on the transversal Ladomírov fault belonging to the Vrbnica fault system.

Among new and important results of the present work is that the Vrbnica fault system running in SW—NE direction played the decisive role in the whole extent of Vihorlat Mts. (to the W—NW from Okna and Barlahov brooks) during the whole intermediate neovolcanic activity.

Presented new interpretation of the geological structure enforced to abandon the so far used subdivision of the Vihorlat Mts. edifice into the "Kyjov—Orechová" and "Valašková" formations (O. Orlický et al. 1970). According to the presented formational analysis, previously delimited volcanic formations (l. c.) belong partly to the newly defined first, third and fourth intermediate formation, however manifesting different spatial and chronological relations.

Main structures of the Vihorlat Mts. area

Peculiar position of the Vihorlat Mts., when compared with the Popričný Mts. but mainly with the Gutin Mts. in Transcarpathian Ukraine, results from its position on the transversal Vrbnica fault system regarding main structural elements of the Carpathians. This fault system represents the geological and structural boundary between Western and Eastern Carpathians (P. Grecula et al. 1977). The Vrbnica fault system is interpreted as NE continuation of the Transcarpathian deep-seated fault belt (the Zagreb—Kulcs line according to Gy. Wein 1969). This quality contributed to its priority role in localisation of magmatic and mineralisation features in the Vihorlat Mts.

The preponderant structural relation of intermediate neovolcanic formations in the Vihorlat Mts. to structures having SW—NE orientation (and not to faults running parallel with the Pieniny klippen belt) appears from the location of almost all important volcanic apparatuses or volcanic centres on faults of SW—NE strike. So it is near to Morské Oko lake, in the source area of Porubský and Sokolský brooks, around the Vihorlat peak and Kyjov elevational spot. The anomalous morphological and structural orientation of Vihorlat Mts. which is perpendicular to more southeasterly and areally more extended portions of the neovolcanic range mainly in Transcarpathian Ukraine, has been also caused by structural relations of magmatic masses in the Vihorlat Mts. to the Vrbnica fault system.

Considering that this question concerns fundamental feature of the Vihorlat Mts. structure, some other proofs should be mentioned. All drillings piercing the whole profile of magmatites (drill-holes RH-1, KL-1, VH-9 and VH-13,

fig. 1) in the area lying S—SE from the line Kyjov high elevational spot (821 m a. s. l.) — Vihorlat peak (1075 m) — Velká Trestia elevational spot (951 m), ascertained in all cases the presence of a volcano-sedimentary complex between effusive-explosive complexes composed solely by neovolcanites. This volcano-sedimentary complex is probably the equivalent of "Lower coal-bearing series" (according to M. Brodňan et al. 1959). The ascertained volcano-sedimentary complex is a proof for the existence of two temporally different formations of volcanites (the first and third intermediate ones) in this area. Contrarily, drill-holes located to the N from the indicatel boundary, ascertained a sole effusive-explosive complex of volcanic rocks (fig. 1—5), corresponding to the first intermediate formation of Vihorlat Mts. Detailed description of newly delimited formations is given in further parts of the paper.

Estimating relations between tectonics, magmatism and epigenetic mineralisation of the Vihorlat Mts., or in continuing neovolcanic structures of Gutin Mts. in the Transcarpathian Ukraine, the role of the Carpathian klippen belt represents a first-rate question. Soviet authors (S. S. Kruglov 1971, B. V. Merlich — S. M. Spitkovskaya 1974, V. G. Sviridenko 1976) ascribed features of a deep-seated fault of crucial importance to the klippen belt during the generation of the whole neovolcanic range. Others (J. Slávik 1969, R. Marschalko 1976, B. Leško et al. 1977 a. o.) consider the klippen belt as surficial expression of nappe or thrust lines along which tectonic units of higher order became in contact (J. Slávik 1976). In any case, the Pieniny klippen belt is a regional discontinuity belt and movements along it co-operated in development of neovolcanites and related mineralisation, though in lesser extent as the Vrbnica fault system.

Subvolcanic magmatic bodies and related epigenetic mineralisation frequently occur on places where the klippen belt is crossed by perpendicular fault lines (near the Merník village and in the Morské Oko lake area of the Vihorlat Mts., as well as on several places in Transcarpathian Ukraine).

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts.

The new formational grouping of magmatites in the Vihorlat Mts. reflects in best manner their relations to the tectonic structure and to epigenetic mineralisation.

First attempt to delimit neovolcanic formations in the Vihorlat Mts. was made by O. Orlický et al. (1970) and accurated by J. Slávik (1976) using at that time existing paleomagnetic data and partly also radiometric K/Ar age determinations. However, results of new geological mapping in the area led to another interpretation of the geological structure. It seems, that results of so far relatively scarce paleomagnetic measurements do not allow a consistent regrouping of magmatites in the Vihorlat Mts. Paleomagnetic boundaries frequently do not follow ascertained geological limits. To the contrary, somewhere the ascertained geological boundary runs inside of a paleomagnetically unitary formation.

New results allowed to delimit one acidic and four intermediate formations of magmatites in the Vihorlat Mts.

Formations and complexes that form their parts are not named by so far used geographical names (J. Slávik 1969). Every formation has its name

according to magmatic rock type represented and further divided into structural complexes, namely (in case of full development) into a volcano-sedimentary, an effusive-explosive and into a subvolcanic complex. In frame of every formation, the volcano-sedimentary complex is the oldest whereas the subvolcanic complex is the youngest one. From the viewpoint of epigenetic mineralisation perspectives, the subvolcanic complexes have extraordinary importance, to which usually, also an extraordinary attention has been paid (Table 1).

Introductory acidic formation (Upper Badenian)

The position of this formation immediately below the first intermediate one is known from the Petrovce-1 borehole in the Popričný Mts. In every place, where relations of this acidic formation to younger intermediate ones has been ascertained, rhyolite tuff and rhyodacite occurs in the underlier of intermediate volcanites. The formation comprises of an explosive complex of rhyolite tuff and a subvolcanic complex represented by domatic bodies of rhyodacite composition.

The complex of the explosive rhyolite tuff outcrops in surroundings of Nižný Hrabovec, Oreské villages and on the Borola crest. According to paleontologic criteria, J. Janáček (1959) and V. Gašparíková — J. Slávik (1967) ranged the explosive complex of rhyolite tuff into the lower part of the Upper Badenian. Rocks of rhyodacite bodies forming the subvolcanic complex of the same formation yielded radiometric ages of 13 ± 1.2 m. y. (sample M-1, Merník village — J. Repčok 1977), 14.3 m. y. (sample AV-36 from a quarry on the Hrádok elevational point in Michalovce town) and 15.2 m. y. (sample AV-37 from quarry near the Lesné village). Both last data are according to G. P. Bagdasarian et al. (1971).

First intermediate formation (Upper Badenian — Middle Sarmatian)

The development of hugest neovolcanic formation in the Vihorlat Mts. begins already during the Upper Badenian. Such commencement prove radiometric ages of andesite samples from Remetské Hámre village or from the Močidlá settlement near Vyšné Nemecké having 17 ± 0.6 m. y. (sample AAD-21, J. Slávik et al. 1976, p. 328), 13 ± 2.1 m. y. (sample AAD-27) or 13.8 m. y. (sample AAD-28, cf. D. Vass 1977). These data testify that the volcanic activity producing intermediate magmatites was regionally wide-spreaded during the Upper Badenian in Eastern Slovakia and appeared simultaneously in the Slanské vrchy Mts. (Zamutov), in the area of Východoslovenská nížina lowland (Plešany, Zatin, Brehov and Žipov villages) and even in the Vihorlat Mts. According to G. P. Bagdasarian — L. G. Danilovich (1968), first appearance of andesite-producing volcanism on the west of Transcarpathian Ukraine may be placed also into the Upper Badenian (15 m. y. ago).

The first intermediate formation occurs almost in the whole extent of the Vihorlat neovolcanic range, except if its SW edge (fig. 1—5). Its base is formed by rocks of the effusive-explosive complex, most commonly by xenotuff layers. Upper portions of the effusive-explosive complex consist of lava flows alternating with lapilli tuff and coarse tuffaceous breccia. Produced magmatites are

represented by pyroxene andesite to andesite-basalt. The relatively feebly developed subvolcanic complex of the formation represent rare necks and domatic bodies of pyroxene andesite to diorite porphyrite on the periphery of the mountain range (near Porúbka, Modra, Sninské Hámre villages or in the Kamenica brook valley), but also necks and dykes of coarse porphyritic andesite-dacite to dacite (the so called "Choňkovce—Petrovice type" according to J. Slávik 1969) in the volcanotectonic depression of central Vihorlat Mts.

The subvolcanic complex of this formation is younger than the effusive-explosive one, since subvolcanic bodies penetrated layers of the former and radiometric ages of its rocks are also considerably younger. Ascertained ages are: 11.4 ± 2.5 m. y. for the andesite-dacite of "Choňkovce—Petrovice type" (sample AAD-29, cf. D. Wass 1977) and 11.95 m. y. for andesite from a quarry near Zemplínske Hámre village (sample 10-1073, D. Ďurica et al. 1978). The probable age of the subvolcanic complex is so Lower to Middle Sarmatian.

On the other hand, an older age of the effusive-explosive complex may be supposed also from the experience that in all proved areas the youngest sedimentary beds in its underlier have Lower Badenian age, mostly but Paleogene or even Mesozoic strata occur underneath volcanic rocks ranged into the effusive-explosive complex of the first intermediate formation.

Second intermediate formation (Middle Sarmatian)

Chronologically, the generation of second intermediate formation overlaps the time when the subvolcanic complex of the first one originated. Rocks of this, by volume tiny formation, have the composition of amphibole-pyroxene andesite. These broke out in the SW edge of the Vihorlat Mts. and partly even in SE neighbourhood of the range, where they form the "Agglomerate — tuffite series" (M. Broďňan et al. 1959). The series delimited as the explosive volcanosedimentary complex of the formation is the sole complex of andesitic rocks having sufficiently known biostratigraphical age relations by results from several drill-holes.

In the underlier of the explosive-volcanosedimentary complex, sediments of Lower Sarmatian age have been micropaleontologically ascertained, whereas in the overlier, macro- and micropaleontologically proved beds of the brackish Middle Sarmatian occur (O. Jendrejáková et al. 1957). Accordingly, the complex originated in lowermost parts of the Middle Sarmatian. The age is concordant with radiometric ages obtained from rock samples of the subvolcanic complex in the same formation. Amphibole-pyroxene andesite of domatic body forming the Vinné castle hill yielded 11.95 m. y. (sample 5-1068), the same from a quarry to the N from Vinné village 11.9 m. y. (sample 2-1065) and a similar rock sample (4-1067) from the quarry on Šutov hill northern slope 11.7 m. y. (all data from D. Ďurica et al. 1978).

An explanation for relatively younger age of extrusive bodies in the formation is given also by the experience that such extrusives lie either on coarse pyroclastics of amphibole—pyroxene composition or they enclose detached fragments of pyroclasts (Šutová quarry). These pyroclastics belong still to the upper part of explosive-volcanosedimentary complex as it is proved by results of geological mapping.

Fourth intermediate formation (Lower Pannonian)

The volcanosedimentary complex of this formation is developed only in tiny volume, nevertheless, it contains coalified plant remnants. The complex occurs in the overlier of the first intermediate formation (drill-holes KH-1, KL-1, VH-9 and VH-13) representing lateral equivalent of the "Lower coal-bearing series" in the Vihorlat Mts. foothill (M. Brodňan et al. 1959).

The effusive-explosive complex in the third intermediate formation has large extent in the whole Vihorlat Mts. The complex is built by augite-hypersthene andesite rock varieties and by its pyroclasts. The subvolcanic complex represent necks and dykes of diorite porphyrite to quartz diorite in the Kapka brook valley as well as domes of pyroxene andesite occurring in other portions of the central volcano-tectonic depression. The complex is very important carrier of epigenetic mineralisation.

Ascertained radiometric ages of the effusive-explosive complex are: 1.14 ± 0.7 m. y. (andesite sample taken from a quarry to the N from Klokočov village — AAD-20 in J. Slávik et al. 1976), 11.75 m. y. (andesite sample 6-1069 from the same locality) and 11.3 m. y. (andesite sample 7-1070 from Podhorod' village (both sample by D. Ďurica et al. 1978).

According to results of drilling and geological mapping, the effusive-explosive complex lies above the first intermediate formation and in most places also it covers the volcanosedimentary complex containing coalified plant remnants. Hence, and according to radiometric ages, the whole third intermediate formation may be ranged into the Upper Sarmatian (Fig. 1—5).

Fourth intermediate formation (Lower Pannonian)

The development of this formation is independent from fault zones of either West Carpathian or East Carpathian orientation. Volcanic masses of the formation originated already after tectonic consolidation of the neovolcanic area and movements along faults did not influence their localisation. Volcanic activity concentrated on the periphery of already existing volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. As feeding channels of this volcanic episode, obviously local faults may have acted. Renewed activity along them may be explained by consolidating (subsidential ?) movements of the volcano-tectonic edifice. The formation represents a single effusive-explosive complex, which is built by centroclinal spreaded lava flows, domatic bodies and "summit" bodies of pyroxene andesite to andesite-basalt accompanied by subordinate amounts of pyroclasts. This youngest intermediate formation lies above the first and third ones (Fig. 1, 2). Radiometric ages obtained from rocks of the formation are 9.3 ± 0.2 m. y. and 8.7 ± 0.7 m. y. (pyroxene andesite samples from the Vihorlat peak according to J. Slávik et al. 1976).

Stages of volcanic events and their relation to the tectonic activity

Presented formational subdivision of volcanic products in the Vihorlat Mts. corresponds to natural lithological units delimited from available field experience. Delimited formations and the composing complexes reflect basically

magmatotectonic development of this neovolcanic area. Nevertheless, single formations bear also evidence on regionally effective movements in the time of their generation during the Neogene in different degree. Therefore, for purposes of correlation towards other Carpathian neovolcanic areas, the delimited formations may be grouped into volcanic stages reflecting tectonic development of the whole orogenic belt.

According to achieved results, main volcanic events appeared almost synchronously in all neovolcanic regions of Eastern Slovakia. Besides the Vihorlat Mts., contemporaneous volcanic activity occurred also in the Slanské vrchy Mts. and in the basement of the Východoslovenská nížina lowland acting from the Upper Badenian till the Middle Pannonian. Similar duration of volcanic activity characterizes the development of neovolcanic edifices in the neighbour Transcarpathian Ukraine, where it started in the Upper Badenian (before 15 m. y.) and ended in the Pannonian (before 10.5 m. y.); G. P. Bagdasarjan — L. G. Danilovich (1968).

Tectonic correlation of the rhyolite to rhyodacite magmatism of Upper Badenian age encounters difficulties due to weakly exposed pre-Sarmatian formations. According to the geographical extent, the introductory acidic formation had to have its centres along an elevational structure in the Upper Badenian running parallel to the Pieniny klippen belt in its SW vicinity. The formation represents the first and independent stage of volcanism in the Vihorlat Mts., overlapping the limits of this volcanic range.

During the second stage of volcanism, the first and second intermediate formations originated. Both formations lie in stratigraphical underlier of the third intermediate formation, accordingly, they are older. Subvolcanic rocks of the first and second formation yielded also very near radiometric ages. Radiometric evidence proved that the appearance of the first intermediate formation may be placed into the *Rotalia* zone of the brackish Upper Badenian *d.* So, the development of the explosive-effusive complex ranged into the first intermediate formation may be deduced from orogenic movements of the late Styrian phase. Succeedingly, probably during the Middle Sarmatian, in time of latest Upper Badenian tectonic movements, the subvolcanic complex of the first intermediate formation intruded.

Main movements occurred in this stage of volcanism along faults belonging to the Vrbnica fault system (SW—NE). Activity of the Tarnava, Kľokočov and Michalovce—Jovsa fault may be evidenced. In places where these faults crossed the Krivošľany—Sejkov fault or the fault limiting the Humenné—Uzhgorod horst from the SW, magmatic masses of the second intermediate formation pierced up (J. Slávik 1969).

The third stage of volcanism in the Vihorlat Mts. may be related to tectonic activity during the Attic phase, when movements renewed along the Vrbnica fault system. In places of crossing with faults accompanying the Pieniny klippen belt, relative centres of volcanic activity were located. Products of the third stage are represented by the huge third intermediate formation having regional extent and by important subvolcanic bodies.

The independent, fourth stage of volcanism occurred after tectonic consolidation of the area. Youngest volcanic products of the stage extending into the Lower Pannonian occur only on the peripheries of the central volcanotectonic depression.

The volcanotectonic depression and internal volcanic zones of the Vihorlat Mts.

The volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. has been delimited in the course of geological mapping and by geophysical investigations (M. Filo et al. 1975). It occurs between elevational points of Sninský kameň (1005 m. a. s. l.), Roh (858 m), Lomok (590 m), Malá Trestia (965 m) and Motrogon (1018 m). In time of weakened volcanic activity after the accomplished first intermediate formation, the internal and crater-near portions of proximate volcanic apparatuses collapsed. Such eruptional apparatuses outcrop near the Morské Oko lake (in the Kapka brook valley) and in the Porubský brook source area. Over collapsed eruptional centres a single common volcanotectonic depression originated, elongated in SW—NE direction.

The collapse was controlled by older but continuously active faults of the Vrbnica fault system, over crossings with longitudinal Carpathian faults accompanying the klippen belt. The effusive-explosive complex of the third and fourth intermediate formation covered mainly peripheral portions of this volcanotectonic depression and gave apparent stratovolcanic style to the whole structure (Fig. 3).

In the pauses between the first, second and third intermediate formation, but mainly in time of finishing the third one, certain parts of the volcanotectonic depression have been intensively altered by pneumatolytic-hydrothermal agencies. Intense alterations are located around older volcanic centres. The most intensive postmagmatic alteration occurred after the emplacement of the subvolcanic complex closing the third intermediate formation. Then, below the rock-barrier of the effusive-explosive complex, strong pervasive metasomatic alteration, alumometasomatose and silification affected the vertically oriented structures near the Morské Oko lake and in the Porubský brook source area. By these alterations, internal zones of the volcanic edifice became distinctly evident. In both mentioned areas, subvertical structures contain pneumatolytic and hydrothermally altered rocks originated in result of emplacement of subvolcanic magmatic bodies. These intrusions, though partially, again elevated the formerly collapsed portions in the central volcanotectonic depression.

Outside of this central volcanotectonic depression, further internal volcanic zones developed manifesting similar features in the Sokolský brook source area and below the Kyjov elevational spot.

The epigenetic mineralisation of the Vihorlat Mts.

Delimited neovolcanic formations are characterised also by independent types of epigenetic mineralisation.

Necks and domes of rhyodacite originated in the Upper Badenian are carriers of mercury mineralisation near Merník village and in the vicinity of Dubrinichi village in the Transcarpathian Ukraine. In the last area, rhyodacite bodies acquire characteristics of microgranodiorite towards their deeper portions (B. V. Merlich — S. M. Spitkovskaya 1974).

In the Vihorlat Mts., most important manifestations of epigenetic mineralisation are related to the third intermediate formation. This mineralisation

occurs in spatial relations to high-silica rocks (secondary quartzite), bodies of which are located along the Vrbnica fault system between the Morské Oko lake and Kyjov high. Peculiar significance of these mineralisation indices follows from the apparition of diorite porphyrite bodies delimited by geophysical measurements in areas where the indices occur. The main such area is to the SW from the Morské Oko lake. There, an extensive intrusive body of probably dioritic composition is probable in depths below 550—850 m having areal extent about 3 sq. km (M. Filo et al. 1975). Over this, probably sub-volcanic intrusive body, the hydrogeological drill-hole VH-4 has been located and it pierced in whole length (210 m) intensively carbonatised and silicified pyroxene andesite of the effusive-explosive complex. Altered rocks contain, though disseminated but enduring impregnations of pyrrhotite, pyrite, sfalerite and chalcopyrite as well as lesser amounts of arsenopyrite and stannite (R. Ďuďa 1974).

The best known internal volcanic zone of the Vihorlat Mts. is the one between Sninský kameň high (1005 m) — Roh (858 m) — Lysák (858 m) — Motrogon elevational spots (1018 m). In its central portions, a domatic body of pyroxene andesite occurs, pierced by necks and dyke swarm of diorite porphyrite to quartz diorite. In wallrocks of diorite-like rocks an about 100—200 m thick belt of massive high-silica rock occurs accompanied by cavernous crater breccia the latter girdling a group of subvolcanic diorite bodies. Main mineral contents of high-silica rocks are quartz, topas, andalusite, diaspore, böhmite, natural mullite and corundum (Z. Bacsó 1971, J. Derco et al. 1977). From ore minerals, tiny grains of molybdenum and bismuth sulphides, tetradymite and wehrilite have been ascertained (R. Ďuďa 1974). The silicified crater breccia contains epigenetic quartz, clay minerals, hematite and tourmaline.

The second and more external zone of approximately oval surficial shape is formed by propylitized magmatites containing fresh calcite, quartz, chlorite, pyrrhotite, pyrite, clay minerals and locally sphalerite (Fig. 7).

Over the high-silica rock bodies and in internal portions of propylitized rocks of originally andesite composition, metallometric anomalies of molybdenum, bismuth, tin and fluorine were ascertained in covering soils. Anomalies of zinc, silver and lead occur more externally from high-silica rock bodies over external portions of propylitized rocks. Such anomalies have been found mainly in the Čeremošňiansky brook valley and in upper parts of the Skalný brook valley. Anomalous values of element content are equal to three to eighty multiples of local clars in soils (Fig. 8).

The outer belt of altered rocks in the internal volcanic zone is formed by chloritized and argillitized rocks. Anomalies of mercury were ascertained here during metallometric and placer sampling of the area.

It must be stressed out finally, that the distribution of similar internal volcanic zones containing indices of fluorine mineralisation or alumometasomatic secondary rocks delimits the independent metallotectonic zone of the Vihorlat Mts. This metallotectonic zone represents parts of the mountain range, where perspectives to ascertain an economically important mineralisation are the highest, according to so far obtained results.

Okrem toho boli ďalšie témy v komisiách a v pracovných skupinách (komisie: rudonosných roztokov a uzavrenín, tektoniky rudných ložísk, pre mangánové ložiská, paragenézu; pracovné skupiny: diaľkového výskumu a prieskumu ložísk, fluoritovo-barytových ložísk, skarnových ložísk, na vyhľadávanie a prieskum ložísk).

V rámci hlavných tém, komisií a pracovných skupín predniesli účastníci 162 príspevkov. Čiastočný obraz o nich poskytuje materiál Programs and Abstracts, ktorý bol účastníkom sympózia k dispozícii. Prednesené referáty v rozšírenej forme (do 17 000 slov) vyjdú do jedného roku v nakladateľstve Schweizerbart v dvoch zväzkoch.

Československí účastníci predniesli tieto referáty: M. Böhmer: Ore deposits of West Carpathian Neogene volcanics and their relation to the evolution of volcanism (v rámci témy 1), J. H. Bernard: Paragenetic units of the European Variscan megazone (v rámci komisie d), M. Štemprok: Tin and tungsten deposits of the West-Central European Variscides (v rámci témy 1).

Referáty sympózia riešia rozličné genetické problémy rudných ložísk na príkladoch zo všetkých kontinentov. Hojne bola zastúpená problematika rudných ložísk západnej časti USA, a to najmä ekonomicky a geneticky najzaujímavejšieho typu porfýrových Cu rúd. Sympóziu sústredilo pozornosť na procesy vulkanizmu, plutonizmu a tektoniky, najmä subdukčného charakteru.

Celkový prínos sympózia vynikne až po vydaní materiálov tlačou. Uvedieme tu však aspoň niektoré poznatky, ktoré sa opakovane zisťovali pri štúdiu ložísk spätých s vulkanicko-plutonickými procesmi a sú dôležité aj v našich pomeroch.

Rudné ložiská západu USA sa spájajú s plutonicko-vulkanickou činnosťou, ktorú vyvolala subdukcia prebiehajúca v období jura — neogén. Ložiská farebných a drahých kovov rozličnej hĺbky vniku tu tvoria jeden vývojový rad. Poukazovalo sa na priestorovú spätosť žilných a žilnikovo-impregnačných ložísk. Rudné prvky pochádzajú z miest, v ktorých vznikajú magmatické ohniská. Prevládajúcim zrudňovacím fluidom pre bližšie povrchové (žilné) ložiská a premeny hornín je meteorická voda. Špecifické tektonické porušenie materských intruzív porfýrových rúd vzniká masovým uvoľňovaním vody pri rýchlej kryštalizácii. Porfýrové rudy vznikali pod úrovňou meteorických vôd. Rudonosné intruzíva porfýrových Cu rúd mali vrchnú hranicu v hĺbke okolo 2000 m od povrchu.

Mineralizácia závisí od charakteru magmatickej horniny. Sulfidické ložiská sa prevažne viažu na andezitové magmy, ložiská drahých kovov skôr na kyslé a alkalickejšie diferenciáty. Zrudňovací proces prebieha v etapách, ktoré sa striedajú s vývojom magmatizmu a vulkanických aparátov. Zdôraznil sa význam kalderových štruktúr, malých intrúzií, dajkových systémov a obnovovaných zlomov.

Mnohé referáty sympózia sa vyznačovali dokonalou syntézou regionálnych a lokálnych štruktúr podmieňujúcich vznik a lokalizáciu ložiska, riešením procesov magmatického i postmagmatického vývoja a použitím početných laboratórnych údajov, napr. izotopických analýz, analýz plynokvapalných uzavrenín a ďalších geochemických údajov.

Aj z krátkeho prehľadu je zrejmé aktuálnosť problematiky, ktorú nájdeme v materiáloch 5. sympózia IAGOD.

*Katedra nerastných surovín PF UK
Bratislava*

Charakteristika primárneho geochemického poľa lokality Zlatá Baňa

(8 obr. a 8 tab. v texte)

PAVOL RÝBÁR*

Характеристика первичного геохимического поля месторождения Злата Баня

Основные статистические параметры и геохимическое прошлое отдельных элементов обсуждается самостоятельно для туфобрекций и для андезитов златобанского вулканического аппарата. Установленный местный кларк сопоставлялся с мировым и словацким кларками для пород среднекислых. Умножением средних величин по отношению к местному кларку было установлено, что элементы цинка олова, свинца, серебра и кадмия принимают участие в полиметаллическом оруденении. Это подтверждается и корреляционным анализом.

Characteristics of the primary geochemical field on the Zlatá Baňa locality (East Slovakia)

Basic statistical parameters and the geochemical background for individual elements have been characterised for tuffaceous breccia and for andesite of the Zlatá Baňa volcanic edifice. Ascertained geochemical background values of elements have been compared with world-wide and Slovakian average values for intermediate rocks. The geochemical background values are multiplied in the case of zinc, lead, antimony, silver and cadmium. Accordingly, these elements take part on the base metal mineralisation on the locality. These results have been confirmed by correlation analysis as well.

Oblasť Zlatej Bane je už dávnejšie v centre pozornosti geológov, mineralógov, ale najmä banských prospektorov. Popri rade prác dotýkajúcich sa geologickej a ložiskovej problematiky jestvujú aj práce geochemického charakteru.

Pôdnou metalometriou sa v rokoch 1957—1959 pokúsil dešifrovať smerné pokračovanie Sb-žíl severne od obce Zlatá Baňa J. Grech a v rokoch 1958 a 1961 J. Kašpar a R. Král skúmali rozptýl rumelky v oblasti Zlatej Bane a na Predbani, blízko osady Dubník.

Intenzívna a systematická geologickoprieskumná činnosť sa v Slanských

* Ing. Pavol Rýbár Geologický prieskum, n. p., Stará Spišská cesta, p. p. A/21, 040 51 Košice.

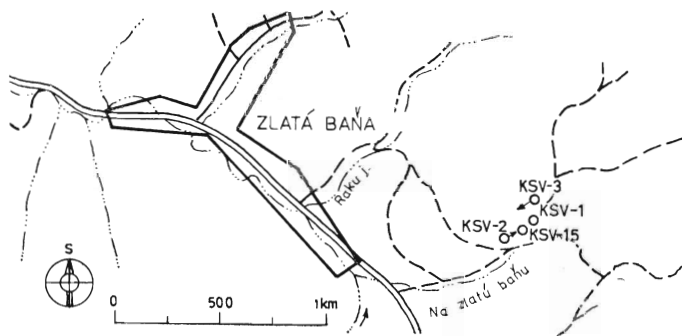
vrchoch začala v roku 1964 šlichovou prospekciou (J. Slávik). Aj v oblasti Zlatej Bane sa zistil rad sekundárnych aureol rozptylu, najmä rumelky, ale aj ďalších kovov. Začal sa tu rozsiahly vyhľadávací prieskum hlavne na Hg-rudy. J. Slávik — J. Tözsér (1973) publikovali syntetizujúcu prácu o neovolkanizme a metalogenetických pomeroch v severnej časti Slanských vrchov.

M. Kaličiak (1977) na základe analýzy vulkanotektonického vývoja, časovej postupnosti vulkanických udalostí, petrografickej a petrochemickej charakteristiky eruptív, foriem vulkanických telies a ich vzájomných vzťahov v severnej časti Slanských vrchov vyčlenil samostatný vulkanický aparát s centrálnou zónou v oblasti Zlatej Bane. Autor vyčlenil štyri vývojové etapy vulkanického aparátu, pričom synchronne s vývojom magmatizmu v etapách prebiehali aj zrudňovacie procesy.

Epigenetická mineralizácia je v úzkej časovej a priestorovej spätosti s vývojom vulkanického aparátu a je štruktúrne spätá s vulkanogénnymi komplexmi hlavne v centrálnej vulkanickej zóne.

Vrtný prieskum v Zlatej Bani zistil niekoľko typov polymetalickej mineralizácie: žilnikovo-impregnačné zrudnenie v intruzívnom komplexe dioritových porfýritov, brekciovitý typ zrudnenia v explozívnych brekciách a napokon žilno-žilníkový typ, ktorého rudolokalizujúcim prostredím je stratovulkanický andezitový komplex pyroxenických andezitov v centrálnej zóne aparátu. Žilno-žilníkový typ je predmetom nášho štúdia.

Po prvých troch vrtoch do hĺbky 300 m a zistení polymetalickej mineralizácie sme sa pokúsili charakterizovať primárne geochemické pole tejto mineralizácie. Situácia troch skúmaných vrtov (KSV-1, 2, 3) je na obr. 1.



Obr. 1. Situácia vrtov KSV-1, KSV-2, KSV-3
Fig. 1. Situation of drill-holes on the Zlatá Baňa locality

Vzorkovanie a analytické podmienky

Na zistenie obsahu stopových prvkov — indikátorov zrudnenia sme analyzovali litogeochemické vzorky odobrané bodovo z vrtného jadra v 5 m intervaloch. Získali sme 64 vzoriek z vrtu KSV-1, 65 vzoriek z vrtu KSV-2 a 60 vzoriek z vrtu KSV-3.

Všetky vzorky sa analyzovali spektrálne v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Výsledky analýz sa kvantifikovali v g/t. Analyzovali sa tieto prvky: Sb, Pb, Zn, Cd, Co, Cu, Bi, Ag, Hg, Ba, Mo.

Geochemické prepočty

Základné triedenie

Výsledky analýz vzoriek z vrto v zhodnocujeme ako samostatné súbory. Každý súbor členíme podľa litologických kritérií na dva podsúbory. Jeden podsúbor predstavuje vzorky reprezentujúce andezity a druhý tufobrekcie.

Určenie základných štatistických parametrov

Základné štatistické parametre sme vypočítali pre podsúbory osobitne. Pri predpokladanom normálnom rozdelení sme vypočítali priemernú hodnotu $\bar{x}$ ako vzťahový (vážený) priemer

$$\bar{x} = \frac{\sum_i x_i n_i}{n}$$

kde x_i je hodnota jednej analýzy jedného prvku v danom podsúbore, n_i počet vzoriek s rovnakou číselnou hodnotou a n označuje počet vzoriek v podsúbore.

Hodnotu smerodajnej odchýlky

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 n_i}{n - 1}}$$

sme ponechali, ale zaviedli sme označenie S , ktoré charakterizuje prakticky identickú veličinu.

95-percentný interval spoľahlivosti, teda interval, v ktorom sa vypočítaná priemerná hodnota $\bar{x}$ nachádza s 95-percentnou pravdepodobnosťou, sme vypočítali podľa vzťahu

$$x_{0,95} = \frac{1,96 S}{n}$$

Na kontrolu zákona rozdelenia sme vypočítali koeficient asymetrie A a hodnotu B , ktorá v prípade normálneho rozdelenia nesmie byť väčšia ako 3.

$$A = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^3 n_i}{S^3 n} \qquad B = \frac{A}{\frac{6}{n}} \leq 3$$

Túto podmienku spĺňajú prvky Sb a Co vo všetkých podsúboroch. Pre Pb, Zn, Cd, Cu, Ag, Ba vychádza vo všetkých podsúboroch hodnota $B > 3$, preto sme ich štatistické parametre vypočítali podľa vzťahov pre lognormálne rozdelenie, lebo tak sa zoslabuje vplyv extrémnych hodnôt (V. S a t r a n — B. S o u k u p 1973), ktorý je v podsúboroch častý. Tak sme vypočítali štatistické parametre aj pre všetky podsúbory prvkov Bi, Hg a Mo, ktorých analýzy sú väčšinou zhodnotené ako nulové, pretože lognormálne rozdelenie vyhovuje prvkom vyskytujúcim sa v nízkych koncentráciách (V. S a t r a n — B. S o u k u p 1973).

Priemernú hodnotu sme počítali podľa vzťahu

$$m = e^{\nu + \sigma^2/2},$$

kde m je priemerná hodnota, ν aritmetický priemer prirodzených logaritmov a σ^2 rozptyl prirodzených logaritmov.

Hodnotu smerodajnej odchýlky sme vypočítali podľa vzorca

$$S = m^2(e^{\sigma^2} - 1)$$

95-percentný interval spoľahlivosti priemeru pre lognormálne rozdelenie sme vypočítali podľa vzorca

$$m_{1,2} = m \cdot e^{\pm \sigma^2 / n + \sigma^4 / 2n}$$

Štatistické hodnoty podsúborov tufobrekcií vo vrtoch

Statistical values for the sample sets of tuffaceous breccia in individual drill-holes

KSV-1

Tab. 1

	Priemerná hodnota	95 % interval spoľahlivosti	Rozsah stanov. hodnôt	Smerodajná odchýlka
Pb*	365	222—602	39—2223	452
Zn*	493	299—813	68—32000	615
Sb*	14	11—17	0—84	7,9
Cu*	37	29—47	12—325	24
Cd*	3,5	2,4—5,1	0—131	3,5
Co	22	21—24	16—28	3,1
Ag*	3,7	2,9—4,7	1—32	2,5
Ba	493	404—602	118—1059	285
Hg*	0,8	0—1,7	0—12	2,7
Bi*	1,3	0,3—2,6	0—14	3,2
Mo	0,8	0,3—1,6	0—6	1,8
KSV-2				
Pb*	221	178—276	55—1413	139
Zn*	245	178—337	40—1888	222
Sb*	7,1	4,6—9,6	0—52	7,5
Cu*	27	24—31	10—120	11,6
Cd*	1,9	1,8—2	0—13	1,2
Co	16,4	15,4—17,4	12—21	2,4
Ag	2,2	1,8—2,6	1—6	1,1
Ba	403	311—523	118—794	283
Hg	—	—	—	—
Bi*	1	0—2,1	0—16	3,1
Mo	0,5	0,1—1,1	0—6	1,4
KSV-3				
Pb	49	43—57	21—377	23
Zn*	90	74—110	34—718	45
Sb	—	—	—	—
Cu*	18,2	16,3—20,3	9—190	5,5
Cd	1,4	1,2—1,6	0—7	0,6
Co	16,4	15,3—17,4	12—24	3,4
Ag	1,2	1,1—1,4	0—2	0,4
Ba	245	152—396	29—680	316
Hg	0,3	0,1—0,6	0—5	1
Bi	1	0,6—1,6	0—6	1,5
Mo	0,1	0—0,3	0—3	0,5

Tab. 1 — pokračovanie

Prvok	Priemerná hodnota	95 % interval spoľahlivosti	Rozsah stanov. hodnôt	Smerodajná odchýlka
KSV-1				
Pb	148	88—257	27—2448	196
Zn	245	152—395	28—16750	301
Sb	10	8,5—11	0—18	3,8
Cu	30	14—64	10—129	20
Cd	2,2	1,6—3,0	0—75	1,9
Co	20,1	19,1—21,1	13—24	2
Ag	2,7	2,2—3,3	1—9	1,4
Ba	446	355—561	176—1000	263
Hg	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—
Mo	0,4	0,1—0,9	0—4	1,1
KSV-2				
Pb	299	200—446	41—1850	313
Zn	299	213—420	50—13750	247
Sb	6,9	4,3—9,5	0—24	7,1
Cu	27	22—33	10—2150	14,4
Cd	3	1,9—4,7	0—129	3,1
Co	16,4	15,4—17,4	14—24	2,4
Ag	2,7	2,2—3,3	1—35	1,3
Ba	299	213—420	88—1295	277
Hg	—	—	—	—
Bi	0,8	0,1—1,7	0—12	2,5
Mo	0,6	0,1—1,5	0—12	2,3
KSV-3				
Pb	67	48—94	21—1450	55
Zn	134	102—178	37—4125	97
Sb	—	—	—	—
Cu	22	19,3—26	10—162	8,6
Cd	1,6	1,4—1,8	0—45	0,8
Co	18,2	17,2—19,2	15—24	1,8
Ag	1,3	1,1—1,5	0—4	0,5
Ba	403	311—523	88—677	225
Hg	1,1	0,3—2,2	0—8	2,4
Bi	0,4	0,1—0,8	0—2	0,8
Mo	0,2	0—0,5	0—3	0,8

Pri prvkoch označených hviezdíčkou sa do výpočtu nebrali najvyššie hodnoty

Určenie geochemického pozadia

Z tab. 1, obsahujúcej štatistické hodnoty jednotlivých podsúborov, je zrejmé, že vrt KSV-1 je najbohatší a vrt KSV-3 najchudobnejší. Pretože koncentračné rozpätie stanovených prvkov je príliš veľké a počet prvkov v podsúboroch malý na to, aby sa dalo hovoriť o moduse (najpočetnejšia hodnota, ktorú by sme mohli pokladať za geochemické pozadie pre ten-ktorý prvok), za geochemické pozadie pokladáme dolnú hranicu 95-percentného intervalu spoľahlivosti

pre obidva podsúbory vrtu KSV-3 pre prvky Pb, Zn, Cu, Cd, Co, Ba. Geochemické pozadie prvkov Bi, Hg, Mo, Ag a Sb je veľmi blízke nule, pretože väčšina ich analýz vo vrte KSV-3 má nulovú hodnotu. Geochemické pozadie je zrejme pod hranicou citlivosti použitej analytickej metódy pre tieto prvky, a preto sa zaň pokladá hodnota, ktorú udáva A. P. Vinogradov (1962). Geochemické pozadie v tufobrekciách je vždy nižšie ako v andezitoch (tab. 2).

Geochemické pozadie podsúborov
Geochemical background values for individual sample sets

Tab. 2

Podsúbor	Pb	Zn	Cu	Co	Ag	Cd	Bi	Hg	Mo	Ba	Sb
tufobrekcie	43	74	16	15	0,07	1,2	0,01	0,01	0,9	152	0,2
andezity	48	102	19	17	0,07	1,4	0,01	0,01	0,9	310	0,2

Porovnanie geochemického pozadia andezitov so svetovými klarkami intermediárnych hornín

Geochemické pozadie andezitov so svetovými klarkami intermediárnych hornín sme porovnávali podľa A. P. Vinogradova (1962) a K. K. Turekiana a K. H. Wedepohla (1967) a s priemerným obsahom andezitov v neovulkanitoch Slovenska (J. Forgáč — G. Kupčo 1974).

Ako geochemické pozadie sme použili aritmetický priemer z vypočítaných hodnôt pre andezity a tufobrekcie, pretože počet prvkov v obidvoch podsúboroch je približne rovnaký. Porovnanie je v tab. 3.

Porovnanie geochemického pozadia so svetovými klarkami a priemerným obsahom v andezitoch neovulkanitov Slovenska

Comparison of the geochemical background with world-wide averages and with averages for Slovakian andesite of the Neogene

Tab. 3

Súbor	Sb	Pb	Zn	Cd	Co	Cu	Bi	Ba	Ag	Hg	Mo
Zlatá Baňa	0,2	45	88	1,3	16	18	0,01	231	0,07	0,01	0,9
V. (1962)	0,2	15	72	—	10	35	0,01	650	0,07	—	0,9
T. a W. (1967)	0,2	12	130	0,13	1	5	—	1600	0,07	0,07	0,6
F. a K. (1974)	—	22	86	—	13	—	—	376	—	—	—

V. (1962) — svetové klarky v intermediárnych horninách podľa A. P. Vinogradova, T. W. (1961) — svetové klarky v intermediárnych horninách podľa K. K. Turekiana a K. H. Wedepohla, F. a K. (1964) — priemerný obsah v andezitoch neovulkanitov Slovenska podľa J. Forgáča a G. Kupča, Zlatá Baňa — geochemické pozadie.

Explanations: V. (1962) — Vinogradov's world-wide averages for intermediate rocks, T. a W. (1961) — Turekian — Wedepohl's world-wide averages for intermediate rocks, F. a K. (1974) — average values for Slovakian andesite of the Neogene according to Forgáč — Kupčo (1974), Zlatá Baňa — geochemical background value.

Najväčší rozdiel v porovnaní so svetovým klarkom vykazuje Cd, ktoré má desaťnásobnú hodnotu oproti hodnote, ktorú udáva K. K. Turekian a K. H. Wedepohl (1967). Pb má približne trojnásobnú hodnotu oproti svetovému priemeru a dvojnásobnú v porovnaní s priemerným obsahom v andezitoch neovulkanitov Slovenska (J. Forgáč — G. Kupčo 1974). Hodnoty prvkov Zn, Co a Cu sú prakticky zhodné so svetovými a celoslovenskými hodnotami. Len Ba má mnohonásobne nižšiu hodnotu ako svetové klarky, ale aj hodnota, ktorú udáva J. Forgáč a G. Kupčo (1974), je podstatne nižšia, ako uvádza A. P. Vinogradov (1962), K. K. Turekian a K. H. Wedepohl (1961).

Násobky priemerných hodnôt vo vrtoch oproti geochemickému pozadiu

Preberali sme osobitne podsúbory andezitov a tufobrekcií. Vo vrte KSV-1, ktorý je najbohatší (tab. 4), sú v podsúbore reprezentujúcom tufobrekcie ná-

Násobky priemerných hodnôt oproti geochemickému pozadiu s ohľadom na podsúbory vrtu KSV-1

Multiples of average values relative to the geochemical background in single sample sets of the KSV-1 drill-hole Tab. 4

Prvok	Podsúbor	Násobok priem. hodnoty	Násobok hornej hranice $x_{0,95}$	Násobok rozsahu stanov. hodnôt
Sb	tufobrekcie andezity	70	84	0—420
		50	57	0—90
Pb	tufobrekcie andezity	8,5	14	0,9—52
		3,1	5,4	0,6—51
Zn	tufobrekcie andezity	6,7	10,9	0,9—432
		2,4	3,9	0,3—164
Cd	tufobrekcie andezity	2,9	4,3	0—109
		1,6	2,1	0—8,6
Co	tufobrekcie andezity	1,5	1,6	1—1,9
		1,2	1,2	0,8—1,4
Cu	tufobrekcie andezity	2,3	2,9	0,8—20
		1,6	3,4	0,5—6,8
Bi	tufobrekcie andezity	130	260	0—1200
		—	—	—
Ba	tufobrekcie andezity	3,2	4,0	0,8—7
		—	—	—
Ag	tufobrekcie andezity	53	67	14—457
		39	47	14—129
Hg	tufobrekcie andezity	80	170	0—1400
		—	—	—
Mo	tufobrekcie andezity	0,9	1,8	0—6,7
		0,3	1	0—3,6

sobky všetkých prvkov vyššie ako v podsúbore andezitov. Najvyššie násobky oproti geochemickému pozadiu sú v prvkoch Bi, Hg, Zn, Pb, Sb, Cd a Ag. Vo vrte KSV-2 (tab. 5) medzi hodnotami v jednotlivých podsúboroch v podstate nie je rozdiel. Vo vrte KSV-3, ktorý je najchudobnejší (tab. 6) sú násobky v podsúbore tufobrekcií nižšie ako v podsúbore charakterizujúcom andezity. Výnimku tvorí Co, ktorý sa však na zrudnení nezúčastňuje a je v andezitoch a tufobrekciách prakticky v klarkovom obsahu, ďalej Ba, ktorého obsah v tufobrekciách je stále vyšší ako v andezitoch a Bi.

Z uvedeného vychodí, že na polymetalickom zrudnení sa zúčastňuje hlavne Zn a popri ňom aj Pb, Sb, Ag a Cd, pretože v závislosti od zrudnenia majú najväčší rozptyl hodnôt. Bi a Hg sú prvky s najvyšším násobkom oproti pozadiu, ale vo všetkých troch vrtoch majú približne rovnakú hodnotu a od zrudnenia nezávisia.

Násobky priemerných hodnôt oproti geochemickému pozadiu s ohľadom na podsúbory vrtu KSV-2

Multiples of average values relative to the geochemical background in single sample sets of the KSV-2 drill-hole

Tab. 5

	Podsúbor	Násobok priem. hodnoty	Násobok hornej hranice $x_{0,95}$	Násobok rozsahu stanov. hodnôt
Sb	tufobrekcie andezity	36 35	48 48	0—260 0—120
Pb	tufobrekcie andezity	5,1 6,3	6,4 9,3	1,3—33 0,9—39
Zn	tufobrekcie andezity	3,3 2,9	4,6 4,2	0,5—26 0,5—135
Cd	tufobrekcie andezity	1,6 2,1	1,7 3,4	0—10,8 0—5,7
Co	tufobrekcie andezity	1,1 1	1,2 1	0,8—1,4 0,8—1,4
Cu	tufobrekcie andezity	1,7 1,4	1,9 1,7	0,6—7,5 0,5—113
Bi	tufobrekcie andezity	100 80	210 170	0—1600 0—1200
Ba	tufobrekcie andezity	2,7 1	3,4 1,4	0,8—5,2 0,3—4,2
Ag	tufobrekcie andezity	31 39	37 47	14,3—86 14—500
Hg	tufobrekcie andezity	— —	— —	— —
Mo	tufobrekcie andezity	0,6 0,7	1,2 1,7	0—6,7 0—13

Násobky priemerných hodnôt oproti geochemickému pozadiu s ohľadom na podsúbory
vrtu KSV-3

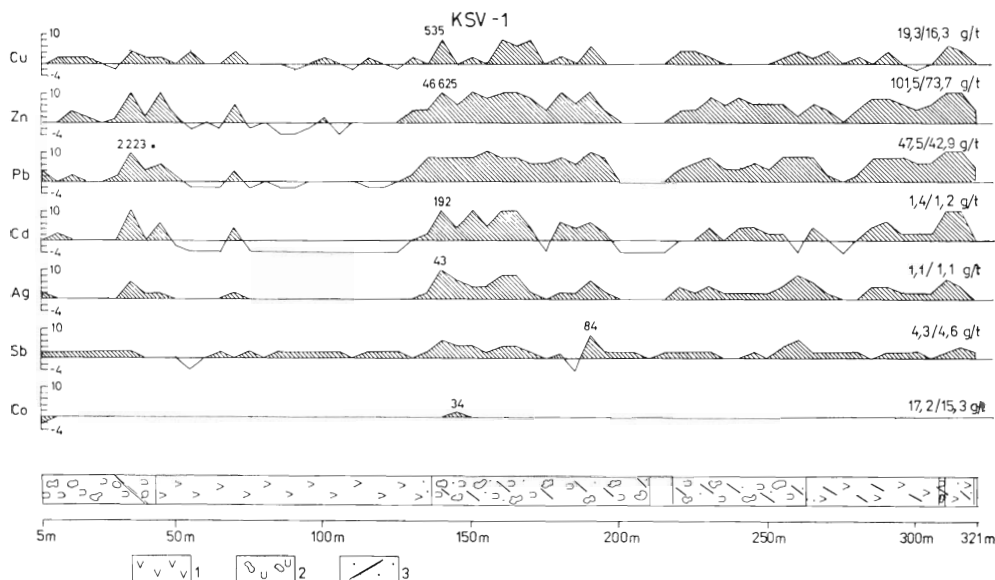
*Multiples of average values relative to the geochemical background in single sample
sets of the KSV-3 drill-hole*

Tab. 6

Prvok	Podsúbor	Násobok priem. hodnoty	Násobok hornej hranice $x_{0,95}$	Násobok rozsahu stanov. hodnôt
Sb	tufobrekcie andezity	— —	— —	— —
Pb	tufobrekcie andezity	1,1 1,4	1,3 2	0,5—8,8 0,4—30
Zn	tufobrekcie andezity	1,2 1,3	1,5 1,7	0,5—9,7 0,4—40
Cd	tufobrekcie andezity	1,2 1,1	1,3 1,3	0—5,8 0—32
Co	tufobrekcie andezity	1,1 1,1	1,2 1,1	0,8—1,6 0,9—1,4
Cu	tufobrekcie andezity	1,1 1,2	1,3 1,4	0,6—11,9 0,5—8,5
Bi	tufobrekcie andezity	100 40	160 80	0—600 0—200
Ba	tufobrekcie andezity	1,6 1,3	2,6 1,7	0,2—9,1 0,3—2,2
Ag	tufobrekcie andezity	17 19	20 21	0—29 0—57
Hg	tufobrekcie andezity	30 110	60 220	0—600 0—800
Mo	tufobrekcie andezity	0,1 0,2	0,3 0,6	0—0,3 0—3,3

Porovnanie hodnôt podsúborov KSV-1, 2, 3 s geochemickým pozadiám

Východiskovým bodom je opäť geochemické pozadie vypočítané osobitne pre andezity a tufobrekcie. Každá laboratórne zistená hodnota sa vydělí geochemickým pozadiem andezitov, ak sa analyzovaná vzorka získala z andezitov, alebo geochemickým pozadiem tufobrekcií. Násobky sú na grafe vyznačené nad čiarou alebo pod čiarou geochemického pozadia, ktoré má inú hodnotu pri andezitoch a inú pri tufobrekciách (obr. 2, 3, 4). Grafy znázorňujú aj geologickú situáciu vo všetkých troch skúmaných vrtoch. Z nich je zrejmé, že vrt KSV-1 je najbohatší a vrt KSV-3 najchudobnejší. Ak by sme porovnávali laboratórne zistené hodnoty so strednou hodnotou jednotlivých prvkov daného vrtu bez ohľadu na to, či ide o andezity alebo tufobrekcie, dostali by sme optické po-



Obr. 2. Porovnanie hodnôt v podsúborech vrtu KSV-1 s geochemickým pozadím
1 — andezity, 2 — tufobrekcie, 3 — zrudnenie (makroskopicky viditeľné)

Čísla pri prvkoch označujú ich najvyššiu kvantitatívnu hodnotu

Stupnica: —4 — 0,0 až 0,4 násobok hodnoty geochemického pozadia, —2 — 0,4 až 0,8 násobok hodnoty geochemického pozadia, čiara geochemického pozadia je 0,8 až 2 násobok hodnoty geochemického pozadia, +2 — 2 až 4 násobok hodnoty geochemického pozadia, +4 — 4 až 8 násobok, +6 — 8 až 16 násobok, +8 — 16 až 23 násobok hodnoty geochemického pozadia, +10 — viac ako 32 násobok hodnoty geochemického pozadia. Prvá hodnota v zlomku zodpovedá geochemickému pozadiu tufobrekcií a druhá geochemickému pozadiu andezitov

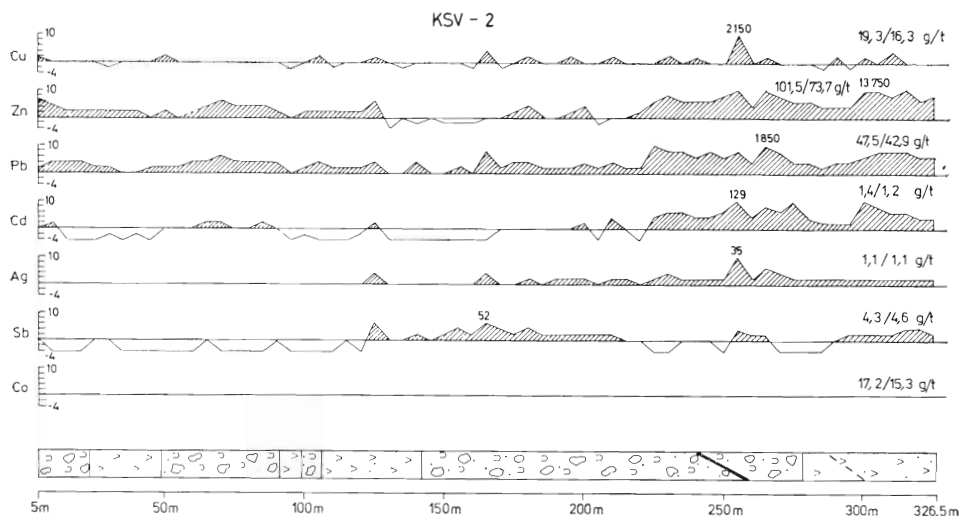
Fig. 2. Comparison of values in single sample sets with the geochemical background, KSV-1 drill-hole. Explanations: 1 — andesite, 2 — tuffaceous breccia, 3 — mineralisation (visible by naked eye). Given numbers represent highest quantitative value for single element

Scale: —4 — 0.0—0.4 multiples of the geochemical background value, —2 — 0.4—0.8 multiples of the geochemical background value, line of the geochemical background presents 0.8—2 multiples of the geochemical background value, +2 — 2—4 multiples of the geochemical background value, +4 — 4—8 multiples, +6 — 8—16 multiples, +8 — 16—32 multiples of the geochemical background value, +10 — more than 32 multiples of the geochemical background value

tvrdenie korelačnej analýzy a názorne oddelené jednotlivé zrudnené zóny (obr. 5). Vo vrte KSV-1 je prvá menšia zrudnená zóna v hĺbke 50 m, mocnejšie sú v okolí 150 m a 300 m.

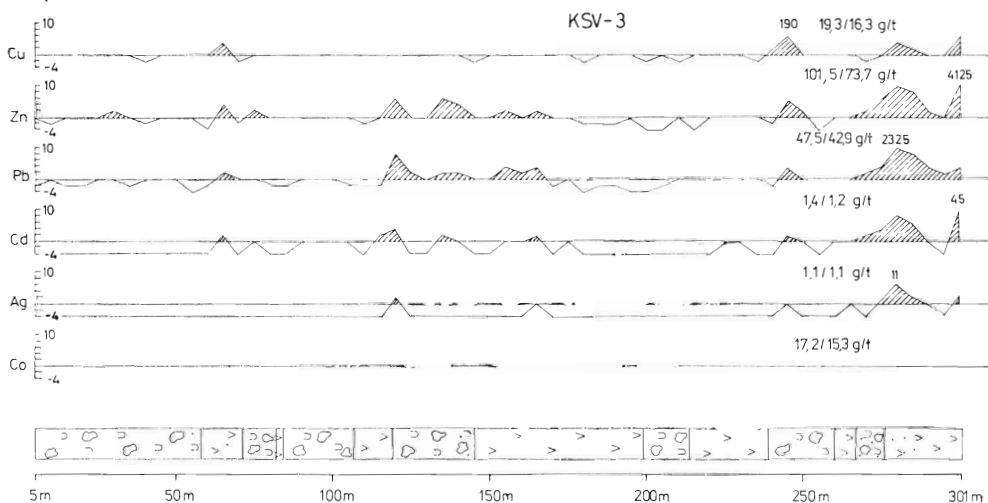
Korelačná analýza

Korelačnú analýzu sme urobili na počítači M 6000. Program na výpočet koeficientov korelácie zostavili pracovníci Vysokej školy technickej v Košiciach. Korelačné koeficienty sa počítali osobitne pre podsúbory (tufobrekcie a ande-



Obr. 3. Porovnanie hodnôt v* podsúboroch vrtu KSV-2 s miestnym klarkom. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 3. Comparison of values in single sample sets with the geochemical background, KSV-2 drill-hole. Explanations as in Fig. 2



Obr. 4. Porovnanie hodnôt v podsúboroch vrtu KSV-3 s miestnym klarkom. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 4. Comparison of values in single sample sets with the geochemical background, KSV-3 drill-hole. Explanations as in Fig. 2

Koeficienty korelačnej analýzy vyššie ako 0,7 vo vrtoch KSV-1, 3, 2
Correlation coefficients higher than 0.7 in KSV-1, 2 and 3 drill-holes, respectively

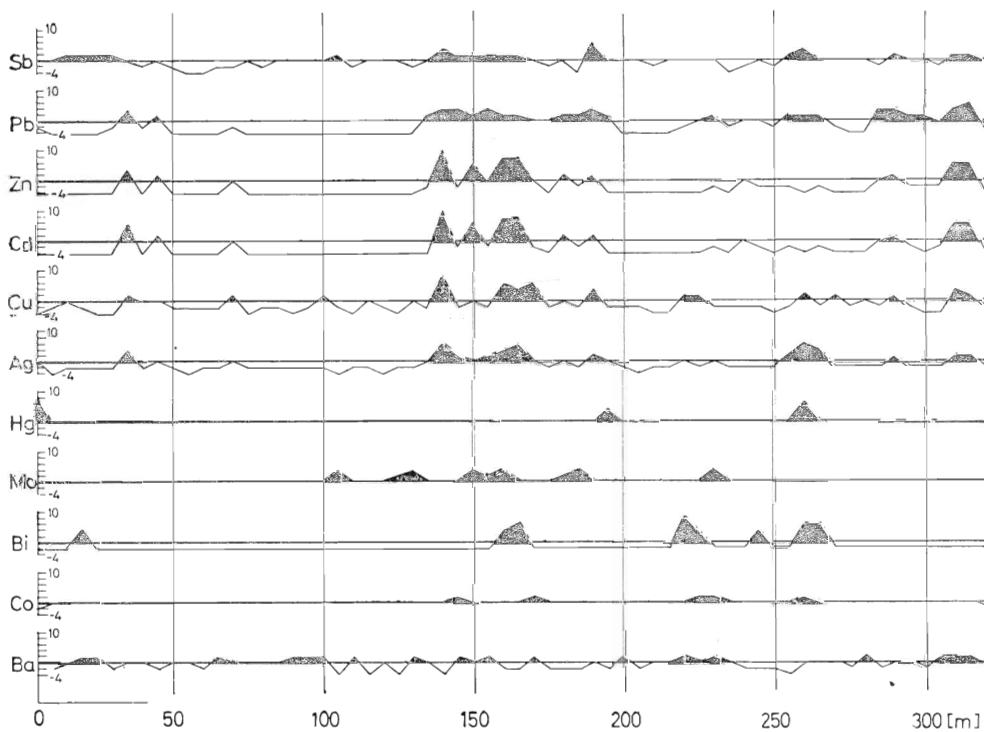
Tab 7

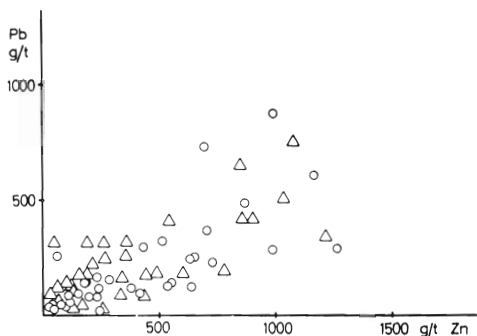
Korelácia	KSV-1			KSV-2			KSV-3		
	celkove	and.	tuf.	celkove	and.	tuf.	celkove	and.	tuf.
Zn — Cd	1,00	1,00	1,00	0,70		0,90	0,96	0,97	0,82
Zn — Cu	0,77							0,88	
Zn — Ag	0,81		0,70				0,93	0,79	0,76
Cd — Cu	0,77			0,85	0,86		0,70	0,91	
Cd — Ag	0,81		0,70	0,88	0,89		0,82	0,72	0,76
Cu — Ag	0,70			0,90	0,91	0,70			0,73
Pb — Zn		0,81					0,80		0,84
Pb — Cd		0,81					0,70		0,83
Pb — Ag						0,78	0,91	0,70	0,93

and. — koeficienty korelácie v podsúbore andezitov, tuf. — koeficienty korelácie v podsúbore tufobrekií.

Explanations: and — correlation coefficient in the sample set of andesite, tuf — correlation coefficient in the sample set of tuffaceous breccia

KSV - 1





Obr. 6. Korelácia prvkov Pb — Zn
Fig. 6. Correlation of lead and zinc

zity) v každom vrte a osobitne pre súbory, čiže pre každý vrt bez ohľadu na litologické prostredie. V tab. 7 sú koeficienty korelácie vyššie ako 0,7 (ide o vysoký stupeň korelácie).

Vzájomná spätosť prvkov a jej význam je v tabuľke 8.

Graficky sa korelácia prvkov Pb — Zn (obr. 6), Zn — Cd (obr. 7), Pb — Ag (obr. 8) vyjadrila kumulovane pre všetky súbory a podsúbory. Napríklad v grafe Pb — Zn sú všetky údaje z vrtov KSV-1, 2, 3 pre prvky Pb — Zn.

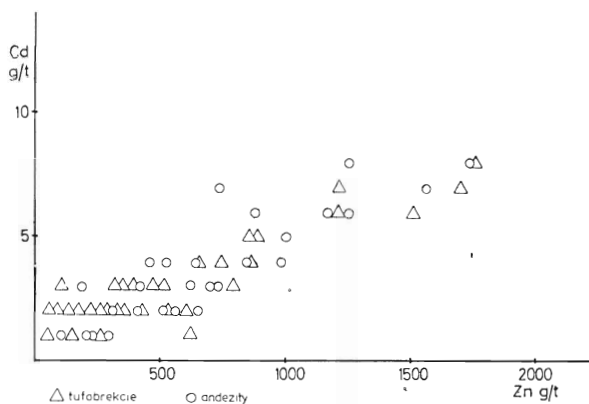
Spätosť prvkov a jej význam

Correlations between of elements and their interpretation

Tab. 8

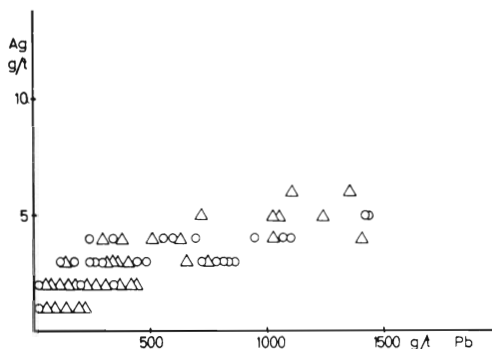
Väzba	Interpretácia
Zn — Cd	— sfalerity sú kadmionosné
Pb — Ag	— galenit je striebronosný a obsahuje teluridy striebra
Ag — Cu	— obidva prvky sa viažu na tetraedrit (tenantit)
Ag — Zn	— sfalerit obsahuje inklúzie striebra
Zn — Cu	— v čiernom sfalerite (marmatite) sú inklúzie chalkopyritu
Pb — Zn	— na zrudnení sa zúčastňuje hlavne sfalerit a galenit
Ag — Cd	— odraz od vzťahu Pb — Zn
Pb — Cd	— odraz od vzťahu Pb — Zn
Cu — Cd	— obidva prvky sa nachádzajú v sfalerite vo forme inklúzií a je aj odrazom vzťahu Pb — Zn

▲
Obr. 5. Porovnanie hodnôt s vypočítanými strednými hodnotami vo vrte KSV-1
Postupovalo sa podľa rovnakého kľúča ako pri obr. 2, 3 a 4
Fig. 5. Comparison of values to evaluated means in the KSV-1 drill-hole



Obr. 7. Korelácia prvkov Zn — Cd

Fig. 7. Correlation of zinc and cadmium



Obr. 8. Korelácia prvkov Pb — Ag

Fig. 8. Correlation of lead and silver

Za potvrdenie korelácie grafickým spôsobom možno pokladať aj metódu opísanú v predchádzajúcom texte (obr. 5).

Záver

Pri grafickom a početnom hodnotení primárneho geochemického poľa z vrto v KSV-1, 2 a 3 v Zlatej Bani sme zistili, že prvkami, ktoré sa na polymetalickom zrudnení zúčastňujú a ktoré treba sledovať, sú Zn, Pb, Sb, Ag a Cd. Tieto prvky aj navzájom vysoko pozitívne korelujú. Namiesto Sb sa vysokou väzbou medzi ostatné prvky zaraďuje Cu. V takomto type prostredia (stratovulkanický andezitový komplex) nie je opodstatnené rozčleňovať súbory reprezentujúce vrty na podsúbory charakterizujúce jednotlivé litotypy, lebo štatistické parametre podsúborov sú veľmi blízke. Ani podľa grafickej korelačnej analýzy nie je správne členiť súbory na podsúbory. Tento poznatok má praktický význam, lebo zjednodušuje ďalšie výpočty a úvahy.

Doručené 15. 4. 1978

Odporučil I. Čillík

- Forgáč, J. — Kupčo, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. Záp. Karpaty, séria mineral., petrograf., geochem., ložiská, 1, s. 137—215.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [Kand. diz. práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 114 s.
- Kašpar, J. — Král, R. 1958: Příspěvek k poznání geochemie rtuti v Prešovských horách. Sbor. VŠCHT, odd. fak. anorg. a org. technológie (Praha), 2, s. 281—287.
- Kašpar, J. — Král, R. 1961: Druhý příspěvek k poznání v Prešovských horách. Sbor. VŠCHT, odd. mineral. (Praha), 5, s. 19—27.
- Satran, V. — Soukup, B. 1973: Použití matematických metod v geologii. Knih. Ústř. úst. geol. sv. 45.
- Turekian, K. K. — Wedepohl, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer., 72, No 2, p. 175—190.
- Vinogradov, A. P. 1962: Strednije soderžanija chimičeskich elementov v glavnyh tipoch izveržennyh gornych porod zemnoj kory. Geochimija (Moskva), 7, s. 555—571.

Characteristics of the primary geochemical field on the Zlatá Baňa locality (East Slovakia)

PAVOL RYBÁR

After having finished first three drill-holes of 300 m depth and the ascertaining of base-metal mineralisation, an attempt was made to characterise the primary geochemical field around this mineralisation.

Analytical results from single drill-holes were evaluated as independent sample sets. Every set has been dichotomized according to lithological criteria, discriminating andesite and tuffaceous breccia. Basic statistical values have been evaluated separately for each set. In the case of normal distribution, values of arithmetic mean, standard deviation, 95 p. c. confidence interval, coefficient of assymetry and the B-value were evaluated (the last value is to be as lower as 3 if normal distribution is present). Condition of the normal distribution has been fulfilled only in the case of antimony and that of cadmium in all sample sets. For lead, zinc, cadmium, silver and baritine, statistical parameters were evaluated for the lognormal distribution, when influences of extreme values were smoothed. By the same way, statistical parameters of bismuth, mercury and molybdenium content have been evaluated. These latter contents are mostly under sensitivity limit of the applied analytical technique. The arithmetic mean, standard deviation and the 95 p. c. confidence interval have been evaluated in this case (Table 1).

The value considered as geochemical background represents the lower limit value of the 95 p. c. confidence interval of both sample sets from the KSV-3 drill-hole (Table 2). As geochemical background for bismuth, mercury, molybdenium, silver and antimony, values given by Vinogradov (1962) have been considered, due to zero value of mentioned elements in prevailing number of samples in both sample sets. To compare geochemical background values

with world-wide averages or with averages for Slovakian andesite of the Neogene (Table 3), only a common arithmetic mean for both sample sets (tuffaceous breccia and andesite, respectively) has been used due to approximately equal number of analyses in both sets.

Multiples of average values have been evaluated relative to the geochemical background in individual drill-holes. In the case of KSV-1 drill-hole, multiples of geochemical background values are highest in the case of bismuth, mercury, zinc, lead, antimony, cadmium and silver (Table 4). In this drill-hole the richest mineralisation has been found. Similar values from the KSV-2 drill-hole are in the Table 5 and from the KSV-3 drill-hole in the Table 6. Results proved, that besides zinc, even lead, antimony, silver and cadmium take part on the ascertained base metal mineralisation. All these elements appeared to have largest dispersion of statistical values depending on the presence of mineralisation in analysed samples.

Using analytical data as dividends, when in the role of divisor the geochemical background of either andesite or tuffaceous breccia will be used (according to which set the sample belongs), we obtain statistically expressed intensity of the mineralisation. Individual multiplicative values are plotted over or below the line representing the geochemical background in graphs of the Fig. 2, 3 and 4. The geological section has been plotted on these graphs, as well.

On the Fig. 5, analytical results are compared with the arithmetic mean of single elements for a given drill-hole, disregarding lithology. Individual mineralised zones in drill-holes (50, 150 and 300 m depth) became distinct, and besides of that, correlation or uncorrelation between elements became evident, too.

A correlation analysis on computer was made separately for single sample sets of individual drill-holes, disregarding the lithology. On Fig. 6, 7 and 8, the graphic representation of evaluated correlation is given for all sample sets.

Preložil I. Varga

Nové údaje o veku gemeridných granitov

(3 obr. a tab. v texte)

Ā. KOVÁCH — Ē. SVINGOR — P. GRECULA*

Новые радиометрические определения возраста гемеридных гранитов (Спишско-гемерское рудогорие, Восточная Словакия)

Первые определения возраста гемеридных гранитов получены рубидиевым/стронциевым изохронным методом. Возраст этих гранитов принимался до сих пор как верхнемеловый. Образцы из гранитового тела севернее от Медзева имеют изохронный Rb/Sr возраст 250 ± 26 мил. год, образцы гранитизированных пород из окрестности Подсульова показали 145 ± 6 мил. годовой возраст.

New radiometric age determinations of the Gemerides granite (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Using the Rb/Sr isochrone method, samples of the Gemerides granite have been for the first time analysed. These granite occurrences have been so far mostly assumed to represent products of Upper Cretaceous magmatic activity. Samples from the granite body N from Medzev village yielded isochrone age of 250 ± 26 m. y., whereas samples of "granitized" rock of the Podsúľová locality point to 145 ± 6 m. y. what appears as age this granitisation.

Gemeridné granity sú v ostatnom čase opäť predmetom sústreďeného záujmu, a to nielen v súvislosti s prieskumom vysokotermálnej mineralizácie, ale aj z hľadiska metalogenetického vývoja a metamorfózy, ktorá sa s nimi dáva do súvislosti. Dôležitou metódou ich výskumu je aj určovanie absolútneho veku. Na tento cieľ sme pre potrebu vyhľadávania vysokotermálnej mineralizácie ovzorkovali všetky povrchové výskyty granitov a niektoré technické práce. Orientačné vzorky sme zobrali aj z granitu susedných oblastí. Výsledky z prvých spracovaných vzoriek sú zaujímavé, a preto ich zverejňujeme v tejto informatívnej správe.

Doterajšie údaje o veku gemeridných granitov

Intrúzie gemeridných granitov vznikli podľa náhľadov rozličných geológov v mladšom paleozoiku (varíske intrúzie) alebo v mezozoiku, a to v kriede

* Dr. Ādám Kovách, dr. Ēva Svingor, Institut of Nuclear Research of the Hungarian Academie of Sciences, H-4001 Debrecen,

RNDr. Pavol Grecula, CSc., Geologický prieskum, p. p. A-21 040 51 Košice.

(staroalpínske intrúzie). Zástancovia obidvoch náhľadov sa opierali hlavne o geologické pozorovania a podľa prevládajúcich kritérií v danom území sa prikláňali k istému náhľadu o veku granitov.

K zástancom náhľadu o variskom veku patril aj D. Andrusov (1938), ktorý ich pokladal za karbónske, a J. Nytko-Bocheňska (1951), ktorá ich považovala za komagmatické s tatrídnyimi granitmi. Podľa tesného genetického vzťahu medzi gemeridnými granitmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí a vystupovania rudných žíl prevažne v predmezozoických útvaroch predpokladal O. Fusán — J. Kamenický — M. Kuthan (1953) neskoropermský vek granitov. Takýto náhľad na základe analýzy podobných geologických údajov zastávali vtedy aj mnohí geológovia zaoberajúci sa prieskumom rudných ložísk, napr. I. Čillík, Š. Ogurčák, J. Bartalský, J. Ilavský a i. Pravda, nedávno začal prevládať náhľad o alpínskom veku gemeridných granitov, aj keď sa opätovne objavujú aj úvahy o variskom veku (B. Kusák).

Do skupiny geológov obhajujúcich alpínsky (kriedový) vek gemeridných granitov patril už H. Böckh, a to náhľadom o postpermskom veku granitov. Ich intrúziu vo vrchnej kriede, resp. až v miocéne, predpokladal B. Kordíuk (1941) aj R. Schönerber (1947). Absolútny vek betliarskeho granitového porfýru metódou K/Ar prvýkrát stanovil na 98 mil. rokov J. Kantor (1957), a to analýzou žilca. Náhľad o vrchnokriedovom veku intrúzie gemeridných granitov prijala väčšina geológov. V ostatnom čase sa však získali nové údaje o veku gemeridných granitov. G. P. Bagdasarjan et al. (1970) stanovili metódou K/Ar vek granitu od Čučmy na 141, resp. granitu od Zlatej Idky na 87 mil. rokov, a v Irkutsku rovnakou metódou vek popročského granitu na 70 mil. rokov (in A. K. Bojko et al. 1974).

Pretože údaje získané metódou K/Ar neumožňovali presnejšie stanoviť vek vzniku granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí, rozhodli sme sa skúmať ich metódou Rb/Sr, a to systematickým spôsobom. Okrem granitoidov budeme analyzovať aj ich metamorfne produkty a neskôr aj jednotlivé minerálne fázy.

V prvom rade chceme zistiť vek intrúzie, resp. vek vzniku granitovej taveniny. Je všeobecne známe, že alpínsky orogénny cyklus trval veľmi dlho a jeho orogénne fázy boli oddelené relatívne dlhými obdobiami pokoja (rozpätie paleoalpínskych až neoalpínskych pohybov alb—miocén je 90 mil. rokov) a okrem toho, že gemeridy boli silne tektonicky postihnuté, dostali sa aj do príkrovovej pozície, pričom na viacerých miestach nastalo lokálne, ba aj regionálne prehriatie a vznikli naložené minerálne asociácie. Radiometrické výsledky nedávajú vždy vek granitovej taveniny. Tento vek možno predpokladať podľa výsledkov meraní metódou Rb/Sr z celohorninových vzoriek, a to za predpokladu, že všetky následné (prográdne alebo retrográdne) premeny postihli len isté minerálne fázy, ale z hľadiska celej horniny, v prípade Rb a Sr, prebehli len v izochemicky uzavretom systéme.

Použitá metodika

Potrebné údaje na aplikáciu metódy Rb/Sr, teda izotopový pomer Sr a koncentráciu Rb^{87} a Sr^{86} , sme získali meraním na hmotovom spektrografe. Pred meraním sa vzorky homogenizovali na analytickú jemnosť a potom sa 0,2 g homogenizovanej

vzorky rozpúšťalo v zmesí HF a HClO_4 v platinovom tégliku. Po rozpustení sa vzorky odparili a ďalej rozpúšťali v 3N HCl.

Časť získaného roztoku sa použila na stanovenie pomeru $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, resp. na zistenie koncentrácie Sr^{86} . Na tento účel sme získali vzorky čistého stroncia dvojnásobným delením na iónomeniči s použitím kationového živičného meniča Dowex 50 W $\times$ 12, so zrnitosťou 200—400 mesh umiestneného vo forme nitrátu v termickom iónovom zdroji hmotového spektrometra MI-1309. Na vyparovanie vzorky sa použilo tantalové a na ionizáciu réniové žeraviace vlákno. Iónové prúdy sa merali jednosmerným zosilňovačom. Diskriminačné vplyvy zapríčinené úplným meracím systémom sme korigovali v súlade s medzinárodnou praxou normovaním na izotopový pomer $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$.

Koncentráciu izotopov Rb^{87} a Sr^{86} sme stanovili metódou stabilného izotopového riadenia tak, že sme počas rozpúšťania do vzorky pridali stanovené množstvo indikačného roztoku silne obohateného o izotopy Sr^{84} a Rb^{87} . Tak sme súčasne s meraním izotopov $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ zistili aj koncentráciu Sr^{86} , zatiaľ čo koncentráciu Rb^{87} sme stanovili osobitným meraním.

Sumárne údaje získané uvedenými metódami sú v tab. 1. V nej sa koncentrácia udáva v jednotkách $\mu\text{g/g}$ a pomer $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, resp. $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, sa udáva ako atomárny (molárny).

Lokalizácia vzoriek: Vzorky SGR-1 až 5 sa odobrali z vrtu PSS-1 (Podsúľová) z hĺbky 470—479 m počas kontrolného dňa 22. 7. 1976, ktorý zvolal SGÚ. Výsledky zverejňujeme so súhlasom hlavného riešiteľa L. Snopka. Vzorky SGR-7—11 sú z granitového telesa, ktoré dosiahol vrt SG-1 v doline Hummel severne od Medzeva (obr. 1).

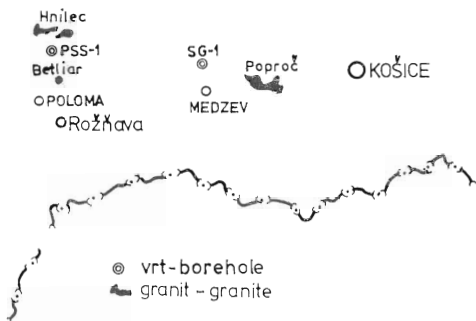
Sumárne výsledky meraní z celohorninových vzoriek

Tab. 1

V z o r k a	Rb^{87} $\mu\text{g/g}$	Rb $\mu\text{g/g}$	Sr^{86} $\mu\text{g/g}$	Sr $\mu\text{g/g}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ atómový pomer	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ atómový pomer	T izochrónny vek
SGR-1	111,90	402	1,277	13,74	$0,9090 \pm 0,0050$	84,620	} 145 ± 6
-2	19,03	68	4,906	50,90	$0,7419 \pm 0,0022$	3,834	
-5	64,99	234	2,745	28,59	$0,7809 \pm 0,0020$	23,463	
-3	48,44	174	1,367	14,29	$0,8189 \pm 0,0054$	35,028	
-4	166,80	599	1,140	12,16	$1,0292 \pm 0,0051$	129,278	
SGR-7	91,25	326	3,516	36,72	$0,8085 \pm 0,0050$	25,654	} 250 ± 28
-8	103,50	361	6,170	64,24	$0,7764 \pm 0,0049$	16,093	
-9	79,18	285	3,060	31,96	$0,8100 \pm 0,0070$	25,582	
-10	80,37	289	5,339	55,55	$0,7711 \pm 0,0051$	14,884	
-11	81,32	292	3,588	37,43	$0,7964 \pm 0,0044$	22,404	

Výsledky merania

Na obr. 2 sú výsledky merania vzoriek z Podsúľovej (vrt PSS-1) v Nicolaysenovom diagrame. Vzorky reprezentujú hrubozrnný, muskovitický stlačený granit s bohatým zastúpením kremeňa. Údaje z merania sú usporiadané len približne lineárne, bez možnosti ich aproximácie spoločnou izochrónou. Aj za predpokladu ľubovoľného „počiatočného“ pomeru $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ sú jednotlivé modelové veki, ktoré možno prísúdiť vzorkám SGR-3 a 4, vyššie ako modelové veki ostatných troch vzoriek. Predpokladáme, že vzorky SGR-3 a 4 nedosiahli taký stupeň granitizačnej premeny pôvodnej horniny, ako je to pri vzorkách SGR-1, 2, 5. Preto ich izo-



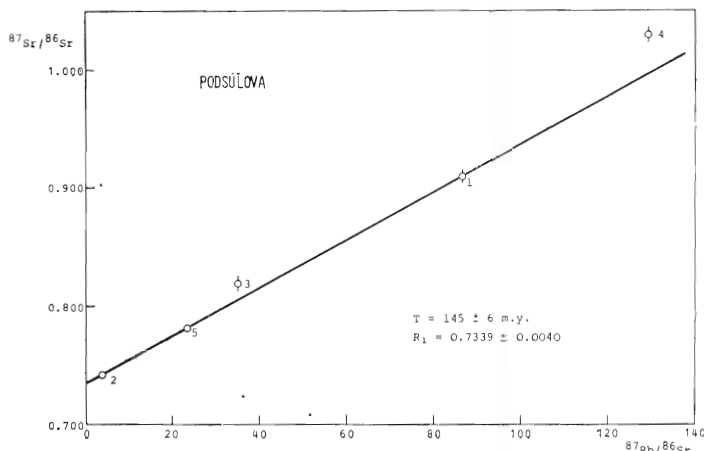
Obr. 1, Fig. 1

vého pomeru je v súlade s predpokladom granitizačného prepracovania staršej (pôvodnej) horniny a poukazuje na generáciu z kontinentálnej kôry.

Izochrónny vek 145 ± 6 mil. rokov nie je jednoznačný, pretože naň poukazuje len interpolácia z troch bodov. Aj keď výsledná hodnota má nízku štatistickú chybu, vyžaduje si ďalšie overenie. Tento vekový údaj možno pokladať viac-menej za možnú vrchnú hranicu granitizačných premien, ktorých produktom sú niektoré telesá gemeridných granitov. Metamorfne prepracovanie granitu mohlo prebehnúť v období jury, ale ešte pred vrchnokriedovými pohybmi. Nemožno vylúčiť, že sa granit tvoril počas metamorfnych procesov spätých s orogénnou aktivitou vo vrchnej jure.

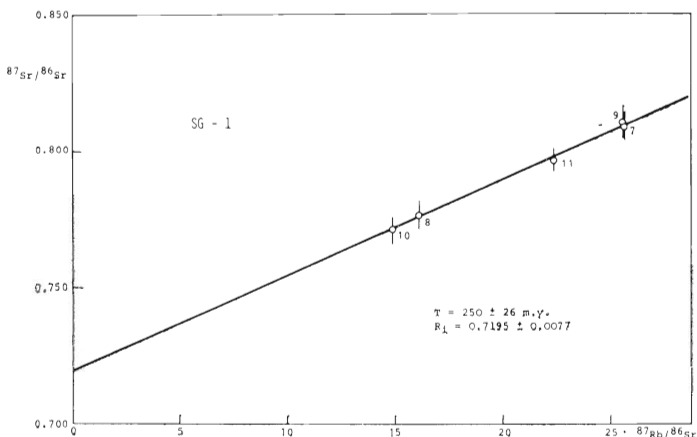
topicko-geochemická charakteristika sa odlišuje od ostatných troch vzoriek, ktoré sú zrejme produktmi intenzívnejších granitizačných premien. Vzorky SGR-1, 2 a 5, reprezentujúce asi produkt granitizačného prepracovania pôvodne odlišnej horniny, majú v diagrame lineárne usporiadanie a ak sa interpolujúca priamka pokladá za izochrónu, možno im prisúdiť vek 145 ± 6 mil. rokov, s počiatočným pomerom izotopov $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7339 \pm 0,0040$.

Vysoká hodnota počiatočného izotopo-



Obr. 2, Fig. 2

Výsledky merania vzoriek z vrtu SG-1 sú na obr. 3 v Nicolaysenovom izochrónnom diagrame. Všetky vzorky reprezentujú strednozrnitý až hrubozrnitý dvojsľudový granit. Rovnaký charakter vzoriek sa odzrkadľuje na lineárnom usporiadaní v diagrame. Body piatich meraní dávajú pri interpolácii izochrónu spoločný izochrónny vek 250 ± 26 mil. rokov pri počiatočnom izotopovom pomere $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7195 \pm 0,0077$.



Obr. 3, Fig. 3

Aj keď hodnota počiatocného pomeru stronciových izotopov nie je taká vysoká ako pri podsúľovskom granite, signalizuje, že materiál granitového telesa vo vrte SG-1 vznikol aspoň čiastočným pretavením materiálu kontinentálnej kôry. Hodnota izochrónneho veku 250 ± 26 mil. rokov, počítaná zo strmosti izochróny na obr. 3, poukazuje na jednoznačne mladopaleozoický vek vzniku granitovej taveniny. Z toho vychodí, že tento granit je starší, ako sa doteraz predpokladalo a že vznikol v predmezozoickom období. Napriek tomu predpokladáme, že iné granity Spišsko-gemerského rudohoria vznikli a intrudovali v spojitosti s paleoalpínskou orogénou a s procesmi metasomatickej granitizácie, resp. anatexiou paleozoických a starších hornín.

Treba zdôrazniť, že naše doterajšie výsledky sa vzťahujú na telesá granitov nachádzajúce sa v rozličnej tektonickej pozícii v celkovej stavbe gemeríd. Hummelský granit je v nadloží regionálneho jedľoveckého násunu (ktorý východne pokračuje do oblasti Zlatej Idky), a preto dnešná pozícia granitového telesa je tektonická, teda druhotná. Teleso patrí do južnej, resp. juhovýchodnej zóny granitových telies gemeríd. Podsúľovský granit na povrch nevychádza, ale podľa gravimetrických máp ho možno zaradiť do skupiny hnileckého granitu. Na rozdiel od hummelského granitu sa nachádza v centrálnej časti gemeríd a je pravdepodobne súčasťou väčšieho telesa. Okrem rozličnej tektonickej pozície spomínaných telies granitov treba predpokladať, že ich pôvodná vzdialenosť bola podstatne väčšia (s prihliadnutím na príkrovový a prešmykový štýl stavby). Z toho vychodí aj možnosť ich rozličnej geotektonickej pozície, genézy a veku. Treba uviesť, že doteraz jediný výskyt granitu, pri ktorom sa pripúšťal variský vek, predstavovalo teleso granitu pri Turčoku a Železníku v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Zo zistenia vrchnopermského veku hummelského granitu sa črtá aj iný pohľad na metalogenetický vývoj Spišsko-gemerského rudohoria. Treba počítať s prejavmi mladovariskej mineralizácie (ako o tom uvažuje J. Ilavský) a s jej mezozoickou až terciárnou rejuvenizáciou.

Rozšírenie produktov neskorovariskeho vzniku granitovej taveniny v Spiš-

sko-gemerskom rudohorí bude možno zistiť až za pomoci ďalších stanovení veku gemeridných granitov.

Doručené 20. XI. 1978

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska (Praha).
- Bagdasarjan, G. P. — Cambel, B. — Veselský, J. — Gukasjan, R. Ch. 1977: Kalij — argonovyje opredelenija vozrasta porod kristalližeskich kompleksov Zap. Karpat i predvaritelnaja interpretacija rezul'tatov. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 28, s. 219—242.
- Bojko, K. A. et al. 1974: Časť rezul'tatov opredelenija absolútneho vozrasta gorných porod kristalližeskogo massiva. Z. Karpat. i sovremennoje sostojanije znani. Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava), 25, s. 25—38.
- Fusán, O. — Kamenický, J. — Kuthan, M. 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava).
- Kantor, J. 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce. Spr. 11 (Bratislava), s. 198—200.
- Kordiuk, B. 1941: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. Zbl. Geol. Paläont. (Stuttgart), Jahrg. 1941.
- Nytko-Bocheńska, J. 1951: Przyczynki do petrografii Gor. Hnileckich (Spišsko-gemerskich). Roczn. Pol. tow. geol. (Kraków), 20, 4.
- Schöneberg, R. 1947: Plutonismus und Metallogenese in der Zipser Zone (Karpathen). (Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart), 99.

New radiometric age determinations of the Gemerides granite (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Ā. KOVÁCH — Ē. SVINGOR — P. GREČULA

Granite occurs as isolated small bodies in rocks of Lower Palaeozoic age of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. According to geological evidence until this granite was assumed to represent product of Late Variscan or of Upper Cretaceous but either of younger magmatic activity. The first geochronological data using K/Ar method (J. Kantor 1957) yielded 98 m. y. for the Betliar granite body. More recently G. P. Bagdasarian et al. (1977) gave the age of two samples from the granite near Čučma and Zlatá Idka villages to be 141 and 87 m. y. respectively. A granite sample taken from the Poproč body has been analysed in the Irkutsk geochronological laboratory of the Soviet Academy of Sciences and yielded 70 m. y. using again the K/Ar method (see A. Boyko et al. 1974).

Recently, samples of the Gemerides granite are systematically analysed using the Rb/Sr isochrone method. First obtained data refer to the granite body in the Podsúľová settlement vicinity (7 km N from the Veľká Poloma village) pierced by the PSS-1 borehole (sample SGR 1—5). The body probably represents southern margin of the Hnilec granite prospected more northerly for tin and tungsten mineralisation. Another set of samples was taken from

the Hummel granite occurrence ascertained by the SG-1 borehole 5 km N from Medzev village (samples SGR 6—11, see fig. 1).

The rock of samples coming from the Podsúľová vicinity has been affected by metamorphic alteration achieving granitisation grade in the samples SGR 1, 2 and 5 what appears in linear arrangement in the Nicolaysen's isochrone diagram (fig. 2). Interpolation line of these three samples points to the age 145 ± 6 m. y. with "initial" isotopic ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7339 \pm 0.0040$. The analysed rock represents coarse muscovite ($\pm$ biotite) granite with abundant feldspar.

Samples SGR 5—11 represent two-mica granite. Analytical results in the Nicolaysen's diagram (fig. 3) have linear arrangement. Isochrone age of five analyses appear to be 250 ± 26 m. y. with "initial" isotopic ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7195 \pm 0.0077$.

Obtained results point to unambiguous presence of Late Variscan, Upper Permian granite in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Moreover, in connection with Palealpine or even Late Cimmerian orogenic activity, granitisation of older complexes should be supposed in the area resulting in generation of granitic melts by rejuvenisation of the continental crust. This process might have resulted in intrusion of some granite bodies of the unit.

Preložil I. Varga

AKTUALITY

Vrstvový scheelit vo veporidnom kryštaliniku

PAVEL HVOŽDÁRA*

Strata-bound scheelite in the Veporide crystalline

In biotite paragneiss of the Veporide crystalline an occurrence of strata-bound scheelite has been found. The locality lies between Klenovec and Hnúšťa villages in Middle Slovakia. The occurrence probably represents indices of more wide-spread mineralisation which may be parallelized with the one occurring in the Habach "Erzführende Serie" of the Eastern Alps.

Pri mineralogických prospekčných prácach, ktoré systematicky niekoľko rokov robíme v tatroveporidnom kryštaliniku, sme okrem iných prospekčne významných minerálov zistili sústavný výskyt scheelitu.

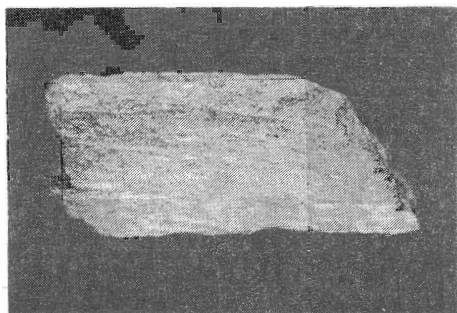
Scheelit je najmä v ostatnom období dôležitým zdrojom volfrámu. Niektoré genetické typy scheelitu vytvárajú podstatne väčšie ložiská, ako sú „klasické“ žilné volframitové ložiská. K najperspektívnejšiemu typu patria vrstvové ložiská, v ktorých sa koncentrujú najväčšie zásoby scheelitu.

Tento genetický typ vyčlenil A. Maucher (1965) ako vrstvové ložiská Sb—W—Hg formácie. Jeho teória sa neskôr aplikovala a rozpracovala (A. Maucher — R. Höll 1968, R. Höll 1970, 1971, R. Höll — A. Maucher 1967, A. Maucher 1976, 1977). Tento typ ložísk býva v istých litologických typoch a viaže sa na metasedimentárne a metavulkanické série hornín určitého veku (strata and time bound).

Na základe našich prospekčných prác a analógie s prácami uvedených autorov sme na možnosť výskytu takejto vrstvovej mineralizácie v kryštaliniku Západných Karpát už poukázali (P. Hvoždara 1975, 1976, 1977).

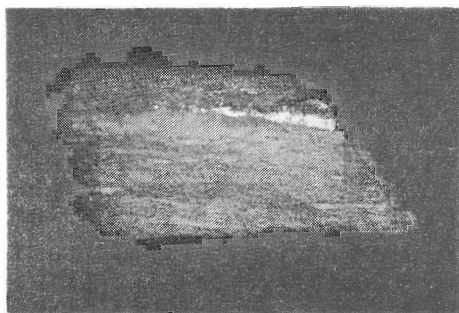
Pri kontrole sekundárnych aureol scheelitu, ktoré sme vyčlenili na základe šlichovacích prác, sme v kameňolome medzi Klenovcom a Hnúšťou našli primárne výskyt scheelitu, ktoré podľa predbežných výsledkov možno zaradiť do vrstvových typov. Scheelit tejto lokality má spoločné znaky so scheelitom v metamorfitech „Erzführende Serie“ v sérii Habach Východných Alp, ako ich uvádza R. Höll (1971). Podľa neho v „Erzführende Serii“ vystupuje scheelit zväčša na plochách bridličnatosti vo forme porfyroblastov a na tektonicky pohybových plochách ako výplň diskordantných puklín.

V biotitických rulách pri Klenovci vystupuje: a) scheelit na plochách bridličnatosti (obr. 1, 2), kde vytvára jemnozrnné agregáty, b) rekryštalizovaný scheelit, ktorý vystupuje zvyčajne so žilkami a na žilkách kremeňa priečnej bridličnatosti, c) scheelit v migmatitoch viažuci sa na svetlé partie neosómu, príp. na priečne plochy, kde vytvára porfyroblasty (obr. 3, 4). Analyzovali sme dovedna tri bodové vzorky. Obsah volfrámu v nich predstavoval 0,1, 0,1 a 0,31 %.



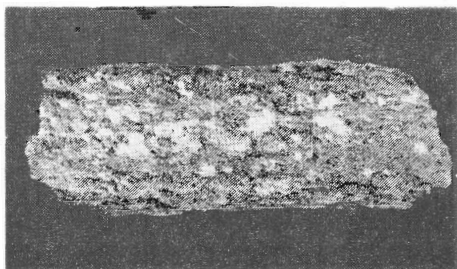
Obr. 1. Biotitická rula so scheelitom na plochách bridličnatosti

Fig. 1. Scheelite on schistosity planes of biotite paragneiss



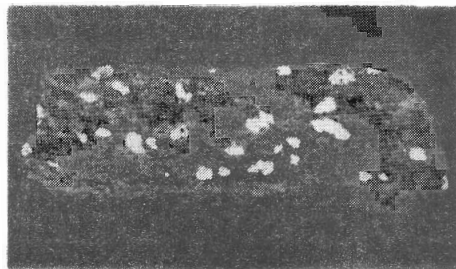
Obr. 2. Vzorka ako na obr. 1 v UV svetle (biely je scheelit). Lokalita Klenovec, skutočná veľkosť. Foto Osvald

Fig. 2. The sample of Fig. 1. in UV-light (scheelite is white). Klenovec locality, natural size. Photo by L. Osvald



Obr. 3. Porfyroblasty scheelitu na priečných plochách v migmatitoch

Fig. 3. Scheelite porphyroblasts on transversal planes in migmatite



Obr. 4. Vzorka ako na obr. 3 v UV svetle (biely je scheelit). Lokalita Klenovec, skutočná veľkosť. Foto Osvald

Fig. 4. The sample of Fig. 1. in UV-light (scheelite is white). Klenovec locality, natural size. Photo by L. Osvald

Pokračovanie na s. 86

Dawsonit — sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie na východnom Slovensku

(5 obr. a 2 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA — IVAN KRIZÁNI*

Давсонит — сопровождающий минерал ртутной минерализации на Восточной Словакии

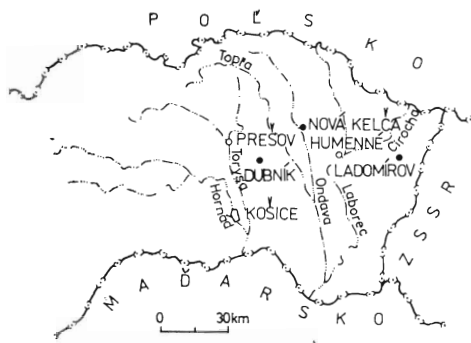
Na miestorodzeniach Východnej Slovenska s rtuťou mineralizáciou stretáva sa davsonit. On bol ustanoven analýzami PTT a DTA doplnenými spektrálnymi analýzami. Polučnené údaje sa nachádzajú v súhlase s literatúrnymi údajmi.

Dawsonite accompanying the mercury mineralisation in Eastern Slovakia

Dawsonite occurs on localities with mercury mineralisation in Eastern Slovakia. Dawsonite was ascertained using X-ray and diffraction thermal analysis and results were completed by spectral analyses. Obtained results refer to literature data of dawsonite.

Pri štúdiu lokalít epigenetickej ortuťovej mineralizácie sme v sedimentárnych horninách východného Slovenska často nachádzali drobnú bielu ihličkovitú výplň žiliek. Podrobnejším bádáním sme ich identifikovali ako dawsonit. Tento minerál nebol doteraz z literárnych údajov zo Slovenska známy. Prvá zmienka o jeho charaktere a vlastnostiach sa v literatúre objavila až v druhej polovici 20. storočia. I. Kostov (1971) zaradil dawsonit ($\text{NaAl}[(\text{OH})_2\text{CO}_3]$) do skupiny hydrotalkitu, kým A. G. Betechtin (1968) do samostatnej skupiny dawsonitu. Obidvaja ho pokladajú za nízkotermálny minerál sprevádzajúci ortuťovú mineralizáciu (ložisko Monte Amiata, Taliansko; Dubriniči, ZSSR atď.). Pomerne často sa vyskytuje v uhľonosných oblastiach, kde vznikol v spätosti s epigenetickými premenami ílových častí hornín pod vplyvom CO_2 uvoľneného pri rozklade organických látok a hydrokarbonátovo-nátrievej vody (A. N. Volkova — L. G. Rekšinskaja 1973). De Voto et al. (in G. I. Bušinskij et al. 1975) zasa uvádzajú vznik dawsonitu v asociácii s gibbsitom priamo v jazerných bazénoch z alkalických roztokov bohatých na CO_2 a organické látky, ako výsledok pôsobenia na plagioklasy a ílové minerály.

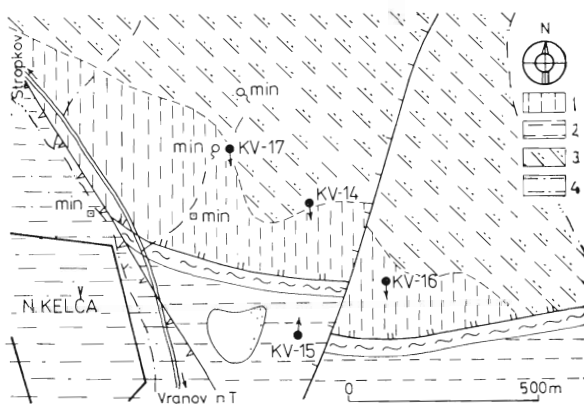
* RNDr. Rudolf Ďuďa — p. g. Ivan Križáni, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice.



Obr. 1. Situačná schéma výskytu dawsonitu na východnom Slovensku

Fig. 1. Sketch-map of dawsonite occurrences in Eastern Slovakia

Pri podrobnejšom mineralogickom štúdiu rudných vzoriek z ortuťových ložísk a výskytov východného Slovenska (Nová Kelča, Ladomirov a Dubník) sme zistili minerál, ktorý sa vzhľadom veľmi podobá niektorým zeolitom (obr. 1). Na lokalite Nová Kelča sme dawsonit našli vo vzorkách z vrtov KV-14,



Obr. 2. Schematická geologická mapa okolia Hg výskytu Nová Kelča

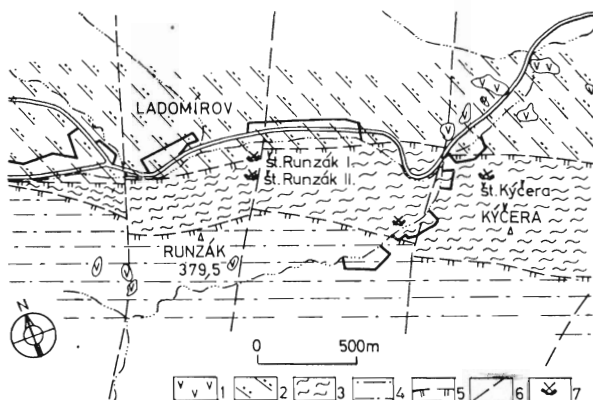
1 — hruborytmický, prevažne ílovcový flyš, spodný miocén, 2 — súvrstvie pestrého ílu, vrchný eocén — spodný oligocén, 3 — hruborytmický, prevažne ílovcový flyš, zlínske vrstvy račianskej jednotky, rozhranie stredného a vrchného eocénu, 4 — drobnorytmický flyš, belovežské vrstvy krynickej jednotky, paleocén

Fig. 2. Geological sketch-map of the mercury mineralisation area at the Nová Kelča locality. Explanations: 1 — coarse rhythmic, mainly claystone flysch (Lower Miocene), 2 — variegated claystone member, Upper Eocene — Lower Oligocene, 3 — coarse rhythmic mainly claystone flysch, Zlín and Rača beds, 4 — fine rhythmic flysch of Beloveža beds in the Krynica unit, Paleocene

15 a 16. Tvorí drobné žilky, hrubé maximálne 3—4 mm. Vzácné sme zistili hniezdovité akumulácie v asociácii s kalcitom, ílovými minerálmi, ojedinele aj s kremeňom. Mineralizácia sa vyskytuje v tektonoklastoch styčnej zóny (násunu) medzi vnútorným a vonkajším pásmom magurského flyša (obr. 2). Žilky a hniezda sú v pieskovci až v piesčitom ílovci s glaukonitom. V tektonoklastoch sa vyskytuje aj primárne zrudnenie reprezentované rumelkou a metacinabaritom v asociácii s chalcedónom, hrubokryštalickým kalcitom, pyritom, markazitom, minerálmi skupiny kaolinitu, barytom a sadrovcem. Veľmi sporadické sú Fe—Mg karbonáty.

V podobnej pozícii sú dawsonitové žilky aj na lokalite Ladomirov. Lokalita leží severovýchodne od pohoria Vihorlat v magurskom flyši, ktorý prerážajú pňovité a dajkovité telesá bazaltoandezitu. Takéto telesá sú aj v styčnej zóne medzi vnútorným a vonkajším pásmom magurského flyša (obr. 3). Ortuťová mineralizácia reprezentovaná rumelkou a metacinabaritom sa viaže na tektonicky rozbité lavice arkózového pieskovca s glaukonitom. Zrudnenie má žilnikovo-impregnačný charakter. Zo sprievodných minerálov prevládajú ílové minerály skupiny kaolinitu (kaolinit, dickit), v menšej miere v asociácii s kalcitom, pyritom, markazitom a kremeňom. Pomerne hojne sú zastúpené organické látky typu „ozokerit“. Dawsonit na lokalite vytvára prevažne monominerálne žilky hrubé 2—3 mm, veľmi vzácné v asociácii s kalcitom.

Na ortuťovom ložisku Dubník sme dawsonit zistili vo vrte DK-1 v hĺbke vyššie 700 m. Ložisko leží v severnej časti Slanských vrchov a budujú ho výlučne vulkanické horniny andezitového zloženia (obr. 4). V podloží vulkanického komplexu dosiahol vrt DK-1 sedimentárne horniny. Ortuťová mine-



Obr. 3. Schematická geologická mapa okolia Hg výskytu Ladomirov

1 — vulkanity, 2 — zlínske vrstvy račianskej jednotky, 3 — zlínske vrstvy bystrickej jednotky, 4 — belovežské vrstvy, 5 — plochy nasunutia, 6 — priečne zlomy, 7 — prieskumné štôlne

Fig. 3. Geological sketch map of the mercury mineralisation at Ladmovce village. Explanations: 1 — volcanite, 2 — Zlín beds of the Rača unit, 3 — Zlín beds of the Bystrica unit, 4 — Beloveža beds, 5 — thrust plane, 6 — fault, 7 — exploration adit



Obr. 4. Schematická geologická mapa okolia Hg ložiska Dubník. 1 — pyroxénicko-amfibolicko-biotitické andezity (spodný panón), 2 — andezitové pyroklastika komplexu Ošvárska, 3 — lávové prúdy komplexu Ošvárska, 4 — tektonické poruchy

Fig. 4. Geological sketch-map of the Dubník mercury deposit area. Explanations: 1 — pyroxene-amphibole-biotite andesite (Lower Pannonian), 2 — andesite pyroclasts of the Ošvárska complex, 3 — lava flow of the Ošvárska complex, 4 — dislocation

ralizácia sa v maximálnej miere viaže na stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov v sprievode intenzívnej argilitizácie, chloritizácie, markazitizácie a miestami aj karbonatizácie. Rumelku na ložisku sprevádza vyše 40 minerálov (R. Duďa et al. 1977). V podloží sedimentoch sme zistili drobnú bielu výplň žiliek ihličkovitého vzhľadu. Vyskytujú sa v piesčito-ílových horninách v úzkej asociácii s kalcitom a ílovými minerálmi. Identifikovali sme ich ako dawsonit.

Dawsonit je na všetkých troch lokalitách rovnakého charakteru. Vyskytuje sa prevažne v žilkách hrubých maximálne 3—4 mm, redšie v hniezdovitých akumuláciách veľkých 5×3 mm (Nová Keľča). Tvorí jemnoihličkovité kryštáliky, vzácne je až plstnatý (lokalita Nová Keľča). Ihličky majú radiálno-lúčovitú stavbu a sú narastené na agregátoch kalcitu. Na lokalite Ladomirov má dawsonit jemnoihličkovitý ráz a chaotické usporiadanie agregátov. Podobný vzhľad má dawsonit ložiska Dubník. Všade je v asociácii s karbonátmi a ílovými minerálmi skupiny kaolinitu, veľmi vzácne s kremeňom. Dawsonit je snehobiely až sivobiely a má výrazný perleťový, na lokalite Ladomirov a Dubník skôr sklený lesk. V stereomikroskope sú jemné agregáty polopriehľadné. Vryp je biely. Dawsonit je len o málo mäkkší ako kalcit a je pomerne krehký. V mikroskope sú kryštáliky dawsonitu opticky negatívne a zhasávajú rovnobežne tak, ako sa uvádza v literatúre.

Vzorky s dawsonitom sme skúmali aj röntgenometricky, spektrálne a termicky. Röntgenometrické analýzy (tab. 1) poukazujú len na nepatrnú prímes kalcitu, kaolinitu a kremeňa. Charakteristické difrakčné čiary skúmaného dawsonitu sa pohybujú v rozmedzí hodnôt 0,5645—0,5694 nm (intenzita 10), 0,3370—

P. č.	1		2		3		4		5		6		7		
	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>	
1.	—	—	—	—	—	—	1	7,119	1	7,119	—	—	—	—	K
2.	10	5,665	10	5,665	10	5,694	10	5,645	10	5,600	10	5,63	61	5,69	
3.	1	4,246	1	4,262	—	—	—	—	—	—	1	4,23	—	—	
4.	1	3,833	—	—	—	—	1	3,566	2	3,557	1	3,70	—	—	(Q)
5.	3	3,375	4	3,386	4	3,380	3	3,370	3	3,370	3	3,363	31	3,387	
6.	3	3,346	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	3,328	
7.	2	3,087	2	3,099	2	3,095	2	3,078	1	3,078	2	3,062	9	3,093	C
8.	8	3,025	—	—	—	—	—	—	4	3,027	—	—	—	—	
9.	6	2,779	6	2,790	7	2,790	6	2,781	5	2,778	5	2,768	59	2,792	
10.	3	2,606	4	2,606	4	2,606	5	2,601	5	2,599	4	2,600	65	2,606	(Q, C K)
11.	1	2,494	1	2,502	1	2,508	1	2,497	1	2,499	—	—	14	2,509	
12.	1	2,282	2	2,222	1	2,224	1	2,206	1	2,276	1	2,214	3	2,224	
13.	1	2,149	1	2,151	2	2,159	2	2,149	1	2,145	1	2,139	38	2,155	
14.	1	2,086	1	2,065	1	2,066	1	2,061	1	2,055	1	2,055	5	2,074	
													5	2,065	
15.	3	1,989	4	1,992	4	1,989	5	1,990	3	1,989	4	1,983	42	1,993	
16.	1	1,948	1	1,952	2	1,948	1	1,949	1	1,903	2	1,943	25	1,955	
17.	2	1,730	2	1,728	2	1,731	2	1,726	—	—	2	1,720	28	1,730	
18.	3	1,691	3	1,691	3	1,691	3	1,688	—	—	1	1,684	100	1,687	
19.	1	1,659	1	1,659	2	1,658	2	1,657	—	—	—	—	28	1,660	
20.	1	1,605	—	—	1	1,605	—	—	—	—	—	—	7	1,608	

Q — kremeň C — kalcit K — kaolinit

1 — dawsonit, Nová Kelča, vrt KV-14/108,1 m

2 — dawsonit, Nová Kelča, vrt KV-15/228,4 m

3 — dawsonit, Nová Kelča, vrt KV-16/191,0 m

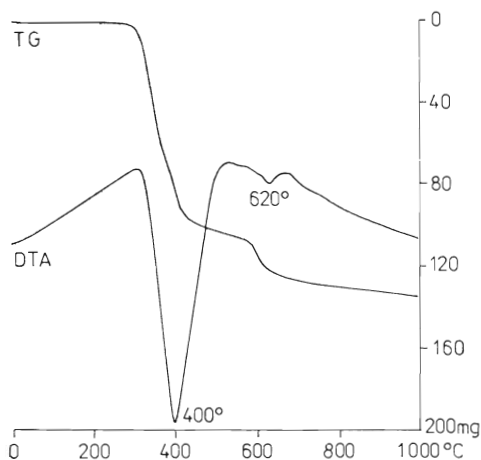
4 — dawsonit, Dubník, vrt DK-1/765,0

5 — dawsonit, Ladomirov, štôlna Runzák I

6 — dawsonit, M. P. Gabinet — P. J. Lozynjak 1975

7 — dawsonit, E. Corazza et al. 1977

Použitá Mikrometa 2 s rtg goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie $\text{FeK}\alpha$, filter Mn, štrbiny $20'/10'$, rýchlosť otáčania $2'/\text{min}$, napätie 30 kV, prúd 10 mA. Vyhotovalo laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi, zhotovila Ing. M. Kušnerová.



Obr. 5. DTA a TG krivka dawsonitu z lokality Nová Kelča, vrt KV 16/191,0 m

Fig. 5. DTA and GTA curves of the dawsonite, Nová Kelča, locality, KV-16 drill-hole, 191 m depth

0,3386 nm (intenzita 3—4), 0,2778—0,2790 nm (intenzita 5—7), 0,2599—0,2606 nm (intenzita 3—5) a 0,1989—0,1992 nm (intenzita 3—5).

Podobne aj termická analýza (obr. 5) je v súlade s krivkou dawsonitu z oblasti ortufových ložísk Dubriniči — Olenevo — Dragovo (M. P. Gabinet — P. J. Lozynjak, 1975). Má jeden veľmi výrazný endotermický

vrchol pri 400 °C (strata hydroxylovej vody a CO₂) a jeden malý, nevýrazný endotermický vrchol pri 620 °C (prímes kaolinitu).

Oproti analýze dawsonitu zo Zakarpatska veľmi nevýrazný exotermický vrchol pri 680 °C pravdepodobne spôsobuje malá prímes kaolinitu. To, že naozaj ide o dawsonit, potvrdzuje aj TG analýza, ktorá v rozmedzí 330—480 °C zaznamenala stratu na váhe o 102 mg z celkového návažku 323 mg (31,6 %) a od 580—680 °C stratu o ďalších 31 mg (9,6 %). Celková strata na váhe dawsonitu zaznamenaná pri teplote 330—680 °C je 41,2 %, čo približne zodpovedá strate obsahu viažúcej sa vody a CO₂. Podobné výsledky sú aj z analýz dawsonitu zo spodnokarbónskych sedimentov Bieloruska (F. L. Dimitrijevič et al. in G. I. Bušinskij et al. 1975).

Spektrálna analýza (tab. 2) zistila ako hlavné zložky vo vzorkách Al, Na, s prímiesou Mg, Si, Ca, Fe (od 0,1—1 %), ktoré viac-menej zodpovedajú prímesi kalcitu, dolomitu, kaolinitu a kremeňa.

Treba podotknúť, že nález dawsonitovej mineralizácie v asociácii s ortufovou mineralizáciou je v úplnom súlade s podobnými nálezmi dawsonitu

Kvalitatívne spektrálne analýzy — Qualitative spectral analyses

Tab. 2

Lokalita	nad 1 %	0,1—1 %	0,01—1 %	0,001—0,01 %	Problematic.
N. Kelča (KV-14/108,1)	Na, Al, Mg, Ca, Si	Fe	Mn, Cu, Ti	Cr, Ag, Y Yb, Ga, Sb, Ni, V, Zr	Bi, Zn, Co, Pb
Ladomirov (št. Runzák I)	Na, Al, Mg, Si	Ca, Fe		Mn, Cu, Ti, Ga	Cr, Zn, Ni, Zr, Pb
Dubník (DK-1/765,0)	Na, Al, Mg, Si	Fe	Mn, Ti, K, Sr	Ba, Ni, V, Cu, Zr, Ga, B	Ag, Pb, Co, Zn, Li, Mo

opísanými v literatúre (M. P. Gabinet — P. J. Lozynjak 1975; I. R. Belous 1969 atď.). Rovnako ho pokladáme za nízkotermálny minerál viažúci sa na tektonické zóny s hlbinným založením. Možno ho pokladať za bezprostredný sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie, ale v priamej paragenéze s rumelkou sa nezistil nikde. Ako indikátor ortuťovej mineralizácie sa vyskytuje vždy vo forme žílke a hniezd viažúcich sa na alumosilikátové sedimenty s karbonátovým tmelom.

Nález dawsonitovej mineralizácie na východnom Slovensku podčiarkuje potrebu venovať zvýšenú pozornosť sedimentárnym súvrstviám karpatského flyša a uhoľným výskytom (osobitne v karbone), pretože nie je vylúčená ani možnosť výskytu výraznejších dawsonitizovaných polôh, ktoré sú vo svete zdrojom Al surovín. Takéto ložiská sú známe v oblasti Green River (Colorado, USA; J. W. Smith — C. Milton 1966), Bieloruska (L. M. Birina 1973) atď. Na podobnú možnosť výskytu dawsonitov v oblasti zemplínskeho ostrova už upozornil aj P. Grecula (l. c.).

Doručené 15. 10. 1978

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Belous, R. I. 1969: Davsonit iz Družkovsko-Konstantinovskogo rtufnogo rudoprovjavenija v Donbasse. Dokl. Akad. Nauk USSR, No 1, s.
- Betechtin, A. G. 1968: Lehrbuch der speziellen Mineralogie (nem. preklad). Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. 681 s.
- Bušinskij, G. I. et al. 1975: Problemy genezisa boksitov. Moskva, Nauka. 316 s.
- Birina, L. M. 1973: Davsonit v kore vyvetrivanija porod karbona Belorusii. Litol. polezn. Iskop., No 1, s. 113—117.
- Corazza, E. — Sobelli, C. — Vannucci, S. 1977: Dawsonite: new mineralogical data. Neu. Jb. Mineral., Mh., 9, p. 381—397.
- Ďuďa, R. — Tözsér, J. — Burda, P. — Kaličiak, M. 1977: Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník. Mineralia slov., 9, s. 463—478.
- Gabinet, M. P. — Lozynjak, P. J. 1975: Davsonit v karpatskom fliše. Mineral. Sbor. (Lvov), 2, s. 33—35.
- Kostov, I. 1971: Mineralogija. (Ruský preklad.) Moskva, Mir. 584 s.
- Smith, J. W. — Milton, C. 1966: Dawsonite in the Green River Formation of Colorado. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 6, p. 1029—1042.
- Volkova, A. N. — Rekšinskaja, L. G. 1973: Davsonit v Balachovskoj serii Kuzbasa. Litol. polezn. Iskop., No 1.

Dawsonite accompanying the mercury mineralisation in Eastern Slovakia

RUDOLF ĎUĎA — IVAN KRIZÁNI

In the course of investigations on localities of mercury mineralisation of Eastern Slovakia, tiny white spicules have been found to occur in vein filling of sedimentary rock environments. Using X-ray and DTA analyses, these spicules have been determined as dawsonite (Table 1, Fig. 5). Dawsonite was found on localities Nová Keľča, Ladomirov and Dubník.

Dawsonite associates with calcite and clay minerals of the kaolinite group in the vein filling. Main X-ray diffraction lines are 0.5645—0.5694 nm (intensity 3—4), 0.2778—0.2790 nm (intensity 5—7), 0.2599—0.2606 nm (intensity 3—5) and 0.1989—0.1992 nm (intensity 3—5). DTA revealed a maximal endothermic reaction about 400 °C accompanied by weight-loss of 31.6 weight p. c. The total weight-loss in temperature interval between 300 and 600 °C was determined as to be 41.2 weight p. c. what is in good accordance with chemically bound water and carbon dioxide content of the dawsonite.

The finding of dawsonite broadened our knowledge on mineral associations accompanying mercury mineralisation of the area. Dawsonite, similarly to the mercury mineralisation originated as low-temperature mineral. Its discovery draws attention to sedimentary flysch series of strata and to coal occurrences where larger concentrations of dawsonite may be not excluded.

Preložil I. Varga

Pokračovanie zo s. 78

Bezprostredné okolie výskytu pri Klenovci budujú biotitické pararuly so slabými prejavmi migmatizácie. V širšom okolí vystupujú dvojsľudnaté svory s vložkami sľudnatých grafitických kvarcitov, amfibolitov, ortorúl, čiastočne migmatizovaných a karbonatických hornín kokavskej série. Pestré zloženie série je vhodné na akumuláciu scheelitu vrstvomého typu.

Scheelit sme našli aj v kameňolome v Rimavskej Bani. Vystupuje vo forme zrnitých agregátov v pegmatitoch, ktoré presekávajú biotitické fylity kokavskej série. Analyzovali sme jednu bodovú vzorku, v ktorej bol obsah volfrámu 0,31 ‰. Samotné žilné koncentrácie scheelitu pravdepodobne nie sú ložiskovými akumuláciami volfrámu, ale môžu indikovať perspektívne zrudnenie vrstvomého typu v širšom okolí, kde sme v rámci šlichovacích prác našli sekundárne aureoly rozptylu s pomerne vysokou koncentráciou scheelitu v šlichoch.

*Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK
Bratislava*

KRONIKA

Zomrel RNDr. Alojs Matějka, DrSc.

25. augusta 1978 zomrel v Prahe doc. dr. Alojs Matějka, DrSc., čestný člen Slovenskej geologickej spoločnosti a spoluautor modernej tektonickej syntézy Západných Karpát. Odišiel krátko predtým, ako sme sa chystali spoločne s ním osláviť jeho osemdesiate narodeniny a zaželať do ďalších rokov zaslúženého odpočinku dobré zdravie a pohodu.

Odchod dr. Alojza Matějku je odchodom prvého československého geológa pražskej školy, ktorý svoj život od vzniku ČSR až do smrti zasvätil bádateľskej činnosti slovenskej časti Západných Karpát. Na Slovensko prišiel ako sotva dvadsaťročný pracovník Štátneho geologického ústavu ČSR v Prahe plný elánu a tvorivej aktivity. Veľmi rýchlo vnikol do problematiky tektoniky pásmových pohorí a za krátke obdobie šiestich rokov (1925—1930) geologicky zmapoval takmer celú severnú časť Veľkej Fatry a súčasne podnikol mnohé korelačné pochôdzky aj v iných horstvách Slovenska. Výsledkom tohto nezvyčajne aktívneho a plodného obdobia bola jeho definícia tektonických jednotiek mezozoika, napr. spodného subtatranského príkrovu (teraz krížňanský príkrov), vrchného subtatranského či chočského príkrovu, ako aj šiprunskej série, reprezentujúcej podľa neho vysokotatranský príkrov. Vyvrcholením jeho bádania bolo spoločné dielo s D. Andrusovom *Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes*, prvá moderná syntéza tektoniky Západných Karpát, ktorej hlavná téza o zložitej príkrovovej stavbe doteraz nestratila platnosť. V nej sa po prvý raz stretávame s tektonickým členením, ktoré neskôr prešlo do učebníc ako pienidy, tatridy, granidy a gemeridy a rad ďalších tektonických jednotiek nižšieho radu.

Dr. A. Matějka však nebol len veľmi výkonným terénnym geológom. Osobitne charakteristický bol jeho nezvyčajný pozorovací talent a zmysel pre detaily, ktorý mu umožňoval veľmi dobre odlišovať litostratigrafické jednotky. Pri hodnotení stratigrafického rozpätia takto vymedzených litostratigrafických jednotiek musíme mať na zreteli, že dr. A. Matějka, podobne ako ostatní pracovníci pražskej školy venujúci sa vtedy geologickému výskumu Slovenska, mal predovšetkým na zreteli tektonický výskum. Stratigrafické bádanie, najmä biostratigrafický výskum mezozoika, bolo vtedy zanedbané. Jediným kritériom bola superpozícia a litologická korelácia za súčasného chápania litostratigrafických jednotiek ako chronostratigrafických. Len tak si možno vysvetliť, že dr. A. Matějka svoje pôvodné a správne konštatovanie, že chočský dolomit je aj normálnym nadložím lunzských vrstiev, neskôr pozmenil a priklonil sa (asi pod vplyvom R. Kettnera) k náhľadu, že sú to ladínske dolomity a na lunzských vrstvách spočívajú tektonicky ako súčasť vyššieho príkrovu, ako je chočský. V tom zmysle treba chápať aj jeho definíciu šiprunskej série ako vysokotatranského príkrovu. Jej ťažisko bolo v nevhodnej korelácii spodnotriasových kremencov a zlepcov s kremencovými a zlepcovými vrstvami karpatského keupru. Na konci svojej bádateľskej činnosti v oblasti mezozoika si bol dr. A. Matějka týchto nedostatkov vedomý a je škoda, že jeho neskoršie zameranie sa na výskum flyšových Karpát mu neumožnilo v sľubne započatej práci ďalej pokračovať, lebo už pred zverejnením základného diela o stavbe Západných Karpát rozpracúval s jemu vlastnou húževnatosťou flyšové pásmo Západných a Východných Karpát. Keďže sa v tom čase do geologickej sféry premietli aj záujmy hospodárstva nového českosloven-

ského štátu, dr. A. Matějka sa postavil na čelo mladých českých geológov, medzi ktorých patrili O. Kodým, L. Zelenka a iní, a pustil sa do náročného programu výskumu flyšových Karpát. Treba podčiarknuť, že sa v tom čase v susedných krajinách, osobitne v Poľsku a Rumunsku, vynakladalo veľké úsilie na vyhľadávanie priemyselných zásob ropy a zemného plynu. Dr. A. Matějka ako predstaviteľ vtedajšej štátnej geologickej služby sa v spolupráci s L. Zelenkom a O. Kodým ujal výskumnej geologickej činnosti na území československých flyšových Karpát, ktoré sa v tom čase, okrem neogénnych panví, pokladali za jedinú perspektívnu oblasť na ropu.

V desaťročí po prvej svetovej vojne pracoval A. Matějka v okolí Tereble a Boržavy, neskôr v povodí Uhu pri Volosjanke na vtedajšej Podkarpatskej Rusi (v dnešnej Zakarpatskej oblasti USSR). Riešil tam litostratigrafické pomery flyšových usadenín a ich geologickú stavbu so zreteľom na možnú akumuláciu ropy a zemného plynu. V spolupráci s L. Zelenkom zmapovali územie na naftové ciele, ktoré predtým rozpracúvali rakúski a maďarskí geológovia, a to predovšetkým v okolí Jasine v dnešnej Zakarpatskej oblasti USSR a pri Zborove a Bardejove na východnom Slovensku. V ostatných rokoch pred druhou svetovou vojnou sa A. Matějka ešte dokázal venovať charakteru nasunutia magurského prikrovu a skúmať územie od Duklianskeho priesmyku po Mikovú. Poznatky z toho výskumu však pre vojnové udalosti zverejnil až v prvých rokoch po oslobodení.

Azda najvýraznejší vrchol dosiahol Matějka vedačská erudícia, a to napriek nepriaznivým udalostiam, ktoré ho postihli v r. 1951 a oddelili od vedeckej činnosti, po roku 1948. Pri nastolení plánovaného a systematicky vedeného geologického výskumu sa bádateľský duch terénneho pracovníka, akým bezpochyby bol A. Matějka, rozvinul do nebyvalých rozmerov.

Na zvládnutie rozsiahleho výskumného programu vo flyšových Karpatoch si za spolupracovníka pribral doc. dr. Z. Rotha, s ktorým potom celé štvrtoročie, až do ukončenia aktívnej výskumnej činnosti a odchodu do dôchodku, intenzívne spolupracoval. Z tejto plodnej spolupráce sa zrodili nielen desiatky vedeckých článkov, štúdií a monografií, lež aj geologické mapy celých oblastí a regiónov, ktoré sa stali súčasťou edičného programu regionálnych máp ČSSR. Treba vyzdvihnúť, že geologické mapy, ktoré dr. A. Matějka zostavoval, sa vyznačujú presnosťou opisu pozorovaných javov, a preto aj po uplynutí času zostávajú dielom trvalej hodnoty a môžu byť vzorom súčasným generáciám.

Medzi najvýznamnejšie monografie A. Matějku o flyšových Karpatoch patrí Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem, ako aj dielo Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd, za ktoré spolu s doc. dr. Z. Rothom bol poctený Štátnou cenou I. stupňa (1954).

Popri výskumnej činnosti vo flyšových Karpatoch sa dr. A. Matějka venoval aj praktickým otázkam vyplývajúcim z potrieb národného hospodárstva a priemyslu. Treba spomenúť jeho činnosť ako naftového experta pre neogénne panvy a staršie útvary Západných Karpát, ako aj inžinierskogeologické práce pre vodné diela a hydrogeologickú výskumnú a posudkovú činnosť.

Odchod dr. Alojsa Matějku je veľkou stratou slovenskej geológie. Odišiel človek, ktorého kritický vplyv a veľká náročnosť na výskumnú prácu, v ktorej bol sám príkladom, nám bude v diskusiách aj v súkromnom živote veľmi chýbať.

J. Bystrický — B. Leško

K R O N I K A

Zomrel Ing. Vojtech Lázár

9. novembra 1978 zomrel po krátkej chorobe vo veku 86 rokov význačný pracovník rudného baníctva a geologického prieskumu Ing. Vojtech Lázár. Slovenské baníctvo a prieskum v ňom strácajú vynikajúceho znalca rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

Ing. V. Lázár počas svojho pôsobenia v rudnom baníctve Gemera a Spiša zavádzal progresívne formy práce pri skúmaní a otváraní nových ložísk, ale aj v ťažbe a spracovaní surovín. Gemerské železorné baníctvo dosiahlo v rokoch jeho pôsobenia veľké úspechy. Ako banského inžiniera a neskôr aj ako riaditeľa banskej spoločnosti si ho vysoko vážili nielen hospodárske kruhy, ale najmä robotníctvo a technickí pracovníci baní, a to nielen pre jeho vynikajúce odborné vedomosti, ale aj pre spravodlivý a hlboko ľudský prístup k podriadeným. So zápalom sa zapojil do obnovy vojnou narušených banských prevádzok a do budovania znárodneného baníctva. Aj v tomto období vykonával rad hospodárskych funkcií a uplatnil v nich nielen svoje bohaté odborné vedomosti, lež aj schopnosť prenášať ich do praxe.

Výrazne sa zaslúžil aj o výchovu banských odborníkov, z ktorých mnohí dodnes pracujú v zodpovedných hospodárskych a odborných funkciách. Najmä počas pôsobenia v prieskumnom oddelení Železorných baní a vo Východoslovenskom rudnom prieskume vyrástli pod jeho vedením prieskumní geológovia, banskí inžinieri a technici, ktorí patria medzi vedúce osobnosti v geologickom prieskume surovín Slovenska. Kolegiálnym a priateľským prístupom si získal mladú technickú inteligenciu, ktorej nezištne odovzdával odborné i životné skúsenosti.

Za dlhoročnú prácu Ing. Vojtecha Lázára odmenili v roku 1956 diplomom a uznaním ministra rúd a hutného priemyslu za budovanie socialistického baníctva a za vysoko angažovanú prácu a vernosť baníckemu povolaniu mu v tom istom roku udelil prezident republiky Rad červenej zástavy práce. Za päťdesiatročnú prácu v baníctve ho v roku 1967 vyznamenala Univerzita ťažkého priemyslu v Mníškovci zlatým diplomom.

Ing. Vojtech Lázár publikoval svoje práce v odborných baníckych časopisoch. Hlboké vedomosti, podložené i znalosťou jazykov, využil po odchode do dôchodku na odborné štúdium, na vypracovanie rešerší archívnych banských materiálov z rokov pred oslobodením, z ktorých vyplynuli aj návrhy na ďalšiu prieskumnú činnosť. V poslednom období spracoval rozsiahlu komplexnú prácu o historickom vývoji baníctva v Spišsko-gemerskom rudohorí do roku 1945 v rámci Geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria.

Za celoživotné dielo i ľudské vlastnosti si Ing. Vojtech Lázár zaslúži vďaka celej geologickej a banskej odbornej obce. Oстане nám navždy vzorom skromného a pracovitého človeka.

Pavol Grecula

**Spomíname na pôsobenie významného sovietskeho hydrogeológa,
profesora Alexandra Ovčinnikova, doktora geologicko-mineralogických vied
na Katedre inžinierskej geológie FGGV UK v Bratislave**

V roku 1978 uplynulo 20 rokov od času, čo na Katedru inžinierskej geológie Fakulty geologicko-geografických vied Univerzity Komenského prišiel významný sovietsky hydrogeológ A. M. Ovčinnikov, profesor Geologickoprieskumného inštitútu v Moskve. Nedostatok kvalifikovaných odborníkov z hydrogeológie v tom čase u nás bol dôvodom, aby vedúci katedry prof. Ing. M. Matula, DrSc., prostredníctvom Povereníctva školstva požiadal ministerstvo vysokých škôl ZSSR o pomoc pri riešení naliehavého problému výchovy hydrogeológov na Univerzite Komenského v Bratislave.

Činnosť profesora A. M. Ovčinnikova počas jeho dvojročného pobytu na Slovensku bola mnohostranná. Prednášal hydrogeológiu pre poslucháčov i učiteľov. V prednáškach oboznamoval s novým chápaním hydrogeológie a s jej najmodernejšími výskumnými metódami. Text prednášok prof. A. M. Ovčinnikov upravil a s pomocou členov katedry preložil do slovenčiny. Tak vznikol prvý slovenský učebný text z hydrogeológie pre študentov Základné problémy hydrogeológie a metódy hydrogeologického výskumu. Letné prázdniny využíval prof. A. M. Ovčinnikov na hydrogeologický výskum v teréne. Spolu s niektorými členmi katedry robil hydrogeologické mapovanie v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska.

Počas svojho pobytu u nás poskytoval pracovníkom rozličných geologických, hydrogeologických a balneologických inštitúcií cenné konzultácie. Napísal niekoľko odborných posudkov týkajúcich sa možnosti získať termálne vody v okolí Levíc, hydrogeologických pomerov Oravskej Polhory a kúpeľov Smrdáky. V odborných časopisoch publikoval poznatky z výskumu na Slovensku, napr.: Nádrže podzemných vôd v Západných Karpatoch a v príľahlých okoliach, Uhlíité vody a vulkanizmus kenozoika, Hydrogeológia horských masívov na príklade Karpát a Kaukazu.

V septembri roku 1958 sa prof. Ovčinnikov zúčastnil na Medzinárodnom balneologickom kongrese v Mariánskych Láznach. Svoj referát zamerl na problémy štúdia liečivých minerálnych vôd v ČSSR a v ZSSR.

Svoje dlhoročné pedagogické a praktické skúsenosti odovzdával prof. A. M. Ovčinnikov s veľkou ochotou. Prednášal moderné poznatky o formovaní minerálnych — termálnych vôd. Staré náhľady, že sa takéto vody viažu len na hlboké zlomové línie, obmedzovali ich využitie v praxi, kde to potreba najviac vyžadovala. Jeho predpoklady o existencii mohutnej nádrže termálnych vôd v blízkosti Bratislavy a možnosti využiť ich v praxi vyvolali vtedy u mnohých našich odborníkov pochybnosti. Po dvadsiatich rokoch sa však náhľady prof. A. M. Ovčinnikova potvrdili. Hydrogeologický výskum Podunajskej nížiny pomocou hlbokých štruktúrnych vrtov takéto vody objavil v blízkosti Bratislavy pri Chorvátskom Grobe, Kráfovej pri Senici a na ďalších miestach.

Zásluhou prof. A. M. Ovčinnikova bolo hydrogeologické laboratórium vybavené na ten čas modernou prístrojovou technikou na modelovanie hydrogeologických javov dovezenou zo ZSSR, napr. hydraulickým integrátorom typu Lukjanova. Na základe jeho návrhu sa pôvodný názov katedry zmenil na Katedru inžinierskej geológie a hydrogeológie FGGV UK.

Činnosť prof. A. M. Ovčinnikova u nás bola mnohostranná a stala sa impulzom pre vznik modernej hydrogeológie na Slovensku.

Vavrinec Böhm — Ladislav Melioris

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Zo zasadnutia výboru Slovenskej geologickej spoločnosti

Novozvolený výbor Slovenskej geologickej spoločnosti (ďalej SGS) na svojom zasadnutí 30. 10. 1978 prerokoval problémy, z ktorých časť touto formou zverejňujeme.

a) Členská základňa

V minulom roku sa vykonala revízia platenia členských príspevkov. Všeobecne sa konštatovalo, že príspevková morálka je nízka. Členov (resp. bývalých členov, pretože pri neplatení príspevkov členstvo zaniká), ktorí nemali zaplatené členské príspevky za niekoľko rokov, sme písomne vyzvali vyrovnať členské. Rozhodujúca väčšina svoje podližnosti voči SGS postupne vyrovnáva. Takýto postup budeme používať aj v tomto a v nasledujúcom roku. Opätovne pripomíname výhody vyplývajúce z členstva vo vedeckej spoločnosti, napr. 20 % zľavu z ceny všetkých publikácií vydavateľstva SAV Veda; 50 % zľava z predplatného za časopis Mineralia slovaca; v budúcnosti sa bude dôsledne odlišovať výška vloženého na akcie, ktoré usporiada pre členov a nečlenov SGS; informovanosť o rozličných akciách atď.

Zasadnutie prijalo záver o nevyhnutnosti rozšíriť členskú základňu SGS najmä z radov mladých absolventov vysokých škôl, príp. aj z poslucháčov vyšších ročníkov fakúlt v Bratislave, Košiciach, resp. aj v Prešove a v Nitre. Prihlášky za členov distribuujú predsedovia pobočiek SGS (prof. Ing. Rozložník, DrSc. — Košice; RNDr. K. Malatinský, CSc. — Žilina; doc. RNDr. D. Hovorka, CSc. — Bratislava).

b) Životné jubileá

V roku 1979 budú mať životné jubileá títo členovia SGS:

70 rokov

prof. RNDr. R. Lukáč (20. 3. 1909), Bratislava

60 rokov

akademik B. Cambel, DrSc. (29. 10. 1919), Bratislava, prof. RNDr. J. Činčár, CSc. (14. 11. 1919), Prešov, doc. RNDr. J. Jarkovský, CSc. (18. 7. 1919), Bratislava

50 rokov

doc. RNDr. F. Čech, CSc. (14. 12. 1929), Bratislava, Ing. S. Ďurovič, CSc. (14. 7. 1919), Bratislava, RNDr. V. Gašparíková, CSc. (23. 8. 1929), Bratislava, Ing. J. Jankových (24. 6. 1929), Modrý Kameň, RNDr. E. Karolusová, CSc. (3. 11. 1929), Bratislava, RNDr. R. Kušík, CSc. (4. 9. 1929), Banská Bystrica, RNDr. E. Krippel, CSc.

(26. 11. 1929), Bratislava, Ing. R. Marschalko, CSc. (5. 9. 1929), Bratislava, Ing. L. Pa-holič (5. 10. 1929), Rožňava, doc. RNDr. V. Radzo, CSc. (16. 7. 1929), Košice, Ing. V. Sý-korová (1. 11. 1929), Banská Bystrica, doc. RNDr. J. Turan, CSc. (26. 12. 1929), Bratislava

c) Konferencia SGS

Na usporiadanie celoštátnej konferencie na západnom Slovensku pre členov SGS i členov Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v roku 1979 bol ustanovený prípravný výbor, ktorý začal svoju prácu. Súčasne s prípravou konfe-rencie (nový názov zjazdov spoločnosti) začala prípravu aj Československá spoloč-nosť pre mineralógiu a geológiu, pobočka v Moste. Pre väčší počet akcií, ktoré budú v priebehu budúceho roka v Bratislave, resp. na Slovensku, výbor dospel k záveru odporučiť členom SGS účasť na konferencii v severných Čechách. Obmedzený počet prihlášok dostali jednotlivé pobočky. Zúčemcovia o ne sa môžu obrátiť na funkcio-nárov pobočiek.

Prípravný výbor celoštátnej konferencie, ktorej usporiadateľom je SGS, bude po-kračovať v prípravách na konferenciu, ktorá sa uskutoční na západnom Slovensku v roku 1980.

d) Nové pobočky, odborné skupiny

Pretože v Spišskej Novej Vsi pracuje veľa členov SGS organizovaných v pobočke v Košiciach, výbor SGS odporúča zriadiť novú pobočku SGS v Spišskej Novej Vsi. Niektoré organizačné otázky s vedením podniku Geologický prieskum, n. p., prero-kuje RNDr. M. Slavkay, CSc.

Výbor posúdil možnosť založiť odbornú skupinu paleontológie pri SGS. Návrh zriadiť takúto skupinu, resp. jej fúziu s odbornou sedimentologickou skupinou, vy-pracuje prof. M. Mišík a RNDr. O. Samuel, DrSc.

Prof. C. Varček prerokuje s RNDr. J. Miškovicom (Katedra nerastných surovín PF UK v Bratislave) problémy súvisiace so zriadením záujmovej skupiny zberateľov, ktorá by usmerňovala zberateľskú činnosť v rámci SGS.

Plán seminárov bratislavskej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1979

Dlhoročné skúsenosti dokazujú, že najefektívnejšou formou na výmenu náhľadov na vedecké problémy v rozličnom štádiu riešenia sú vedecké semináre. Preto pri zostavovaní plánu akcií bratislavskej pobočky SGS na rok 1979 plánujeme vo väč-šom rozsahu ako v minulosti usporiadať v Bratislave tieto jednotlivé vedecké se-mináre:

1. Medzinárodné korelačné programy — stav riešenia a perspektívy
Seminár sa uskutočnil v januári
Organizátor: doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., PF UK
2. Sedimentológia flyšových komplexov československých Karpát
Seminár sa uskutočnil vo februári
Organizátor: Ing. R. Marschalko, CSc., GÚ SAV
3. Granitoidy Západných Karpát
Termín: marec
Organizátor: doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., PF UK

4. Problémy gemitika

Termín: november

Organizátor: RNDr. Š. Bajaník, CSc., GÚDŠ,
doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., PF UK

5. Seminár A. Matějku: Novšie výsledky geologického výskumu Karpát

Termín: október—november

Organizátor: RNDr. T. Koráb, CSc., GÚDŠ

6. Hydrogeologický seminár

Termín: október

Organizátor: RNDr. M. Zakovič, GÚDŠ.

Podrobnejšie informácie mimobratislavským záujemcom poskytnú organizátori seminárov. Presný termín seminárov oznámime všetkým členom bratislavskej pobočky a predsedom pobočiek v Košiciach, Žiline, príp. v Spišskej Novej Vsi. Účasť mimobratislavských členov SGS je na seminároch vítaná.

*Doc. RNDr. D. Hovorka, CSc.
predseda bratislavskej
pobočky SGS*

O Z N A M Y

Zákonné meracie jednotky a ich používanie

Pri štúdiu alebo posudzovaní niektorých príspevkov zverejňovaných v časopise *Mineralia slovacica*, ale aj v iných periodikách a publikáciách sa zistili nedostatky a nepresnosti v používaní zákonných meracích jednotiek. Mnohí autori ešte stále používajú už neplatné meracie jednotky (napr. Å, atm.). Častejšie a vo väčšej miere sa možno stretnúť s používaním prechodne platných meracích jednotiek, ako je napr. kp , $\text{kp} \cdot \text{cm}^{-2}$, cal atď.

Používanie meracích jednotiek uzakmoňuje ČSN 01 1300 Zákonné meracie jednotky. Podľa tejto normy zákonnými meracími jednotkami sú:

- a) základné jednotky SI,
- b) doplnkové jednotky SI,
- c) odvodené jednotky SI,
- d) násobky a diely jednotiek SI utvorené z jednotiek citovaných v bode a až c,
- e) vedľajšie jednotky

Základnými jednotkami sú:

meter	(m) — jednotka dĺžky
kilogram	(kg) — jednotka hmotnosti
sekunda	(s) — jednotka času
ampér	(A) — jednotka elektrického prúdu
kelvin	(K) — jednotka termodynamickej teploty
mol	(mol) — jednotka látkového množstva
kandela	(cd) — jednotka svietivosti

Doplnkovými jednotkami sú:

radián	(rad) — jednotka rovinného uhla
steradián	(sr) — jednotka priestorového uhla

Ovodené jednotky sú odvodené pomocou definičných vzťahov zo základných, príp. doplnkových jednotiek. Je ich pomerne veľa, ale pretože sa v príspevkoch nášho odborného časopisu všetky neuplatňujú, uvádzame len najpoužívanéjšie. Sú to:

štvorcový meter	(m^2) — jednotka plošného obsahu
kubický meter	(m^3) — jednotka objemu

hertz	(Hz)	— jednotka kmitočtu
meter za sekundu	(m . s ⁻¹)	— jednotka rýchlosti
meter za sekundu na druhú	(m . s ⁻²)	— jednotka zrýchlenia
kilogram na kubický meter	(kg . m ⁻³)	— jednotka hustoty
kubický meter na kilogram	(m ³ . kg ⁻¹)	— jednotka špecifického objemu
newton	(N)	— jednotka sily (tiaže)
pascal	(Pa)	— jednotka tlaku, jednotka mechanického napätia
joule	(J)	— jednotka energie
wat	(W)	— jednotka výkonu
coulomb	(C)	— jednotka povrchového napätia
newton na meter	(N . m ⁻¹)	— jednotka elektrického náboja
volt	(V)	— jednotka elektrického napätia
ohm	(Ω)	— jednotka elektrického odporu
siemens	(S)	— jednotka elektrickej vodivosti
farad	(F)	— jednotka elektrickej kapacity
henry	(H)	— jednotka indukčnosti
tesla	(T)	— jednotka magnetickej indukcie
ampér na meter	(A . m ⁻¹)	— jednotka intenzity magnetického poľa
ampér	(A)	— jednotka magnetomotorického napätia
lúmen	(lm)	— jednotka svetelného toku
lux	(lx)	— jednotka osvetlenia

Násobky a diely SI sa tvoria pomocou normalizovaných predpôn.

a) Tvoria sa podľa tretej mocniny desiatky

Predpona		znamená násobok	
názov	značka		
exa	E	1 000 000 000 000 000 000	10 ¹⁸
peta	P	1 000 000 000 000 000	10 ¹⁵
tara	T	1 000 000 000 000	10 ¹²
giga	G	1 000 000 000	10 ⁹
mega	M	1 000 000	10 ⁶
kilo	k	1 000	10 ³
mili	m	0,001	10 ⁻³
mikro	μ	0,000 001	10 ⁻⁶
nano	n	0,000 000 001	10 ⁻⁹
piko	p	0,000 000 000 001	10 ⁻¹²
femto	f	0,000 000 000 000 001	10 ⁻¹⁵
atto	a	0,000 000 000 000 000 001	10 ⁻¹⁸

b) Tvoria sa s odstupňovaním po jednom dekadickom ráde

Predpona		Znamená násobok	
názov	značka		
hekto	h	100	10 ²
deka	da	10	10 ¹
deci	d	0,1	10 ⁻¹
centi	c	0,01	10 ⁻²

Podľa toho teda možno používať odvodené jednotky napr. pre dĺžku: kilometer (km), centimeter (cm), milimeter (mm), mikrometer (μm), nanometer (nm); pre hmotnosť: megagram (Mg), gram (g), miligram (mg), mikrogram (μg); pre čas: kilosekunda (ks), milisekunda (ms), mikrosekunda (μs), nanosekunda (ns). Podobné odvodeniny sú možné aj od ostatných meracích jednotiek.

Vedľajšie jednotky

Okrem jednotiek SI sa z praktických príčin môžu používať aj vedľajšie jednotky. Sú to:

Veličina	Názov	Značka
čas	minúta hodina deň	min h d
rovinový uhol	stupeň (uhlový) grád minúta sekunda	(°) (g) (') (")
plošný obsah	hektár	ha
objem	liter	l
hmotnosť	tona	t
teplota	Celzius stupeň	°C
energia	elektrónvolt	eV
atómová hmotnostná konštanta	atómová hmotnostná jednotka	u
dĺžka	astronomická jednotka parsek	UA (AU) pc

Súčasne ČSN 01 1300 dovoľuje do 31. decembra 1979 používať aj niektoré jednotky, príp. s ich násobkami a dielmi, uzákonené v ČSN 01 1300 z 3. 1. 1963. Sú to tieto jednotky:

Veličina	Názov	Značka	Vzťah k jednotkám SI
plošný obsah	ár barn	a b	$1 \text{ a} = 10^2 \text{ m}^2$ $1 \text{ b} = 10^{-28} \text{ m}^2$
sila (ťaž) tlak	kilopond kilopond na štvorcový meter kilopond na štvorcový centimeter torr bar	kp kp . m ⁻² kp . cm ⁻² Torr bar	$1 \text{ kp} = 9,806 \ 65 \text{ N}$ $1 \text{ kp} . \text{m}^{-2} = 9,806 \ 65 \text{ Pa}$ $1 \text{ kp} . \text{cm}^{-2} = 9,806 \ 65 . 10^4 \text{ Pa} = 0,098 \ 0665 \text{ MPa}$
mechanické napätie	kilopond na štvorcový milimeter	kp . mm ⁻²	$1 \text{ Torr} = (101 \ 325 / 760) \text{ Pa}$ $1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa} \approx \text{MPa}$ $1 \text{ kp} . \text{mm}^{-2} = 9,806 \ 65 . 10^6 \text{ Pa} = 9,806 \ 65 \text{ MPa}$
tepelná energia	kalória	cal	$1 \text{ cal} = 4,1868 \text{ J}$

Veličina	Názov	Značka	Vzťah k jednotkám SI
tiažové zrýchlenie	gal	Gal	$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2} =$ $= 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
dynamická viskozita	poise	P	$1 \text{ P} = 0,1 \text{ Pa} \cdot \text{s}$
kinematická viskozita	stok	St	$1 \text{ St} = 1 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} =$ $= 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
magnetická indukcia	gauss	G(Gs)	$1 \text{ G} \triangleq 10^{-4} \text{ T}$
intenzita magnetického poľa	oersted	Oe	$1 \text{ Oe} \triangleq (1000/4\pi) \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$
magnetický indukčný tok	maxwell	M(Mx)	$1 \text{ M} \triangleq 10^{-8} \text{ Wb}$
dávka	rad	rad(rd)	$1 \text{ rad} = 10^{-2} \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$
aktivita	curie	Ci	$1 \text{ Ci} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ s}^{-1}$
ožiarovanie	röntgen	R	$1 \text{ R} = 2,58 \cdot 10^{-4} \text{ C} \cdot \text{kg}^{-1}$

Pretože prechodne platné meracie jednotky zostávajú v platnosti približne už iba jeden rok, je žiadúce, aby široká publicistická verejnosť používala meracie jednotky SI, príp. prechodne platné meracie jednotky uvádzala v zátvorkách, avšak len do 31. 12. 1979, t. j. do konca ich prechodnej platnosti.

Žiadame autorov, ktorí budú posilať príspevky do časopisu *Mineralia slovac*a, aby používali len platné meracie jednotky SI. Je to jedna z podmienok ich uverejnenia.

V. Hrinko

MINERALIA SLOVACA roč. 11, č. 1 (49)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6

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

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11

Objednávky adresujte redakcii časopisu

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

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

© Alfa, Bratislava 1979

AKTUALITY — NEWS

<i>Miloslav Böhmer: Piate sympóziu IAGOD (International Association on the Genesis of Ore Deposits)</i>	20
<i>Pavel Hvoždara: Vrstvový scheelit vo veporidnom kryštaliniku — Strata-bound scheelite in the Veporide crystalline</i>	77

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Dušan Hovorka: Zo zasadnutia výboru Slovenskej geologickej spoločnosti</i> . .	91
---	----

OZNAMY

<i>Vasil Hrinko: Zákonné meracie jednotky a ich používanie</i>	93
--	----

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELÝ

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

