MINERALIA SLOVACA

12 1980 3

MINERALIA SLOVACA

Vol. 12
(1980)
No 2
97—192

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

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

REDAKČNÁ RADA:

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

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

OBSAH **CONTENTS**

ORIGINAL PAPERS

Michal Maheľ

Pribradlové pásmo, charakteristika a význam **193**

The Peri-klippen zone: its nearer characterization and significance

Milan Mišík — Jozef Jablonský — Pavol Fejdi — Milan Sýkora

Chrómové a železité spinely z kriedových sedimentov Západných Karpát **209**

Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians

Milan Mořkovský — Josef Novák

Některé výsledky reflexních seizmických měření v oblasti pohřbených vulkanických těles v jihovýchodní části Potiské nížiny **229**

Some results of reflection seismic measurements in the area of buried volcanic bodies of the SE Potiská nížina lowland (Eastern Slovakia)

Pavol Rybár — Rudolf Ďuďa

Geochemická zonálnosť ložiska Zlatá Baňa **253**

Geochemical zonality on the Zlatá Baňa base-metal deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

Štefan Richter — Ján Kozáč — Ján Derco

Chryzotilový azbest zo serpentinitu pri Jaklovciach **255**

Chrysotile asbestos from serpentinite near Jaklovce (Spišsko-gemerské Mts.)

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 193—207*

Pribradlové pásmo, charakteristika a význam

MICHAL MAHEĽ

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

(3 obr. v texte)
Doručené 14. 2. 1980

Приутёсовая полоса; её характеристика и значение

Детальнее описаны основные черты характеризующие приутёсовую зону, которая образовалась во верхнем мелу в результате процессов в шёвной зоне. Эта контактная зона внутренних Карпат и утёсового пояса имеет возле основных черт (манинский покров, лобные части субтатранских покровов с после верхнемеловыми северовергентными сбросами, верхний мел и приутёсовый палеоген) свои особенности в югозападной части (альпский тип) на Среднем Поважии и Восточной Словакии. Три разных моделя вдоль Западных Карпат дают разные возможности для глубинной разведки.

The Peri-klippen zone: its nearer characterization and significance

Basic features characterizing the Peri-klippen belt are described in detail. The zone originated during the Upper Cretaceous reflecting processes along a suture belt. This contact zone of the Central Carpathians and the Klippen belt beside its basic features (the Manín nappe, frontal parts of Subtatric nappes with post-Upper Cretaceous upthrusts of northern vergencies, the Upper Cretaceous sediments and the Peri-klippen Paleogene) has also its own pecularities in the SW part (Alpine type), in the Middle Váh valley and in Eastern Slovakia. Three different models along the Western Carpathians yield different possibilities for deep prospection.

Pribradlové pásmo vyčlenil M. Maheľ (M. Maheľ et al. 1976) ako štruktúru vyššieho radu, pre ktorú je charakteristický manínsky príkrov s niektorými znakmi blízkymi bradlovým jednotkám, čelné časti

krížňanskej jednotky, osobitný vývoj vrchnej kriedy a myjavského paleogénu. Aj keď sa dôležitosť vyčlenenia tejto štruktúry ako perspektívnej na vyhľadávanie ložísk ropy a plynu (A. Thon — F. Chmelík — B. Leško 1978) uznáva, podrobnejšia charakteristika tohto pásma i jeho bližšie priestorové vymedzenie chýbajú. Ale posledné roky priniesli rad poznatkov, a to pri všetkých základných spomenutých znakoch charakteristických pre toto pásmo. Týka sa to hlavne bližšieho vyjasnenia:

- štruktúrneho postavenia manínskej jednotky a jej vzťahu k bradlovému pásmu,
- štruktúrneho charakteru čelových častí „subtatranských" príkrovov,
- prehĺbenia poznatkov o „pribradlovej" vrchnej kriede i o myjavsko-žilinskom paleogéne,
- stavby bradlového pásma, hlavne jeho najvnútornejších častí,
- vzťahu vnútorných Karpát a bradlového pásma v jednotlivých úsekoch Karpát,
- geofyzikálneho stanovenia priebehu hlbinného skoku v zemskej kôre známeho ako peripieninský lineament.

1. Už samotné vyčlenenie pribradlovej zóny bolo výsledkom preradenia manínskej jednotky do vnútrokarpatských jednotiek. Podrobnejšie bádanie štruktúrneho charakteru tejto jednotky (M. Maheľ 1975), sprevádzané litologicko-stratigrafickým výskumom (K. Borza, v tlači), pomerne presvedčivo ukazuje genetickú spätosť manínskej jednotky s krížňanským príkrovom a jeho príbuznosť s vysockým typom, hlavne s belanskou sériou. Manínsku jednotku pokladáme za čiastkový príkrov kmeňového krížňanského príkrovu (M. Maheľ 1978b).

Z priestorového rozloženia členov manínskej jednotky zjavne vychodí, že pri vnútornom okraji bradlového pásma vytvára dve súvislejšie antiklinály oddelené synklinálou vyplnenou cenomanskými súvrstviami hrubého flyšu (stredný a najspodnejší vrchný cenoman) a jemnorytmického flyšu s prevahou slieňovcov (praznovské vrstvy — najvrchnejší cenoman). Jadrá antiklinál predstavujú karbonatické členy (lias až apt, resp. spodný alb) sprevádzané na krídlach bridličnatými slieňmi vrchného albu až spodného cenomanu. Jadrové členy antiklinál, ich nesúvislé pruhy, vykazujú „nezrelý" bradlový štýl, charakteristický pre série vysockého typu krížňanskej jednotky. Pri väčších bradlách, ako je Butkov a Manín, je zjavný štýl severovergentných naklonených vrás s výrazným periklinálnym uzáverom. Spodné krídlo je často tektonicky redukované mladšími, povrchnokriedovými prešmykmi. Vnútorné krídlo miestami utínajú strmé juhovergentné posteocénne prešmyky.

Základný štruktúrny charakter manínskych „bradiel" a ich priesto-

rové rozloženie uprostred súvislých pruhov mladších flyšových súvrství ukazuje, že ide o severovergentné čelové vrásy tektonicky deformované mladšími pohybmi. Tieto vrásy sa smerom do vnútra Karpát ponárajú pod krížňanský príkrov s. s. a stávajú sa plochejšími, prechádzajú do ležatých vrás.

Rovnaký štruktúrny charakter vykazujú staršie členy manínskej jednotky i v oblasti Trenčianskej Teplej, ktorá sa vždy pokladala za súčasť centrálnych Karpát, aj keď nepochybná je tu nielen obsahová totožnosť, ale i štruktúrna zhoda s butkovským „bradlom".

Opísaný tektonický štýl manínskej jednotky sa od pravého bradlového štýlu, typického hlavne pre czorsztynskú a kysucкú jednotku, nápadne odlišuje. Pri týchto jednotkách sú bradlá spravidla menšie, rozbitejšie. Výraznejšia je pri nich tektonická selekcia členov podľa charakteru plasticity, väčšia premiešanosť bradiel s ich „obalom" ako dôsledok intenzívnejšieho stlačenia a uplatnenia sa voľných pohybov a diapirických výstupov. Častá je aj nepravidelnosť vo vergencii; oveľa výraznejšie uplatnenie sa spätných — juhovergentných pohybov.

Naopak tektonický štýl manínskej jednotky sa v základných črtách zhoduje s čelovými časťami krížňanského príkrovu s. s. Pravda, s tým rozdielom, že plastickejšie súvrstvia neokómu zliechovskej série, tvoriace jadrové členy čelových antiklinál, majú súvislejší priebeh, nie sú natoľko tektonicky rozbité. V tých priestoroch, kde vystupujú v jadre antiklinál uprostred albských slieňovcov rigidnejšie rohovcové vápence aptu, resp. spodného albu, stáva sa štýl pretrhaných šošoviek s nábehom k bradlám výraznejší. Týka sa to hlavne spojujúceho krídla medzi manínskou a krížňanskou jednotkou s. s.

Rozdiely v tektonickom štýle predflyšových členov manínskej a zliechovskej jednotky či krížňanského príkrovu s. s. vyplývajú z rozdielov mechanických vlastností hornín. Sú analogické, aké bývajú medzi čiastkovými príkrovmi a kmeňovým krížňanským príkrovom s. s.: v Strážovskej hornatine medzi čiastkovým belanským a zliechovským príkrovom, v Malých Karpatoch medzi čiastkovým vysockým a zliechovským príkrovom, v Považskom Inovci medzi čiastkovým beckovským a zliechovským príkrovom.

Navyše pri rozbitosti jadra čelových antiklinál manínskeho príkrovu dôležitú úlohu iste zohrala i jeho priestorová pozícia pri okrajoch bradlového pásma, kde sa uplatnilo intenzívne stláčanie vo viacerých štádiách.

2. Mladšie povrchnokriedové, azda i posteocénne prešmyky výraznejšie postihli aj čelovú časť krížňanského príkrovu s. l. a chočského príkrovu. Pravda, tento postih smerom do vnútra Karpát je postupne zriedkavejší. Zvlášť zjavné sú mlad-

šie postihy v oblasti Trenčianska Teplá—Trenčianske Teplice, Opatová—Soblahov, teda v tých priestoroch, kde transverzálny zdvih podložia umožňuje sledovať podložie čelových častí subtatranských príkrovov a kde sa vynára i manínska jednotka v podloží zliechovskej (M. Maheľ 1978a, b). K tomu treba prirátať zistenie šupiny vrchnej kriedy vo vrte Soblahov (A. Kulmanová 1979). To všetko zbližuje štruktúrny charakter čelovej časti subtatrika s manínskou jednotkou.

Ale zóna postihu čelových častí subtaktrika mladšími severovergentnými prešmykmi, hlavne krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch, teda na strednom Považí, je však úzka a siaha zhruba po rozhranie medzi myjavsko-žilinským a centrálnokarpatským typom paleogénu.

Len v oblasti Malých Karpát je táto zóna širšia a v podstate sa kryje s rozhraniami spomínaných dvoch typov paleogénu a s južným, resp. juhovýchodným okrajom vrchnej kriedy brezovského či gosauského typu. Severovergentné prešmyky a násuny tu postihujú nielen čelá krížňanského príkrovu, ale i rozsiahle masy chočskej a vyšších jednotiek, sčasti aj úzky pruh týchto jednotiek pri západnom okraji Malých Karpát až po bukovskú depresiu. Z hlbokých vrtov do podložia neogénu viedenskej panvy je známe, že vrchná krieda sa tektonicky včlenila do spoločných štruktúr s vyššími príkrovmi (K. Bílek 1960; F. Němec — A. Kocák 1976).

3. Vrchnú kriedu brezovského typu a myjavský paleogén pokladáme za určujúci znak pribradlovej zóny (M. Maheľ et al. 1967). Rozsah týchto členov pozdĺž bradlového pásma sa ukazuje prinajmenej celozápadokarpatský. Významným krokom v tom smere bola paralelizácia hričovského (žilinského) paleogénu s myjavským a ich spojenie do (J. Salaj 1962; O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972) jednotného pribradlového. A to nabáda pátrať po takých vzťahoch medzi brezovskou vrchnou kriedou a analogickou na strednom Považí (A. Began — J. Salaj 1978). Inými slovami to znamená pokladať manínsku vrchnú kriedu za analogickú brezovskej, a teda i za indikátor pribradlovej zóny. Treba mať, pravda, na zreteli, že myjavská oblasť je širšia a sú v nej známe dva vývíny vrchnej kriedy a paleogénu, oddelené zlomom prešmykového charakteru, ktorý ich tektonicky zbližuje. Juhovýchodný vývin sa začína transgresívnymi zlepencami koňaku a leží v nadloží chočského príkrovu. Podložie severozápadného vývinu (podložie santónu) je neznáme. Z priestorového rozloženia sa dá predpokladať, že sú tu v podloží čelá krížňanského príkrovu s. s. alebo manínsky príkrov. Na Považí vrchná krieda nadväzuje na strednú kriedu manínskej jednotky. Nad flyšom praznov-

ských vrstiev (vrchný cenoman) je súvrstvie turónu — koňaku až spodného santónu podľa jedných bez prerušenia (J. Salaj 1962), podľa iných s hiátom v strednom turóne v transgresívnej pozícii (R. Marschalko — J. Kysela 1979).

Pre vývíny vrchnej kriedy v uvedených oblastiach je charakteristický jemnorytmický flyš s prevahou slieňovcov vo vrchnom santóne, v juhovýchodnom vývoji v oblasti Myjavskej pahorkatiny (pri Brezovej) s polohami konglomerátov. Sporadicky v koňaku až santóne sa nájdu marginálne zlepence i na Považí (R. Marschalko — J. Kysela 1978). Ďalším charakteristickým znakom sú polohy pestrých slieňov v juhovýchodnom vývoji v spodnom kampáne (okolie Brezovej) a sivozelených slieňov s náznakmi pestrých slieňov (spodný kampán na Strednom Považí, Horný a Dolný Moštenec). I vrchný kampán — mastricht je flyšový. Častejšie sú v ňom hrubšie polohy pieskovca a mikrokonglomerátov, ktoré spolu s polohami orbitoidového vápenca až zlepenca poukazujú na výraznejšie splytčenie. Pozoruhodné je, že paleoprúdové prvky majú v tomto flyši výrazne odlišný, takmer kolmý smer na smer prvkov cenomanského flyšu (R. Marschalko — J. Kysela 1979).

Plytkovodnejšie členy v severnejšom vývoji Myjavskej pahorkatiny chýbajú, zastupujú ich sliene. Takáto situácia je i na Považí v profile pri Žiline, kde v slieňoch sú polohy vápenca s orbitoidnými foraminiferami vrchného mastrichtu (E. Köhler 1960).

Výzdvih bradlového pásma koncom vrchnej kriedy a hlavne v najspodnejšom paleocéne sa odrazil v pribradlovej oblasti zväčša plytkovodnými až okrajovými fáciami s biohermnými vápencami, často resedimentovanými v zlepencoch a slieňoch (oblasť Žilina, Hradisko), príp. prerušením sedimentácie v spodnom paleocéne. V juhovýchodnej zóne Myjavskej pahorkatiny sa začiatok nového cyklu začína transgresívnymi vrchnopaleocénnymi zlepencami s deštrukčne ničenými riasovokoralovými vápencami; typický flyš sa začína vo vrchnom paleocéne. V severovýchodnej oblasti Myjavskej pahorkatiny nebolo prerušenie sedimentácie; splytčenie v paleocéne sa prejavuje vrstvovými vápencami (mont — landén) s obsahom exotických valúnikov (O. Samuel — J. Salaj 1961; A. Began — J. Salaj 1978). Na strednom Považí (Žilina — Hradisko) po plynulom prechode z vrchnej kriedy do paleogénu predstavujú podstatnú časť paleocénu pestré sliene. Je to vývoj hlbokovodnejší s pelagickými foraminiferami a s nanoplanktónom (J. Salaj — J. Kysela — V. Gašparíková — A. Began 1978). Flyš s polohami zlepencov sa začína v spodnom eocéne. Flyš centrálnokarpatského typu patriaci pa-

leogénu Žilinskej kotliny sa začína vo vrchnom lutéte.

Na Orave je svedkom pribradlovej zóny tzv. pribradlový typ paleogénu, známy od obce Kňažia (A. Matějka — E. Hanzlíková 1962), charakterizovaný paleocénnymi zlepencami, brekciami, vápnitými pieskovcami, tmavými zelenosivými ílovcami s paleocénnymi foraminiferami, ale aj s preplavenou vrchnokriedovou mikrofaunou.

V úseku Pienin pribradlovú zónu dokumentuje hlavne bradlo pri Haligovciach, a to svojím manínskym vývinom starších členov. K nej azda patrí aj šupina strednokriedových členov: albských sivozelených slieňov a vápnitých ílovcov, cenomanských pieskovcov s vrstvičkami ílovca a súvrstvie piesčitého ílovca a vápnitého pieskovca s vložkami zlepenca (flyš mocný až 200 m), azda turónskeho veku (A. Matějka 1961, 1963).

O pokračovaní sedimentačného pribradlového pásma na V do oblasti východného Slovenska sú len sporadické údaje. Jednak preto, že táto oblasť je tektonicky redukovaná a veľmi pravdepodobne ju prekrýva spätný násun bradlového pásma a krynickej jednotky na J. Ale valúny vrchnokriedových hornín, a to orbitoidových vápencov a pestrých slieňov (R. Marschalko — M. Mišík — L. Kamenický 1976), a výskyty rozličných flyšových súvrství vrchnej kriedy v oblasti Hanušoviec naznačujú pravdepodobnosť pokračovania pribradlovej zóny do východoslovenskej oblasti a previazanosť s vrchnokriedovým a paleogénnym bazénom južne od bradlového pásma na Zakarpatskej Ukrajine (kričevské vrstvy, romanovské, bajlovské; V. G. Sviridenko 1976).

4. Posledné roky zaznamenávame významnú zmenu pohľadov na vnútornejšie jednotky, klapskú s pieninským exotickým chrbtom. Po podrobných štúdiách valúnového materiálu zlepencov a sedimentologických štúdiách vrchnokriedových i paleogénnych sedimentov sa vynárajú viaceré varianty geotektonického postavenia pieninského chrbta, zdroja mocných zlepencov s exotickým materiálom, aké nikde inde nestretávame v takom rozsahu a v takom širokom stratigrafickom rozpätí (alb — paleocén). Klasická kordiléra (D. Andrusov 1938) sa dnes chápe ako členitá, zložená z viacerých krýh (M. Mišík 1978), príp. ako kordiléra s postupným sťahovaním na S (R. Marschalko 1978). Zaujímavý je námet M. Mišíka hľadať zdroj exotického materiálu v tektonickej melanži vzniknutý pri zatváraní sa oceánu obdukciou severného mikrobloku na mikroblok vnútorných Karpát (M. Mišík 1978). Lenže v podstate rovnaký charakter magmatického materiálu po celej dĺžke bradlového pásma poukazuje na jednotný zdroj z rovnakého paleotektonického elementu. Pritom pestrosť hornín vo valúnoch od pyro-

klastík až po intruzíva, od kyslých magmatitov a vulkanitov až po ultrabáziká a ich široké časové rozpätie doger až alb (stanovené rádiometricky; M. Rybár—J. Kantor 1978) poukazujú na pôvod z ostrovného oblúka. Rovnako aj hojnosť wildflyšu, biohermných vápencov, bohatstvo fauny s pestrosťou spoločenstiev ako nikde mimo bradlového pásma nabáda pokladať nielen pieninskú kordiléru, ale aj priliehajúci kysucký trog a czorsztynskú kordiléru za súčasť tohože ostrovného oblúka. Pravda, táto predstava mohla vzniknúť až po vyčlenení manínskeho príkrovu ako súčasti krížňanského príkrovu s. l. a po zásadne novom členení tatríd (M. Maheľ 1978).

Za severné pásmo tatríd nepokladáme vysokotatranské pásmo s plytkovodnými fáciami, ale fatranskú zónu, charakterizovanú sériami s hlbokovodným typom jury a spodnej kriedy. Táto zóna predstavovala okraj oceanického penninského trogu, ktorý susedil na S s ostrovným oblúkom. Oceanický trog je pokračovaním južnej vetvy penninika z Álp a je zväčša subdukovaný, sčasti prekrytý vonkajším okrajom vnútorných Karpát. Severne od členitého ostrovného oblúka bradlového pásma predpokladáme okrajové more, sedimentačnú oblasť starších členov magurského príkrovu — predĺženie severnej zóny penninika do Karpát.

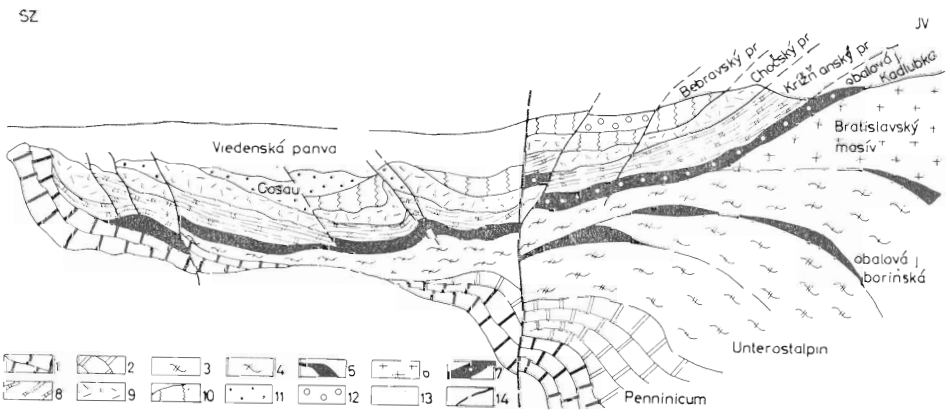
Strednokriedové členy manínskej jednotky, rovnako ako vrchnokriedové, vykazujú príbuzenstvo s vnútornejšou jednotkou bradlového pásma s klapskou jednotkou. Práve pre túto príčinu mnohí dodnes pokladajú manínsku jednotku za súčasť bradlového pásma. Na tento fakt nezabúdame, ale pozeráme sa naň ako na výsledok tektonického zblíženia, presunutia manínskeho príkrovu počas albu (M. Maheľ 1979b). Pri takomto chápaní, pravda, vzniká rad nových problémov dotýkajúcich sa predovšetkým stratigrafie a paleogeografie strednokriedových súvrství, a to aj krížňanského príkrovu a tatríd.

Nie menej dôležitou otázkou je postavenie kostoleckých bradiel vystupujúcich v sprievode čelných štruktúr manínskeho príkrovu a pri ich vnútornom okraji. Ale kostolecké bradlá sa od manínskej jednotky výrazne odlišujú radom znakov, ktoré signalizujú príbuznosť s bradlami klapskej jednotky. Majú nepatrný podiel klastického materiálu, najmä terigénneho kremeňa, a to aj v liase, a množstvo glaukonitu v krinoidovom biosparite liasu. Ďalej sa vyznačujú pestrosťou dobre zachovanej makrofauny a mikrofauny (znak typický pre série bradlového pásma). V liase sú hojné úlomky vulkanických sekundárne zmenených hornín (A. Kullmanová 1968). Kostolecké bradlá pokladáme za oligoklasty z ostrovnej klapskej, resp. pieninskej kordiléry, skĺznuté do flyšového súvrstvia strednej kriedy. Niektoré z bradiel začleňovaných medzi kostolecké

(napr. súľovské pásmo; K. Borza 1970) sa svojím litologickým charakterom od kostoleckých zásadne odlišujú a zrejme patria do prechodnej série medzi manínskou a zliechovskou.

5. Pribradlové pásmo predstavuje zónu styku vnútorných Karpát a bradlového pásma. Jej šírka sa pozdĺž Karpát mení. Mení sa však aj jej vzťah k bradlovému pásmu i ku skoku v kôre známemu ako peripieninský lineament. Na našom území možno hovoriť o troch typoch alebo o troch modeloch styku vnútorných a vonkajších Karpát, a tým aj o troch stavbou odlišných úsekoch pribradlovej zóny (obr. 1—3): o myjavskom, v podstate alpskom type, o považskom a východoslovenskom type. Pritom po celej dĺžke je bradlové pásmo vztýčené a má v podstate rovnaký morfoštruktúrny charakter.

a) V myjavskom úseku, reprezentovanom Záhorskou nížinou a Myjavskou vrchovinou, je pribradlová zóna široká (obr. 1), v juhozápadnej časti dosahuje až 30—40 km a siaha na západné okraje Malých Karpát. Jej východný okraj sa viac-menej kryje so západnými okrajmi Ma-



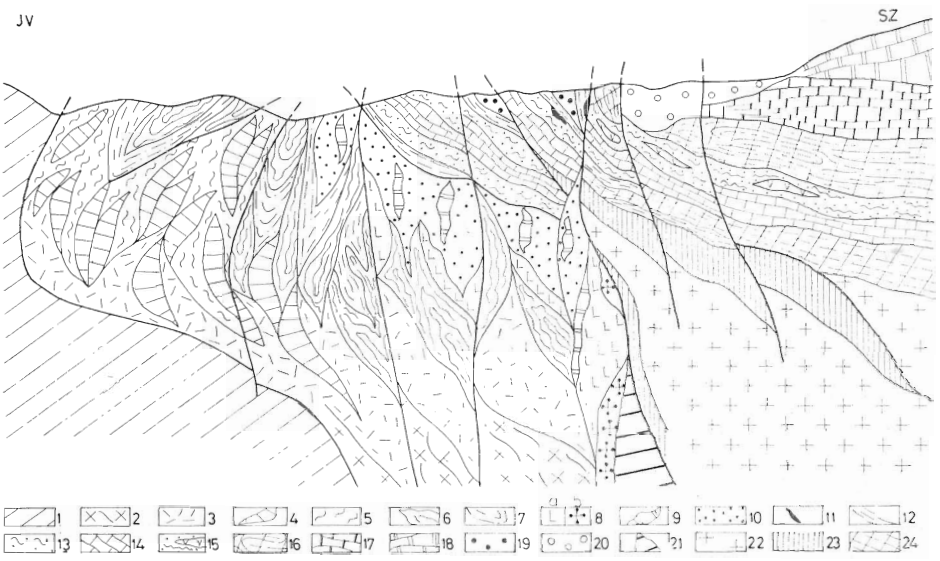
Obr. 1. *Náčrt tektonického postavenia bradlového pásma v západnom (malokarpatskom) úseku*
1 — bradlové pásmo; 2 — penninikum; 3 — unterostalpínske kryštalinikum (spodné); 4 — kryštalinikum (metamorfity) malokarpatské; 5 — obalové mezozoikum — malokarpatské; 6 — masívy granitoidov; 7 — obalová séria Kadlubka; 8 — krížňanský príkrov; 9 — chočský príkrov; 10 — bebravský príkrov; 11 — vrchná krieda; 12 — centrálnokarpatský paleogén; 13 — neogénna výplň viedenskej panvy; 14 — peripieninský hlbinný zlom
Fig. 1. *Sketch of tectonic position of the Klippen Belt in the western (Little Carpathian) tract*
1 — Klippen Belt; 2 — Penninic; 3 — Unterostalpin crystalline (lower); 4 — crystalline (metamorphites) — Little Carpathian; 5 — envelope Mesozoic — Little Carpathian; 6 — massifs of granitoids; 7 — Kadlubek envelope group; 8 — Krížna nappe; 9 — Choč nappe; 10 — Bebrava nappe; 11 — Upper Cretaceous; 12 — Central-Carpathian Paleogene; 13 — Neogene filling of the Vienna basin; 14 — Peripieninic deep-seated fault

lých Karpát, pričom systém zlomov, ktoré porušujú vyššie „subtatranské" príkrovy pri západných okrajoch pohoria, i tie, ktoré vytvárajú východné obmedzenie viedenskej panvy, možno pokladať za povrchové prejavy hlbinného peripienidného zlomu. Vlastné bradlové pásmo v tejto oblasti je presunuté na značnú vzdialenosť, pravdepodobne cez flyš magurskej jednotky. Pritom šírka bradlového pásma je malá. Čelá manínskej i krížňanskej jednotky sú silne zošupinovatené a prekrýva ich čelná časť chočského príkrovu a vyšších príkrovov. Vrchná krieda (brezovská skupina) a paleogén (myjavská skupina) vystupuje vo viacerých štruktúrach a vo dvoch vývinoch. Východný okraj pribradlovej zóny, sledujúci zhruba peripienidný hlbinný zlom, možno stotožniť s prudkým zostupom bradlového pásma do hĺbky, príp. s jeho zakorenením. Náš nový pohľad na kryštalinikum Malých Karpát ako sústavu šupín, príp. čiastkových príkrovov a paralelizácia týchto spodnejších s unterostalpínom Východných Álp (M. Maheľ v tlači) vedie k záveru o susedstve hlbokej časti bradlového pásma s penninikom nachádzajúcim sa východnejšie v neveľkej hĺbke v podloží príkrovových šupín malokarpatského kryštalinika.

b) V považskom úseku pribradlová zóna má šírku do 10 km, je morfoštruktúrne výrazná, charakteristická hlavne mohutnejšie zastúpenou manínskou jednotkou a čelovou časťou krížňanského príkrovu. Vrchná krieda nadväzuje na manínsku jednotku. Paleogén (známy z literatúry ako hričovský, príp. žilinský) sa viaže na hlbšie tektonicky zaklinené, zavrásnené šupiny. Zjavný je jeho pozvoľný laterálny prechod do centrálnokarpatského paleogénu s postupným zmladzovaním bazálneho transgresívneho člena (pri okraji bradlového pásma s vyvinutým celým paleocénom, v Prečínskej kotline s transgresívnym ilerdom a v Pružinskej s transgresívnym kuisom). Zjavné je aj slabnutie tektonických postihov smerom na JV (obr. 2).

Vzťčenosť štruktúr pribradlovej zóny na strednom Považí, hojnosť prešmykov, prevažne strmých, a blízkosť výrazného skoku v hrúbke kôry naznačuje, že sa pribradlová zóna sformovala v oslabenej časti podložia, azda na zóne prudkého zostupu bradlového pásma do hĺbky.

c) Z východoslovenskej oblasti máme o pribradlovej zóne len nepriame údaje. Patria medzi ne už spomenuté náznaky vrchnej kriedy a pribradlového paleogénu. Skok v hrúbke kôry je v hĺbke okolo 10—15 km (informácia B. Beránka). Hlbšie vrty v susedstve bradlového pásma počnúc vrtom pri Humennom (M. Maheľ — A. Kullmanová 1977) nezastihli manínsky príkrov ani čelové časti krížňanského príkrovu s tektonickým nakopením — prevrásnením



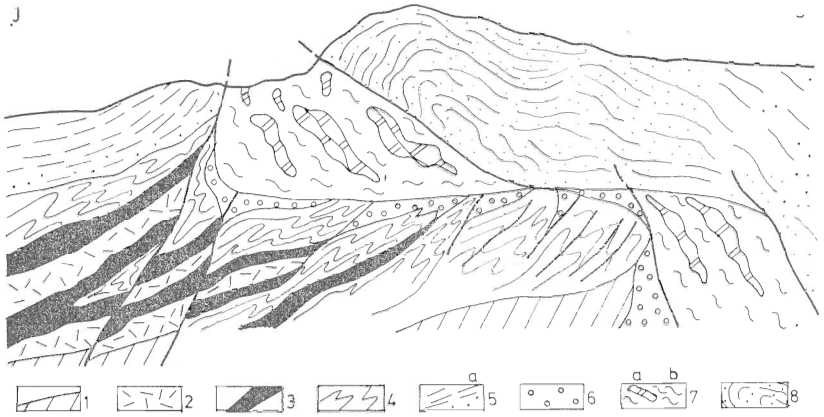
Obr. 2. *Styk vnútorných a vonkajších Karpát na strednom Považí (skica)*
1 — magurská jednotka; 2 — kryštalinikum bradlového pásma; 3 — trias bradlového pásma; 4 — jursko-spodnokriedové bradlá czorsztynskej jednotky; 5 — vrchná krieda — paleocén czorsztynskej jednotky; 6 — jursko-spodnokriedové bradlá kysuckej jednotky; 7 — vrchná krieda kysuckej jednotky; 8 — a) vulkanická formácia (doger — alb) klapskej jednotky; b) granity; 9 — vápence (sčasti biohermné) klapskej jednotky (jura — spodná krieda); 10 — stredná a vrchná krieda — prevažne flyš klapskej jednotky; 11 — olistolity kostoleckej jednotky (jura); 12 — vrchná krieda manínskej jednotky; 13 — stredná krieda manínskej jednotky; 14 — lias — spodný alb manínskeho príkrovu; 15 — vrchný alb — cenoman (flyš) spojovacieho pruhu (rohovcové vápence — spodný alb); 16 — neokóm — alb čelovej časti krížňanského príkrovu s. s. (zliechovského); 17 — chočský príkrov; 18 — strážovský príkrov; 19 — pribradlový paleogén; 20 — centrálnokarpatský (súľovský) paleogén; 21 — penninikum ?; 22 — fatrikum, kryštalinikum; 23 — fatrikum — mezozoický obal (spodný trias — alb); 24 — alochtónne fatrikum
Fig. 2. *Contact of the Inner and Outer Carpathians in the middle Váh valley* (sketch)
1 — Magura unit; 2 — crystalline of the Klippen Belt; 3 — Triassic of the Klippen Belt; 4 — Jurassic-Lower Cretaceous klippes of the Czorsztyn unit; 5 — Upper Cretaceous-Paleocene of the Czorsztyn unit; 6 — Jurassic-Lower Cretaceous klippes of the Kysuca unit; 7 — Upper Cretaceous of the Kysuca unit; 8 — Volcanic formation (Dogger-Albian) of the Klape unit; a) granites; 9 — limestones (partly bioherm) of the Klape unit (Jurassic-Lower Cretaceous); 10 — Middle and Upper Cretaceous-predominantly flysch of the Klape unit; 11 — Olistholiths of Kostolec (Jurassic); 12 — Upper Cretaceous of the Manín unit; 13 — Middle Cretaceous of the Manín unit; 14 — Liassic-Lower Albian of the Manín nappe; 15 — Upper Albian-Cenomanian (flysch) of the connecting strip (cherty limestones-Lower Albian); 16 — Neocomian-Albian — of the frontal part of the Krížna nappe s. s.; 17 — Choč nappe; 18 — Strážov nappe; 19 — periklippen Paleogene; 20 — Central Carpathian Paleogene (Súľov type); 21 — Pennínic?; 22 — Fatric, crystalline; 23 — Fatric, Mesozoic envelope (Lower Triassic — Albian); 24 — Allochthonous Fatric.

mladších členov. Naopak vrty zastihli hlavne mocné triasové členy.

Poznatky o štruktúrnom charaktere krížňanského príkrovu (sever-

né okraje Malých Karpát, Strážovské vrchy) ma vedú k náhľadu, že čelové časti krížňanského príkrovu s mocnými mladšími členmi sú vo východoslovenskej oblasti severnejšie od výstupov bradlového pásma. Čelová časť krížňanského príkrovu zrejme siaha na S do podložia na J presunutého bradlového pásma a krynického príkrovu. Pre styk vnútorných a vonkajších Karpát na východnom Slovensku zhruba akceptujeme model J. Nemčoka (1978). Pribradlová zóna vo východoslovenskom úseku v takom poňatí je prekrytá. Severnejšie od bradlového pásma sa dajú predpokladať v hĺbke niekoľko km čelové časti krížňanského príkrovu s jeho zliechovskou a manínskou jednotkou a s ním i zavrásnené zvyšky vrchnej kriedy a pribradlového paleogénu (obr. 3).

Tri rozdielne modely pozdĺž Západných Karpát načrtávajú rozdielne možnosti pre vrtný hlbinný prieskum. V juhozápadnom cípe Karpát sú pomery dosť analogické ako pri východnom okraji Východných Álp, v rakúskej časti viedenskej panvy. Sú tu možnosti hlbokými vrtmi zastihnúť podložnú magurskú jednotku. Pri západných okrajoch Malých Karpát v zóne



Obr. 3. *Styk vnútorných a vonkajších Karpát na východnom Slovensku* (doplnená a upravená schéma v zmysle J. Nemčoka 1978) — skica
1 — tatridné mezozoikum; 2—4 — krížňanský príkrov: 2 — vápencovo-dolomitický komplex, anis — karn, 3 — keuper — jura; 4 — neokóm — cenoman; 5 — centrálnokarpatský paleogén, a) bazálne zlepence; 6 — vrchná kriedа a paleogén pribradlovej zóny; 7 — bradlové pásmo a) jursko-spodnokriedové bradlá, b) mladšie členy; 8 — flyšové pásmo: paleogén krynickej jednotky
Fig. 3. *Contact of the Inner and Outer Carpathians in eastern Slovakia* (completed and modified sketch in the sense of J. Nemčok, 1978 — M. Maheľ, 1979)
1 — Tatride Mesozoic; 2—4 Krížna nappe: 2 — limestone-dolomite complex, Anisian-Carnian, 3 — Keuper — Jurassic; 4 — Neocomian-Cenomanian; 5 — Central-Carpathian Paleogene, a) basal conglomerates; 6 — Upper Cretaceous and Paleogene of the Periklippen zone; 7 — Klippen Belt a) Jurassic-Lower Cretaceous klippes, b) younger members; 8 — Flysch Belt: Paleogene of the Krynica unit

priebehu peripienidného hlbinného zlomu možno azda zastihnúť prudko sa ponárajúce bradlové pásmo a východnejšie penninikum. V považskej oblasti pribradlová zóna poskytuje možnosť hlbokými vrtmi zastihnúť do hĺbky zostupujúcu časť bradlového pásma, azda i s mocnejšími magmatickými komplexmi po vulkanickom ostrovnom pásme, príp. i mocnejšie triasové členy prikoreňovej časti csorsztynského a kysuckého príkrovu. Pri východnejšom okraji pribradlovej zóny sa dá predpokladať v hĺbke možnosť navŕtať alochtónne a vo väčšej hĺbke i autochtónne šupiny fatranskej zóny tatrika. Vo východoslovenskej oblasti pribradlovú zónu podľa našej predstavy možno hľadať v hĺbke v podloží južných častí krynickej jednotky, a to v sprievode čelových častí krížňanského a manínskeho príkrovu i šupiny zavrásnenej, resp. tektonicky zaklinenej vrchnej kriedy a paleogénu.

Záver

Vychádzajúc hlavne z poznatkov o juhozápadnom cípe Karpát a na strednom Považí, konštatujeme v susedstve bradlového pásma nápadnú priestorovú zhodu:

— priebehu výrazných disjunktívnych porúch (poklesov a prešmykov) v povrchových štruktúrach s priebehom skoku v hrúbke kôry,
— priebehu južnej hranice vrchnej kriedy a myjavsko-hričovského paleogénu a severovergentných povrchnokriedových prešmykov v čelových častiach „subtatranských" príkrovov,
— priebehu skoku v hrúbke kôry s okrajom pribradlovej zóny.

Poznatky o priestorovej väzbe uvedených rozhraní vedú k týmto názorom:

a) Skok v hrúbke kôry, známy ako peripieninský hlbinný zlom, možno pokladať za výrazné rozhranie dvoch krýh zemskej kôry odlišnej mobility a s odlišným typom kryštalinika, a to severnejšej, mobilnejšej, a južnejšej, viac-menej stabilizovanej.
b) Uvažovať o zakorenení bradlového pásma na peripieninskom hlbinnom zlome alebo aspoň o jeho strmšom zostupe do hĺbky.
c) Pribradlovú zónu stotožniť s priestorom rozloženým medzi priebehom bradlového pásma a peripieninským hlbinným zlomom, a to v celom rozsahu Západných Karpát, a pokladať ju za morfoštruktúrnu jednotku vytvorenú ako odraz procesov v hlbšom podloží, azda zväčša subdukovaného penninika.
d) Takto vymedzená pribradlová zóna na V nadväzuje na kričevskú zónu ukrajinských Karpát, na Z na široké pásmo severných Vápencových Álp s gosauskou kriedou a pogosauskými prešmykmi a násunmi.

Odporučil M. Mišík

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales III. Tectonique. *Rozpravy SGÚ ČSR (Praha), 9, p. 1—135.*

Began, A. — Salaj, J.: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra 161—174.*

Bílek, K. 1960: Pioniersky prieskum mezozoika centrálneho zakarpatského podložia neogénu viedenskej panvy. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Borza, K. 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 51, s. 135—147.*

Borza, K. *(v tlači):* Nové poznatky z vrchnej kriedy a jury a spodnej kriedy belanskej a manínskej série Strážovských vrchov.

Kullmanová, A. 1963: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov v manínskej jednotke. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Kullmanová, A. 1979: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov, *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 71, s. 157—166.*

Köhler, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 11, 1, s. 67—82.*

Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra.*

Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 29, pp. 197—214.*

Maheľ, M. 1978b: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov., 10, s. 287—309.*

Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov., 11, s. 263—277.*

Maheľ, M. 1979b: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. *In: Geodynamic investigations Czechoslovakia. Bratislava, Veda, pp. 179—186.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty. 1. *Praha, Ústř. úst. geol., 486 s.*

Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1. Soblahov. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1976: Štruktúrny vrt MLS 1 Podskalka, Humenské pohorie. *Regionálna geológia Západných Karpát. 5. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 1—75.*

Marschalko, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 49—80.*

Marschalko, R. — Kysela, J. 1973: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 41—58.*

Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstrukzion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, sér. geol. 1, s. 1—124.*

Matějka, A. 1961: O haligoveckém mezozoiku a paleogénu. *Zpr. geol. výzk. r. 1958.*

Matějka, A. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXI. Spišská Stará Ves.

Matějka, A. — Hanzlíková, E. 1962: O paleogénu od obce Kňažia na Oravě. *Zpr. geol. výzk. r. 1961.*

Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Bratislava. Geol. úst. D. Štúra, s. 147—150.*

Němec, F. — Kocák, A. 1976: Predneogénní podloží slovenské části vídeňské pánve. *Mineralia slov., 8, s. 481—560.*

Nemčok, J. 1978: Deformácia flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Západné Karpaty, sér. geol., 3 (Bratislava), s. 35—50.*

Rybár, M. — Kantor, J. 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát 40/A/40 K veky eruptív z upohlavských zlepencov bradlového pásma. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 18, s. 119—130.*

Salaj, J. 1962: Mikrostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 245—259.*

Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). *Diz. kand. práca. Manuskript — PFUK Praha, Geofond Bratislava.*

Salaj, J. — Samuel, O. 1963: Mikrobiostratigrafia strednej a vrchnej kriedy z východnej časti bradlového pásma. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 30, 93—112.*

Salaj, J. — Kysela, J. — Gašparíková, V. — Began, A. 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 7, s. 57—81.*

Samuel, O. — K. Borza — E. Köhler, 1972:Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra. 846 s.*

Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbeniny. *Mineralia slov., 8, s. 395—406.*

Thon, A. — Chmelík, F. — Lešku, B. 1978: Koncepce průzkumných prací na ropu a zemní plyn v ČSSR. *Zemní plyn nafta, 23, s. 329—368.*

The Periklippen zone: nearer characterization and significance

MICHAL MAHEL

Since distinguishing of the Periklippen zone as the contact zone between the Inner Carpathians and Klippen Belt (M. Mahel 1967) we have recorded significant progress of knowledge of all fundamental features characteristic of this zone. This permits us to characterize nearer its structure.

1. The presence of the Manín unit is considered as the fundamental feature of the Periklippen zone. After its assignment as subordinate part of the Krížna primary nappe we see that characteristic of the Periklippen zone are its frontal parts, intensely affected by younger, north-vergent — post-Upper Cretaceous overthrusts and post-Eocene back-upthrusts. In the synclinal strip between both frontal anticlines thick Cenomanian flysch complexes occur, deposited in neighbourhood of the Klippen Belt after the main overthrust of the nappe. The fronts of the Krížna nappe s. s. and Manín nappe are separated by a "connecting" strip of the flysch Albian with lenticles of Lower Cretaceous members of "transitional type".

The tectonic style of the Manín nappe is essentially identical with the style of the superimposed Krížna nappe s. s. and, vice versa, essentially different from the tectonic style of klippen units.

2. Also the frontal parts of the Krížna nappe s. s. and partly also of the Choč nappe are affected by post-Upper Cretaceous upthrusts.

3. The Upper Cretaceous sequences close to the Gosau type (Brezová group) and the periklippen Paleogene (Myjava group) are characteristic of the Periklippen zone not only in the southwestern end, underlying the Neogene of the Vienna basin, and in the Myjavská vrchovina but also in the middle Váh valley. They are also known from Orava, the southern marginal part of the Pieniny Mts. and the East Slovakian tract (from Hanušovce). The Periklippen zone represented a continuous sedimentation zone at the inner margin of the

Klippen Belt along all the West Carpathians with linking toward W to the Gosau sedimentation area in the Alps and toward E to the Kričevo zone of the Ukrainian Carpathians.

4. Cenomanian and younger Upper Cretaceous members of the Periklippen zone display some features common with the innermost unit of the Periklippen zone — the Klape unit. We consider the Klape exotic cordiller (the so called Pieninic or Ultrapieninic ridge) as an island arc with volcanic activity in the Dogger to Albian (M. Rybár — J. Kantor 1978).

The Kostelec klippes we consider as olistholiths slipped to the south from the island zone.

5. The width and structure of the Periklippen zone changes along the Carpathians. In the Myjava tract it reaches up to 40 km with the Klippen Belt sinking to depth nearly at the western margins of the Little Carpathians. East of the rooted Klippen Belt in underlier of nappe slices of the Little Carpathian crystalline we suppose the Penninic (Fig. 1). In the Váh tract the Periklippen zone is up to 10 km wide and displays an upright character of structure (Fig. 2). It is probable that at depth Triassic members of the Klippen Belt and thicker complexes of magmatites of the volcanic island arc will be drilled. In the region of eastern Slovakia the frontal parts of the "Subtatric" and of the Manín nappe are underlying the Klippen Belt and Krynica unit overthrust to S. The Periklippen zone with the folded in Upper Cretaceous and Klippen Belt Paleogene is covered with south-vergent units of the Outer Carpathians (Fig. 3).

In all tracts of the West Carpathians the Periklippen zone should be identified with the zone lying between the Klippen Belt and the course of throw of crust thickness, known as the Peripieninic deep-seated fault. The course of this deep-seated fault at the surface coincides with the margin of the zone of extension of the Brezová Cretaceous and periklippen (Myjava) Paleogene and with the southern margin of the zone of the frontal parts of Subtatric nappes affected by younger distinct upthrusts and smaller thrusts. It is shown at the surface also as the zone of distinct disjunctive disturbances. This knowledge of spatial linking of the above mentioned boundaries results in the views:

a) To consider the throw in crust thickness, known as the Peripieninic deep-seated fault, as a distinct boundary of two blocks of the earth crust of different mobility and with a different type of the crystalline-northern mobile and southern more or less stabilized block;
b) To consider rooting of the Klippen Belt at the Peripieninic deep fault or at least its steeper slanting down to depth.
c) To identify the Periklippen zone with the area lying between the course of the Klippen Belt and the Peripieninic deep-seated fault in the whole extent of the West Carpathians and to consider it as a morphostructural unit, formed possibly on a suture zone, as a reflection of processes in penninic basement.
d) The so delimited Periklippen zone is linked to the east with the Kričevo zone of the Ukrainian Carpathians, to the west with the wide zone of the Northern Calcareous Alps with the Gosau Cretaceous and post-Gosau upthrusts and overthrusts.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

B. Cambel: **Predbežné výsledky geochemického výskumu kýzového a antimonitového zrudnenia v oblasti Malých Karpát** (Košice 17. 2. 1979)

Osobitnou a zaujímavou otázkou pri určovaní primárneho zdroja antimónu bolo zisťovanie základného fónu obsahu antimónu v jednotlivých typoch hornín Malých Karpát. Rovnako bolo treba získať prehľad o obsahu ďalších polymetalických prvkov v horninách a rudách. Išlo o Hg, Zn, Cu, Sb, Au. Osobitný význam malo porovnanie obsahu týchto prvkov v tmavých bridliciach z produktívnych zón, t. j. v súvrstviach s pyritovým zrudnením, s ich obsahom v tmavých bridliciach mimo rudonosných (produktívnych) zón.

Osobitnému výskumu sme podrobili aj jednotlivé typy pyritových rúd (kremeňovo-sulfidické, grafiticko-sulfidické a amfibolicko-sulfidické rudy), z ktorých každá vzorka bola rozložená na ľahkú a ťažkú frakciu. Tieto frakcie, ako aj celková rudnina sa analyzovali osobitne. Výsledky poskytujú informáciu, či sú študované prvky zložkami silikátovej (ľahkej), rudnej, resp. sulfidickej frakcie. Zaujímavé je porovnanie obsahu antimónu v žulách, rulách a amfibolitoch s obsahom antimónu v tmavých bridliciach produktívnych zón, v tmavých bridliciach mimo zón a v samotných rudách. Tieto obsahy jasne svedčia o tom, že horniny a rudy produktívnych zón majú primárne, t. j. v procese ich sedimentačného vzniku, zvýšený obsah antimónu. Obsah Sb v horninách a rudách je v hodnotách ppm takýto (čísla v menovateli znamenajú počet analýz, prvé čísla sú hodnoty získané neutrónovou aktiváciou, hodnoty v zátvorkách atómovou absorpciou): dvojsľudové žuly 0,55/33, biotitické granodiority 039/20, ruly 0,8/7, biotitické bridlice a fylity 1,99/12, ílovito-kremité metamorfity spolu 1,56/19, amfibolity 1,74/2, tmavé bridlice produktívnych zón 72,9/25, (23,6/34), tmavé bridlice mimo zón 7,39 (1,56/23), priemer tmavých bridlíc spolu 33,7/63; (16,14/58), pyritové rudy alebo silne pyritizované tmavé bridlice 73,7/9 (25,3/13).

Druhým a z hľadiska objasnenia genézy ložísk významným aspektom je geochemická analýza jednotlivých minerálov malokarpatských rúd syngenetickej a epigeneticko-hydrotermálnej genézy a porovnanie výsledkov.

Osobitný význam má určenie zlata v pyrite zo syngenetických rúd v porovnaní s obsahom zlata v pyrite z hydrotermálnych rúd sprevádzajúcich antimonitové akumulácie. Podľa konkrétnych výsledkov je jasné, že v hydrotermálnych pyritoch je obsah zlata vyše 100-násobne väčší ako v syngenetickom pyrite (syngenetické pyrity majú obsah zlata spravidla v tisícinách ppm, hydrotermálne v desatinách ppm). Výskum obsahu zlata v pyrite syngenetického pôvodu dokazuje, že aj tu odlišnosti spôsobili primárne, ale aj sekundárne faktory, napr. konkrecionálne pyrity, ako aj pyrity, ktoré sa hromadia ako výplň žiliek a tvoria metamorfne premigrovanú zložku, pyrity z kremeňovo-sulfidických rúd, ktoré pokladáme za syngeneticky hydrotermálno-sedimentárneho pôvodu s dokázateľným chemogénnym kremeňom, majú približne 10-násobne zvýšený obsah zlata oproti pyritu z bežných grafito-kremeňovo-sulfidických rúd. Z týchto výsledkov sa dá dedukovať, že sa obsah zlata pri remobilizácii sulfidov zvyšuje (priemerne do 0,0X ppm). Výsledky ďalej naznačujú, že na základe obsahu zlata možno podobne ako za pomoci obsahu Ni a Co študovať aj genetické aspekty študovaných pyritových agregátov, a to ako ich primárne genetické špecifickosti, tak aj ich dodatočné sekundárne premeny.

Podľa obsahu antimonitu v bridliciach produktívnych zón možno predpokladať, že produktívne zóny s pyritovým zrudnením majú primárne zvýšený obsah Sb a mohli byť zdrojom jeho sekundárnej akumulácie. Autor predpokladá, že to bol variský žulový granitový plutonizmus a naň sa viažuci metamorfný a hydrotermálny proces, ktorý bol príčinou vzniku Sb-ložísk.

Zatiaľ nemožno presnejšie určiť podiel endogénnej a exogénnej síry pri tvorbe antimonitového zrudnenia. Týka sa to aj iných prvkov tvoriacich minerály v hydrotermálnych ložiskách Malých Karpát.

(Okrem autora článku sa na práci zúčastnili: Ing. V. Streško, CSc., dr. I. Mičuda, dr. M. Khun, O. Škerenčáková.)

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 209—228*

Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians

MILAN MIŠÍK, JOZEF JABLONSKÝ, PAVOL FEJDI*, MILAN SÝKORA

Department of Geology and Paleonthology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava
* Department of Mineralogy, as above

(7 obr. a 5 tab. v texte)
Doručené 14. 2. 1980

Хромитовые и железистые спинели в осадках Западных Карпат

Галечники известняков баррема-апта и обнажений песчаников альба и сеномана утёсового пояса а также центральных гор (упаковочные серии-татрикум, крижнянский покров-фатрикум) установлены хромспинели и железистые спинели, источником которых являются неизвестные ультраосновные тела пенинской и ультрататридной кордилиеры. Указано, что в краевых зонах Альп и Западных Карпат детритические спинели отсутствуют и наоборот обильные в среднемеловых осадках внутренних поясов.

Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians

Chromian and ferrian spinels are described from pebbles of Barremian-Aptian limestones and from sandstone outcrops of Albian and Cenomanian age from the Pieniny Klippen belt and from core mountains (envelope units of the Tatric and the Krížna nappe of the Fatric). As sources for spinels, unknown ultrabasic bodies served participating on the Pieniny and Ultratatride cordilleras. It is emphasized that detritic spinel lacks in outer belts of the Alps and Western Carpathians but is frequent in Middle Cretaceous sediments of more internal zones.

In the Middle Cretaceous sediments of Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians (envelope units of the Tatric and the Krížna nappe of the Fatric) a considerable amount of

spinels was found in heavy fractions. According to the results of electron microprobe analyses, they belong to chromian and ferrian spinels. As the source of the detrital spinels, only large areas of ultramafic bodies can be taken into consideration. Corresponding ultramafic bodies are unknown at the recent surface of the Western Carpathians. The reconstruction of position, mechanism of penetration and destruction of these ultramafic bodies would be an important contribution to decipher the paleogeography and tectonic history of the Western Carpathians.

The Pieniny Klippen Belt (Pieninic*)

Despite expectations any signs of ultramafic rocks were formerly known from the Pieniny Klippen Belt originated from its ancient trough or lineament (e. g. V. E. Chain et al. 1977, fig. 2). Recently, heavy mineral extraction from the limestone pebbles in "Upohlav" Conglomerate (Middle to Upper Cretaceous) confirmed the existence of huge ultramafic bodies on the Pieniny Exotic Ridge (M. Mišík 1978). Accessory chromite from sandstones of the klippen "mantle" was already mentioned by R. Oberhauser (G. Woletz in R. Oberhauser 1968). He supposed the "entry" of the ultramafic bodies during the Cenomanian. Based on numerous occurences with abundant spinel in *Orbitolina*-bearing limestones we may accurate that this "entry" (better said the denudation) of ultramafic bodies started in Barremian-Aptian.

Limestone pebbles containing spinels in thin sections (fig. 1—3) were dissolved in 10 p. c. acetic acid (sandstone pebbles in diluted HCl) and the insoluble residue of 0.25—0.05 mm fraction was sepa-

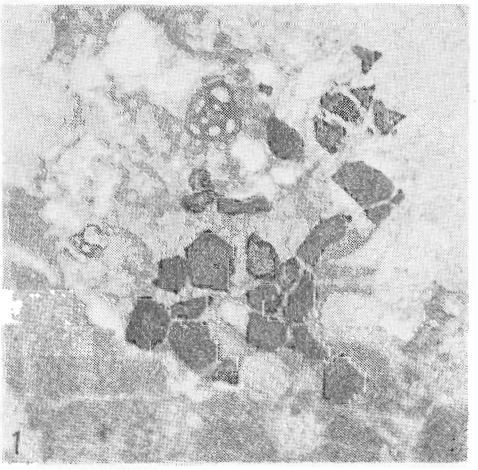


Fig. 1. Accumulation of spinel grains in Barremian — Aptian limestone. Pebble from the Senonian conglomerates, Kysuca-Pieniny unit of Klippen Belt. Locality: Zástranie, playground *a*. Thin section No. 7771. Magn. 136×.
Obr. 1. Zhluk zŕn spinelu vo vápenci barému — aptu. Obliak zo zlepencov senónu kysucko-pienínskej jednotky bradlového pásma. Lok.: Zástranie, ihrisko *a*. Výbrus č. 7771. Zväčš. 136×.

* all names used as Pieninikum, Tatrikum etc. in Slovak and German literature (the editor).

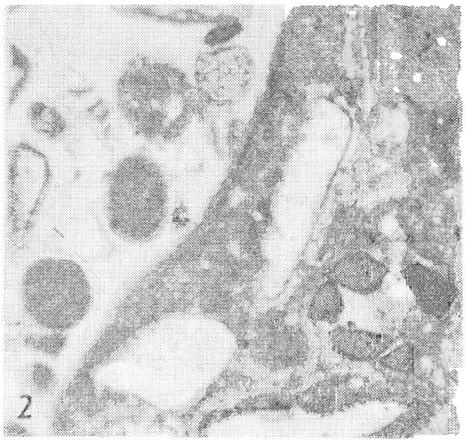


Fig. 2. Spinel grains in an intraclast within oolitic limestone of Barremian — Aptian. As fig. 2. Zástranie *I-n*. Thin section No. 7753. Magn. 43×.

Obr. 2. Zrná spinelov v intraklaste uprostred oolitického vápenca barému — aptu. Ako na obr. 2. Lok.: Zástranie *I-n*. Výbrus č. 7753. Zväčš. 43×.

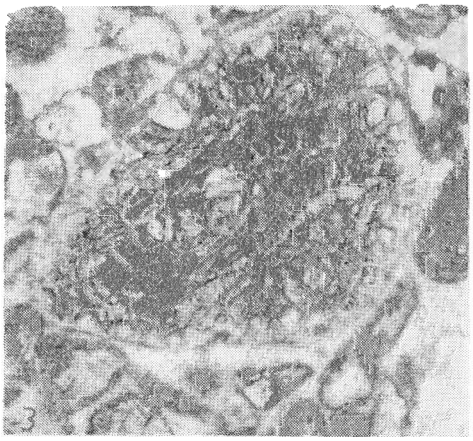


Fig. 3. Small fragment of serpentine with lacy structure in Barremian — Aptian limestone. Pebble from Albian conglomerates, Klape unit of Klippen Belt. Locality: Nosice *I-u*. Thin section No. 8932. Magn. 43×.

Obr. 3. Úlomok serpentinitu so slučkovou textúrou vo vápenci barému — aptu. Obliak z albských zlepencov klapskej jednotky bradlového pásma. Lok.: Nosice *I-u*. Výbrus č. 8932. Zväčš. 43×.

rated using bromoform. Grain counting was effected after the mounting of heavy fraction in Canada balsam (minimum number of grains was 108, the maximum 435). The actual share of spinels is a little higher than results show because some of them might be included erroneously to opaque minerals. Pyrite is the most abundant among the latter followed by magnetite and ilmenite. Authigenic pyrite may substantially distort the share of terrigenous components (e. g. in a sample from Malé Hradisko locality glaucophane composes 6.0 p. c. of the heavy fraction but omitting opaque minerals its share rises to 47 p . c.). Therefore the spinel/zircon ratio gives a better expression of the spinel content. Most of micas were bleached by weathering and contain rutile microlites. The proportion of chlorite and chloritoid was checked using immersion medium with a r. i. = 1.66.

Spinels were registered at numerous localities (fig. 4) ranging from the Middle Váh valley to the Orava valley (from Vršatecké Podhradie to Trstená). Their maximum content was 57.8 % of the heavy fraction (see analyses in Tab. 1). Besides limestone pebbles of the Barremian-Aptian, spinels were also found in Albian and Cenomanian sandstone pebbles and in samples from outcrops of Cenomanian sandstones (the Klape unit).

In the limestones with abundant

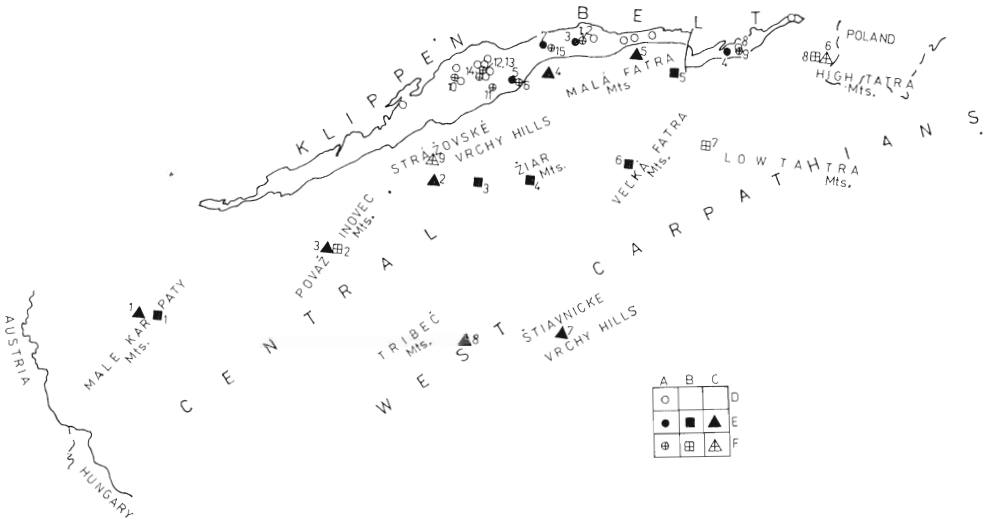


Fig. 4. Occurencies of detrital spinels in West Carpathians (numbers of localities correspond to the analyses in text) A — Klippen Belt, B — Tatrikum, C — Fatrikum (Krížná nappe), D — occurence registration only, E — heavy mineral analysis, F — chemical analysis of spinels and heavy mineral analysis

Obr. 4. Výskyty detritických spinelov v Západných Karpatoch (čísla lokalít zodpovedajú analýzam v texte)

A — bradlové pásmo, B — tatrikum, C — fatrikum (krížňanský príkrov), D — len registrácie výskytu, E — rozbor ťažkej frakcie, F — chemické analýzy spinelov

▶

1—3 — Barremian-Aptian limestone pebbles from Senonian conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Kysuca — Pieniny unit. Localities: 1 — Zástranie *I-m*, 2 — Zástranie *I-r*, 3 — Zástranie playground, 4 — Barremian-Aptian limestone pebble from Senonian conglomerates of the Klape unit, Oravský Podzámok locality *I-l*, 5—7 — Barremian-Aptian sandy limestone pebbles from Cenomanian conglomerates of the Manín unit. Localities: 5 — Hradná, Zlatý Diel — *c*, 6 — Hradná JRD — *f*, 7 — Malé Hradisko near Žilina — *b*, 8—10 — Barremian-Aptian limestone pebbles from Cenomanian conglomerates of the Klape unit Localities: 8 — Sedliacka Dubová *I-j*, 9 — Sedliacka Dubová *I-i*, 10 — Nosice *I-u*, 11 — Barremian-Aptian limestone pebble from Cenomanian conglomerate of the Manín unit, Praznov — m locality, 12 — Albian-Cenomanian sandstone pebble from Cenomanian conglomerate of the Klape unit, Považský hrad, quarry *j* locality, 13 — Barremian-Aptian limestone pebble from Cenomanian conglomerate of the Klape unit, Považský hrad, quarry locality. All samples come from the Pieniny Klippen Belt.

1—3 — obliaky barémsko-aptských vápencov zo senónskych zlepencov pieninského bradlového pásma, kysucko-pieninská jednotka. Lokality: 1 — Zástranie *I-m*, 2 — Zástranie *I-r*, 3 — Zástranie — ihrisko, 4 — obliak barémsko-aptského vápenca zo senónskych zlepencov klapskej jednotky, lokalita Oravský Podzámok *I-l*, 5—7 — obliaky barémsko-aptských piesčitých vápencov z cenomanských zlepencov manínskej jednotky. Lokality: 5 — Hradná, Zlatý Diel *c*, 6 — Hradná — JRD *f*, 7 — Malé Hradisko pri Žiline *b*, 8—10 — obliaky barémsko-aptských vápencov z cenomanských zlepencov klapskej jednotky. Lokality: 8 — Sedliacka Dubová *I-j*, 9 — Sedlicka Dubová *I-i*, 10 — Nosice *I-u*, 11 — obliak zarémsko-aptského vápenca z cenomanského zlepenca manínskej jednotky, lokalita Praznov *m*, 12 — obliak albsko-cenomanského pieskovca z cenomanského zlepenca klapskej jednotky, lokality Považský hrad — lom *j*, 13 — obliak barémsko-aptského vápenca z cenomanského zlepenca klapskej jednotky, lokalita Považský hrad — lom. Všetky vzorky pochádzajú z pieninského bradlového pásma.

Heavy mineral analyses of pebbles of Middle Cretaceous sedimentary rocks from the Pieniny Klippen Belt

Analýzy ťažkých minerálov z obliakov strednokriedových sedimentárnych hornín pieninského bradlového pásma

Tab. 1

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
% of insoluble residue	5,90	2,01	—	21,6	5,91	51,5	—	2,41	—	—	—	—	—
% of heavy fraction	0,82	0,44	—	0,10	0,28	0,46	—	0,36	—	—	—	—	—
spinel	24,2	47,1	57,3	24,9	4,2	3,9	0,6	56,3	1,8	11,0	34,3	3,5	1,8
glaucophane	—	—	—	—	1,7	—	6,0	—	—	—	+	2,1	8,8
chloritoid	+	—	—	—	2,9	10,8	5,0	—	—	+	—	3,3	7,5
garnet	0,9	0,9	+	6,4	0,6	2,0	0,2	—	0,4	—	—	1,2	0,3
zircon	1,8	+	2,9	1,6	2,4	4,3	0,5	2,2	10,0	+	1,4	5,9	1,5
rutile	+	+	3,2	1,2	1,3	0,6	0,5	0,8	1,8	+	+	1,4	0,5
turmalin	0,9	1,7	1,1	0,5	2,9	3,6	0,5	1,5	2,7	+	0,6	1,7	0,5
titanite	+	+	0,7	—	—	—	—	—	2,3	—	+	—	—
hypersthene	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
andalusite	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
epidote	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
phosphorite	—	—	—	—	—	—	+	—	—	0,9	—	—	—
opaque minerals	40,8	22,7	25,4	21,6	5,4	8,4	64,8	6,6	47,8	4,5	61,0	36,2	27,1
cloudy grains	18,5	+	+	28,7	32,4	47,2	+	27,5	20,5	34,2	—	+	+
white mica	10,2	27,6	8,3	4,6	36,0	10,7	16,6	2,9	10,9	32,8	1,1	33,2	33,4
chlorite	2,7	+	0,7	0,5	10,2	9,3	3,5	2,2	1,8	11,8	—	2,8	13,1
biotite	—	—	—	—	—	—	0,9	—	0,4	1,8	—	—	—
rock fragments (serpentine and others)	+	—	+	—	+	—	—	+	—	+	1,9	8,7	5,5
spinel/zircon ratio	13,4	> 47	19,8	21,8	1,75	0,9	1,2	25,5	0,18	> 11	24,5	0,6	1,2

spinel grains several small fragments (about 1 mm size) of serpentinite with typical mesh structure were found (fig. 3). It is noteworthy that any serpentinite pebbles occur in "Upohlav" conglomerate. Probably, the serpentinite bodies were strongly tectonized in the time when the cordillera (exotic ridge) consisting of tectonic slices has been pushed upwards. During its "intrusion in solid state" the serpentinite rock was triturated to tiny fragments.

Among the accompanying minerals, the glaucophane is the most interesting one from the Barremian-Aptian (M. Mišík 1978, p. 150). Glaucophanite outcrops in the Western Carpathians are known only from the Gemeric (Southern Slovakia). In the Eastern Carpathians, some fragments of glaucophane schists were found at the boundary of the Pieniny Klippen Belt and the Marmarosh zone (G. N. Dolenko — L. G. Danilovich 1976, p. 5).

According to postulations of a plate-tectonic model, the ultramafic massifs may be considered as obducted slices of the oceanic crust and glaucophane-bearing rocks ("blue-schists") are products of a high-pressure metamorphism developed within subducted plate slabs along plate margins. Using this model we may assume that the Pieniny Exotic Ridge was largely formed by subduction mélange what could explain also the extraordinary variety of rock types represented in pebbles of the "Upohlav" Conglomerate (M. Mišík 1978, p. 154, 1979).

The Core Mountains (Tatric and Fatric)

Detrital spinels occur also in the Albian-Cenomanian sandstones of envelope units (Tatric) and of the Krížna nappe (Fatric, formerly Lower Subtatric).

Their share was determined by grain counting of the heavy fractions prepared using the following procedure: crushing of sandstone sample, separation of the fraction 0.1—0.05 mm by sieves, several samples attacking by diluted HCl, bromoform separation and mounting in Canada balsam. Spinels were identified both in polarized (isotropy) and transient light (deep red colour). Several opaque spinels display in incident light a glassy lustre, conchoidal fracture and black colour with a red gleam on fracture edges.

Chromian and ferrian spinels were found in almost all samples (tab. 2 and 3). Their arithmetical mean content in the heavy fraction of samples from envelope units (Tatric) was 5.5 % the maximum content 15 %. The arithmetical mean content in samples from the Krížna nappe (Fatric) was 10.2 % the maximum 58.9 %.

We suppose that there is no possibility to derive all detrital

spinels occuring in the Middle Cretaceous beds of the Tatric and Fatric from a common source. It cannot be excluded that the spinels proceeded from the Pieniny Exotic Ridge to more external parts of the Tatric. For the spinels occuring in more internal parts of the Tatric, their provenience from another exotic cordillera (tentatively named as Ultratatric Ridge) situated between the Tatric and Fatric sedimentation areas is suggested (fig. 5). Such deduction follows from several measurements of transport directions and even from the distribution of lithofacies. According to the data from the Červená Magu-

Selected heavy mineral analyses from Middle Cretaceous sandstones, Tatrikum — Central West Carpathians
Vybrané analýzy ťažkých minerálov z pieskovcov strednej kriedy, tatrikum, centrálne Západné Karpaty

Tab. 2

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8
pyrite + limonite	16,9	16,3	47,9	22,6	12,6	30,4	11,7	19,0
spinel	6,9	8,7	1,5	6,9	2,9	2,1	3,2	4,6
leucoxene	19,7	17,7	7,1	19,9	37,3	36,1	36,9	20,6
other opaque m.	4,9	8,8	2,1	17,3	2,2	2,4	7,3	4,2
chlorite	0,7	3,9	0,2	1,3	4,9	2,1	0,2	4,7
mica	14,1	8,0	4,6	1,5	3,7	2,9	6,8	2,7
apatite	0,3	0,6	—	7,2	0,5	4,7	4,6	4,0
zircon	32,0	5,5	6,4	10,0	4,6	8,2	14,3	9,9
rutile	1,3	1,1	0,5	2,4	2,0	3,4	4,1	3,0
tourmalin	0,3	—	0,3	2,8	2,2	1,3	1,7	6,5
titanite	1,6	—	0,3	0,4	0,2	—	—	0,5
hypersthene	—	0,8	—	0,6	0,2	—	—	0,3
pyroxene	0,7	0,8	—	1,1	0,5	0,3	0,2	—
amphibole	—	0,3	—	—	—	—	—	—
sillimanite + staurolite + + disthene + andalusite	—	—	—	0,2	4,6	0,3	0,2	3,7
garnet	—	—	0,2	0,4	—	0,2	0,4	+
cloudy grains	0,3	—	10,9	11,4	21,7	10,2	14,2	3,2
others	0,3	26,4	18,0	—	0,5	0,4	0,2	17,7
spinel/zircon ratio	0,22	1,55	0,23	0,09	0,63	0,23	0,22	0,4

1 — Sklená Huta 150, Malé Karpáty Mts.; 2 — Nová Lehota 117, Považský Inovec Mts.; 3 — Čavoj (Ohšiar) 73a, Strážovské vrchy Mts.; 4 — Vyšehradné — sedlo 136a, Žiar Mts.; 5 — Párnica 54b, Malá Fatra Mts.; 6 — Necpaly valley 131, Veľká Fatra Mts.; 7 — Ludrová valley 125a, Nízke Tatry Mts.; 8 — Oravice — Suchá dolina 82/2b, High Tatra Mts.

ra Mts. (envelope units of the Nízke Tatry Mts.), the transport direction in proximal facies was from the south and currents were coming from the neighbourhood of the Krížna sedimentary area. In the Krížna nappe (Fatric) of the Strážovské vrchy Mts., in its proximal facies, the transport directions are oriented from WSW (J. Jablonský 1978), thus from the neighbourhood of the Tatric sedimentation area (fig. 5).

However, in the Albian sandstone of the Krížna nappe (Fatric) of the Malá Fatra Mts. and of the High

Selected heavy mineral analyses from Middle Cretaceous sandstones, Fatrikum — Central West Carpathians
Vybrané analýzy ťažkých minerálov z pieskovcov strednej kriedy, fatrikum, centrálne Západné Karpaty

Tab. 3

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8
pyrite + limonite	38,2	54,0	12,4	42,4	15,6	6,5	49,6	25,7
spinel	10,4	2,3	6,2	8,4	7,8	55,2	2,1	8,4
leucoxene	12,4	13,0	51,4	13,8	32,2	17,9	22,3	24,5
other opaque m.	2,3	1,1	3,7	2,7	1,4	7,5	5,1	5,0
chlorite	1,9	1,6	4,5	5,2	5,9	1,8	—	4,9
mica	5,8	2,4	3,1	4,8	1,5	0,2	3,1	4,5
apatite	2,3	1,1	0,8	2,5	—	0,5	1,0	2,5
zircon	15,1	9,5	5,6	6,8	21,8	6,2	3,8	11,4
rutile	0,8	1,7	0,8	2,0	5,4	1,3	1,0	2,7
tourmaline	1,2	1,0	0,8	0,7	4,3	0,3	1,0	1,2
titanite	—	0,1	0,6	0,5	—	0,2	—	0,2
hypersthene	—	—	0,8	—	0,4	—	—	0,2
pyroxene	—	0,2	0,3	—	0,4	0,2	—	0,2
amphibole	—	—	—	—	—	—	1,0	—
sillimanite + staurolite + + disthene + andalusite	—	—	0,6	0,2	0,3	0,1	—	0,2
garnet	0,8	0,1	0,3	—	0,1	0,2	—	—
cloudy greins	3,5	1,6	5,1	5,0	0,3	1,9	8,6	5,2
others	0,7	10,2	3,0	5,0	—	—	1,4	3,2
spinel/zircon ratio	0,34	0,24	1,1	1,23	0,36	8,3	0,55	0,73

1 — Sološnica valley 152, Malé Karpáty Mts. (Vysoká subunit); 2 — Čierna Lehota 155, Strážovské vrchy Mts. (Belá subunit); 3 — Stará Lehota 119, Považský Inovec Mts.; 4 — Lietava 132, Strážovské vrchy Mts. (other analyses are published in J. Jablonský, 1978, p. 180); 5 — Vrátna valley Pl/b, Malá Fatra Mts.; 6 — Juráňova valley 78, High Tatra Mts.; 7 — Sklené Teplice 109, Štiavnické vrchy Mts.; 8 — Jedľové Kostoľany 111, Tribeč Mts.

Tatra Mts. the transport directions are oriented from E and SE to W and NW whereby the maximum spinel content (58.9 %) was found in the High Tatra Mts. These transport directions can hardly be derived from the supposed Ultratatric Ridge even if we admit that currents twisted towards the basinal axis. An alternative solution might be the existence of another elevation (the Ultra-Krížna source area) near to the internal boundary of the Krížna sedimentation area or southernly from it (fig. 5).

The problem concerning the position of the Krížna nappe (Fatric) sedimentation area was not yet definitively solved. Some years ago there was generally admitted that the Krížna nappe proceeded from the Čertovica suture representing the boundary between the Tatric and Veporic (A. Biely — O. Fusán 1967). Recently, the opinion about the Veporic as the Krížna nappe homeland seems to be more plausible and then the Veľký Bok Group may be considered as a Krížna nappe Mesozoic in "envelope"

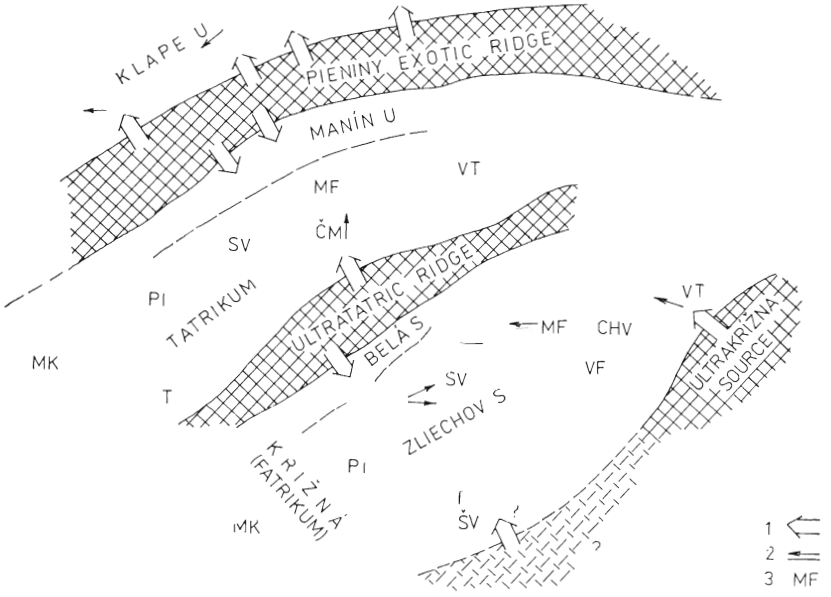


Fig. 5. Palinspastic scheme of the West Carpathians studied area for Albian — Cenomanian
1 — supposed area of clastic material entry into the basin, 2 — measured paleocurrents directions, 3 — position of mountain ranges with analysed outcrops of Middle Cretaceous sediments
Obr. 5. Plinspastická schéma študovanej časti Západných Karpát pre alb — cenoman
1 — predpokladané oblasti vstupu klastík do panvy, 2 — namerané paleoprúdové smery, 3 — lokalizácia dnešných pohorí, v ktorých sú odkryté súvrstvia strednej kriedy príslušnej jednotky

position above the Kráľova hoľa crystalline. If we agree that the Kráľova hoľa complex lies in nappe position above the Hron complex (A. Klinec 1976, A. Biely 1978) then the "roots" of the Krížna nappe would have been in the southermost part of the Veporic and the Ultra-Krížna Ridge at its southern limit. These exotic ridges together with joined proximal facies of the Albian-Cenomanian flysch disappeared during orogenetic movements.

There is no possibility to locate the ultramafic source of spinels immediately into the Tatric and Fatric (Krížna) sedimentation area. Only three small occurences of ultramafic rocks are recently known within the Tatric area (Veľká Lúka in the Malá Fatra Mts., Lúžna in the Nízke Tatry Mts. and Sedlice in Eastern Slovakia) but these bodies were certainly covered by Mesozoic strata during the Middle Cretaceous. Moreover, the composition of their spinels differs from the detrital ones (fig. 7).

Only small occurences of serpentinite are known to occur within the Veporic considered as the homeland of the Krížna nappe. Small bodies occur there in the Kohút zone (localities see in D. Hovorka 1965). These could not be an adequate source for detrital spinels in sandstones of Cretaceous age and also the denudation of this crystalline with ultramafic bodies is improbable during the Barremian-Aptian nor Albian time. Moreover, the supposed serpentinite bodies of source areas were probably associated with carbonate rocks and not with crystalline ones because large amounts of detrital carbonate grains occur together with the maximum concentration of spinel grains in the Middle Cretaceous sandstones of the Krížna nappe from the High Tatra Mts.

It is noteworthy that spinels were found also in two thin sections of Barremian-Aptian limestone pebbles with *Palorbitolina lenticularis* and *Dasycladacea* sampled from Albian conglomerate near Čavoj (Tatric, envelope unit of the Suchý Mts.). The spinel/zircon ratio is unusually high and achieves the value 75 in the heavy fraction separated from the pebble. Thus there is a close analogy with the spinel-bearing *Orbitolina* limestone pebbles of the Pieniny Klippen Belt and the time of the first spinel "entry" into the Pieninic and Tatric sedimentation areas was the same. The spinel concentration in the Barremian-Aptian rocks is the highest one in comparison with sediments of Middle and Upper Cretaceous or even of Paleogene age.

The supposed cordilleras (the Ultratatric ridge and the Ultra-Krížna sedimentation area) yielded, besides the chromian and ferrian spinels, also some exotic rock pebbles such as acid and intermediary volcanics and carbonate in

facies unknown from the Core Mountains. These will be described elsewhere.

The possible continuation of West Carpathian spinel-bearing zones into the Eastern Carpathians and Alps

The Eastern Carpathians

Spinel occurences continue probably into the East Slovakian part of the Klippen Belt where M. Starobová (1962) mentioned chromite composing one third of the heavy fraction of an isolated sample from the Paleogene of the Klippen Belt. Chromite points to the presence of ultramafic bodies in the Neopienic cordillera (R. Marschalko et al. 1976) emerged during the Lower Paleogene. We suppose a rich spinel content also for the Central Carpathian Paleogene in the southern neighbourhood of the Klippen Belt on Slovakian territory because S. S. Kruglov (1974, p. 208) quoted extraordinary abundant spinel content in heavy fractions of Eocene sandstones accompanied by small serpentinite fragments from boreholes on the USSR territory. He supposed them to derive from ultrabasic bodies protruded by tectonic movements along the boundary of the Klippen Belt and the Transcarpathian basin.

Ultramafic bodies of the Marmarosh ophiolite suture according to M. G. Lomize (1976, p. 1411) appeared at the eroded surface during the Middle Cretaceous what gives a remarkable coincidence in time with data from the Klippen Belt. The Marmarosh ultramafic bodies served as the probable source of chromite grains figured out by M. G. Diadchenko — A. G. Kudykin (in E. K. Lazarenko et al. 1963, pp. 236—237) from alluvial deposits of the Terebla river.

Northern Hungary

Chromite as the most abundant heavy mineral (except of authigenic pyrite) is quoted by K. Vaskó-David (in J. Fülöp 1976, pp. 109—113) from Lower Albian siltstones near Tata. The denudation of unknown ultramafic bodies took place evidently in the same time as it is evidenced for our detrital spinels from the Western Carpathians.

Western Alps

Important informations from Switzerland were gathered by U. Gasser (1967). In the flysch sediments of more external zones (Ultrahelvetic and North Penninic), spinels are lacking. In the nappes of the Préalpes derived from the central and southern parts of the Penninic area, i. e. from the innermost zones, spinel is abundant. In the younger and most external sediments of the North Helvetic

and of the Subalpine molasse, spinels are present in lower quantities and their retransportation from higher nappes of the Préalpes was proved there. Spinels are absent in all Ultrahelvetic and North Penninic flysch subunits studied (the Habkern, Gurnigel, Schlieren, Niesen, Wäggital, Voralberg and Vaduz Flysch). Considerable amounts of spinels occur in flysch sequences of the Klippe nappe derived from the Central Penninic, the Breccia (Brèche) nappe of the South Penninic and also in the Cenomanian of the Simme nappe with its home area at the boundary of the South Penninic and Austroalpine domain. From these occurences, the redeposition of spinels occured into the Aldorf Sandstone of Oligocene age (North Helvetic), the d'Anot Sandstone of the same age (Peïra-Cava Flysch in France, A. H. Bouma 1959) and also into the Subalpine molasse.

Eastern Alps

Data on heavy mineral distribution may be found in the following papers: G. Woletz (1963, 1967), K. Müller (1973), P. Faupl (1975), V. J. Dietrich (1976) and V. J. Dietrich — U. Franz (1976). The lack of spinels (chromite) in the northern (external) sedimentary zones and their abundance in the more southern ones was confirmed in the Eastern Alps, too. Spinels are practically absent in the Helvetic, Ultrahelvetic ("Buntmergelserie") and North Penninic units (Rhenodanubian flysch) with an exception for the Kaumberg Beds of the Senonian containing only an amount of 1.5 % as average in positive samples (P. Faupl 1975). In the southern part of the Wienerwald, a small chromite content was found in Aptian sandstones and in the Cenomanian Reiselberg Sandstone near Ybbsitz and Satzberg (G. Woletz 1963). Chromite is characteristic for the Cenomanian of the Arosa scale zone and for the Pieniny Klippen Belt near St. Veit (till to a 50 % of the heavy fraction, G. Woletz 1963).

In the Austroalpine (Oberostalpine) of the Alps, the Neocomian Rossfeld Beds (Tirolikum according to P. Faupl — A. Tollmann 1979 and A. Tollmann 1978, p. 317) disclose a typical chromian spinel assemblage (up to 56 % content: G. Woletz 1963). The "Randcenoman" Sandstone (Bajuvarikum) contains abundant chromian spinels as well (6—71 % according to K. Müller 1973). The Gosau Formation contains chromian spinels in Upper Santonian to Lower Campanian beds up to 93 % of the heavy fraction (G. Woletz l. c.). The source for all these detrital chromian spinels is sought in the Ultrapieninic Ridge. Higher levels of the Gossau Formation commencing from the Upper Campanian are devoided of chromian

spinels. According to R. Oberhauser (1968), advancing Upper Austroalpine nappes covered at that time the source area the Ultrapieninic Ridge.

There is a slight divergence in views as to the position of the Ultrapieninic Ridge. A. Tollmann (1977, p. 5) situated it at the southern edge of the Helvetic area or along the Helvetic — Penninic boundary. R. Oberhauser (1968) claimed for its position within the Penninic domain at the boundary of the Briançon and Piemont zones. V. J. Dietrich (1976) did not use the term "exotic ridge"(cordillera) but he supposed the source area to have been originated as a flysch wedge by accumulation of tectonic scales representing remnants of an oceanic crust (rocks of the ophiolite suite, radiolarite, pelagic limestone and older flysch deposits). This flysch wedge became puhsed out during the subduction of the oceanic margin according to the model proposed by D. E. Karig — G. H. Sharman (1975). The ophiolitic detritus described thoroughly by V. J. Dietrich — U. Franz (1976) includes chromian spinel grains, small fragments of mafic and ultramafic rocks and also a 15 m thick layer of consolidated serpentinite sand in the middle part of the Gosau Formation.

Besides the Ultrapieninic Ridge considered generally to represent the continuation of the Pieniny Ridge from the Western Carpathians, other source areas are supposed as well for the Cretaceous of the Eastern Alps. P. Faupl — A. Tollmann (1979, in A. Tollmann 1978, p. 317) pointed out that detrital chromite and brown hornblende of the Rossfeld Beds (Lower Cretaceous) were transported from the south and therefore they were derived from another cordillera. There is an interesting analogy with our West Carpathian territory for which we suppose at least one other and more southern source within the Central Carpathian area, the Ultratatric Ridge, yielding spinels into the Middle Cretaceous deposits besides the Pieniny Ridge.

In the Eastern Alps, another less important parallel elevation existed northernly from the Ultrapieninic Ridge during the Senonian. This Kaumberg Ridge yielded a small amount of chromite into the Kaumberg Trough (P. Faupl 1975).

The West Carpathian Flysch Zone

Similarly to the Alps, spinel (chromite) also lacks in the external (northern) zones of the Western Carpathians. There is any mention of spinels in heavy mineral analyses by H. Pesslová (1971) and F. Pícha (1973). I. Krystek (1973) registered a very small amount of picotite from the Godula Beds of Cenomanian — Lower Senonian age (Moravian-Silesian Beskydes).

The problem of chromian spinel grains redeposition

It was already indicated that chromian spinel occurences in Oligocene beds of the most external zones of the Western Alps are explained by redeposition (occurences on the third place). As spinel is a resistent mineral, its redeposition is not surprising. Naturally, this evokes a question wherther is correct our paleogeographical conception concerning the position of ultramafic bodies. It is impossible assume an "omnipresence" of spinels and therefore their higher concentrations must be surely caused by a transport from the primary source. For the large part of the Tethyan realm, the appearance of detrital chromian spinels is typical for the Middle Cretaceous time and for certain zones.

However, it is necessary to search for detrital spinels also in older sediments in the same territory with the aim to verify the hypothesis about the "entry" of ultramafic bodies into the erosion area during the Middle Cretaceous. Minor ultramafic bodies are supposed to accompany the Variscan or older orogenies in the Western Carpathians. From the Upper Triassic Lunz Beds of the Eastern Alps, M. Behrens (1972, p. 62, pl. 1, fig. 4) quoted a minor amount of "spinels (chromites) of honey yellow and dark red colours" up to 10 % of the heavy fraction (opaque grains omitted). Spinel was not found in the Aalenian flysch sediments of the Pieniny Klippen Belt (J. Loziński 1956). From our preliminary results, we may ascertain the lack of spinels in Liassic and Doggerian sandy limestones of the Czorsztyn and Klape units of the Pieniny Klippen Belt. Heavy mineral analyses of Liassic sediments from all West Carpathian units will be carried out in the next future.

Chemical composition of studied spinels

No data on the chemical composition of detrital spinels were published till now from the Alps and Carpathians. There are even discrepancies concerning the name of spinel varieties. For example, G. Woletz (1967) wrote about chromite, U. Gasser (1967) designated the same mineral as spinel and V. J. Dietrich — U. Franz (1976) as chromian spinel.

Analyses of spinels have been carried out using the JEOL manual operating JXA-5A electron microprobe analyser. The instrumental setting included a maximum focused electron beam (diameter 4 μ), an accelerating potential of 25 kV and sample current of 20 nA. Pure element standards served for calibration (a special attention has been paid for wavelenght shift correction). Raw measurement data were corrected for drift, background,

generation factor and to the absorption and characteristic fluorescence using the computer program EMPADR VII (J. Rucklidge — E. L. Gasparini 1969). In all samples the homogeneity of distribution of any element has been verified with the aid of X-ray images. Spinel analyses were recalculated into cell formulae assuming a stoichiometric relationship $R^{2+}R_2^{3+}O_4$ to establish proportions of FeO and Fe_2O_3. Analytical results are given in tab. 4 and 5.

The most conspicuous features revealed by the analyses are the homogeneity and relative chemical uniformity of spinels without any dependence on the regional setting. All spinels analysed are relatively rich in MgO and Al_2O_3 and poor in Cr_2O_3 content. According to the classification of H. W. Haslam

Chemical composition of detrital spinels from the Barremian — Aptian limestone pebble; Cretaceous conglomerates of Pieniny Klippen Belt
Chemické zloženie detritických spinelov z obliaka barémsko-aptského vápenca, kriedové zlepence pieninského bradlového pásma

Tab. 4

	10	9	12	1	6	11
FeO	5,62	8,15	0,69	0,15	5,93	9,33
Fe_2O_3	11,85	6,37	16,08	13,32	12,12	8,06
MgO	21,29	21,53	24,46	24,89	21,16	18,57
Al_2O_3	49,30	58,48	46,82	50,89	48,81	49,16
Cr_2O_3	7,42	5,28	8,65	5,70	8,07	8,86
Σ	95,48	99,81	96,70	94,95	96,09	93,98
Unit cell (on 32 oxygen atoms)						
Fe^{2+}	1,031	1,399	0,125	0,023	1,086	1,757
Mg	6,968	6,955	7,870	7,969	6,908	6,237
Σ	7,999	7,994	7,995	7,992	7,994	7,994
Fe^{3+}	1,956	0,983	2,610	2,151	1,996	1,364
Al	12,753	14,151	11,906	12,876	12,592	13,047
Cr	1,289	0,857	1,477	0,968	1,397	1,577
Σ	15,998	15,991	15,993	16,015	15,985	15,988
Σtotal	23,997	23,985	23,988	24,007	23,979	23,982
$Al/\Sigma R^{3+}$	0,797	0,885	0,744	0,804	0,788	0,816
$Cr/\Sigma R^{3+}$	0,081	0,054	0,092	0,060	0,087	0,099
$Fe^{3+}/\Sigma R^{3+}$	0,122	0,061	0,163	0,143	0,125	0,085

* Fe_2O_3 content calculated from total iron supposing stoichiometry of $R^{2+}R_2^{3+}O_4$
10 — Nosice I-u, Klape unit, 9 — Sedliacka Dubová I-i, Klape unit, 12 — Považský Hrad lom-j, Klape unit, 1 — Zástranie I-n, Kysuca — Pieniny unit, 6 — Hradná JRD (f) 7117, Manín unit, 11 — Praznov m, Manín unit.

Chemical composition of detrital spinels from Middle Cretaceous sandstones
Chemické zloženie detritických spinelov zo strednokriedových pieskovcov

Tab. 5

	15	14	8	2	7	6	9
FeO	4,12	4,25	5,98	4,67	6,85	7,76	11,26
Fe_2O_3*	12,78	11,89	10,52	12,34	12,20	11,20	5,34
MgO	22,37	22,02	20,41	22,66	21,75	21,07	17,48
Al_2O_3	48,71	48,67	47,19	49,88	50,71	51,80	51,20
Cr_2O_3	8,33	8,20	9,33	9,3	8,35	8,04	8,36
Σ	96,31	95,03	93,43	98,85	99,86	99,87	93,64
Unit cell (on 32 oxygen atoms)							
Fe^{2+}	0,748	0,780	1,129	0,828	1,209	1,369	2,122
Mg	7,246	7,212	6,866	7,165	6,850	6,629	5,872
Σ	7,994	7,992	7,995	7,993	8,059	7,998	7,994
Fe^{3+}	2,087	1,964	1,784	1,966	1,938	1,777	0,904
Al	12,468	12,597	12,545	12,460	12,618	12,878	13,596
Cr	1,431	1,424	1,663	1,558	1,393	1,341	1,490
Σ	15,986	15,985	15,992	15,984	15,949	15,996	15,990
Σtotal	23,980	23,977	23,987	23,977	24,008	23,994	23,984
$Al/\Sigma R^{3+}$	0,780	0,788	0,784	0,779	0,791	0,805	0,850
$Cr/\Sigma R^{3+}$	0,090	0,089	0,104	0,097	0,087	0,084	0,093
$Fe^{3+}/\Sigma R^{3+}$	0,131	0,123	0,112	0,123	0,122	0,111	0,057

* Fe_2O_3 content calculated from total iron supposing stoichiometry of $R^{2+}R_2^{3+}O_4$
14, 15 — Klippen Belt; 2, 7, 8 — mantle series (Tatrikum); 6, 9 — Krížna unit (Fatrikum), 15 — Strážov 304 a, Klape unit, 14 — Považská Bystrica, Klape unit, 8 — Oravice 82/2 b, High Tatra Mts., 2 — Nová Lehota 117, Považský Inovec Mts., 7 — Ludrovská dolina 125, Low Tatra Mts., 6 — Juráňova dolina 78, High Tatra Mts., 9 — Homôlka 66 a, Strážovské vrchy Hills.

et al. (1976), the studied spinels belong to the chromian and ferrian spinel group (fig. 6).

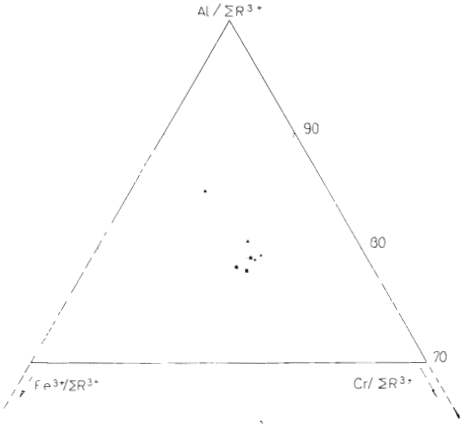


Fig. 6. Compositional plot of analysed spinels.
Solid circles — Klippen Belt pebble; open circles — Klippen Belt sandstones; squares — Tatrikum; triangles — Fatrikum (Krížna nappe)
Obr. 6. Súhrnný diagram analýz spinelov. Plné krúžky — obliaky z bradlového pásma; prázdne krúžky — pieskovce bradlového pásma; štvorce — tatrikum; trojuholníčky — fatrikum (krížňanský príkrov)

Spinels discussed above have no relationship to other chromites of the recently known West Carpattian serpentinite bodies the analyses of which have been published by J. Hurný et al. (1978) and I. Rojkovič et al. (1978, see fig. 7). On the other hand, spinels with similar chemical composition have been found in lherzolite xenoliths enclosed in Late Cenozoic alkali basalts of Southern Slovakia (D. Hovorka — P. Fejdi 1979).

It is possible that the host rock of described spinels was a peridotite belonging to M. J. O'Hara's

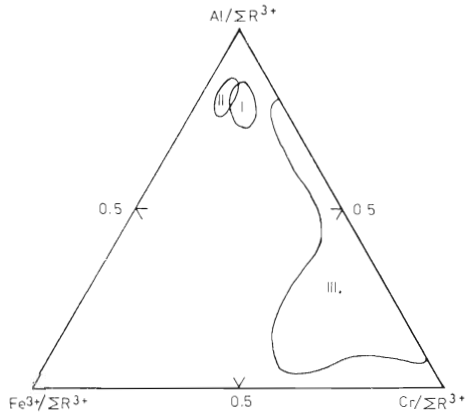


Fig. 7. Compositional plot of West Carpathian spinels
I — presend study, II — spinels from lherzolite xenoliths (D. Hovorka — P. Fejdi 1979), III — spinels from Mesozoic serpentinite bodies (I. Rojkovič et al. 1978)
Obr. 7. Porovnávací diagram zloženia spinelov zo Západných Karpát
I — predkladaná práca, II — spinely z lherzolitových xenolitov (D. Hovorka — P. Fejdi 1979), III — spinely z mezozoických serpentinitov (I. Rojkovič et al. 1978)

(1965) spinel peridotite facies. Due to the absence of any coexisting mineral from these supposed spinel peridotites (olivine and pyroxenes) caused by their chemical instability, we are unable to confirm this hypothesis.

Conclusions

Detrital spinels from Barremian-Aptian limestone pebbles and from Albian-Cenomanian sandstones of the Pieniny Klippen Belt and Core Mountains (envelope units of the Tatric and the Krížna nappe of the Fatric) are described. No adequate source rock can be found to outcrop in the Western Carpathians. Supposed sources of ultramafic rock bodies were situated on cordilleras (the Pieninic Exotic Ridge, the Ultratatric Ridge and, possibly, also the Ultra-Krížna sources area) disappeared during tectonic movements.

Data on detrital spinels from neighbouring countries are discussed. The following regularity in the detrital spinel distribution has been ascertained: spinels lack in the outer belts of the Alps and Carpathians (Helvetic, North Penninic, Rhenodanubian Flysch, the West Carpathian Flysch Belt) whereas they are abundant in the inner zones (Central and South Penninic and Austroalpine: Tirolikum, Bajuvarikum, the Gosau Formation, Ultrapieninic Ridge, southern part of the Pieniny Klippen Belt, Tatric,

Fatric or Krížna nappe of the Central Carpathian Core Mountains). Abundant detrital spinel appears everywhere beginning from the Middle Cretaceous. In both West Carpathian studied areas, the first "entry" of spinels was precisely during the Barremian-Aptian signifying that supposed ultramafic bodies have been exposed already at that time. Exact data are available on the chemical composition of detrital spinels from the Alps. Results of electron microprobe analyses show that both the Pieniny Klippen Belt and the Core Mountains contain chromian and ferrian spinels.

Preložil autor
Odporučil D. Hovorka

REFERENCES

Behrens, M. 1973: Schwermineralverteilung und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 116, S. 51—83.*

Biely, A. 1978: Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria. *In: Paleogegeografický vývoj Západných Karpát. Edit. J. Vozár. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 221—231.*

Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 42, S. 51—64.*

Bouma, A. H. 1969: Flysch Oligocéne de Peira-Cava (Alpes-Maritimes, France). *Eclogae geol. Helv., 51, 3, p. 893—900.*

Chain, V. E. — Bejer, M. A. — Byzova, S. L. — Lomize, M. G. — Rudakov, S. G. 1977: Osnovnyje čerty tektoničeskoj istorii Karpat (v svete novych idej v učenii o geosinklinalach). *West. Mosk. Univ., ser. geol., 3 s. 3—20.*

Dietrich, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch. (Stuttgart), 50, S. 1—84.*

Dietrich, V. J. — Franz, U. 1976: Ophiolit-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). *Geotekt. Forsch. (Stuttgart), 50, S. 85—109.*

Dolenko, G. N. — Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosinklinalach i jeho primenije v ukrajinskich Karpatach. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, 1, s. 1—9.*

Faupl, P. 1975: Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. Ein Beitrag zur Oberkreide-Paläogeographie der östlichen Flyschzone der Ostalpen. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, S. 528—540.*

Faupl, P. — Tollmann, A. 1979: Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. *Geol. Rdsch, 68, 1, S. 93—120.*

Fülöp, J. 1976: The mesozoic basement horst block of Tata. *Geologica hung., Ser. geol., 16, pp. 1—229.*

Gasser, U. 1967: Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweitz. *Geol. Rdsch., 56, No. 1, S. 300—308.*

Haslam, H. W. — Harding, R. R. — Tresham, A. E. 1976: Chromite — chlorite intergrowth in peridotite at Chimwadzulu Hill, Malawi. *Mineral Mag. (London), 40, pp. 695—702.*

Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 16, S. 129—142.*

Hovorka, D. — Fejdi, P. 1979: Spinel peridorite xenoliths in the West Carpatian late Cenozoic alkali basalts and their tectonic significance. *Bull. vulcanol. (Napoli), 41 (in press).*

Hurný, J. — Krištín, J. — Zlocha, J. 1978: Charakteristika chrómspinelidov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach. *Mineralia slov., 10, s. 23—33.*
Jablonský, J. 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Edit. J. Vozár. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, s. 175—187.*
Karig, D. E. — Sharman, G. F. 1975: Subduction and accretion in trenches. *Bull. Geol. Soc. Amer. (Tulsa), 86, p. 377—389.*
Klinec, A. 1976: K vývinu hlavných štruktúr veporidného kryštalinika. *In: Československá geológia a globálna tektonika. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 87—90.*
Kruglov, S. S. 1974: The Pieniny Klippen Zone. *In: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Edit. M. Mahel. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 205—209.*
Krystek, I. 1973: Členění godulského souvrství na základě těžkých minerálů. *Věst. Ústř. úst. geol., 48, s. 47—50.*
Lazarenko, E. K. — Lazarenko, E. A. — Baryšnikov, E. K. — Malygina, O. A. 1963: Mineralogija Zakarpatja. *Lvov, Izd. Lvov. Univ, 614 s.*
Lomize, M. G. 1976: K voprosu o karpatskich ofiolitach. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 230, 6, s. 1410—1413.*
Loziński, J. 1956: Heavy minerals in Flysch sandstone from the Pieniny Klippen-belt. *Acta geol. pol., 6, 1, s. 15—23.*
Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flyschkonglometate und Rekonstrukzion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, sér. geol. (Bratislava), 1, S. 7—124.*
Mišík, M. 1978: Some paleogeographical problems concerning Klippen Belt. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Edit. J. Vozár. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s 147—174.*
Mišík, M. 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. *In: Czechoslovak geology and global tectonics. Edit. M. Maheľ — P. Reichwalder. Bratislava, Veda, 89—101.*
Müller, K. 1973: Das „Randcenoman" der Nordlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der Ostalpinen Deckenschiebung und ihrer Schubweiten. *Geol. Rdsch., 62, S. 54—95.*
Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 111, S. 115—145.*
O'Hara, M. J. 1967: Mineral facies in ultrabasic rocks. *In: Ultramafic and related rocks. Edit. P. I. Wyllie. New York — London — Sydney, Wiley and Sons, pp. 7—18.*
Peslová, H. 1971: Asociace těžkých minerálů v istebňanských vrstvách (Moravskoslezské Beskydy). *Věst. Ústř. úst. geol., 46, 2, s. 93—100.*
Pícha, F. 1973:Využití těžkých minerálů k rozlišení tektonicko-faciálních jednotek flyšového pásma Karpat na střední Moravě. *Věst. Ústř. úst. geol., 48, 5, s. 273—279.*
Rojkovič, I. — Hovorka, D. — Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. zbor. Slov. akad. vied., 29, 2, pp. 253—274.*
Rucklidge, I. — Gasparini, E. L. 1968: Electron microprobe analytical data reduction EMPADR. *Manuscript — Depart. Geol. Univ. Toronto. 25 p.*
Starobová, M. 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 47—52.*
Woletz, G. 1963: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide und Alttetiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 106, S. 89—119.*
Woletz, G. 1967: Schwermineralenvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. *Geol. Rdsch., 56, 1, S. 308—320.*
Tollmann, A. 1977: Geologie von Österreich. Bd. 1. Die Zentralalpen. *Wien. Verlag F. Deuticke. 766 S.*
Tollmann, A. 1978: Plattentektonische Fragen in dem Ostalpen und der plattentektonische Mechanizmus des mediterranen Orogens. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 1976, 69, S. 291—351.*

Chrómové a železité spinely z kriedových sedimentov Západných Karpát

MILAN MIŠÍK, JOZEF JABLONSKÝ, PAVOL FEJDI, MILAN SÝKORA

Zrná klastických spinelov sa vyskytujú vo vápencoch barému — aptu a pieskovcoch albu — cenomana bradlového pásma, ako aj obalových sérií (tatrikum) a krížňanského príkrovu (fatrikum). V Západných Karpatoch nie je známy nijaký primeraný povrchový zdroj detritických spinelov z kriedových sedimentov. Predpokladané zdrojové telesá ultrabázik museli vystupovať na kordilérach (v bradlovom pásme pieninská kordiléra, v centrálnokarpatskej oblasti podľa merania transportných smerov ultratatridná kordiléra a pravdepodobne aj ultrakrížňanský zdroj). Tieto kordiléry, ktoré možno charakterizovať aj viacerými typmi rozmanitých exotických hornín, zmizli v priebehu tektonických procesov.

Z porovnania údajov z literatúry o detritických spineloch z okolných krajín vychodí nasledujúce pravidlo: Detritické spinely chýbajú vo vonkajších zónach Álp a Západných Karpát (helvetikum, ultrahelvetikum, severné penninikum, rýnsko-dunajský flyš, flyšové pásmo Západných Karpát); naopak hojné sú vo vnútorných zónach (stredné a južné penninikum, ostalpin, tirolikum, bajuvarikum, v gosauskej formácii — pochádzajúce z ultrapieninského chrbta, v bradlovom pásme — pochádzajúce z pieninskej kordiléry, obalové série, krížňanský príkrov). Vo všetkých týchto oblastiach je detritický spinel hojný od strednej kriedy. V pieninskom bradlovom pásme, ako aj v jadrových pohoriach bol prvý „vstup" spinelov do sedimentačného priestoru v baréme — apte, keď sa predpokladané ultrabázické telesá začali obnažovať. Z Álp doteraz údaje o chemickom zložení detritických spinelov nie sú. Analýzy pomocou elektrónovej mikrosondy ukázali, že v bradlovom pásme aj v jadrových pohoriach ich možno presnejšie charakterizovať ako chrómové a železité spinely.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

R. Mock: **Gemerikum — definícia a ohraničenie** (Bratislava 31. 1. 1980)

Gemerikum a bükkikum tvoria vnútorné Západné Karpaty (v zmysle R. Mocka 1978). Ich geologický a tektonický vývoj v paleozoiku, ako aj v mezozoiku sa od vývoja v centrálnych Západných Karpatoch veľmi odlišuje (pozri aj M. Maheľ 1979 a H. Kozur — R. Mock 1979), a preto ich treba pokladať za dve osobitné geotektonické jednotky.

Gemerikum je budované epimetamorfným paleozoikom a mezozoikom. Silicikum, ktorého paleozoické podložie nepoznáme a ktoré pochádza z gemerskej jazvy, nie je súčasťou gemerika; pokladáme ho za najjužnejšiu zónu centrálnych Západných Karpát. Ich severnejšími zónami sú hronikum, veporikum, fatrikum a tatrikum. Severné ohraničenie gemerika je jasné: je to výrazne tektonický styk s veporikom, známy ako gemerská jazva alebo margeciansko-lubenícka línia. Hranica medzi gemerikom a bükkikom je t. č. nejasná, lebo na J od rožňavskej línie a na S od pohoria Szendrö paleozoické podložie meliatskej série nie je známe. Jeho poznanie bude v tejto otázke rozhodujúce.

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 229—239*

Některé výsledky reflexních seizmických měření v oblasti pohřbených vulkanických těles v jihovýchodní části Potiské nížiny

MILAN MOŘKOVSKÝ, JOSEF NOVÁK

Geofyzika, n. p., Brno, pošt. př. 62, 612 46 Brno 12

(10 obr. v texte)
Doručené 2. 5. 1979

Некоторые результаты сейсмических измерений МОВ в области погребенных вулканических тел Ю—В части Потисской низменности (Восточная Словакия)

При помощи сейсмических измерений МОВ в модификации общей глубинной точки определились форма и глубина высших этажей погребенных вулканических тел в неогеновых осадках Восточнословацкого неогенного бассейна. Оценка соотношений тел и окружающих осадков приводила данные о возрасте этих тел и их значении для нефтегазоносности области.

Some results of reflection seismic measurements in the area of buried volcanic bodies of the SE Potiská nížina lowland (Eastern Slovakia)

Reflection seismic measurements using the common depth point method revealed several buried volcanic bodies in the sedimentary filling of the East Slovakian Neogene basin. Relations of volcanic bodies to surrounding sediments allow to deduce their age and assume their importance in hydrocarbon accumulation.

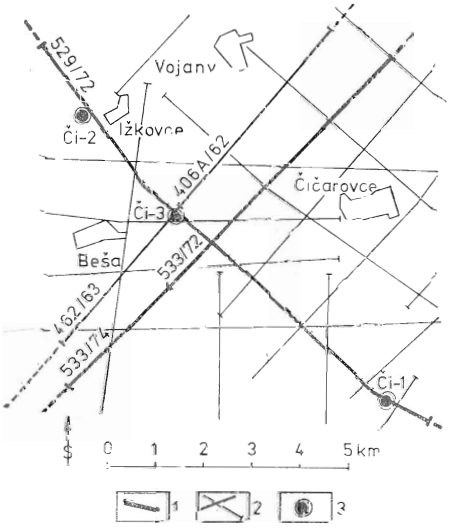
Potiská nížina jako součást východoslovenské neogenní pánve patří k územím se značným stupněm geofyzikální prozkoumanosti. Pro vyhledávání živic zde byla realizována měření seizmická (reflexní i refrakční), tíhová, geomagnetická a geoelektrická. Rychlostní poměry byly zkoumány pomocí seizmokarotáže na některých hlubinných vrtech. Byla uskutečněna i vrtněrefrakční měření. Pozornost byla věnována i zjišťování fyzikálních vlastností hornin.

Reflexní seizmické proměřování Potiské nížiny začalo v roce 1955.

V tomto roce i v letech následujících bylo měřeno metodami standardní seizmiky, tj. měřilo se systémem spojitého profilování a registrace byla zajišťována seizmickými aparaturami s oscilografickým záznamem. Seizmické řezy byly konstruovány metodou paprskových diagramů (sestrojených na základě seizmokarotážního měření vrtu Sečovce-1). V letech 1965—1971 se k registraci odražených vln používalo analogových seizmických aparatur. Od roku 1972 se měří s využitím vícenásobného překrytí a registrace času příchodu odražených vln se zajišťuje číslicovými (digitálními) seizmickými aparaturami. Jde o metodu společného reflexního bodu (SRB). Tato metoda je založena na zesílení odražených seizmických vln (charakterizujících zkoumaná litologická rozhraní) a potlačení poruch horizontálním součtem odražených vln, získaných z různých bodů odpalu a různých bodů příjmu, které však příslušejí jedinému bodu odrazu. Podmínkou je ovšem zavedení jak statických korekcí (omezují zkreslující vliv různé mocnosti připovrchové nízkorychlostní vrstvy, nestejné nadmořské výšky geofonů a odlišných hloubek uložení náloží trhaviny ve vrtech), tak i korekcí kinematických (potlačují závislost času příchodu vln odražených od jediného bodu odrazu na vzdálenosti bodu registrace od bodu odpalu).

Zpracování seizmických dat získaných v číslicové formě se děje na samočinném počítači EMR 6070 ADVANCE. Rozsáhlý seizmický programový systém umožňuje kromě standardních postupů, které vedou k vykreslení časových řezů, i aplikaci některých speciálních operací (časově proměnná filtrace a dekonvoluce, rychlostní analýzy, výpočet a zavedení zbytkových korekcí, migrace aj.).

Zavedením metody SRB se zpracováním naměřených dat na samočinném počítači byl učiněn značný skok v kvalitě výsledných seizmických materiálů. Na časových řezech



Obr. 1. Schéma reflexních seizmických profilů. 1 — reflexní seizmické profily (SRB), 2 — reflexní seizmické profily (oscilografická registrace), 3 — hlubinné vrty

Fig. 1. Sketch map of reflection seismic profiles. Explanations: 1 — reflection seismic profile using the CDP method, 2 — reflection seismic profile using oscillographic record, 3 — deep drilling site

SRB, v nichž jsou zachovány veškeré registrované informace, je možno (zvláště v oblastech s příznivými seizmogeologickými podmínkami) sledovat do značných hloubek a na značné vzdálenosti fyzikální rozhraní, řešit detailní strukturní stavbu, odlišit sedimentární souvrství od vulkanických poloh, řešit tektonickou stavbu aj. Poznamenáváme, že dřívější zpracování údajů reflexní seizmiky, získaných při oscilografické registraci, bylo nutně ovlivněno subjektivním přístupem zpracovatele (korelace reflexů a jejich zakreslení do hloubkového řezu aj.).

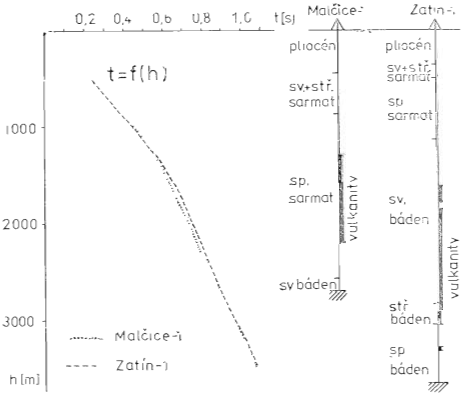
Síť reflexních seizmických profilů odměřených v širším okolí Beši a Čičarovců ukazuje obr. 1.

Stratigrafické údaje hlubinných vrtů, kterých budeme dále používat, byly převzaty z kolektivních reinterpretací pracovníků Moravských naftových dolů — ředitelství koncernového podniku v Hodoníně a závodu Michalovce.

Rychlostní poměry

Podrobná znalost rychlostí šíření elastických vln mělkými částmi zemské kůry je nezbytná při převodu korelovaných odrazových elementů z časového oboru do hloubkového měřítka. Údaje o rychlostních poměrech se v běžné praxi získávají seizmokarotážním měřením na hlubinných vrtech.

Pro pracovní oblast jsme použili údajů, získaných při seizmokarotážních měřeních na vrtech Malčice-1 (ca 7,5 km sz. od obce Ižkovce) a Zatín-1 (ca 5,5 km jz. od obce Beša). Obrázek 2 ukazuje, že čas příchodu přímé vlny do sondážního geofonu, a tedy i rychlost šíření elastických vln ve stejném hloubkovém intervalu, jsou na obou vrtech velmi blízké. Závislosti $t = f(h)$, znázorněné na obr. 2,



Obr. 2. Seizmokarotážní měření na vrtu Malčice-1 (Z. Klimek — S. Mayer — A. Kocák 1959) a Zatín-1 (J. Novák et al. 1969
Fig. 2. Seismic logging measurements on Malčice-1 drilling (Z. Klimek — S. Mayer — A. Kocák 1959) and on Zatín-1 drilling (J. Novák et al. 1969)

bylo v zájmové oblasti použito pro konstrukci hloubkových řezů. Pro převod z časové oblasti do hloubkového měřítka bylo využito jen nejvýraznějších reflexů.

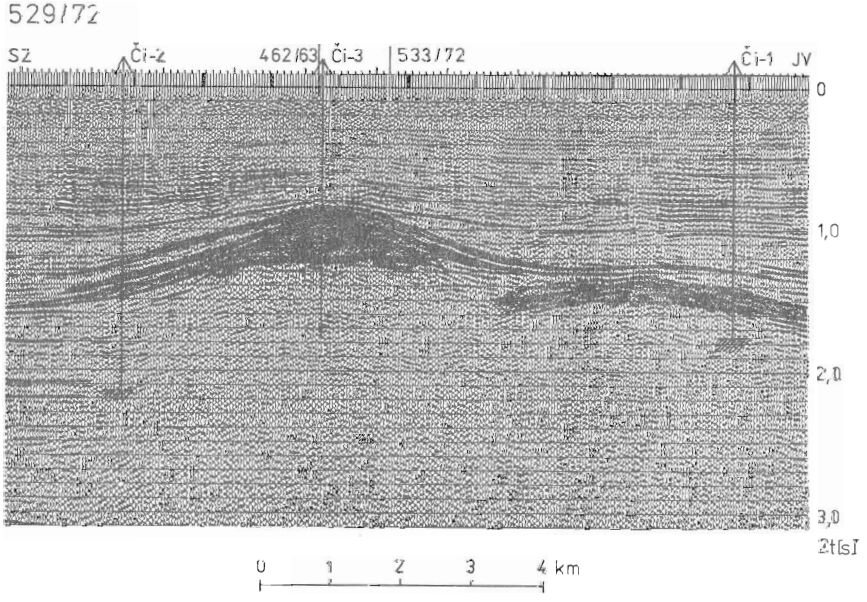
Oproti rychlostním závislostem, získaným na hlubinných vrtech v centrální a severní části pánve, je u vrtů Malčice-1 a Zatín-1 nápadným jevem poměrně prudký ohyb křivky $t = f(h)$. K tomuto

ohybu dochází u vrtu Malčice-1 v hloubce 1300 m, u vrtu Zatín-1 v hloubce 1650 m. Jde o zvýšení rychlosti elastických vln, které je vyvoláno výraznou změnou litologie hornin. V uvedených hloubkách zastihly totiž jmenované vrty buď přímo vulkanity (převážně andezity a tufy), nebo vulkanogenní materiál (tufity, tufitické pískovce apod.).

Interpretace seizmických řezů

Pro širší okolí Beši a Čičarovců je charakteristická přítomnost pohřbeného *vulkanického tělesa bešanského* (na JZ) a *tělesa čičaroveckého* (na SV). Existence zakrytých vulkanických poloh byla předpokládána už na základě výsledků geomagnetických a tíhových měření (O. Man 1960; M. Blížkovský — A. Kocák 1961) a byla potvrzena výsledky vrtů Čičarovce-1 a 2, z nichž první navrtal vulkanický proud v hloubce 1550 až 1590 m a souvislou vulkanickou polohu v hloubce od 1790 m, druhý zjistil andezitové proudy v hloubkách 1470—1505 m, 1670—1740 m a 1795—1925 m. V současné době hloubený vrt Čičarovce-3 ověřil interpretaci geofyzikálních materiálů a zastihl povrch vulkanických těles v hloubce 834 m.

Seizmické řezy SRB, a to zejména seizmické řezy 529/72 a 533/74, 72, ukázaly, že zakrytá vulkanická tělesa se projevují



Obr. 3. Seizmický profil 529/72 (SRB) — časový řez
Fig. 3. Seismic profile 529/72 (CDP) travel-time section

— náhlým přerušením kvalitních plynule sledovatelných reflexů od sedimentárních komplexů na styku s vulkanickým tělesem;

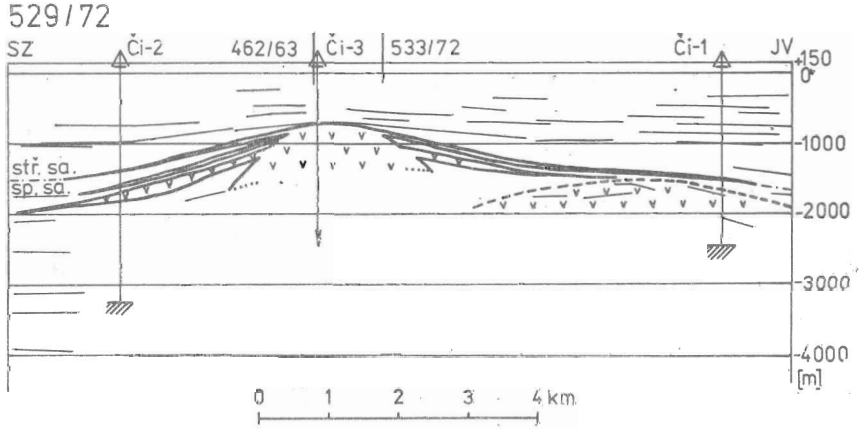
— nápadným seskupením reflexů modelujících reliéf tělesa;

— absencí reflexů z vulkanického tělesa, resp. existencí krátkých odrazů, chaoticky rozložených; charakterizují zřejmě části jednotlivých lávových proudů příp. vytržené bloky starších hornin;

— potlačením četnosti a zmenšením délky, resp. vymizením reflexů z podloží vulkanických těles;

— vznikem difragovaných vln.

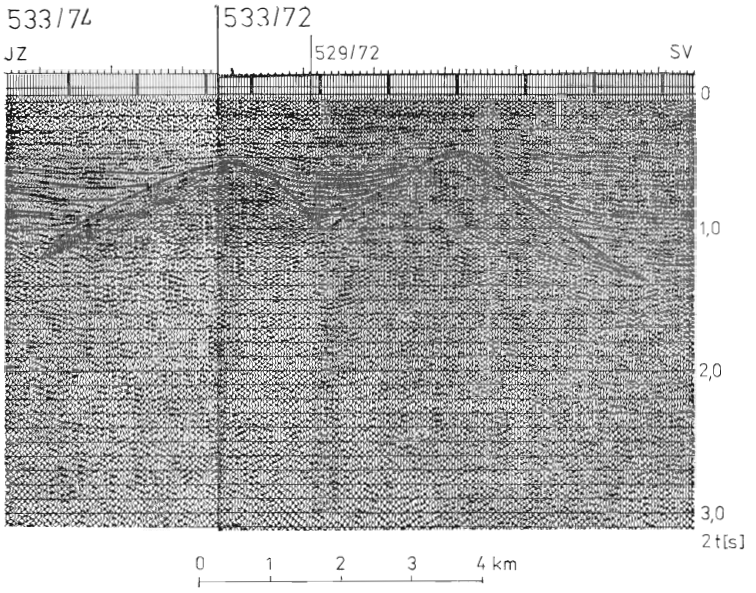
Profil 529/72 (obr. 3 a 4) prochází sv. úbočím bešanského vulkanického tělesa. Na časovém řezu pozorujeme na obou svazích výrazné, většinou krátké a skloněné reflexy, které zřejmě indikují lávové příkrovy (jejich existenci prokázal vrt Čičarovce-2). Na všech předložených seizmických řezech pro zjednodušení znázorňujeme pouze rozhraní střední sarmat/spodní sarmat.



Obr. 4. Seizmický profil 529/72 (SRB) — hloubkový řez
Fig. 4. Seismic profile 529/72 (CDP) distance-migrated section

Ze vztahu sedimentárních poloh, reprezentovaných výraznými souvislými reflexy, vůči povrchu bešanského vulkánu lze usuzovat na stáří vulkanického tělesa a další vývoj neogenní pánve.

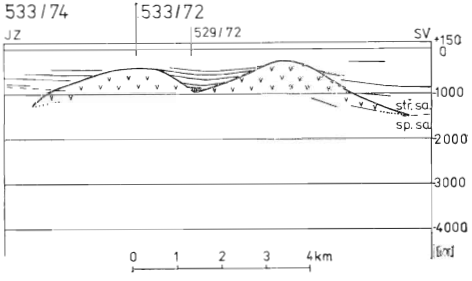
Během spodního sarmatu, až po bázi středního sarmatu, fungovalo bešanské těleso v sedimentárním plánu jako rigidní těleso, podmiňující vznik epigenetických sedimentárních struktur „obalového" typu. K úplnému pohřbení vulkánu dochází tedy ve středním sarmatu. Ovšem i poté, vzhledem k větší subsidenci na křídlech vulkanického tělesa a pravděpodobně i uplatňující se diferenční kompakci, prak-



Obr. 5. Seizmický profil 533/74, 72 (SRB) — časový řez
Fig. 5. Seismic profile 533/74, 72 (CDP) travel-time section

ticky až do pliocénu se pohřbené vulkanity uplatňují jako strukturotvorné prvky.

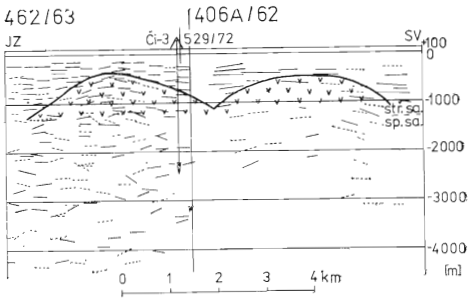
Vulkanická poloha, která byla zjištěna v hloubce 1790 m vrtem Čičarovce-1, projevuje se v časovém řezu méně výrazně.



Obr. 6. Seizmický profil 533/74, 72 (SRB) — hloubkový řez
Fig. 6. Seismic profile 533/74, 72 (CDP) distance-migrated section

Profil 533/74, 72 (obr. 5 a 6) je veden jv. úbočím bešanského a téměř vrcholovou částí čičaroveckého tělesa. Omezení obou vulkánů vůči neogennímu souvrství je výraznější než u profilu 529/72. Charakter reflexů v blízkosti vulkanických těles nenasvědčuje přesvědčivě na přítomnost lávových proudů, proto jsme je na obr. 5 a 6 nezakreslili.

Z hlediska seizmogeologického je velmi zajímavý prostor mezi vulkanickým tělesem bešanským a tělesem čičaroveckým. Vyznačuje se výraznými reflexy, korelovatelnými spojitě v celém prostoru mezi vulkanickými tělesy. Z morfologie vulkanitů a průběhu odrazných elementů lze obdobně jako u profi-



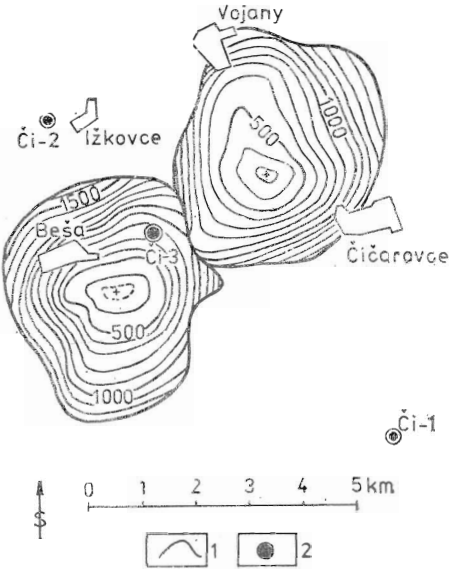
Obr. 7. Seizmický profil 462/63-406A/62 (oscilografická registrace) — hloubkový řez
Fig. 7. Seismic profile 462/63-406A/62 (oscillographic record) distance-migrated section

lu 529/72 usuzovat, že v období sedimentace vyšší části spodního sarmatu již tělesa existovala jako morfologicky výrazné elementy. Materiál vznikající jejich rozrušováním byl transportován do depresí. Vzhledem k vynikajícím odrazným vlastnostem těchto horizontů lze soudit, že po litologické stránce jsou tvořeny střídáním poloh vápnitých jílů a tufogenního materiálu, nejspíše tufitického pískovce.

Profil 462/63-406A/62 (obr. 7) ukazuje, že věrohodnost interpretace je na oscilograficky registrovaných seizmických řezech oproti časovým řezům SRB podstatně menší. Přítomnost pohřbených vulkanických těles se projevuje zejména náhlou změnou sklonu odrazových plošek, resp. absencí odrazů pod reliéfem vulkanické polohy.

Jak ukazují obr. 3—7, sledování hlubších částí vulkanických poloh, resp. fyzikálních rozhraní procházejících pod těmito polohami je úkol obtížný. Co se týká polohy a tvaru přívodních kanálů vulkanického materiálu, ukazuje se, že tento úkol ze seizmických materiálů zatím nelze řešit.

S využitím výsledků všech odměřených seizmických profilů, znázorněných na obr. 1, byly vysledovány tvar a poloha bešanského a čičaroveckého vulkanického tělesa (J. Novák 1976). Ukázalo se, že jejich půdorys je blízký kruhu a zabírá u tělesa bešanského plochu

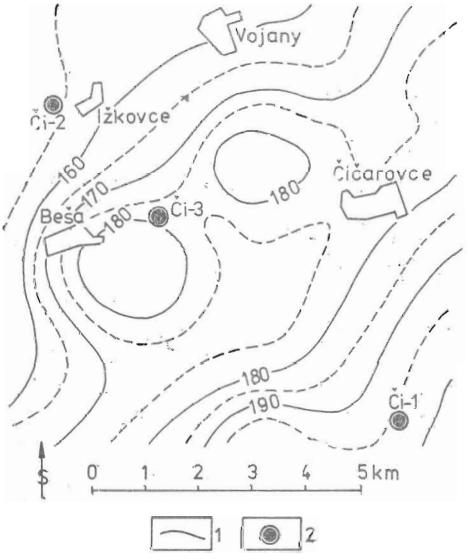


Obr. 8. Strukturní schéma povrchu zakrytých vulkanických těles běšanského a čičaroveckého (J. Novák 1976)
1 — izohypsy povrchu vulkanitů (po 100 m pod hladinou moře), 2 — hlubinné vrty
Fig. 8. Structural scheme of the Bešany and Čičarovce buried volcanic bodies surface (J. Novák 1976). Explanations: 1 — isohypses by 100 m below the sea-level, 2 — deep drilling site

14,5 km², u tělesa čičaroveckého plochu 13,8 km². Sklony svahů jsou převážně 20—30°. Minimální hloubka pod povrchem je u tělesa bešanského 450 m, u tělesa čičaroveckého 400 m (obr. 8).

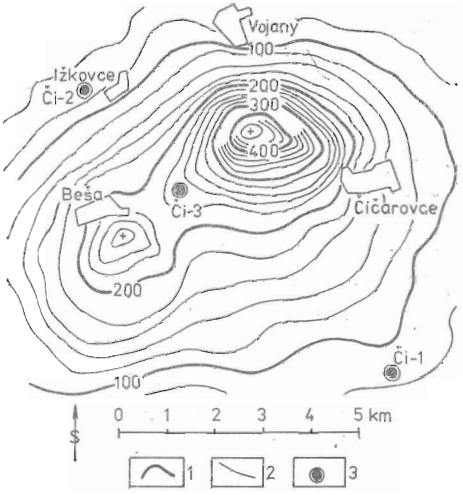
Porovnání získaných výsledků s jinými geofyzikálními pracemi

Obr. 9 ukazuje *mapu úplných Bouguerových anomálií* (M. Blížkovský — A. Kocák 1961). Vulkanická tělesa se projevují výrazně. Zjistilo se totiž, že oproti



Obr. 9. Mapa úplných Bouguerových anomálií, redukční hustota 2,0 g/cm³ (M. Blížkovský — A. Kocák 1961) 1 — tíhové izolinie v jednotkách μms^{-2} (1 μms^{-2} = 0,1 mGal), 2 — hlubinné vrty

Fig. 9. Complete Bouguer anomaly map using reduction density of 2.0 gcm^{-3} (M. Blížkovský — A. Kocák 1961). Explanations: 1 — gravity isoline in μms^{-2} units (1 μms^{-2} = 0.1 mGal), 2 — deep drilling site



Obr. 10. Mapa izanomál magnetické vertikální intenzity (O. Man 1960)
1 — izolinie vertikální magnetické intenzity po 100 nT (1 nT = 1 γ), 2 — izolinie vertikální magnetické intenzity po 20 nT, 3 — hlubinné vrty

Fig. 10. Isoanomaly map of vertical magnetic intensities (O. Man 1960). Explanations: 1 — isolines of equal vertical magnetic intensity by 100 nT (1 nT = = 1 γ), 2 — isolines of equal vertical magnetic intensity by 20 nT, 3 — deep drilling site

hustotám neogenních sedimentů, které se pohybují kolem 2,0 g/cm³, dosahují andezity hustot až 2,74 g/cm³ (J. Uhmann 1958). Polohy maxim tíhových anomálií odpovídají se značnou přesností poloze vrcholů bešanského a čičaroveckého tělesa.

Kvantitativní interpretací bešanské tíhové anomálie se zabýval A. Novotný (in M. Mořkovský et al. 1972). Aproximoval rušivé těleso koulí a určil hloubku vrchního okraje vulkanitů cca 650 m pod povrchem.

V. Čekan (1966) uskutečnil kvantitativní interpretaci z hodnot vyšších derivací tíže. Při aproximaci vulkanických těles rotačním elipsoidem (s vertikální osou rotace) zjistil pro těleso bešanské hloubku vrchního okraje 560 m, pro těleso čičarovecké hloubku vrchního okraje 580 m pod povrchem.

Mapa izolinií vertikální magnetické intenzity, znázorněná na obr. 10 (O. Man 1960), ukazuje velmi výraznou magnetickou anomálii nad oběma vulkanickými tělesy. Susceptibilita, zjištěná u pyroxenických andezitů, dosahuje průměrně 50× větších hodnot než susceptibilita neogenních sedimentů (J. Fischer 1958).

Kvantitativní interpretaci bešansko-čičarovecké magnetické anomálie provedl O. Man (1960). Pro tělesa aproximovaná koulí uvádí hloubku 550 m pod povrchem.

Rovněž z interpretace starších geoelektrických měření (M. Mořkovský et al. 1972) i refrakčních seizmických řezů (M. Hrdlička — S. Kořalka — M. Mořkovský 1968) se předpokládala poněkud větší hloubka zakrytých vulkanických těles.

Závěr

Ukázalo se, že časové řezy SRB přinášejí v podmínkách Potiské nížiny nejvěrohodnější informace potřebné k určení polohy a tvaru, resp. — při dobrých znalostech rychlostních poměrů — i hloubek pohřbených vulkanických těles. Nutno mít ovšem na zřeteli, že vzhledem k charakteru vulkanických erupcí (jedná se převážně o střídání vulkanogenního materiálu s polohami sedimentů) není možno hranici mezi sedimentárním souvrstvím a vulkanickou polohou chápat zcela striktně.

Co se týká stáří vulkanických těles bešanského a čičaroveckého, považujeme je v souladu se staršími představami (J. Slávik — J. Čverčko — R. Rudinec 1968) za spodnosarmatské.

Reflexní seizmický průzkum v oblastech zakrytých vulkanických těles se provádí s ohledem na jejich možnou ropo-plynonosnost (D. Ďurica 1965, R. Rudinec — C. Tereska 1972, J. Čverčko 1973, M. Řeřicha 1977). Tento názor je založen na strukturní funkci a úloze vulkanických těles kopulovitého tvaru a odrazu těchto forem v nadložních komplexech. Výše uvedení autoři v těchto oblastech považují za nadějné

— písčité, dobře propustné obzory v nadloží vulkanických kopulí, resp. na jejich svazích;

— dobře propustné tufiticko-písčité partie v bezprostředním nadloží andezitových proudů a dodatečně překryté polohami pyroklastik.

Podle našeho názoru se uvedené příznivé ocenění s perspektivou ekonomicky významných akumulací živic ve vulkanických oblastech váže na tělesa starší, zejména svrchnobádenská. Mladší vulkanické fá-

ze ovlivnily event. starší akumulace, a to jak přímou explozívní destrukcí, tak i narušením hydrodynamických poměrů a odhermetizováním, příp. pastí. Z tohoto hlediska je pak u vulkanických těles spodnosarmatského stáří nutno počítat s možnou akumulací živic až během středního a svrchního sarmatu a pliocénu. U mladších těles musíme uvažovat o odpovídající mladší remigraci a akumulaci živic.

V těchto vztazích je třeba hodnotit i význam a použití reflexní seizmiky v neogenních oblastech s pohřbenými vulkanickými tělesy. Současná seizmická polní a zpracovatelská technika umožňuje zjišťovat reliéf zejména těch vulkanických těles, která jsou uložena v hloubkách do 2 km. Pokud se vulkanická tělesa překrývají, pak hlubší z nich se identifikují velmi obtížně a často je nelze vůbec nalézt. Je to podmíněno hlavně značnou reflektivitou výlevných vulkanických poloh, takže z podloží mocnějších výlevů již nezískáváme dostatečně výrazné reflexy. Uplatňuje se tu i mechanická destrukce původních vrstevních celků, jejímž výsledkem je vznik nedostatečně rozměrných útržků hornin, které nejsou příznivým prostředím pro vznik výrazných užitečných odražených vln.

Recenzoval B. Leško

LITERATURA

Blížkovský, M. — Kocák, A. 1961: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny r. 1960. *Manuskript — Geofyzika Brno. 88 s.*

Čekan, V. 1966: Hodnocení některých tíhových anomálií v Potiské nížině. *Manuskript — Geofond Bratislava. 14 s.*

Čverčko, J. 1973: Pioniersky prieskum elevácie Čičarovce. *Manuskript — Geofond Bratislava, 15 s.*

Ďurica, D. 1965: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej neogénnej panve a ich význam. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 37, s. 45—54.*

Fischer, J. 1958: Výzkum magnetických vlastností hornin. *Manuskript — VÚGI Brno. 54 s.*

Holzbauer, K. et al. 1963: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu prováděném v roce 1962. Oblast VSN. *Manuskript — Geofond Praha, 76 s.*

Hrdlička, M. — Kořalka, S. — Mořkovský, M. 1968: Refrakčně seismický průzkum v oblasti východoslovenského neogénu. *Manuskript — Geofond Bratislava, 71 s.*

Jarý, J. et al. 1964: Zpráva o reflexně-seismickém průzkumu prováděném v r. 1963. Oblast VSN. Manuskript — Geofond Praha. 44 s.

Klímek, Z. — Mayer, S. — Kocák, A. 1959: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1958. Oblast VSN — Trebišov. *Manuskript — Geofond Praha. 86 s.*

Man, O. 1960: Závěrečná zpráva o detailním magnetickém průzkumu prováděném v r. 1959. Oblast VSN — jižní část. *Manuskript — Geofyzika, Brno. 30 s.*

Mořkovský, M. et al. 1972: Geofyzikální průzkum ve východoslovenském neogénu — geoelektrické měření v oblasti Beši a Čičarovců. *Manuskript — Geofond Praha. 30 s.*

Mořkovský, M. et al. 1973: Seismický průzkum východoslovenské neogenní oblasti v roce 1972. *Manuskript — Geofond Bratislava. 73 s.*

Novák, J. et al. 1969: Reflexní seismický průzkum VSN v r. 1968. *Manuskript* — Geofyzika, Brno. 68 s.

Novák, J. 1976: Reflexní seismický průzkum jihovýchodní části Potiské nížiny. *Manuskript — Geofond Bratislava. 82 s.*
Rudinec, R. — Tereska, C. 1972: Nafto-plynonádejnosť vulkanických štruktúr vo východoslovenskom neogéne. *Mineralia slov., 4, č. 14, s. 23—28.*
Řeřicha, M. 1977: Zhodnotenie geologických a geofyzikálnych podkladov v oblasti bešansko-čičarovskej vulkanickej štruktúry a návrh ďalšieho prieskumu *Manuskript — Geofond Bratislaav, 17 s.*
Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of neogene volcanism in East Slovakia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 44—45, pp. 215—238.*
Uhmann, J. 1958: Výzkum hustot hornin naftonadějných oblastí ČSR. *Manuskript — Geofyzika Brno. 160 s.*

Some results of reflection seismic measurements in the area of buried volcanic bodies of the SE Potiská nížina lowland (Eastern Slovakia)

MILAN MOŘKOVSKÝ, JOSEF NOVÁK

A set of volcanic bodies of Upper Badenian to Lower Sarmatian age is buried below younger sediments in the East Slovakian Neogene basin, mainly in its southern portions. Except of basic determination of their site from gravimetric and magnetometric data, their shape and depth were accurated by reflection seismic measurements using methodics of the common depth point (CDP). It was ascertained that the method yields effective results mainly to 2 km depth. In case when single younger and older volcanic bodies overlap, the deeper bodies are identified only with difficulties. Complications are due to high reflectivity of effusive volcanic bodies, so that these do not allow obtain sufficiently characteristic reflections from more deep levels. Even the mechanical distortion of bedding units deprives generation of well pronounced useful reflected waves.

As the most pronounced symptoms of buried volcanic bodies we assume:

— the sudden interruption of good quality and continuously followable reflections from sedimentary units along boundaries with the volcanic body,

— the remarkable grouping of reflections modelling the relief of the body in question,

— absence of reflections from inside of the volcanic body or short reflections having chaotical arrives,

— suppression of frequency and decrease of lenght to vanishing of reflections from the substratum of the volcanic body, and

— generation of diffracted waves.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Výskyt uhlia pri Podrečanoch

VLADIMÍR HANO

Местонахождение углей при Подречанох

Угленосные слои глинистых туфитов содержит несколько тоненьких прослойков угля и две 1,5 м. мощности слои углистых сланцев. Возраст этих слойов вероятно эгер.

Occurence of coal near Podrečany (Middle Slovakia)

A carbonaceous sequence of clayey tuffite contains several tiny coal seams and two 1.5 m thick layers of coaly rashings. The probable age of the sequence precedes the Egerian stage.

V okrese Lučenec pri Podrečanoch sa pred niekoľkými rokmi vrtom PD-15 v hĺbke od 52 do 75 m zistilo uhľonosné súvrstvie. Tento vrt mal zistiť pokračovanie podrečianskeho magnezitového telesa (A. A b o n y i 1974).

Zistené uhľonosné súvrstvie leží diskordantne na paleozoiku južných svahov vrchu Sedem chotárov. V nadloží (od 22 do 52 m) bol prevŕtaný egerský slaboslienitý jemne piesčitý íl. Nad nimi bola od povrchu až do hĺbky 22 m prevŕtaná poltárska formácia (ruman) v ílovito-piesčitom vývoji.

Uhľonosné súvrstvie sa skladá z dvoch hlavných polôh (mocnosť okolo 1,5 m), v ktorých je uhoľná substancia premiešaná s uhoľným ílom. Obidve polohy, ako aj celý rad tenkých vrstviečiek uhlia sú uložené v ílovitých tufitoch. Tieto horniny tvoria aj priame nadložie a podložie uhoľných polôh. Tufity sú jemne piesčité a postihla ich hypergénna premena. Odobrané vzorky zhodnotila D. K u š í k o v á (in A. A b o n y i 1974) na bližšie stratigrafické určenie zisteného súvrstvia.

Vzorka z hĺbky 68,5 m obsahovala pyritizované rabdaminy. Pekné foraminiferové spoločenstvo sa našlo vo vzorke z hĺbky 50—52 m. Bohato boli zastúpené *Bulimina puppoides* (d'Orb). a *Bolivina antiqua* (d'Orb.). Menej časté boli *Nonion granosum* (d'Orb.), *Almanea osnabruggensis* (Poem.), *Stillostomella consobrina* (d'Orb.). Menej časté, ale stratigraficky dôležité sú: *Rhabdamina carinata* (d'Orb.), *Karreriella acuta* (d'Orb.), *Bolivina (plicatula* (Cush.), *Uvigerina* sp., *Dentalina appoximata* (Reuss), *Robulus inornatus* (d'Orb.) *Marginulina* sp., *Marginulina subbulata* (Hant.), *Pullenia buloides* (d'Orb.), *Spaeroidina bulloides* (d'Orb.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Cibicides boueanus* (d'Orb.), *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Anomalina granosa* (Hant.), *Ceratobulimina contraria* (Reuss), *Epistomina elegans* (d'Orb.), *Rotalia* sp.

Pokračovanie na strane 284

Mineralia slov.
12, *(1980), 3, 241—254*

Geochemická zonálnosť ložiska Zlatá Baňa

PAVOL RYBÁR*, RUDOLF ĎUĎA**

* Katedra dobývania ložísk BF VŠT, Park Komenského 19, 043 84 Košice
** Geologický prieskum, 040 51 Košice

(12 obr. v texte)
Doručené 28. 9. 1979

Геохимическая зональность на месторождении Злата Баня

Геохимическую и минералогическую зональность приводим на основании результатов полученных из образцов скважины КСВ-15, которая достигла глубину 1513,1 м.

Из керна было взятых 303 геохимических обрацзов. Каждый образец репрезентирует 5 м. интервал. В образцах следовались элементы: медь, свинец, цинк, кадмий, никель, кобальт, молибден, олово, ртуть, серебро, сурьма, висмут, золото, мышьяк и барий. Результаты спектрального анализа были квантифицированные на гр/т.

Отдельные геохимические расчёты определяющие кореляцию между элементами и вертикальную зональность были сопоставлены с минералогическими результатами.

Geochemical zonality on the Zlatá Baňa base-metal deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

The geochemical zonality has been investigated using results from the KSV-15 deep borehole. In a total amount of 303 samples representing 5 m intervals, the content of Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mo, Sn, Hg, Ag, Sb, Bi, Au, As and Ba has been determined. By the means of mathematical processing and evaluation, correlations between single elements and a distinct vertical zonality have been ascertained. Mineralogical data were used to explain the geochemical zonality.

Na zistenie vertikálnej distribúcie prvkov ložiska Zlatá Baňa sme použili výsledky z vrtu KSV-15 s celkovou hĺbkou 1513,1 m. Cieľom vrtu bolo zistiť hĺbkové pokračovanie sulfidickej mineralizácie, ktorú

prvýkrát objavil vrt KSV-1 a KSV-2.

Vrtom KSV-15 sme zistili niekoľko odlišných horninových komplexov, ktoré M. Kaličiak (1980) zaradil do dvoch štruktúrnych etáží.

Spodnú štruktúrnu etáž tvorí komplex sedimentárnych hornín a ryolitových vulkanoklastík, vrchnú produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu a komagmatický intruzívny komplex dioritových porfyritov vo forme dajok. Geologickú pozíciu obidvoch štruktúrnych etáží znázorňuje obr. 9.

Vo vrte sme zistili niekoľko typov polymetalickej mineralizácie.

V hĺbke 190—225 m, 336—350 m a 395—430 m vystupuje polymetalické zrudnenie brekciovitého typu, ktorého rudolokalizujúcim prostredím sú explozívne vulkanické brekcie z úlomkov andezitov, ryolitov a čiernych ílovitých bridlíc. Brekcie boli vhodným litologickým prostredím na akumuláciu sulfidov. Najväčšie koncentrácie zrudnenia sú okolo dajok dioritového porfyritu. Mineralizácia tvorí tmel týchto brekcií a v prevažnej miere ju zastupuje hnedý až tmavohnedý sfalerit s množstvom odmiešanín chalkopyritu. V podradnejšom množstve sa na zrudnení zúčastňuje galenit. Pyrit je vo forme jemnokryštalických agregátov a intenzívne ho zatláčajú mladšie sulfidy. Chalkopyrit sa vyskytuje iba v akcesorickom množstve. V nepatrnej miere, prevažne iba v mikroskopickej forme sa zistil aj tetraedrit, bournonit, pyrotín, teluridy Ag, antimonit a nepatrne aj Pb—Sb-sulfosoli. Asociáciu z nerudných minerálov dopĺňa kremeň, manganokalcit, baryt a kalcit.

V hĺbke 520—630 m bol v intruzívnom komplexe navŕtaný iný typ polymetalického zrudnenia — žilníkovo-impregnačný, ktorý sa od predchádzajúceho odlišuje aj mineralogicky. Drobné žilky tvorí kalcit s kryštalickými agregátmi sfaleritu a galenitu. Obidva minerály sprevádza pyrit a chalkopyrit, ktoré tvoria výplň intergranulárnych priestorov horninotvorných minerálov, resp. intenzívne zatláčajú tmavé porfyrické výrastlice v dioritových porfyritoch v sprievode epidotizácie, chloritizácie a Fe-oxidov.

V hĺbke 1000—1200 m sa zistila Cu—Mo-mineralizácia. Rudolokalizujúcim prostredím tohto typu sú dajky dioritového porfyritu a ryolitové vulkanoklastiká. Mineralizácia má nepravidelný žilníkovo-impregnačný charakter a ojedinelé nahromadeniny (žilami) masívnych liatych Cu-rúd. Žilky sú z karbonátov a kremeňa v asociácii s arzenopyritom, pyritom a molybdenitom. Pyrit a arzenopyrit tvoria spolu s chalkopyritom nepravidelnú, v masívnych polohách Cu-rúd pravidelnú impregnáciu hornín. V masívnych polohách Cu-rúd bol ako podstatný minerál zistený chalkopyrit intenzívne zatláčajúci pyrotín. V chalkopyrite sú časté mikroskopické inklúzie stanínu, bornitu a kubanitu. Veľmi vzácne

sú zrnká rýdzeho zlata v pyrite.

V hĺbke 1072,5—1074 m je v ryolitových vulkanoklastikách v blízkosti dajky dioritového porfyritu skarnové zrudnenie charakteru masívnych rúd a tvorí ho zmes magnetitu s aktinolitom, diopsidom, Fe-chloritom, vzácne granátom, epidotom a zirkónom. Pretína ho sieť žiliek pyritovo-pyrotínovo-chalkopyritového zloženia s nepatrným množstvom sfaleritu.

V hĺbke 1491—1513 m je znovu polymetalické zrudnenie v žilníkovej forme. Rudolokalizujúcim prostredím sú ryolitové pyroklastiká. Mineralizácia je z impregnácií a žiliek pyritu, pyrotínu, sfaleritu a chalkopyritu. Vzácne sa našli zrnká bornitu. Sprevádza ich výraznejšia turmalinizácia. V hĺbke 1513 m bola navŕtaná polymetalická žila z pyritu, chalkopyritu, galenitu a sfaleritu. Zo žilných minerálov ich sprevádzajú karbonáty a kremeň. Akcesoricky sa v pyrite zistili relikty pyrotínu. Vzácne sa vyskytuje arzenopyrit, violarit, kubanit a zrnká Bi-minerálov.

Vzorkovanie a analytické podmienky

Z vrtného jadra vrtu KSV-15 sa odobralo 303 litogeochemických vzoriek otĺčením z 5 m úsekov. Sledované prvky Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mo, Sn, Hg, Ag, Sb, Bi, Au, As a Ba sa analyzovali spektrálne v Laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Výsledky analýz sa kvantifikovali v g/t.

Histogram distribúcie prvkov

Väzbu sledovaných prvkov na prítomné litologické typy hornín zohľadňuje histogram distribúcie prvkov (obr. 1). Vychodí z neho, že sa na andezitový komplex viažu prvky Sb, Pb, Zn, Cd, Bi a menej výrazne Ag, Au, As a Hg. Na ryolitový komplex sa viaže hlavne Ba a čiastočne Mo, Bi, As a Hg. Na sedimenty sa viažu prvky Sn, Ni a Mo. V sedimentoch úplne chýba Hg a Bi.

Na dioritový porfyrit sa veľmi sporadicky viaže Cu, ale o medi a o kobalte sa dá konštatovať, že sú rovnomerne rozptýlené vo všetkých litologických typoch hornín.

Korelačná analýza

Koeficienty korelácie medzi sledovanými prvkami sa počítali vo Výpočtovom stredisku VŠT v Košiciach pomocou programu kor00 na počítači M 6000.

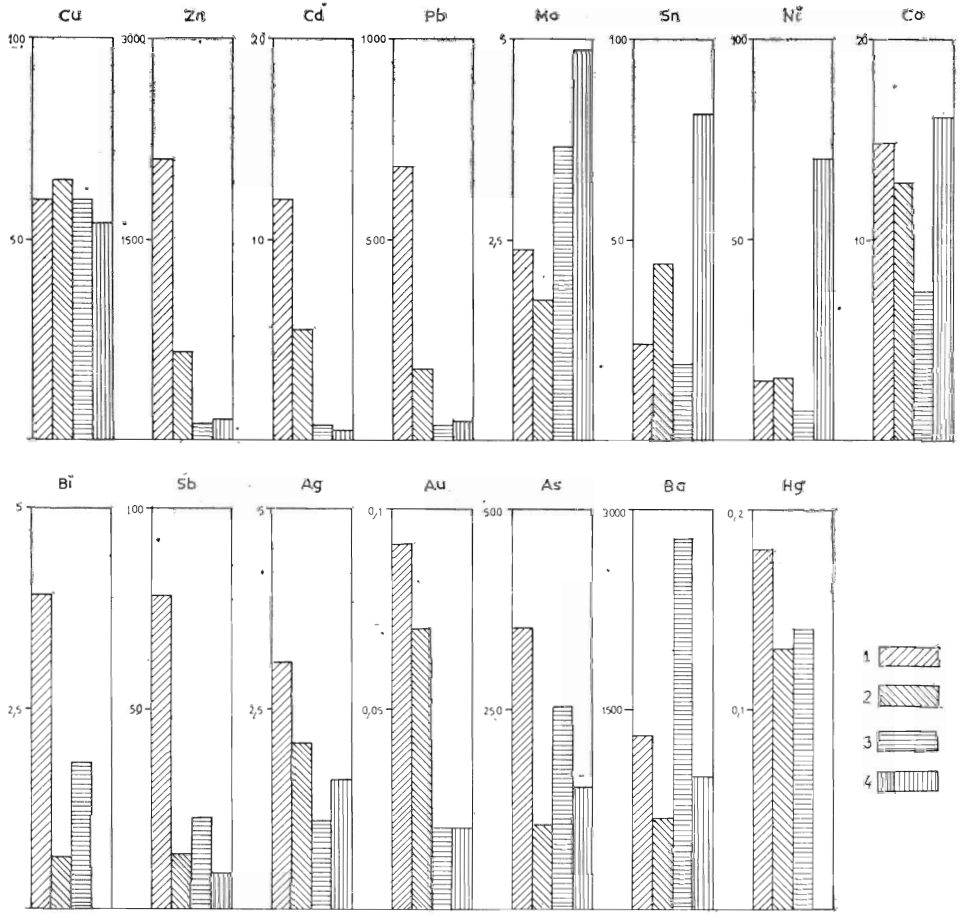
Celý vrt KSV-15 sme rozdelili do siedmich súborov a v nich sme sledovali koeficienty korelácie osobitne podľa narastania metráže vo vrte.

Súbory predstavujú túto metráž (v zátvorke za metrážou sa uvádza počet vzoriek odobratý a zhodnotený z tejto metráže):

0—200 m (40 vz.), 200—400 m (40 vz.), 400—600 m (40 vz.), 600 až 800 m (40 vz.), 800—1000 m (40 vz.), 1000—1250 m (50 vz.) a 1250—1513 metrov (52 vz.).

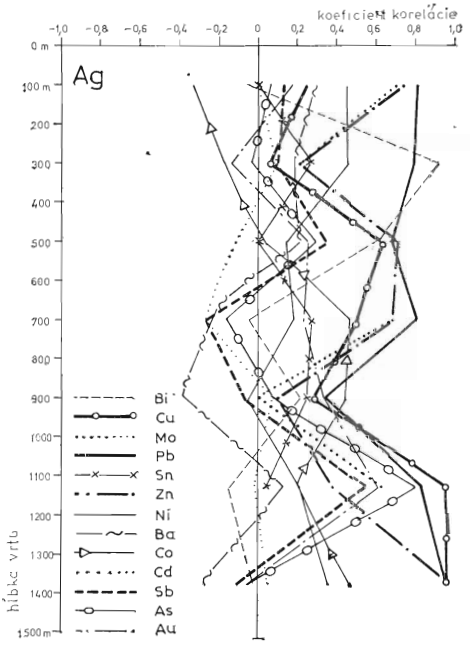
Pokúsime sa podrobne vysvetliť vzájomnú spätosť prvkov zistenú geochemickými prepočtami pomocou mineralogických faktov.

Striebro má stále vysoký koeficient korelácie s Pb (obr. 2). Vzájomná väzba Ag—Pb odráža zvý-



Obr. 1. Histogram distribúcie prvkov v závislosti od litologických typov hornín vo vrte KSV-15. Vysvetlivky: 1 — pyroxenické andezity, 2 — diorit-porfyrity, 3 — ryolitové vulkanoklastické horniny, 4 — sedimenty
Fig. 1. Distribution graph of elements investigated depending on the ascertained rock type in the KSV-15 borehole. Explanations: 1 — pyroxene andesite, 2 — diorite porphyrite, 3 — volcanoclastics of rhyolite composition, 4 — sediment.

šený obsah Ag v galenite a v neposlednom rade aj pomerne bežné mikroinklúzie Ag-sulfosolí a Ag-teluridov v galenite a pyrite.



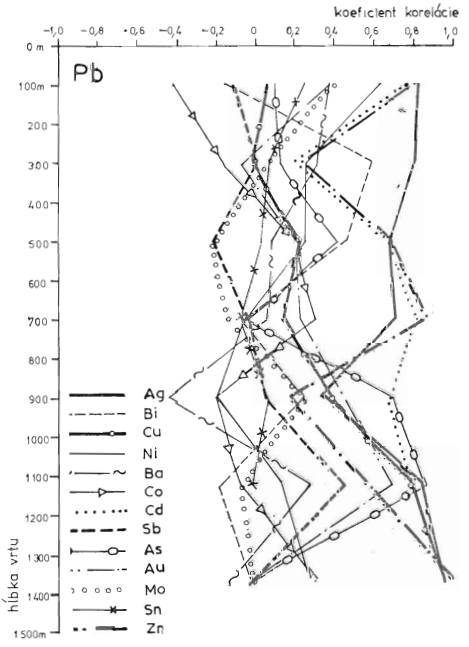
Obr. 2. Koeficienty korelácie Ag vo vrte KSV-15
Fig. 2. Correlation coefficients of Ag in samples from the KSV-15 borehole

Smerom do hĺbky rastie koeficient korelácie Ag—Cu, čo je odrazom častejšej prítomnosti tetraedritovo-tennantitového radu v strednej hĺbke ložiska.

Koeficient korelácie Ag—Bi smerom do hĺbky klesá. Je to v prítomnosti mikroinklúzií Ag a Bi minerálov v galenite a pyrite a v neposlednom rade aj v samotnom izomorfnom zastúpení obidvoch prvkov v galenite v závislosti od jeho termálneho charakteru.

So Zn vykazuje nižší stupeň korelácie ako s Pb. Korelácia Ag—Cd je prakticky totožná s koreláciou medzi Ag a Zn. Rozdielnosť korelácie Ag k Zn a k Pb je v rozdielnosti izomorfného zastúpenia Ag vo sfalerite, resp. v galenite. Potvrdzuje to aj väzba Ag—Cd.

Olovo má vysoký stupeň korelácie v celom profile vrtu s prvkami Ag, Zn a Cd (obr. 3), čo je odrazom tesnej asociácie sfaleritu s galenitom.

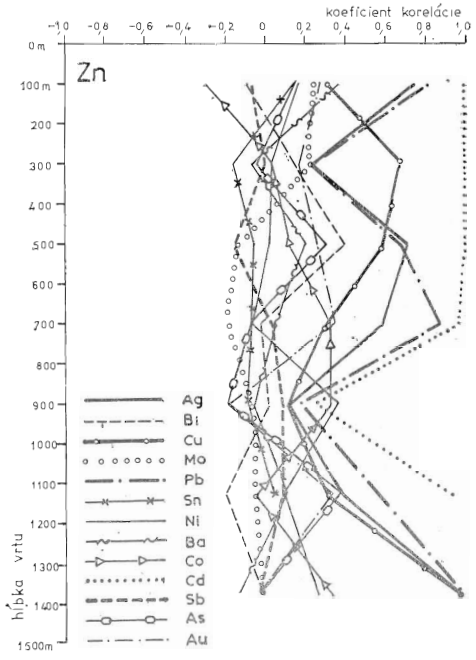


Obr. 3. Koeficienty korelácie Pb vo vrte KSV-15
Fig. 3. Correlation coefficients of Pb in samples from the KSV-15 borehole

Koeficient korelácie Pb—Cu má rastúci trend smerom do hĺbky, čo môže spôsobovať stála prítomnosť galenitu v profile vrtu a mierny vzrast podielu chalkopyritu na zrudnení smerom do hĺbky, ale do istej miery môže aj odzrkadľovať prítomnosť bournonitu v hlbšej časti ložiska.

V intervale 1000—1250 m je vysoký stupeň korelácie Pb—As, čo je spôsobené výrazným vzrastom zastúpenia arzenopyritu v hĺbke nad 1000 m.

Zinok a *kadmium* prejavujú najvyšší stupeň korelácie spomedzi všetkých prvkov (obr. 4). Vysoký stupeň korelácie je aj medzi Zn—Pb, Zn—Ag a Zn—Cu. Korelácia medzi nimi je logická a jednoznačne preukázateľná prítomnosťou mikroinklúzií chalkopyritu v sfaleritoch, stálou paragenézou sfaleritu s galenitom a obsahom Cd vo sfalerite do 0,3 % (M. Kvaček — R. Ďuďa, v tlači).



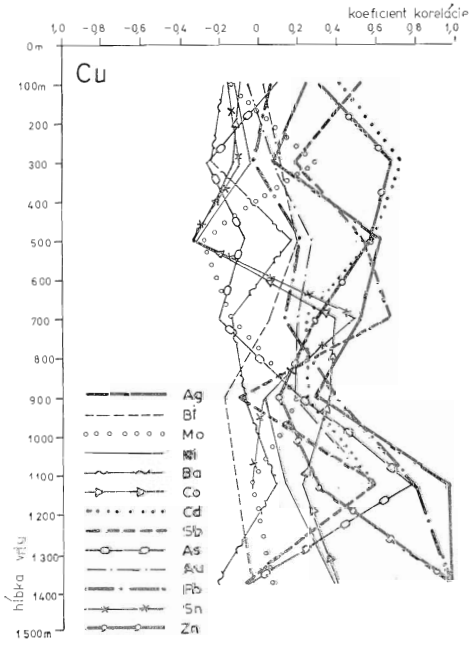
Obr. 4. Koeficienty korelácie Zn vo vrte KSV-15
Fig. 4. Correlation coefficients of Zn in samples from the KSV-15 borehole

Meď. Koeficienty korelácie Cu k ostatným prvkom všeobecne rastú s hĺbkou. Najtesnejšie korelácie sú medzi dvojicami prvkov Cu—Ag, Cu — Pb, Cu—Zn a Cu—Cd v intervaloch 0—200 m, 600—800 m a 1000—1250 m. Väzba Cu—Ag je odrazom striebronosnosti tetraedritov, korelácia Cu—Pb prejavom paragenézy chalkopyritu s galenitom a bournonitom, vzťah Cu—Zn odráža stálu prítomnosť mikroinklúzií chalkopyritu vo sfalerite a korelácia Cu—Cd je daná kadmionosnosťou sfaleritu a prítomnosťou mikroinklúzií chalkopyritu vo sfalerite (obr. 5).

Antimón v intervaloch 600—800 m a 1000—1250 m koreluje s prvkami Ag a Cu, čo je spôsobené prítomnosťou minerálov teraedritovo-tennantitovej skupiny (obr. 6).

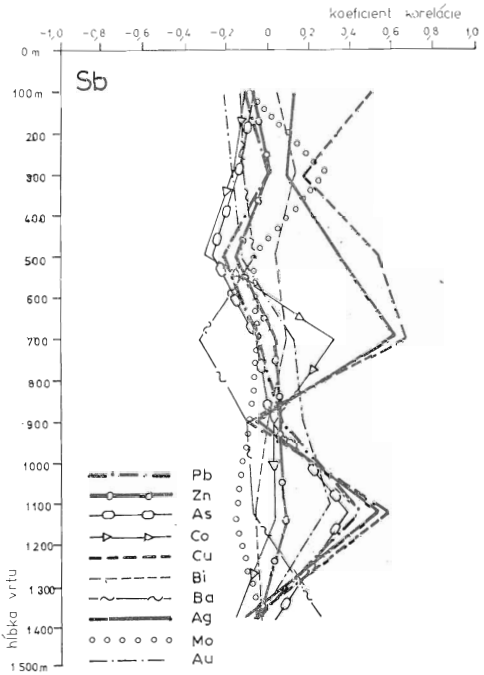
Tieto tri prvky (Sb, Ag, Cu) boli vynesené do trojuholníkového diagramu Cu—Ag—Sb (obr. 10). Ide o hodnoty z intervalu 600—800 m. V diagrame je vynesený aj teoretický obsah tennantitu (priemerná hodnota z 12 analýz) a tetraedritu (priemerná hodnota z 23 analýz; F. V. Čuchrov 1960). Z teore-

tických výpočtov vychodí, že sa v tomto intervale vyskytuje tennantit a v menšom množstve aj tetraedrit. Dôležité je aj zistenie, že aj keď jedna hodnota predstavuje až 5 m interval, zo spektrálnych analýz možno nájsť neznáme alebo predpokladané minerály teoretickým výpočtom a úvahou. Korelácie stanovených prvkov s arzénom, ktorý je prítomný v mineráloch skupiny tetraedrit—tennantit, ruší prítomnosť arzenopyritu.



Obr. 5. Koeficienty korelácie Cu vo vrte KSV-15
Fig. 5. Correlation coefficients of Cu in samples from the KSV-15 borehole

Zlato v intervale 1000—1250 m koreluje s prvkami Pb, Ag a As (obr. 7). Vysoký stupeň korelácie Au—As svedčí o tom, že sa zlato (časť zlata) viaže na arzenopyrit a vzťah medzi Au—Pb a Au—Ag je

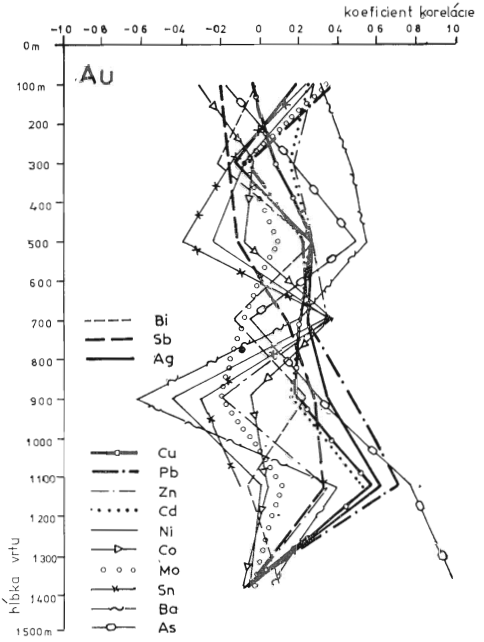


Obr. 6. Koeficienty korelácie Sb vo vrte KSV-15
Fig. 6. Correlation coefficients of Sb in samples from the KSV-15 borehole

iba odrazom prítomnosti galenitu v kalcitových žilkách v spomenutom intervale. Zlatonosnosť arzenopyritu sa zistila v rade ložísk a môže mať aj praktický význam. Jeho asociácia s molybdenitom, pyrotínom a chalkopyritom môže indikovať vyšší termálny charakter zrudnenia.

Kobalt. Do 800 m sa koeficient korelácie dvojíc prvkov Co—Pb,

Co—Zn a Cd—Co zväčšuje. Co sa viaže na pyrit. S hĺbkou narastá podiel pyrotínu na úkor pyritu a klesá obsah galenitu a sfaleritu, takže relatívna väzba medzi týmito

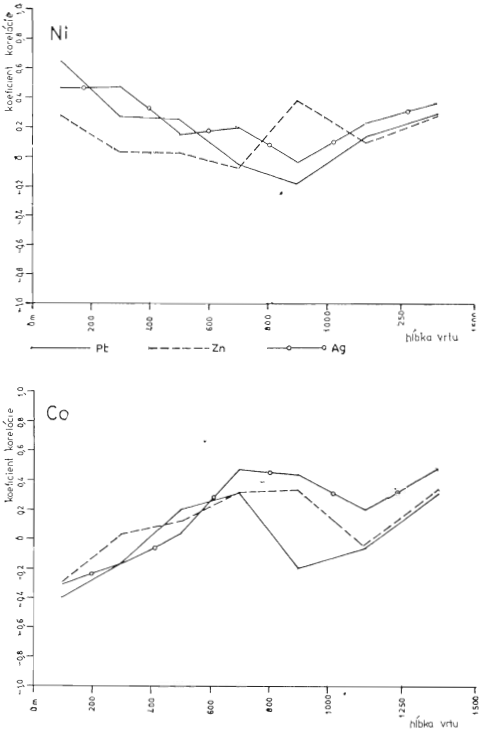


Obr. 7. Koeficienty korelácie Au vo vrte KSV-15
Fig. 7. Correlation coefficients of Au in samples from the KSV-15 borehole

prvkami je. Pod uvedenou hĺbkou sa obsah sfaleritu a galenitu zmenšil neúmerne v porovnaní s pyritom, a preto je rastúci trend koeficienta korelácie porušený (obr. 8).

Nikel. Do hĺbky 800 m má jeho koeficient korelácie klesajúci trend s prvkami Pb, Zn a Ag (obr. 8).

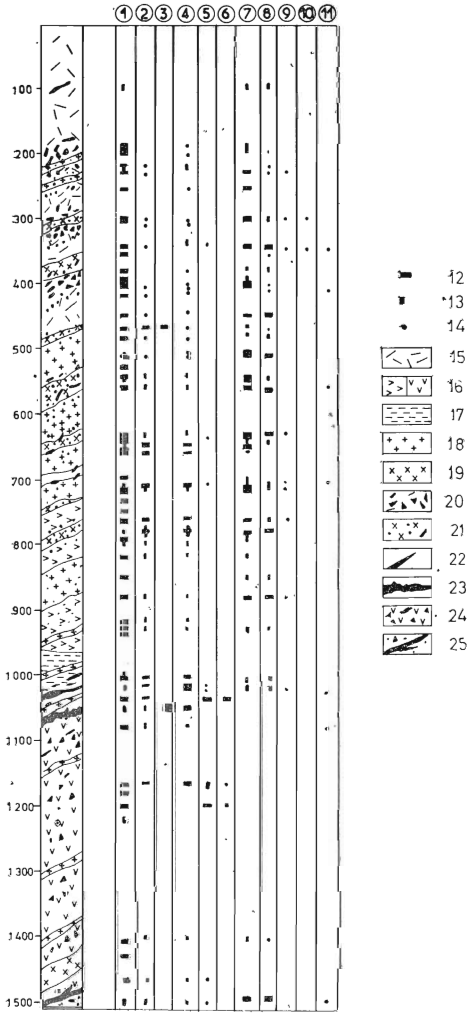
Po vyjasnení vzťahu Co a Ni k prvkom Zn, Pb, Ag a Cd sa práve tieto dva prvky Co a Ni môžu stať vodidlom pri určovaní erózneho zrezu na ložisku Zlatá Baňa.



Obr. 8. Koeficienty korelácie Ni a Co vo vrte KSV-15
Fig. 8. Correlation coefficients of Ni and of Co in samples from the KSV-15 borehole

Kumulatívna početnosť

Kumulatívna početnosť všetkých analyzovaných prvkov je vypočítaná tak, že každý 50 m interval každého prvku je reprezentovaný aritmetickým priemerom pre tento interval a prvok. Hodnoty sú zo-



Obr. 9. Schematický profil vrtu KSV-15 s vyznačením typov mineralizácie a kvantitatívneho zastúpenia minerálov. Vysvetlivky: 1 — pyrit, 2 — pyrotín, 3 — magnetit, 4 — chalkopyrit, 5 — arzenopyrit, 6 — molybdenit, 7 — sfalerit, 8 — galenit, 9 — tetraedrit—tennantit, chalkostibit, 10 — teluridy Ag, 11 — rýdze Au, 12 — podstatné minerály, 13 — hlavné minerály, 14 — vedľajšie minerály, 15 — pyroxenické andezity, 16 — ryolitové vulkanoklastické horniny, 17 — sedimenty, 18 — pyroxenický dioritový porfyrit, 19 — pyroxenicko-amfibolický dioritový porfyrit, 20 — brekciovité zrudnenie Pb, Zn, 21 — žilníkovo-impregnačné zrudnenie Pb, Zn, 22 — masívne Cu zrudnenie, 23 — skarnová mineralizácia, 24 — Cu—Mo žilníkovo-impregnačné zrudnenie, 25 — žilno-žilníkové Pb, Zn, Cu zrudnenie

Fig. 9. Schematic profile of the borehole KSV-15 and ascertained quantitative mineral parageneses. Explanations: 1 — pyrite, 2 — pyrrhotite, 3 — magnetite, 4 — chalcopyrite, 5 — arsenopyrite, 6 — molybdenite, 7 — sphalerite, 8 — galenite, 9 — minerals of the grey copper group, 10 — Ag-tellurid, 11 — native gold, 12 — important amount, 13 — main mineral component, 14 — accessory component, 15 — pyroxene andesite, 16 — pyroclastics of rhyolite composition, 17 — sediment, 18 — pyroxene diorite porphyrite, 19 — pyroxene-amphibole diorite porphyrite, 20 — lead-zinc mineralization in brecciated structure, 21 — lead—zinc mineralization of stockwork type, 22 — massive copper ore, 23 — skarn mineralization, 24 — molybdenium-copper mineralization of stockwork type

brazené na grafe kumulatívnej početnosti (obr. 11).

Krivky jednotlivých prvkov tvoria v istých intervaloch „skoky", zodpovedajúce anomálnemu nahromadeniu prvkov v týchto intervaloch.

Najvýraznejšie „skoky" tvoria krivky prvkov Zn, Cd a Pb, teda prvkov, ktoré v ložisku tvoria hlavnú zložku zrudnenia — sfalerit a galenit.

Pomocou takto počítanej kumulatívnej početnosti možno v hrubých črtách určiť vertikálnu distribúciu sledovaných prvkov. Od povrchu smerom nadol vyzerá takto:

Hg tvorí „skok" pri povrchu, čo svedčí o možnej prítomnosti rumelky alebo o zvýšenom obsahu Hg vo

sfalerite;

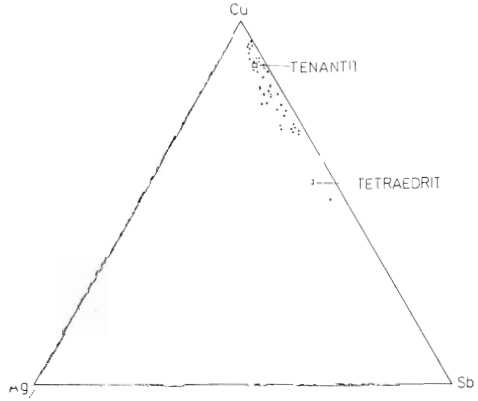
Sb od povrchu do 150 m, resp. 350 m. Prejavuje sa tu prítomnosť antimonitu, Ag-sulfosolí, resp. tetraedritu;

Ag od povrchu do 350 m — prítomnosť Ag-sulfosolí, Ag-teluridov a izomorfné prímesi Ag v galenite;

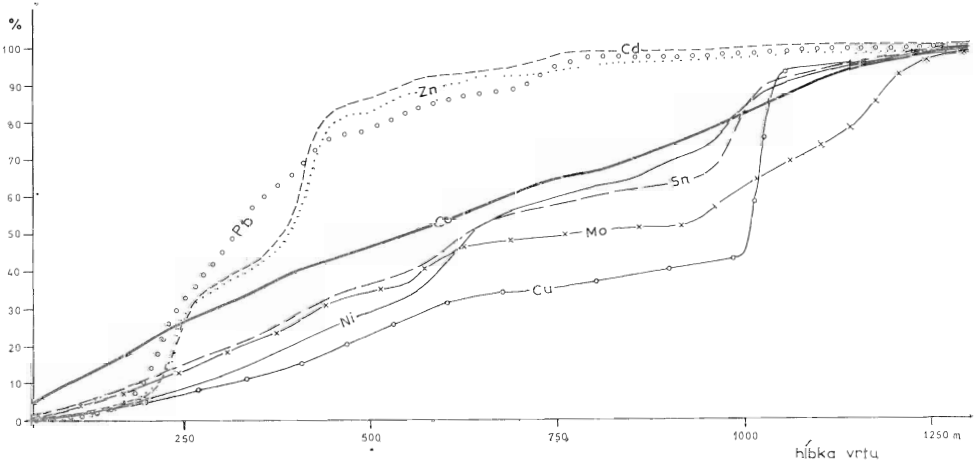
Pb od 150—450 m, resp. do 800 m, čo spôsobuje galenit a hlbšie aj bournonit;

Zn a Cd od 200—450 m, resp. do 800 m — vplyv sfaleritu, ktorý je kadmionosný;

Bi od 300—500 m, prejavujú sa Bi-inklúzie v galenite, resp. samo-



Obr. 10. Trojuholníkový diagram Cu—Ag—Sb. Malými krúžkami sú vynesené hodnoty z vrtu KSV-15, veľkými krúžkami teoretické hodnoty (v bode tennantit je vynesená spriemernená hodnota z 12 analýz, v bode tetraedrit je vynesená spriemernená hodnota z 23 analýz; F. V. Čuchrov, 1960)
Fig. 10. Triangle plot of Cu—Ag—Sb contents. Small circles are mean values from the borehole KSV-15, large circles are average contents (see the text) accordding to F. V. Chukhrov (1960)



Obr. 11. Kumulatívny graf prvkov vo vrte KSV-15 (Pb, Zn, Cd, Co, Sn, Ni, Mo, Cu, Bi, Sb, Hg, Ag, Au, As) na 100 %
Fig. 11. Plot of cumulative element contents in samples from the borehole KSV-15 recalculated to 100 p. c. for Pb, Zn, Cd, Co, Sn, Ni, Mo, Cu, Bi, Sb, Hg, Ag, Au and As

statné Bi-minerály;

Au od 200 m, resp. od 300 m do 500 m — prítomnosť Au v pyrite a mikroinklúzie v iných sulfidoch;

Ni od 550 do 700 m — Ni v pyritoch (?);

Ba od 900 m do 1300 m;

Sn, Ni II, As od 950 m do 1050 m, čo je spôsobené prítomnosťou mikroinklúzií stanínu v chalkopyritoch, arzenopyritu a milleritu, violaritu, sčasti aj breithauptitu v chalkopyritoch a pyritoch (R. Ďuďa, v tlači);

Mo od 950 do 1300 m — prítomnosť molybdenitu;

Cu od 1000 do 1050 m — prítomnosť hlavne chalkopyritu a v menšej miere aj kubanitu a bornitu;

Bi II od 1000 do 1250 m — prítomnosť minerálov radu emplektit — wittichenit (?), čiastočne aj Bi v galenite.

Vertikálna zonálnosť

Vertikálnu zonálnosť vo vrte KSV-15 sme vypočítali tak, že sme najprv vypočítali hodnotu aritmetického priemeru každého prvku pre stometrové úseky. Tieto hodnoty sme označili $A_{i,j}$, pričom A — aritmetický priemer (g/t), i — poradové číslo stometrového intervalu, j — sledovaný prvok.

Zavedením hodnôt $A_{i,j}$ sme odstránili čiastkové lokálne extrémy jednotlivých prvkov, ktoré veľmi sťažujú „čítať" zonálnosť grafu.

Z hodnôt $A_{i,j}$ sme opäť vypočítali priemernú hodnotu pre každý prvok — B_j, pričom B — priemerna hodnota z $A_{i,j}$ (g/t), j — sledovaný prvok.

Každý prvok má takto vypočítanú vlastnú hodnotu B_j, ale do grafu vertikálnej zonálnosti (obr. 12) boli všetky B_j vynesené v priamke v hodnote jeden.

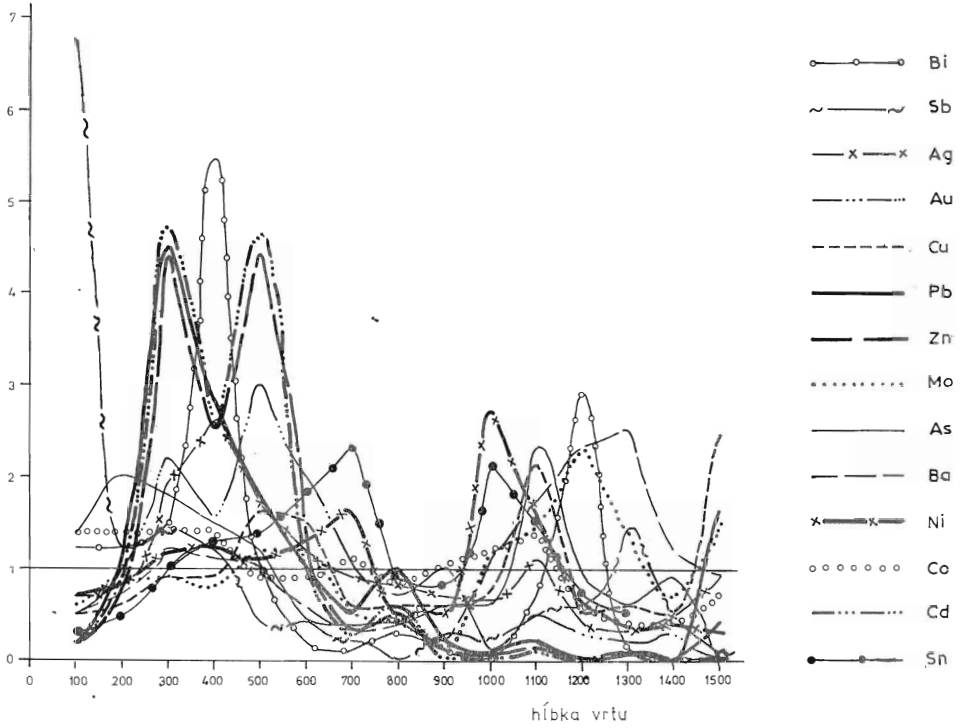
Pomery jednotlivých $A_{i,j}$ k B_j sú bezrozmerné čísla a sú vynesené na vertikálnej osi. Takto sme vyrovnali na jednu úroveň všetky prvky bez ohľadu na to, či sú udané rádovo 10^4 g/t pre 5 m interval (Zn) alebo v desatinách g/t (Ag).

Vertikálna zonálnosť rudných prvkov vo vrte KSV-15 je od povrchu smerom do hĺbky takáto:

Sb_I (As_I) — Pb_I, Zn_I, Cd_I, Ag_I, Au_I — Ag_I, Bi_I — Zn_{II}, Cd_{II}, Au_{II}, Cu_I — Sn_I, Ni_I — Cu_{II}, As_{II} — Mo, Bi_{II}, Co, (Ba) — (Ba, Sb_{II}) — Pb_{II}, Zn_{III}, Cu_{III}

Vertikálna zonálnosť rudných prvkov vo vrte KSV-15 pomerne verne odzrkadľuje charakter mineralizácie vo vrte. Najspodnejšia zóna (Pb_{II}, Zn_{III}, Cu_{III}) odráža staršiu polymetalickú mineralizáciu žilného charakteru spätú s druhou etapou vulkanoplutonického vývoja celého rudného rajónu (M. Kaličiak, R. Ďuďa, v tlači).

Ťažko vysvetliť interval reprezentovaný prvkami Sn a Ni, pretože obidva prvky sú antagonistické a viažu sa hlavne na sedimenty. Je možné, že Sn bol prítomný už v pô-



Obr. 12. Graf vertikálneho rozptylu prvkov vo vrte KSV-15
Fig. 12. Graph of vertical zonality of elements in samples from the borehole KSV-15

vodných sedimentoch vo forme kassiteritu a zvýšený obsah Ni je odrazom prínosu subvulkanickými intrúziami dioritových porfyritov a napokon Ni sa môže viazať aj na pyrit.

Bárium pravdepodobne tvorí vrchnú aureolu polymetalického zrudnenia zisteného v hĺbke 1500 m. Nad vrchnou polohou zrudnenia, ktoré je od 200 m do 600 m, sa Ba neobjavuje.

Recenzoval I. Matula a M. Kaličiak

LITERATÚRA

Čuchrov, F. V. 1960: Mineraly. Tom 1. *Moskva, Izd. AN SSR. 616 s.*
Ďuďa, R. et al.: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov. (v tlači).*
Kaličiak, M. — Ďuďa, R.: Ložiskové a mineralogicko-parageneticke pomery v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov. (v tlači).*

Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Mineralia slov., 12, 1, s. 1—25.*
Kvaček, M. — Ďuďa, R.: Chemizmus sulfidických minerálov rudných formácií zlatobanského vulkanotektonického aparátu. *Mineralia slov (v tlači).*

Geochemical zonality on the Zlatá Baňa base-metal deposit (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

PAVOL RYBÁR — RUDOLF ĎUĎA

The vertical distribution of elements on the Zlatá Baňa base-metal deposit has been investigated on samples from the KSV-15 deep borehole (1,513.1 m final depth). The purpose of drilling was to ascertain downward continuation of a previously known mineralization.

The geological edifice proved by the drilling comprises two main structural units. The upper structural level consists of andesite and intermediate pyroclastics in a stratovolcanic sequence whereas in the lower one volcanoclastics of rhyolite composition and clayey—sandy sediments are intruded by a dyke swarm of diorite-porfyrite composition.

Several mineralized portions have been pierced by the borehole. A base-metal mineralization occurs at 190—225 m, 336—350 m and 395—430 m depths. Structures of the ore are mainly brecciated ones and ore minerals compose the matrix of the breccia. Mainly sphalerite and less abundant galenite and pyrite as well as accessory chalcopyrite occur there. Tetraedrite, bournite, pyrrhotite, Ag-tellurids, antimonite and lead-antimony sulphosalts are present only in microscopic amounts. Quartz, manganocalcite, baryte and calcite compose the gangue.

The mineralization at 520—630 m depth interval has a stockwork pattern around diorite-porphyrite veins. Calcite and an aggregate of sphalerite-galenite form minute veinlets where pyrite and chalcopyrite occur only in subordinate amounts.

A copper-molybdenium mineralization between 1000—1200 m depth is of irregular stockwork nature with rare chambers of massive copper ore ("amas"). Quartz and carbonates associate with arsenopyrite, pyrite and molybdenite in minute veinlets whereas pyrite, arsenopyrite and chalcopyrite appear in irregular impregnations disseminated throughout the enclosing rock.

Chalcopyrite contributes mainly to the composition of massive ores intensively metasomatizing here pyrrhotite. Microscopic inclusions of stannite, bornite and cubanite occur within chalcopyrite. Very rare native gold was found to occur in pyrite.

A massive mineralization of skarn type occurs at 1072—1074 m depths. Magnetite associates here with actinolite, diopside, Fe-chlorite, rare garnet, epidote and zircon. Another kind of base-metal mineralization occurs in 1491—1513 m interval. Pyrite occurs there disseminated or in minute veinlets together with pyrrhotite, sphalerite and chalcopyrite. In lowermost portions, an ore vein has been pierced by the borehole. Pyrite, chalcopyrite, galenite and sphalerite compose the ore-mineral association whereas quartz and carbonate occur as the gangue. Remnants of pyrrhotite in pyrite grains and rare arsenopyrite, violarite and cubanite besides rare grains of Bi-minerals were found to occur in the vein filling.

Geochemical computations in the first phase aimed at discovery of relations

between single ore-forming elements and between ascertained lithological rock types. These relations appear in distribution graphs of investigated elements (Fig. 1).

To estimate correlations between elements, all analyses were divided into seven sample sets. Coefficients of correlation were then evaluated separately for each set. Results for single element pairs are plotted on Figs. 2—8. The borehole log and the ascertained mineral associations sketched into the Fig. 9 contribute to the explanation of results.

Contents of Sb, Ag and Cu for the 600—900 m depth interval were recalculated to 100 p. c. Results are plotted on the Cu—Ag—Sb triangle (Fig. 10) where figurative points of tennantite obtained from an average of 12 analyses and of tetraedrite from average of 23 analyses are introduced as well (analytical data from F. V. Chukhrov 1960). The scatter of points clearly shows the presence of mainly tennantite and less tetraedrite. It is important to note that though a sampling interval of 5 m and spectral analytical technique giving only data in grams per tons were used, the results contributed even to the identification of participating ore minerals. The relation to the arsenic usually present in minerals of the grey copper group was impossible to assume from the results due to the participating arsenopyrite in mineral associations.

The cumulative graph of single element contents in the borehole analyzed allows to suggest also the vertical zonality. For this plot (Fig. 11), arithmetic means for 50 m intervals were calculated in the first step. Sums of these means have been then normalized to 100 p. c. On obtained cumulative graphs for single elements, characteristic "jumps" appear in certain depth interval related here to anomalous increase of the element content.

Such jump for mercury appears right at the surface proved here by finding of cinnabar and by elevated mercury contents in sphalerite grains.

Jumps on the graph for lead (150—450 m and 800 m) are caused by the increase of galenite content and in deeper portion even of bournonite content. The rapid increase of Zn and Cd contents between 200—450 m and in 800 m reflect influences of cadmium-rich sphalerite. Jumps in the nickel content in 550—700 m depth interval remain until unexplained (nickeliferous pyrite ?). Changes in tin content reflect probably microinclusions of stannite in chalcopyrite, millerite and violarite or partly even that of breithauptite in chalcopyrite and in pyrite. The jump on the Mo—graph reflects the influence of ascertained molybdenite between 950 m and 1300 m depth whereas jumps on the graph of copper are related to the presence of chalcopyrite and lesser cubanite and bornite between 1000—1050 m depths.

Arithmetic means for each element content were calculated for 100 m depth intervals ($A_{i,j}$) to evaluate the vertical zonality of disseminated mineralization. This procedure smoothed local extreme values which complicate the comparison of single graphs. An average arithmetic mean has been then calculated from partial averages for each element and for the whole sampled interval ($B_{i,j}$). These means were then normalized to 1 and plotted into the graph of vertical zonality (Fig. 12). The relation (fraction) $A_{i,j}/B_{i,j}$ has been calculated for each element and for each 100 m depth interval expressing relative enrichment of single elements in single 100 m depth intervals. The procedure excludes influences of the absolute element content. The graph proves vertical zonality in distribution of single elements.

This vertical zonality clearly points to the distribution pattern of mineralization present in the borehole.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
12, *(1980), 3, 255—266*

Chryzotilový azbest zo serpentinitu pri Jaklovciach

ŠTEFAN RICHTER, JÁN KOZÁČ, JÁN DERCO

Geologický prieskum, Jesenského 8/b, 040 01 Košice

(13 obr. a 3 tab. v texte)
Doručené 2. 5. 1979

Хризотил-асбест в серпентините района Якловец

Автор статьи даёт детальную характеристику трёх типов хризотил-асбеста ультраосновных пород, которые принимают участие в запасах месторождения Якловце.

Результаты минералогического, химического и физико-механического изучения показывают, что первый и второй тип представляет клинохризотил а третий тип имеет основное ческих свойствах. Третий тип представляет природную смесь отличие в минералогических, химических и физико-механихризотила, брусита и антигорита.

Chrysotile asbestos from serpentinite near Jaklovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The properties of three type samples of chrysotile asbestos within serpentinite body at Jaklovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians) are described. Chemical, physical and mineralogical investigations show that two type samples (I and II) represent the mineral species clinochrysotile. Physical properties of both types are similar. It was found that sample type III is different in chemical, physical and mineralogical properties. It has been established that this material is a natural mixture of brucite, chrysotile and antigorite.

V roku 1971—1977 sa uskutočnil geologický prieskum lokality Jaklovce. Jeho cieľom bolo vyriešiť úložné pomery serpentinitových telies, rozšírenie azbestovej mineralizácie a overiť zásobu azbestonosného serpentinitu. Prieskumom sa zistilo, že sa výskyt chryzotilového azbestu viaže na niekoľko serpentinitových telies, z ktorých je najvýznamnejšie teleso na JV od Jakloviec. Toto teleso prikrýva len

1—5 m mocná poloha hliny a sutiny a predstavuje podstatnú časť z vykázaných zásob (J. Zlocha — Š. Richter 1977).

Lokalizácia vzoriek a ich charakteristika

Na základe mineralogicko-petrografického a technologického posúdenia sme v telese na JV od Jakloviec vyčlenili a podrobnejšie sledovali tri typy chryzotilového azbestu.

I. typ (vzorka JH) predstavujú priečne žilky chryzotilového azbestu sivozelenej až olivovozelenej farby. Vzorka reprezentujúca tento typ úžitkovej suroviny bola odobraná z hĺbky telesa z chodby Alexander prekopu P-3 úseku 9,1—11,2 m z kompaktného neporušeného čiernosivého serpentinitu.

II. typ (vzorka JK) predstavuje priečne vláknitý chryzotilový azbest hrdzavej až sivohnedej farby. Vzorka bola odobraná z povrchu ložiska z prieskumnej ryhy KR-3a.

III. typ (vzorka JŽ) predstavujú pozdĺžne a priečne žilky zelenkavožltej farby, ktoré majú na ohmat polomastný charakter. Vzorka je zo zbridličnatenej horniny zelenkavožltej farby z hĺbky telesa chodby Alexander (smerná obchádzka).

Makroskopický a mikroskopický opis vzoriek

Makroskopicky predstavuje vzorka I. typu jemne vláknité agregáty sivozelenej až olivovozelenej farby s miernym nádychom do žlta, ktoré vytvárajú žilky orientované kolmo na steny sprievodnej horniny. Dĺžka vlákien je okolo 8 mm. Agregáty vlákien chryzotilového azbestu bývajú porušené priesekmi, prešmykmi alebo kĺbovými ohybmi. Priesky agregátov sú vyplnené jemne vtrúsenými minerálmi pravdepodobne oxidov a hydroxidov železa. Styk vláknitých agregátov s okolitou horninou vytvárajú karbonáty znečistené kremeňom a limonitickými zátekmi.

Mikroskopickým štúdiom výbrusov vzorky I. typu sme zistili, že vlákna tvorí chryzotil, pričom základnú hmotu predstavuje šupinatý minerál zo skupiny serpentínu—lizarditu. Chryzotilový azbest vytvára vláknitú štruktúru, v ktorej má chryzotil pozitívny charakter zóny a lizardit negatívny charakter zóny.

Agregáty vlákien chryzotilového azbestu II. typu sú hnedej až hrdzavej farby. Vlákna v agregáte sú orientované kolmo na steny okolitej horniny. Zriedkavo sú orientované šikmo, približne pod uhlom 80°. Podobne ako pri I. type sú porušené vo forme priesekov, prešmykov a kĺbovitých ohybov. Trhliny a medzery medzi agregátmi vlákien chryzolitového azbestu sú vyplnené pravdepodobne oxidmi železa čiernej farby a hydroxidmi železa hrdzavej farby. Styk agregátov s okolitou horninou tvorí kremeňová sivá hmota. Dĺžka vlákien sa pohybuje od 9 do 14 mm.

Mikroskopicky sa vzorka II. typu zhoduje so vzorkou I. typu.

Vzorku III. typu tvoria vláknité agregáty zelenkavožltej farby. Agregáty majú výraznú vláknitú stavbu a sú orientované kolmo na smer puklín. Ojedinele sa zistilo aj usporiadanie vlákien šikmé na smer puklín (o 20°). Dĺžka vlákien sa pohybuje v rozmedzí od 10 do 20 mm. Na okraji agregátov sú pozorovateľné nepravidelne rozptýlené rudné minerály čiernej farby.

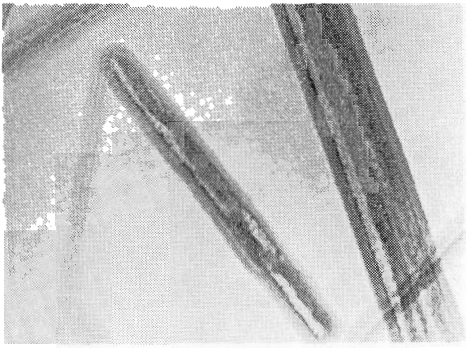
Štúdiom výbrusov azbestu III. typu sa zistilo, že ju tvorí chryzotil a vláknitá odroda brucitu — nemalit. Miestami sa vlákna nemalitu vkliňujú medzi vlákna chryzotilu. V agregátoch vlákien III. typu sa v smere osi vláknivosti vyskytujú trhliny vyplnené izotropnou látkou opálovitého charakteru. Na styku agregátu s okolitou horninou sú pozorovateľné flexúry, ktoré sú pravdepodobne odrazom mikrotektonických pohybov.

Identifikácia a charakteristika minerálov

Chryzotil

Predstavuje hlavný minerál žiliek I. a II. typu a je jedným z hlavných minerálov III. typu azbestu. Vo výbruse sa vo všetkých troch typoch prejavuje ako bezfarebný minerál s rovnobežným zhášaním a pozitívnym charakterom zóny. Podľa druhu zhášania a charakteru zóny možno hovoriť o prítomnosti chryzotilu s veľmi slabým pleochroizmom v podobe bledožltých škvŕn.

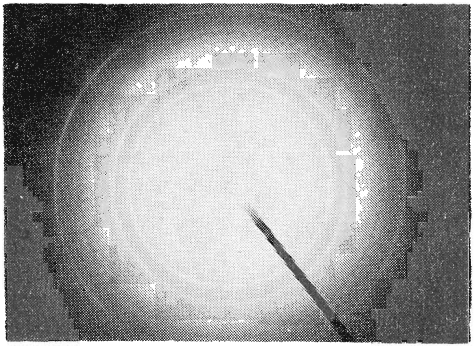
Vlákna chryzotilu I., II. a III. typu majú vrstvovitú štruktúru a trubičkovitý charakter. Pri III. type vzorky sa elektronomikroskopicky zistilo, že väčšina vlákien má plný stred. Medzifibrilárne medzery vypĺňa amorfná fáza rozličnej hrúbky a nepravidelného tvaru (obr. 1).



Obr. 1. Striedanie kryštalickej a amorfnej fázy v chryzotilovom agregáte. Suspenzia v uhlíkovej blane, zväčšenie 71 000×
Fig. 1. Elektron micrograph showing the distribution of amorphous and crystalline phases throughout the chrysotile fiber aggregáte. Suspension in carbon film, ×71 000

Priemerná hrúbka vlákien chryzotilu I. typu azbestu sa pohybuje od 36 do 50 nm, II. typu okolo 45 nm a III. typu v rozmedzí 50—60 nm. Elektrónovou difrakciou polykryštalického agregátu vlákien I. typu, na základe medzirovinových vzdialeností a ich porovnaním s tabuľkovými hodnotami podľa G. B r o w-

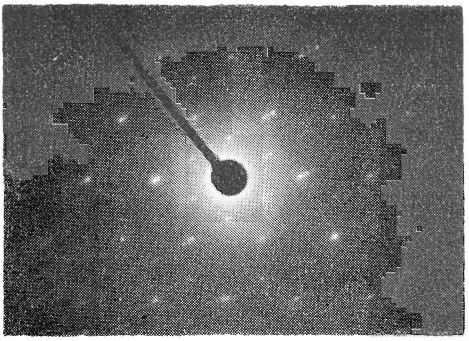
n a (1965) bol identifikovaný klinochryzotil (obr. 2). Identifikáciu chryzotilu v I. a II. type azbestu potvrdila aj rtg analýza. Reflexy $d_{(hkl)}$ = 0,257 a 0,247 nm vypočítané z difrakčného záznamu podľa V. I. M i c h e j e v a (1957) v II. type tvoria charakteristickú dubletu zodpovedajúcu chryzotilu a vylučujú prítomnosť antigoritu a deweylitu.



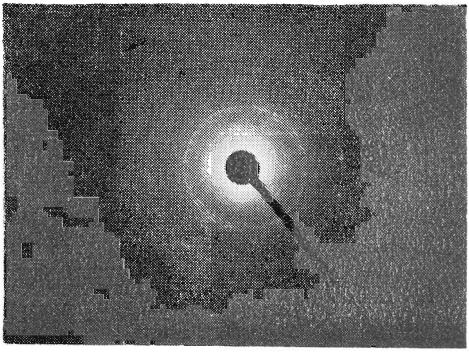
Obr. 2. Elektrónová difrakcia polykryštalického agregátu chryzotilu I. typu. Suspenzia v uhlíkovej blane
Fig. 2. Electron diffraction pattern of chrysotile fiber aggregate. Type sample No. I. Suspension in carbon film

Elektrónovou difrakciou monokryštálu (obr. 3) a polykryštálu (obr. 4) azbestu III. typu sa určili medzirovinové vzdialenosti a z nich sme vypočítali mriežkové parametre zodpovedajúce chryzotilu: a_o = 0,532 nm, b_o = 0,920 nm, c_o = 1,46 nm, β = 93°.

Medzirovinové vzdialenosti rovín 20-2, 202, 204, 206 a 40-2, ktoré sú podľa G. B r o w n a (1965) charakteristické pre klinochryzotil, svedčia o prítomnosti tejto formy chryzotilu aj v azbeste III. typu. Z elektronogramu monokryštálu (obr. 3) sme v súlade s uvádzanou literatúrou (G. B r o w n 1965) zistili, že mriežkový parameter *a* je v smere dĺžky vlákna, parameter *b* je v obvode vlákna, parameter *c* leží v radiálnej rovine a na os vlákna je na-



Obr. 3. Elektrónová difrakcia monokryštálu chryzotilu vzorky III. typu. Suspenzia v uhlíkovej blane
Fig. 3. Electron diffraction pattern of single chrysotile crystal (fiber). Type sample No. III. Suspension in carbon film

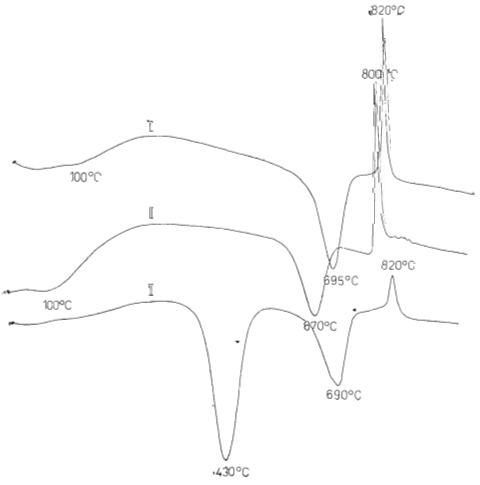


Obr. 4. Elektrónová difrakcia polykryštalického agregátu chryzotilu vo vzorke III. typu. Suspenzia v uhlíkovej blane
Fig. 4. Electron diffraction pattern of chrysotile fiber aggregate. Type sample No. III. Suspension in carbon film

klonený pod uhlom $\beta = 93°$.

Rtg difrakčná analýza vzorky III. typu poukázala na reflex $d_{(hkl)} = 0{,}249$ nm, ktorý je podľa G. Browna (1965) charakteristický pre ortochryzotil a antigorit. Rtg analýzou upravenej vzorky III. typu metódou B. Nagya a G. T. Fausta (1965) sa zistila prítomnosť antigoritu. Porovnaním intenzít bazálnych reflexov pôvodnej vzorky a vzorky upravenej podľa metódy B. Nagya a G. T. Fausta (1956) sme zistili, že vzorka III. typu obsahuje okolo 18 % antigoritu. Touto metódou sme zároveň vylúčili prítomnosť antigoritu vo vzorke I. a II. typu.

Na DTA krivkách chryzotilu je endoterma s vrcholom pri 670—695 °C a pri postupnej deštrukcii kryštálovej mriežky uvedeného minerálu zodpovedá úniku štruktúrnej vody. Exoterma s vrcholom pri 800—845 °C poukazuje na kryštalizáciu forsteritu (obr. 5).



Obr. 5. DTA krivky I., II. a III. typu azbestu
Fig. 5. DTA curves of chrysotile asbestos. Type samples No. I., II. and III

Priemerné chemické zloženie chryzotilového azbestu vzoriek I., II. a III. typu udáva tab. 1. Odlišný obsah niektorých zložiek, ako SiO_2, Fe_2O_3, MgO, H_2O^+ a H_2O^-, bol zistený len vo vzorke III. typu, čo súvisí s rozdielnosťou v minerálnom zložení vzorky.

Kryštalochemický vzorec chryzotilu, vypočítaný z chemickej analýzy vzorky III. typu po odčítaní stanoveného obsahu brucitu, je

$$(Mg_{5,88})_{5,952}$$
$$(Fe_{0,16}^{3+}\ Cr_{0,007}\ Ti_{0,003})_{0,17}\ _{6\cdot422}$$
$$(Fe_{0,05}^{2+}\ Mn_{0,01}\ Ni_{0,002}\ Ca_{0,0}$$
$$(Si_{3,86}\ Al_{0,10})^{3}{}_{,96}\ O_{10}\ (OH)_{7\cdot85}.$$

Brucit bol stanovený na základe výsledkov termického rozboru.

Elektrónovou mikroanalýzou vzoriek I., II. a III. typu sme zistili, že rozloženie základných prvkov Fe, Ni, Mg a Si je pomerne rovnomerné. Istá inhomogénnosť sa zistila len v rozložení Fe a Ni vo vzorke I. a II. typu a v rozložení Mg a Si vo vzorke III. typu. Zvýšená koncentrácia Fe a Ni sa spozorovala vo vláknitom agregáte v oblasti mikrotrhlín (obr. 6 a 7) a na styku vláknitého agregátu s okolitou horninou (obr. 8 a 9). Inhomogénnosť v rozložení Si a Mg vo vzorke III. typu vyplýva zo striedania vrstvičiek (vlákien) chryzotilu a brucitu. Okrem chryzotilu, antigoritu a bru-

Chemické zloženie vlákien chryzotilového azbestu vzoriek I., II. a III. typu (%)

Chemical composition of chrysotile asbestos fibres of 1st, 2nd and 3rd type, respectively

Tab. 1

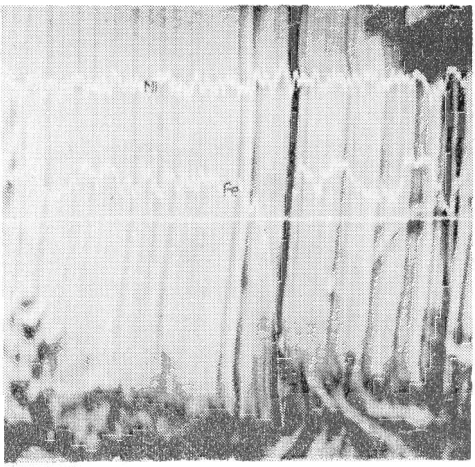
Zložka	I typ	II. typ	III. typ
SiO_2	42,24	43,61	22,43
TiO_2	0,01	0,04	0,02
Al_2O_3	0,81	1,25	0,50
Fe_2O_3	3,01	2,34	1,26
Cr_2O_3	0,02	0,089	0,007
FeO	0,21	0,26	0,21
MnO	0,05	0,09	0,10
MgO	38,27	37,96	54,32
NiO	0,148	0,135	0,015
CaO	1,44	0,20	0,18
Na_2O	st.	st.	st.
K_2O	st.	st.	st.
P_2O_5	0,03	0,01	0,01
SO_3	0,03	0,08	0,09
str. žíh.	13,76	13,65	21,17

citu sme v III. type nezistili nijaké ďalšie minerály.

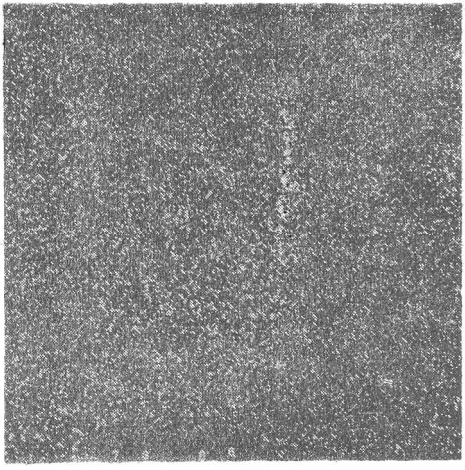
Charakteristiku chryzotilového azbestu vzoriek I., II. a III. typu dopĺňajú základné fyzikálno-mechanické vlastnosti stanovené na prírodných neporušených vzorkách vláknitých agregátov (tab. 2).

Lizardit

Identifikovaný bol vo výbrusoch vzoriek I. a II. typu, kde tvorí základnú tmeliacu hmotu vláknitého agregátu. Zháša rovnobežne, má negatívny charakter zóny a nemá pleochroizmus.

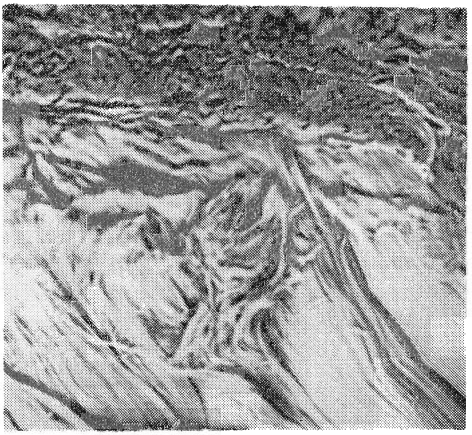


Obr. 6. Kompozičná snímka azbestu I. typu s vyznačenými osciláciami na Ni a Fe. Kompozícia 600×. Elektrónová mikroanalýza
Fig. 6. X-ray microanalysis of chrysotile fiber. Comp. ×600. Oscilation in Ni and Fe contents is marked. Type sample No. I

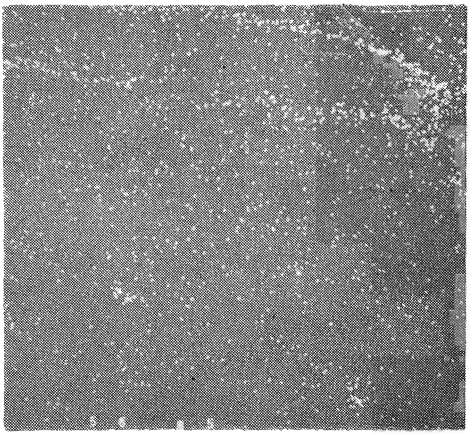


Obr. 7. Rozloženie Fe K_α v azbeste I. typu. Komp. 600×, čas exp. 160″. Elektrónová mikroanalýza
Fig. 7. X-ray microanalysis. Type sample No. I. FeK_α. Comp. ×600, exp. 160″

Elektrónová difrakčná analýza vzorky I. typu (obr. 2) zistila ref-



Obr. 8. Kompozičná snímka z rozhrania azbestovej žilky s okolitou horninou. Vzorka II. typu, komp. 300×. Elektrónová mikrosonda
Fig. 8. X-ray mikroanalysis. Composition showing the boundary between chrysotile fiber aggregate and ambient rock phases. Type sample No. II. Comp. ×300



Obr. 9. Rozloženie Ni K_α z uvedeného rozhrania (obr. 8). Vzorka I. typu, komp. 300×. Elektrónová mikrosonda
Fig. 9. X-ray mikroanalysis. NiK_α from the boundary shown in fig. 10. Type sample No. I. Comp. ×300

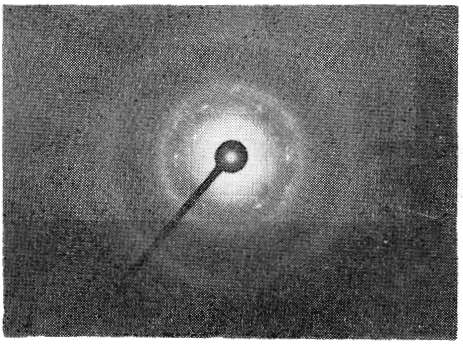
Fyzikálno-mechanické vlastnosti vzoriek I., II. a III. typu azbestu
Physical and mechanical properties of asbestos samples of 1st, 2 nd and 3rd type, respectively

Tab. 2

Meraná veličina	I. typ	II. typ	III. typ
Pevnosť v ťahu ($\times 10^3$ MPa)	0,452	0,424	0,153
Youngov modul pružnosti ($\times 10^3$ MPa)	10,889	21,728	10,077
Merná hmotnosť (g/cm^3)	2,40	2,63	2,39
Magnetická susceptibilita ($\times 10^{-9} kg^{-1} m^3$)	22,62	23,13	14,85
Feromagnetické látky	obsahuje väčšie množstvo feromagnetických prímesí ako vzorka II. typu	obsahuje feromagnetické prímesi pribl. o 75 % viac ako vo vzorke III. typu	veľmi nízky obsah
Magnetická anizotropia	v priečnom smere je susceptibilita väčšia ako v smere kolmom na osi vlákien	nestanovená	nestanovená

lexy $d_{(hkl)}$ = 0,389 a 0,2829 nm, ktoré podľa G. Browna (1965) zodpovedajú lizarditu a potvrdzujú výsledky optického výskumu.

Elektrónová difrakcia vzorky II. typu (obr. 10) poukázala na



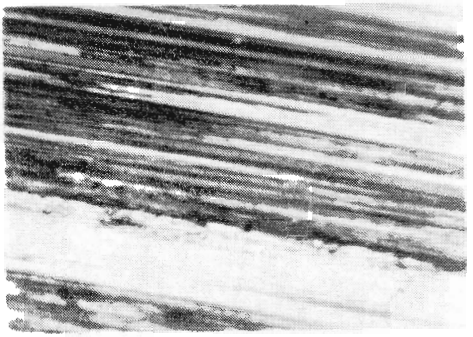
Obr. 10. Elektrónová difrakcia lizarditu v II. type azbestu
Fig. 10. Electron diffraction of lizarditu in type sample No. II.

medzirovinové vzdialenosti, ktoré v súlade s G. Brownom (1965) sú len z roviny *ab*, čo poukazuje na vrstvovitý silikát so šupinatou stavbou, ktorého bazálna rovina je rovnobežná s rovinou nosnej blany.

Vo vzorke III. typu použité mineralogické metódy prítomnosť lizarditu nepotvrdili.

Brucit

Tento minerál sme identifikovali iba vo vzorke III. typu, kde tvorí vláknitú formu — nemalit a strieda sa v vláknami chryzotilu alebo sa do nich vkliňuje (obr. 11). Farba brucitu je v prechádzajúcom svetle svetloružová. Zháša rovnobežne a je jednoosovým minerálom. Cha-



Obr. 11. Striedanie vlákien chryzolitu a brucitu. Vzorka III. typu, nikoly X, zväčšenie 112×
Fig. 11. Alternations of chrysotile and brucite fibers. Type sample No. III. crossed nicols, magn. 112

rakter minerálu je pozitívny a charakter zóny negatívny. Pleochroizmus neprejavuje. Dvojlom zmeraný Berekovým kompenzátorom je 0,020—0,021. Na elektrónmikroskopických snímkach boli spozorované epitaxické zrasty s chryzotilom.

Identifikáciu brucitu potvrdila rtg analýza na základe stanovených medzirovinových vzdialeností $d_{(hkl)}$ = 0,477 (10); 0,274 (0,5) a 0,236 (3) nm, ktoré zodpovedajú brucitu.

Na DTA krivke III. typu (obr. 5) je veľká endoterma v rozmedzí od 340 do 530 °C a s vrcholom pri 430 °C, ktorá zodpovedá uvoľneniu vody (funkčnej skupiny OH^-) zo štruktúrnej mriežky brucitu. Prepočítaním funkčnej vody stanovenej vo vzorke termickou analýzou z TG (14 %) na obsah brucitu vzhľadom na jej teoretickú hodnotu (30,86 %) sme zistili, že vzorka obsahuje okolo 45 % brucitu. Ďal-

ších 55 % vo vzorke tvorí chryzotil a antigorit. Na striedanie vrstvičiek brucitu širokých okolo 5 nm s vrstvičkami chryzotilu širokými 0,8—7,5 nm poukazujú snímky elektrónovej mikrosondy (obr. 12 a 13).

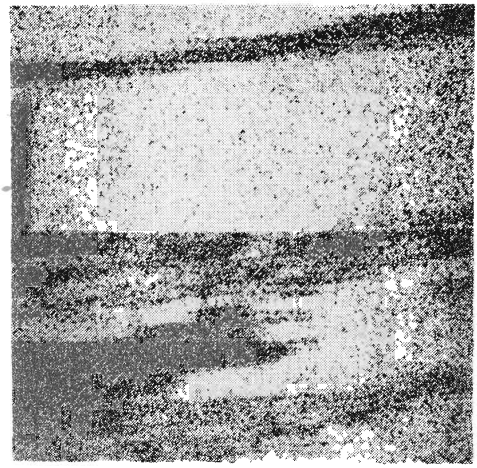
Kalcit

Vypĺňa prieseky a trhliny v chryzotile a je aj styčným minerálom s okolitou horninou vo vzorke I. typu. Kryštáliky majú tvar ihličiek a štruktúru kalcitu, čo poukazuje na paramorfózu kalcitu po aragonite. Prítomnosť kalcitu vo vzorke I. typu potvrdila elektrónová difrakcia na základe reflexov $d_{(hkl)} = 0{,}3031$ a 0,227 nm.

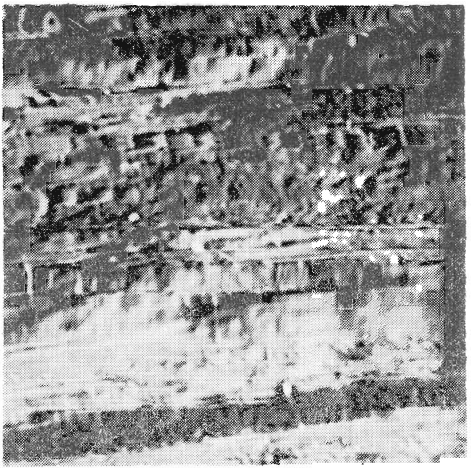
Minerály železa

Optickým mikroskopom ich možno vo vzorke I. a II. typu pozorovať ako mikroskopické zrniečka čiernej farby. Sú nepravidelne obmedzené a iba zriedkavo majú tvar štvoruholníkov a šesťuholníkov. V odrazenom svetle majú čiernu farbu a na okrajoch prierezu nepresvitajú. Podľa mikroskopického pozorovania usudzujeme, že ide o magnetit vypĺňajúci trhliny a prieseky vo vláknitých agregátoch chryzotilového azbestu.

Vo vzorke II. typu boli navyše pozorovateľné hydroxidy železa (limonit) vytvárajúce záteky vo vláknitých agregátoch.



Obr. 12. Kompozičná snímka vzorky III. typu. Komp. 1200×. Elektrónová mikrosonda
Fig. 12. X-ray mikroanalysis: Comp. Type sample No. III., Comp. ×1200



Obr. 13. Rozloženie Si K_α v azbeste III. typu. Komp. 1200×. Elektrónova mikrosonda
Fig. 13. X-ray mikroanalysis. SiK_α in asbestos rock, type No. III. Comp. ×1 200

Serpofit

Jeho prítomnosť vo vzorke III. typu sme identifikovali iba na základe optického pozorovania. Vystupuje ako izotropná látka opálovitého charakteru hnedozelenej farby.

Semikvantitatívne minerálne zloženie vzoriek

Semikvantitatívne minerálne zloženie vzoriek I., II. a III. typu sa stanovilo prepočtom z chemickej a termickej analýzy. Výsledky sú v tab. 3.

Názor na genézu

Otázka vzniku chryzotilového azbestu nie je dodnes vyriešená. Najspornejšou otázkou genézy je pôvod hydrotermálnych roztokov. Podľa V. N. Lodočnikova sú pôvodcom serpentinizácie postmagmatické roztoky a fluidá spôsobujúce autometamorfózu materských hornín. P. M. Tatarinov k tomu dodáva, že na vznik azbestu priemyselného významu je potrebná doplňajúca alometamorfická serpentinizácia, ktorá je podmienená hydrotermami granitoidného pôvodu (in N. D. Sobolev 1971).

Semikvantitatívne minerálne zloženie vzoriek I., II. a III. typu azbestu
Semiquantitative mineral composition of asbestos samples of the 1st, 2nd and 3rd type, respectively

Tab. 3

Vzorka	Chryzotil	Antigorit	Kremeň	Brucit	Magnetit	Limonit	Kalcit	Ílové min.	Pyrit
I. typ	89	—	3,5	—	3	—	3	1	?
II. typ	88	—	4	—	—	3	—	2,5	?
III. typ	36,8	18	—	45,2	—	—	—	—	—

H. C. Cook detailným výskumom dospel k podobnému uzáveru. Uvádza, že vznik roztokov spôsobila intrúzia dajok kyslých magmatických hornín, ktoré podmienili ohrev serpentinitov a vznik disjunktívnej tektoniky (in W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1966).

Obdobný náhľad na vznik azbestu tejto lokality vyjadril J. Zlocha (1977), podľa ktorého zdrojom hydroterierm mohli byť mladé kyslé horniny uložené vo väčšej hĺbke, gemeridné granity.

Z hľadiska mineralogického zloženia a v súlade s N. D. Sobolevom (1971) sa dá predpokladať, že chryzotilový azbest I. a II. typu vznikol podľa reakcie

$$3\ Mg_5FeSi_3O_{12} + O \rightarrow 5\ Mg_3Si_2O_5(OH)_2 + Fe_3O_4$$

a chryzotilový azbest III. typu podľa rovnice:

$$2\ Mg_2SiO_4 + 3\ H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_2 + Mg\ (OM)_2$$

Vznik lizarditu a antigoritu možno vysvetliť v súlade so zistením G. H. Gilleya (in W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1966), t. j. z roztokov obohatených o Al_2O_3 v počiatočnom štádiu kryštalizácie.

Teplota kryštalizácie chryzotilového azbestu sa začína pri 500 °C a končí pri 400—350 °C (N. D. Sobolev 1971). I. M. Volchov — G. V. Pinus — V. A. Kuznecov (1962) uvádzajú teplotu kryštalizácie v oblasti 300—400 °C.

Hodnotenie výsledkov

Zo zhodnotenia základných mineralogicko-petrografických, chemických a fyzikálno-mechanických vlastností I., II. a III. typu azbestu v prirodzenom stave z telesa na JV od Jakloviec vyplynulo, že vzorky I. a II. typu azbestu reprezentujú jeden typ s menšími odlišnosťami v technologických vlastnostiach. III. typ azbestu reprezentuje prírodnú zmes brucitu, chryzotilu a antigoritu, v dôsledku čoho sa jeho vlastnosti od vlastností azbestu I. a II. typu zásadne odlišujú. Podľa zistených hodnôt pevnosti v ťahu a Youngovho modulu pružnosti zodpovedajú sledované typy krehkým odrodám chryzotilového azbestu.

Dosiahnuté výsledky pomáhajú lepšie vymedziť oblasti možnej priemyselnej aplikácie sledovaného azbestu. Chryzotilový azbest I. a II. typu vyhovuje na všetky bežné účely (azbestocementová výroba, výroba azbestokartónu, azbestobitúmenových hmôt atď.). III. typ skúmanej azbestovej horniny predstavuje nový druh žiaruvzdornej suroviny, ktorá by vzhľadom na pomerne nízky obsah železa mohla azda byť aj istou náhradou za magnezit, v ktorom sa znečistenie železom stáva stále väčším problémom.

Recenzoval D. Hovorka

LITERATÚRA

Brown, G. 1965: Rentgenovskije metody izučenija i struktura glinistych mineralov. *Moskva, Mir, s. 111—163.*

Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1966: Porodoobrazujuščije mineraly. *Moskva, Mir, s. 198—223.*

Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredeliteľ mineralov. *Moskva. 870 s.*

Nagy, B. — Faust, G. T. 1956: Serpentines: natural mixtures of chryzotile and antigorite. *J. mineral. Soc. Amer., 41, pp. 817—835.*

Sobolev, N. D. 1971: Vvedenije v azbestovedenije. *Moskva, Izd. AN SSR. 258 s.*

Volchov, I. M. — Pinus, G. V. — Kuznecov, V. A. 1962: Genetičeskije typy mestorožděnij magneziaľno-silikatnych poleznych iskopajemych Altaj-Sajanskoj skladčatoj oblasti i zakonomernosti razmeščenija poleznych iskopajemych. *Moskva, Izd. AN SSSR, s. 48—60.*

Zlocha, J. — Hovorka, D. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 3, 11—12, s. 295—318.*

Zlocha, J. — Richter, Š. 1977: Jaklovce — azbest. *[Záverečná správa a výpočet.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.*

Chrysotile asbestos from serpentinite near Jaklovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

ŠTEFAN RICHTER — JÁN KOZÁČ — JÁN DERCO

This paper is confined to the study of the chrysotile asbestos from Jaklovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathian). Chemical, physical, and mineralogical investigations were made on three asbestos type samples. The samples of the types I, III, and II were taken from the "unchanged rock" in the depth of the ultrabasic body and from its outer "weathered crust" respectively.

The existence of a tubular chrysotile (clinochrysotile) in the rock types I and II was confirmed on the basis of a morphological, optical, differential thermal analyses, electron microscopy, and X-ray diffraction data. It was shown that these types consisted almost entirely of a tubular clinochrysotile. Some irregularly distributed lizardite also occured. Other minerals detected as minor constituents were: magnetite and limonite, calcite, with probably some hydrated alumina admixed in the types I and II respectively. X-ray microanalysis study shows that Ni is dispersed regularly throughout the fibre of chrysotile. Physical data (tensile strength, Young's modulus) indicate that these types more likely belong to brittle chrysotile species.

Sample of type rock III represents mineralogicaly, chemicaly, etc. quite a different rock. The data obtained in the study show that it is a natural mixture of chrysotile, brucite and antigorite. The following mineral composition in weight per cent has been found: brucite 45 per cent, chrysotile 37 per cent and antigorite 18 per cent approximately. The fibers of brucite are oriented parallel to those of chrysotile. In some cases there is a continuous intergrowth into the chrysotile. The fibers of chrysotile are of a tubular character, often with full centre like in both other types, previously mentioned. Fe-content according to the chemical analyses is very low. The presence of Ni was not proved in this type, neither with the help of chemical analysis nor with the X-ray microanalysis.

It is suggested that the asbestos type I and II should be used in the production of chrysotile fibres for the constructian, mainly as asbesto-cement, and with paper and bitumen for isolation purposes.

The rock type III with its high brucite and very low Fe_2O_3 content may become probably perspective for the production of some kind of high refractory material.

Preložil J. Kozáč

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 267—273*

Obsah Pt, Pd, Rh, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA*, VASILIJ GEORGIJEVIČ CHITROV**, IGOR ROJKOVIČ***

* Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava;
** IGEM AN SSSR, Staromonetnyj pereulok 35, Moskva Ž-17;
*** Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

(1 tab. v texte)
Doručené 1. 10. 1979

Содержание платины, палладия, родия, рутения и золота в некоторых типах ультрамафических пород Западных Карпат

В основных типах ультрамафических пород в телах Велькей Луки, Погронской Полгоре, Брезничке, Добшиной и Годковцах были определены содежания платины, палладия, родия, рутения и золота.

В аподунитическом серпентините района Годковец были установлены их повышенные концентрации. Породы остальных тел, которые содержат повышенное содержание пироксенов и амфиболов, имеют пониженное содержание платиноидов и золота. Содержание палладия во всех изучаемых образцах значительно выше чем платины.

Pt, Pd, Rh, Ru and Au contents in some ultramafic rocks types of the West Carpathians

In ultramafite main rock-types from the bodies at Veľká Lúka ridge, near Pohronská Polhora, Breznička, Dobšiná and Hodkovce, contents of Pt, Pd, Rh, Ru and Au have been determined. In apodunite serpentinite from Hodkovce their higher concentrations have been observed. Rocks from ultramafite bodies, which are characterized by higher pyroxene and hornblende concentrations, have simultaneously low contents of mentioned elements. The amount of Pd is in all studied samples higher than Pt.

V rámci štúdia rudnej mineralizácie a distribúcie stopových prvkov v ultramafických masívoch Západných Karpát analyzovalo labora-

tórium IGEM v Moskve 5 vzoriek hornín z rozličných geologických jednotiek z hľadiska obsahu prvkov platinovej skupiny a Au. Po rozklade vzoriek a vyzrážaní sa stanovené prvky analyzovali spektrochemicky na spektrografe PGS-2.

Opis skúmaných hornín

Veľká Lúka — bloky na hrebeni Veľkej Lúky pri východnom kraji areálu televíznej retranslačnej veže. Teleso ultramafitov ako jediné v Západných Karpatoch vystupuje v granodioritoch, ktoré v širšom okolí obsahujú zvýšené množstvo xenolitov hornín svojho plášťa. Analyzovanú vzorku reprezentuje masívny typ peridotitu zložený z bezfarebného monoklinického amfibolu, monoklinického pyroxénu (amfibol : pyroxén = 1 : 1); vo vedľajšom množstve sú prítomné aj prevažne premenené olivíny (serpentinizácia, steatitizácia) a zelené ferospinely. Z rudných minerálov sa zistil (I. Rojkovič — D. Hovorka 1979) aj ilmenit a chrómspinel, ďalej magnetit, pyrotín, pentlandit a chalkopyrit. Náhľady na genézu telesa nie sú jednotné. Podľa M. Ivanova — L. Kamenického (1957) ide o teleso postgranitového veku (dajka ?); D. Hovorka (1967) ho zaradil do súboru hornín plášťa granodioritového masívu, pričom jeho terajšie minerálne zloženie je odrazom dehydratačných procesov spôsobených tepelným efektom granodioritovej taveniny (dehydratácia — deserpentinizácia).

Pohronská Polhora. Teleso ultramafitov vystupuje na hrebeni Zavarguľa asi 2 km juhovýchodne od obce. Tvoria ho intenzívne metamorfované horninové typy, v ktorých sú nerovnako zastúpené serpentínové minerály, amfiboly, chlority, mastenec a rudné minerály. Platinoidy boli stanovené v type zloženom v podstate z antigoritu, monoklinických amfibolov a chloritu. V akcesorickom množstve sa zistil mastenec (koncentrovaný najmä na vlásočnicové žilky) a rudné minerály. Podľa nevýrazného usmernenia amfibolov horniny treba predpokladať uplatnenie sa stresu pri jej vzniku. Pre ultrabázické teleso je charakteristická prítomnosť nasledujúcich rudných minerálov (I. Rojkovič — D. Hovorka 1979): pyrotín, pentlandit, chalkopyrit, zriedkavo aj markazit, violarit a bravoit. Z oxidov bol zistený ilmenit, magnetit, zriedkavo aj chrómspinel.

Breznička. Teleso ultramafitov tvorí hrebeň Bôrčok, rozprestierajúci sa na východnom brehu Ipľa medzi obcami Kalinovo a Breznička. Vystupuje v metasedimentoch karbónu (?). Charakteristická je úplná serpentinizácia pôvodnej minerálnej asociácie ultramafického

telesa. Určujúcim serpentínovým minerálom telesa je antigorit. V rozličnom pomere je zastúpený aj chlorit, mastenec, aktinolitický amfibol, sporadicky aj chryzotil a monoklinický amfibol azbestového typu. Analýza obsahu príslušných stopových prvkov sa vykonala zo serpentinitu s nevýrazne usmernenou stavbou. Z rudných minerálov sa v telese zistili: ilmenit, magnetit, pyrotín, chalkopyrit, pentlandit, pyrit, millerit a kobaltín.

Dobšiná — lom v prevádzke. Ultrabázické teleso je členom „nekompletnej ofiolitovej série" mezozoika gemerika (D. Hovorka 1979). Ide o harzburgitový typ peridotitu s vysokým stupňom (60—90 %) serpentinizácie. Typomorfnými serpentínovými minerálmi sú lizardit a chryzotil. Charakteristická je aj prítomnosť zeleného metamorfného andraditu zonálnej stavby s variabilným obsahom Cr_2O_3 a prítomnosť chryzotilu azbestového typu. Typickým reprezentantom rudných minerálov je hnedý chrómspinel. Analyzoval sa horninový typ zložený z lizarditu a chryzotilu (spolu 60 %), klinopyroxénu (15 %), ortopyroxénu (20 %), granátu, magnetitu a hnedého chrómspinelu. Zachované pyroxény sú tlakovo intenzívne deformované, časté sú translácie až ruptúry zŕn. V telese sa okrem chrómspinelu (miestami v kusových agregátoch) zistila táto asociácia rudných minerálov: magnetit, zriedkavo millerit, chalkopyrit a pentlandit.

Hodkovce. Analyzovaná vzorka pochádza z vrtu pri Hodkovciach, ktorý bol vyhĺbený v najväčšom ultramafickom telese Západných Karpát v podloží neogénnej výplne Košickej kotliny. Analyzovaný bol sivočierny typ serpentinitu s prítomnými ojedinelými 2—3 mm lizarditmi („bastity"). Samotné ultramafické teleso (sústava telies) má nejednotný charakter: sú známe apoperidotitové (apoharzbugitové, apolherzolitové i apodunitické) i pyroxenické typy (D. Hovorka et al. 1975, D. Hovorka — I. Rojkovič 1976). Zistila sa aj prítomnosť žíl gabropegmatitov. Na telese sa miestami zachovali produkty fosílnej kôry zvetrávania. Analyzovaná hornina je serpentinizovaný (lizardit, chryzotil) horninový typ tmavosivej až sivočiernej farby. Podľa prevládajúcich slučkových štruktúr treba predpokladať, že prevládajúcim pôvodným minerálom je olivín (dunitický typ serpentinitu). Vo vzorke sa zistil hnedý chrómspinel a magnetit. V samotných apoperidotitových serpentinitoch telesa sú prítomné aj chromity, magnetit a zriedkavo sulfidy, pentlandit, chalkopyrit a millerit.

Analyzované horniny telesa na Veľkej Lúke a Pohronskej Polhore sú členmi gabroperidotitovej formácie (D. Hovorka 1978, I. Rojkovič — D. Hovorka 1979), zatiaľ čo horniny z telies

pri Brezničke, Dobšinej a Hodkovciach patria do peridotitovej formácie (l. c.). Obidve formácie sú vrchnoplášťového pôvodu. Na základe geochemických charakteristík členov týchto formácií usudzujeme (I. Rojkovič — D. Hovorka 1979), že podiel vytaveného bazaltického materiálu z vrchnoplášťovej hmoty bol v prípade gabroperidotitovej formácie nižší ako v prípade členov peridotitovej formácie.

Distribúcia prvkov

Obsah prvkov skupiny platiny odráža množstvo týchto prvkov prítomné v silikátoch, oxidoch a sulfidoch v zdrojovej oblasti vrchného plášťa a pomery, v ktorých boli tieto minerály zahrnuté do taveniny. Za kolektor prvkov Pt skupiny sa všeobecne pokladajú sulfidy. Podľa J. H. Crocketa et al. (1976) sú v sulfidoch z oblasti Merensky Reef bohatšie zastúpené všetky prvky skupiny platiny vzhľadom na ich obsah v hornine. J. A. Volčenko et al. (1975) opisujú sulfidický koncentrát z Uralu, ktorý obsahuje 500-krát viac paládia a 100-krát viac platiny ako magnetitový a ilmenitový koncentrát, aj keď jeho absolútny podiel je najnižší. Ako najchalkofilnejšie prvky zo skupiny platiny sa uvádzajú Pd a Ir (J. H. Crocket et al. 1976). Pd je prítomné najmä v pentlandite (A. D. Genkin et al. 1973, J. H. Crocket et al. 1976). T. A. Häkli et al. (1976) uvádzajú zvýšený obsah prvkov platinovej skupiny v monoklinickom pyroxéne. Chromity a spinely výraznejšie koncentrujú len Pt, ale o nijakej skupine minerálov nemožno povedať, že je efektívnym koncentrátom platiny (J. H. Crocket et al. 1976). Výrazne zvýšený obsah Pt v chromitových rudách a koncentrátoch uvádza A. J. Naldrett — L. J. Cabri (1976), R. Wolf — G. Agiorgitis (1978), V. P. Chvostova et al. (1976). Veľká variabilnosť obsahu prvkov platinovej skupiny umožňuje väčšine autorov predpokladať ich vystupovanie vo forme samostatných minerálov. J. H. Crocket et al. (1976) potvrdzujú samostatné mineralogické vystupovanie Pt a Au v oblasti Merensky Reef aj tým, že spinel a sulfidy viažu len 10 % Pt a 5 % Au.

Medzi ultrabázickými horninami vykazujú zvýšený obsah prvkov skupiny platiny peridotity (I. K. Latyš — O. M. Donskoj 1976) a forsteritické dunity (L. V. Razin 1976), t. j. zvýšenú platinonosnosť majú horniny so zvýšeným obsahom olivínu (I. K. Latyš — O. M. Donskoj 1976). Podľa O. E. Juškovej-Zacharovej — I. P. Ilupina (1973) v procese diferenciácie hmoty vrchného plášťa prebieha frakcionácia kovov platinovej skupiny. Rozdiely v pomeroch Pt/Pd v masívoch Raj-Iz a Kampirsajského podľa V. P.

Chvostovej et al. (1976) spôsobuje pravdepodobne rozličná úroveň vzniku ultrabázickej magmy v plášti. Podľa E. F. Stumpfla a M. Tarkiana (1976) sú pre konečnú lokalizáciu Pt mineralizácie rozhodujúce neskoromagmatické a postmagmatické procesy, lebo prvky platinovej skupiny sú vo vodnom roztoku ľahko mobilné aj pri nízkej teplote. V súlade s týmito autormi uvádza T. A. Häkli et al. (1976) akumulácie Pt minerálov v spätosti so serpentinizačnými procesmi a V. O. Stulčikov — L. K. Latyš (1976) uvádzajú vyšší obsah Pt a Pd v listvenitizovaných derivátoch ako v ultrabazitoch toho istého masívu.

Malý počet analýz ultramafických hornín Západných Karpát neumožňuje posúdiť variabilnosť obsahu na jednotlivých lokalitách. Stanovený obsah Au spravidla zod-

Obsah prvkov skupiny Pt a Au v ultramafitoch Západných Karpát (mg . t^{-1})
Contents of elements of the Pt and Au group in ultramafic rocks of the Western Carpathians

Tab. 1

Lokality	Pt	Pd	Rh	Ru	Au	Pt/Pt + Pd
Veľká Lúka	22	80	5	0	16	0,2156
Pohronská Polhora	17	68	8	2	35	0,2000
Breznička	15	41	6	8	22	0,2678
Dobšiná	15	84	5	4	10	0,1515
Hodkovce	30	160	32	7	42	0,1578

povedá obsahu uvedenému pri rozličných masívoch a horninových typoch (D. Hovorka — M. Jaroš 1974). Minerály skupiny platiny sa v študovaných horninách doteraz nezistili a možno len predpokladať ich viazanie na zistené sulfidy, príp. chromity. Ale nemožno vylúčiť ich vystupovanie v silikátoch, ako to napríklad predpokladajú v oblasti Merensky Reef J. H. Crocket et al. (1976), i keď na to nie sú ešte dôkazy. Z analyzovaných vzoriek pomerne dobre vychádza viazanosť zvýšeného obsahu všetkých analyzovaných prvkov v hornine dunitického charakteru (apodunitický serpentinit) z telesa pri Hodkovciach, zatiaľ čo ostatné vzorky predstavujú horniny s vyšším obsahom pyroxénov a amfibolov. Pomer Pt/Pt + Pd vo všetkých analyzovaných vzorkách vychádza jednoznačne v prospech Pd.

Recenzoval B. Cambel

LITERATÚRA

Crocket, J. H. — Teruta, Y. — Garth, J. 1976: The Relative Importance of Sulfides, Spinels and Platinoid Minerals as Carriers of Pt, Ir, and Au in the Merensky Reef at Western Platinum Limited, near Marikana, South Africa. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 71, pp. 1308—1322.*

Genkin, A. D. — Distler, V. V. — Laputina, I. P. — Filimonova, A. A. 1973: K geochimii palladija v medno-nikelovych rudach. *Geochimija (Moskva), 9, s. 1336—1343.*

Häkli, T. A. — Hänninen, E. — Vuorelainen, Y. — Papunen, H. 1976: Platinum — group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 71, pp. 1206—1213.*

Hovorka, D. 1967: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. *Carp.-Balkan. Geol. Assoc., VIIIth Congr., Reports — Petrogr. and Metallogr. (Beograd), pp. 85—89.*

Hovorka, D. — Jaroš, M. 1974: Gold abundances in West Carpathians ultramafic rocks. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 25, 2, pp. 355—362.*

Hovorka, D. — Rojkovič, I. — Zlocha, J. 1975: Supergeneously altered ultrabasic rocks body near Hodkovce (East Slovakia-West Carpathians). *Carp.-Balcan. Geol. Assoc., 10th Kongres (Bratislava), pp. 90—97.*

Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovciach (východné Slovensko). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 28, s. 5—77.*

Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpine type ultramafic rocks. *Náuka o Zemi, Geol. 12, p. 148.*

Hovorka, D. 1979: The West Carpathians incomplete ophiolites. *In: Czechoslovak geology and the global tectonics (M. Maheľ, Ed.). Bratislava, Veda, s. 155—166.*

Chvostova, V. P. — Golovnja, S. V. — Černyševa, N. V. — Buchanova, A. I. 1976: Osobennosti raspredelenija platinovych metallov v chromitovych rudach i giperbazitach massiva Raj-Iz (Poľarnyj Ural). *Geochimija (Moskva), 3, s. 373—377.*

Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 45, s. 187—212.*

Juško-Zacharova, O. E. — Ilupin, I. P. 1973: Rasprostranenije platiny i palladija v mantijnych vkľučenijach iz kimberlitov i nekotoryje voprosy glubinnogo frakcionirovanija etich elementov. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 5, no. 212, s. 1213—1215.*

Latyš, I. K. — Donskoj, O. M. 1976: Platinoidy v ultraosnovnych porodach okťabrskogo masiva (Priazovja). *Institut geochimii i fiziki mineraliv AN URSR, UDK 546.91 (477), Dopov. Akad. Nauk URSR, seria B (Kyjiv), 2, s. 112—115.*

Naldrett, A. J. — Cabri, L. J. 1976: Ultramafic and Related Mafic Rocks: Their Classification and Genesis with Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfides and Platinum — Group Elements. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 71, pp. 1131—1158.*

Razin, L. V. 1976: Geologic and Genetic Features of Forsterite Dunites and their Platinum — Group Mineralization. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 71, pp. 1371—1376.*

Rojkovič, I. — Hovorka, D. 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathian ultramafic massifs. *Geol. zbor. — Geologica carpth. (Bratislava), 30, 4, pp. 449—462.*

Stuľčikov, V. O. — Latyš, I. K. 1976: Platinoidy i zoloto v ultraosnovnych porodach verchivcevskogo rajonu Ukrainskogo ščita. *Dopov. Akad. Nauk URSR, séria B (Kyjev), 7, s. 608—609.*

Stumpfl, E. F. — Tarkian, M. 1976: Platinum Genesis: New Mineralogical Evidence. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 71, pp. 1451—1460.*

Volčenko, J. A. — Nečeuchin, V. M. — Radygin, A. I. — Sandler, G. A. 1975: Novyj tip platinoidnoj mineralizacii v giperbazitach skladčatych pojasov. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 224, no. 1, s. 182—185.*

Wolf, R. — Agiorgitis, G. 1978: On an unusual platinum element enrichment in chromites from Skyros Island, Greece. *Neu. Jb. Mineral., Heft 1, pp. 39—41.*

Pt, Pd, Rh, Ru and Au contents in some ultramafic rock types of the West Carpathians

DUŠAN HOVORKA — VASILIJ GEORGIJEVIČ CHITROV — IGOR ROJKOVIČ

Ultramafic bodies appear in the West Carpathians in different geological-stratigraphical units. Different geological position is reflected also in the mineral composition of the individual bodies of the formation. Results of Pt, Pd, Rh, Ru and Au determination in 5 samples of different geological position are presented in the paper.

Veľká lúka. The body occurs in the form of a "xenolite" in the granodiorite of Malá Fatra Mts. It is of deuteroperidotite (monoclinic hornblende, clinopyroxene, olivine, green ferrispinel) character. The extent of serpentinization and steatitization is low.

Pohronská Polhora. Serpentine minerals, chlorite, talc and actinolitic hornblende participate in different ratios in the composition of the body. Along with the adjacent parametamorphites it was metamorphosed in low-grade amphibolite facies conditions.

Breznička. It appears in metamorphites of greenschist facies (Carboniferous ?). Antigorite is the quiding serpentine mineral; chlorite, talc and actinolitic hornblende are also present (particularly at the body margins).

Dobšiná. Apoharzburgite serpentinite with relicts of clinopyroxenes and brown chromspinels. The presence of green metamorphic andradite is characteristic. Lizardite and chryzotile are leading serpentine minerals.

Hodkovce. Its character is unhomogenous. Apolherzolitic, apoharzburgitic and apodunitic serpentinites or even pyroxenic types were found. Apodunitic serpentinite (lizardite, chryzotile, brown chromspinel and magnetite) has been analyzed.

The results of analytical determinations of the described rock-types are given in table 1.

Preložil D. Hovorka

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Weis: **Charakteristika jihovýchodního okraje krystalinického fundamentu Českého masívu** (Bratislava 16. 1. 1980)

Úloha zkoumání krystalinického fundamentu na styku Českého masívu a Západních Karpát je současně řešením geologické situace na kontaktu středoevropské epivariské platformy a alpidního systému. Směrem k jihovýchodnímu okraji Českého masívu dochází k postupnému zmenšování mocnosti zemské kůry. Se vzrůstající mocností bazaltového patra je spjata jeho elevace v prostoru lednické zóny. Granitové patro jihovýchodní periferie Českého masívu má tedy malou mocnost, což znamená, že i mocnost Brunnie bude pravděpodobně také relativně velmi malá. Z hlediska tvarové analýzy nelze předpokládat její batolitový charakter.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Ilavský — J. Turan: **Problematika genézy magnezitov v gemeriku** (Bratislava 31. 1. 1980)

Stratiformné magnezity kryštalického typu sa vyskytujú v gemeriku v kambriu, silúre, devóne a vo vrchnom karbóne. V perme a spodnom triase vystupujú magnezity v evaporitových formáciách spolu s anhydritom a sadrovcami.

O sedimentogénnom spôsobe vzniku prvej skupiny magnezitov (v kambriu, silúre, devóne a vrchnom karbóne) svedčia rudolokalizujúce faktory, textúrne znaky, rytmickosť a sukcesia karbonátových sedimentov v následnosti vápenec—dolomit—magnezit alebo dolomit—magnezit. Aj faciálne prechody v laterálnom zmysle a tzv. „prechodné zóny" vo vertikálnom zmysle potvrdzujú sedimentogenézu a diagenetický vznik magnezitu. Podobne aj vložky grafitických bridlíc a polohy brekcií s úlomkami až valúnmi magnezitu svedčia o syngenetickom vzniku magnezitu v niektorých útvaroch.

Zdrojom a pôvodcom magnézia je v mnohých prípadoch bázický až ultrabázický vulkanizmus (devón, vrchný karbón), príp. aj suchozemské zvetrávanie bázických až ultrabázických magnezitov a prenos do morských bazénov (perm, spodný trias). Aj normálne, resp. na magnézium bohaté morské bazény mohli viesť za mimoriadnych evaporitoidných podmienok ku vzniku magnezitu (kambrium, silúr).

Sedimentogénny pôvod magnezitu signalizujú stopové prvky v magnezite, dolomite a vápenci magnezitonosných sérií, pretože sú rovnaké a obohatené sú v nich najmä prvky sedimentogénneho, evaporitoidného pôvodu.

Dekrepitačná teplota magnezitu, dolomitu a vápenca je v magnezitonosných sériách rovnaká a dokazuje, že je výsledkom posledných rekryštalizačno-metamorfných fáz alpínskej epochy, čo súčasne dokazuje, že magnezit je predmetamorfného pôvodu.

V súčasnosti sa „metasomatóza" ako genetická koncepcia a ako genetický typ neuznáva, ale sa pokladá iba za štruktúrno-textúrny jav pri mikroskopickom štúdiu ako výsledkoch mladších metamorfných procesov. Sedimentogenéza a minerálne, štruktúrne a textúrne zmeny počas diagenézy boli najdôležitejšími procesmi pri ich vzniku, pričom na ich konečný charakter vplývali alpínske rekryštalizačno-metamorfné procesy.

D. Hovorka — J. Spišiak: **Granáty a amfiboly metabazitov oblasti Rudnian** (Bratislava 31. 1. 1980)

V oblasti Rudnian sa v minulosti zistili metabazity amfibolitovej fácie (D. Hovorka et al. 1979), ktoré sú pre paleozoické vulkanicko-sedimentárne komplexy gemerika atypické. Na prehĺbenie poznatkov sa na elektrónovom mikroanalyzátore vykonali analýzy „kritických" minerálov (granát, amfibol) metabazitov. Granát v porovnaní s granátom iných oblastí je na pyropovú molekulu relatívne chudobný. Analyzoval sa zelenohnedý až hnedý (podľa gama) stĺpčekovitý amfibol (I. generácie), ktorý je miestami lemovaný svetlozeleným amfibolom II. generácie. Z literatúry je známe, že pleochroizmus amfibolu citlivo odráža pt podmienky jeho vzniku. Zelenohnedý až hnedý pleochroizmus amfibolu metabazitov oblasti Rudnian zodpovedá predpokladanému zloženiu amfibolu s vyšším obsahom TiO_2.

Podľa distribúcie Mg, Fe, Mn, Ti a Ca medzi koexistujúcim granátom, amfibolom a plagioklasom bola určená teplota vzniku týchto minerálov (500—600 °C). Zodpovedá teplote metamorfózy v podmienkach nízkoteplotných oblastí amfibolitovej fácie ("low grade amphibolite facies").

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 275—283*

METODIKA VÝSKUMU

Spôsob hodnotenia stability svahov väčších územných celkov

JÁN VLČKO, PETER WAGNER, ZUZANA RYCHLÍKOVÁ

Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(1 obr. v texte)
Doručené 26. 4. 1979

Способ оценки устойчивости склонов больших территориальных единиц

Авторы статьи на территории перспективного развития города Зволен приводят один из возможных способов оценки устойчивости склонов больших территориальных единиц. Анализом данных о движениях склонов в прошлом и известном геологическо-географическом строении и апликацией логическоматематической последовательности из теории информаций авторы пришли к заключению, что делювиальные осадки мощности до 2,5 м залегающие на породах т. н. плиоценовогалечной формации при уклоне склонов более 10°, на данной территории подготовили оптимальные условия для возникновения или же активизацию движений склонов.

Method to slope stability estimation in case of larger territorial units

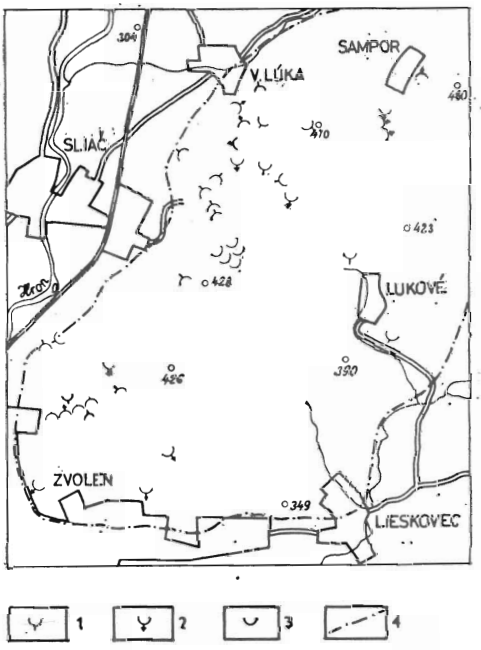
The paper suggests one of possible procedures for estimation of slope stability of larger territorial units. The urbanistic development area of Zvolen town is presented as a model solution. The backward analysis of slope movement data and of known properties of the geological and geographical environment used-logical mathematic technique of information theory. According to results, delluvial sediments up to 2.5 m thickness over the so called Pliocene gravel formation in places where slope gradients overpass 10°, create favourable conditions for generation and activation of slope movements.

V súvislosti so zvyšujúcimi sa požiadavkami stavebníctva na inžinierskogeologický prieskum vystupujú do popredia aj otázky posudzovania a prognózovania stability územia. S touto problematikou sa možno stretnúť takmer pri všetkých druhoch investičnej činnosti,

pričom v mnohých prípadoch má práve posúdenie stability svahov prvoradý význam a v konečnom dôsledku rozhoduje o technickej realizácii uvažovaného stavebného diela. Vďaka dlhodobému plánovaniu rozvoja vybraných urbanizačných centier sa posudzovanie a prognózy stability územia stali neoddeliteľnou súčasťou každej urbanistickej štúdie.

Tento problém vystupuje do popredia aj pri komplexnom inžinierskogeologickom výskume budúcej pohronskej urbanizačnej oblasti, ktorá sa bude formovať na úrovni metropolitného regiónu so sídelnými jadrami Banská Bystrica—Zvolen.

Ťažiskovou zónou rozvoja mesta Zvolen je územie medzi súčasným severným okrajom mesta Zvolen a Sliačom-kúpeľmi (obr. 1). Otázky posudzovania stability tohto územia a jej prognózy majú odôvodnený význam už aj vzhľadom na viacero príkladov porušenia stability svahov v nedávnej minulosti, z ktorých mnohé mali veľké negatívne hospodárske dôsledky. Na ilustráciu spomenieme svahový pohyb, ktorý v októbri 1974 na východnom okraji mesta Zvolen priamo ohrozil objekt novostavby pavilónu nemocnice. Sanácia zosunu a s ňou súvisiace oneskorené odovzdanie objektu si vyžiadali neúmerné zvýšenie finančných nákladov (Š. Kuchár 1976). Svahové pohyby spôsobili komplikácie aj pri výstavbe sídliska Zlatý Potok v severnej časti Zvolena. Nevhodné stavebné zásahy porušili stabilitu územia, čo si vyžiadalo zmenu harmonogramu výstavby sídliska a dvojročné oneskorenie jeho odovzdania. Z toho vyplynuli veľké finančné náklady,



Obr. 1. Rozšírenie svahových deformácií v študovanom území. Vysvetlivky: 1 — zosuny potenciálne, 2 — zosuny aktívne, 3 — plazenie, 4 — ohraničenie študovaného územia
Fig. 1. Extension of slope deformations in the studied area. Explanations: 1 — potential landslides, 2 — active landslides, 3 — creep, 4 — studied area

nehovoriac o nepriaznivých dôsledkoch pre obyvateľov (J. Húsenica 1974). Finančne by sa dali vyčísliť aj dôsledky ďalších svahových pohybov, ktoré znehodnotili

poľnohospodárske pozemky, pasienky a lesné porasty.

Význam štúdia stability svahov v danom území je teda odôvodnený sumou škôd a zbytočných nákladov spôsobených nedostatočnou pozornosťou, ktorá sa otázkam stability venovala. Súčasne treba zdôrazniť nevyhnutnosť študovať túto problematiku najmä v súvislosti s nadchádzajúcou plánovanou intenzifikáciou stavebných zásahov, ktorá môže v daných prírodných pomeroch vyvolať novú aktivizáciu pohybov.

Metodický postup

Tento metodický postup neumožňuje riešiť otázky stability svahov, ale v kooperácii so základnými prieskumnými a výskumnými metódami dovoľuje lepšie pochopiť skúmaný jav, detailne rozpoznať jeho elementárne časti, ich vzájomné vzťahy a rekonštrukciou podmienok vzniku svahových pohybov umožňuje ich vedecky prognózovať v analogických prírodných pomeroch.

Pri štúdiu svahových pohybov možno uplatniť dva rozdielne prístupy:

a) študovaný jav (svahová deformácia) sa vyčlení ako samostatný individualizovaný systém,

b) svah (prostredie procesu) sa vyčlení ako samostatný systém a svahový pohyb ako jeho súčasť — subsystém.

V prvom prípade ide o dokonalé spoznanie geologického javu, jeho prvkov a štruktúry, v druhom sa skúmajú interakcie bádaného javu s okolitými systémami.

Základné podmienky vzniku svahových pohybov určuje zložitý komplex rozmanitých zložiek systému geologicko-geografického prostredia. Z nich majú rozhodujúci význam geologické, hydrogeologické a geomorfologické pomery, ako aj niektoré zložky nadradeného systému prírodného prostredia (klimatické pomery) a antropogénneho systému.

Tieto zložky, resp. samotné pomery nevyvolávajú svahové pohyby, ale v konkrétnom prostredí „vytvárajú pre ich rozvoj priaznivé alebo menej priaznivé podmienky, čím vlastne formujú ten najzákladnejší rámec pre pôsobenie a uplatňovanie sa rôznych faktorov, spôsobujúcich svahové pohyby“ (M. M a t u l a 1977).

Hybnou silou svahových pohybov sa stávajú tzv. zosuvné faktory, t. j. aktívne zložky systémov, s ktorými je systém svahu v interakcii. Na stabilitu svahu súčasne pôsobí množstvo faktorov iných systémov s rozličnou intenzitou. Niektoré sa časom menia, ba až ustávajú, iné pôsobia epizodicky, nárazovo. Tie, ktoré sa v istom časovom úseku uplatnia najvýraznejšie, sa stávajú bezprostrednou príčinou svahového pohybu.

Zo zamerania regionálneho výskumu vychodí postup analýzy prí-

čin vzniku svahových pohybov. Zatiaľ čo pri štúdiu konkrétneho svahového pohybu sú známe všetky podmienky, faktory a príčiny jeho vzniku, pri regionálnom výskume je známy iba výsledok pôsobenia faktorov (svahová deformácia). Cieľom štúdia je určiť tú zložku prírodného prostredia, ktorá svojimi vlastnosťami vyvoláva vznik, resp. aktivizáciu svahových pohybov a ktorá má pri prognóznom posudzovaní stability určujúci význam.

Zo študovaného územia sú dostatočne známe podkladové materiály o základných zložkách geologicko-geografického prostredia (Mapa inžinierskogeologických pomerov Zvolenskej kotliny 1 : 25 000; M. Matula et al. 1960; Mapa hydrogeologických pomerov Zvolenskej kotliny 1 : 25 000; M. Matula, I. Modlitba 1960; Mapa sklonitosti územia zostavená pre túto prácu) a svahové deformácie ako konečný výsledok pôsobenia rozličných faktorov v už známych prírodných pomeroch (Mapa rozšírenia svahových deformácií vo Zvolenskej kotline a priľahlých územiach; M. Dzuriak 1978, doplnená výsledkami mapovania autorov v r. 1978). Faktory, ktoré jednotlivé svahové pohyby spôsobili, nemožno vyjadriť kvantitatívne ani graficky. Vzhľadom na modelové riešenie (rozsah študovaného územia je okolo 27 km^2) budeme intenzitu ich pôsobenia pokladať za približne rovnakú; podstatný rozdiel je iba v rozličnej schopnosti (náchylnosti) prostredia reagovať na ich pôsobenie. Práve túto schopnosť, resp. náchylnosť jednotlivých zložiek prírodného prostredia spôsobovať svahové pohyby, sa usilujeme vyjadriť pomocou logicko-matematického postupu z teórie informácií.

Matematická formulácia postupu analýzy

Vlastnú analýzu sme vykonali podľa postupu G. P. Postojeva (1976) pri zostavovaní mapy prognóz zo vzniku a aktivizácie zosunov v jednom z rajónov južného pobrežia Krymu.

Počet základných zložiek systému prírodného prostredia vytvárajúcich podmienky na vznik svahových pohybov označme symbolom m. V našom prípade vychádzame z hodnoty $m = 3$ (geologické, hydrogeologické a geomorfologické pomery). Každú z nich rozdelíme na s_j tried, kde $j = 1, \ldots, n$. Každá trieda predstavuje bližšiu charakteristiku uvažovaných zložiek (litologický charakter hornín, zvodnenosť horninových komplexov a sklonitosť svahov). Pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov v rámci jednotlivých tried označíme p_{ij}, kde $i = 1, \ldots, s_j$ a $j = 1, \ldots n$. Pravdepodobnosť p_{ij} je diskrétneho typu a definujeme ju ako pomer plochy svahových deformácií P_{sd} k celkovej ploche príslušnej triedy P_t, teda

$$p_{ij} = \frac{P_{sd}}{P_t} \qquad [1]$$

Hustota pravdepodobnosti (p_{ij}) predstavuje pomer pravdepodobnosti vzniku svahových deformácií v istej triede k sume pravdepodobností v rámci celej skúmanej zložky, teda

$$(p_{ij}) = \frac{p_{ij}}{\sum_{i=1}^{s_j} p_{ij}} \qquad [2]$$

Už hodnoty p_{ij}, (p_{ij}) majú pre našu analýzu veľký význam, pretože dávajú možnosť porovnávať pravdepodobnosť vzniku svahových deformácií v jednotlivých triedach. Nás zaujíma, ktorá zo zložiek systému prírodného prostredia je najnáchylnejšia vyvolať svahové pohyby, t. j. má pri prognóznom posudzovaní stability územia najväčšiu dôležitosť. Na určenie stavu prostredia použijeme definíciu entropie, ktorá predstavuje mieru priblíženia k normálnemu rozdeleniu pravdepodobností p_{ij}. Veľké hodnoty entropie vyjadrujú vysoký stupeň priblíženia k normálnemu rozdeleniu (R. C. Rao 1978). Matematicky entropiu vyjadruje vzťah

$$H_j = -\sum_{i=1}^{s_j} (p_{ij}) \log_2 (p_{ij}) \qquad [3]$$

pre $j = 1, \ldots, n$

Maximálnu hodnotu má entropia pre $p_{ij} = 1$. V našom prípade

$$H_{j\,max} = \log_2 s_i \qquad [4]$$

pre $j = 1, \ldots, n$

Rozdiel $H_{j\,max}$ a H_j udáva informáciu o nerovnorodosti prostredia. Čím je tento rozdiel väčší, tým je aj pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov väčšia. A. B. Vistelius (1964) definoval pomocou $H_{j\,max}$ a H_j tzv. informačný koeficient ako

$$I_j = \frac{H_{j\,max} - H_j}{H_{j\,max}} \qquad [5]$$

pre $j = 1, \ldots, n$

I_j nadobúda hodnotu v intervale (0,1). Čím sa hodnota I_j viac blíži k hodnote 1, tým je väčšia spätosť skúmanej zložky s možnosťou porušiť stabilitu daného systému. Súčin informačného koeficientu s priemernou pravdepodobnosťou je hľadaná váha

$$V_j = I_j \,.\, p_j \qquad [6]$$

pre $j = 1, \ldots, n$

Tá vyjadruje náchylnosť skúmaných zložiek systému geologicko-geografického prostredia na vznik svahových pohybov, p_j zo súčinu [6] predstavuje reálne hodnoty pravdepodobností jednotlivých tried.

Príprava vstupných údajov

Uvažovaný postup sme spracovali na programovateľnom kalkulátore WANG 2200 B.

Vstupnými údajmi na výpočet boli spomenuté mapové podklady, od ktorých presnosti v nemalej

miere závisí aj výsledok analýzy. Na jej exaktnosť a objektívnosť vplývajú aj údaje o ploche svahových deformácií, ktoré sme prebrali zo záznamových listov o jednotlivých svahových deformáciách (neboli zamerané geodeticky).

Geologické pomery záujmového územia sme bližšie charakterizovali podľa typu predkvartérneho podkladu a jemu prislúchajúcej mocnosti deluviálneho pokryvu (do 1 m; 1—2,5 m; 2,5—5 m).

Z orografickej stránky patrí územie do juhozápadnej časti Zvolenskej vrchoviny. Dosahuje nadmorskú výšku až 480 m n. m. Prevažnú časť územia budujú kvartérne deluviálne sedimenty s mocnosťou 2—5 m, ojedinele s väčšou mocnosťou ako 10 m (severne od Zvolena). Tieto sedimenty v závislosti od charakteru predkvartérneho podkladu vytvárajú pomerne pestrú škálu hornín, a to v rozpätí od ílovitej, resp. ílovito-piesčitej hliny s ojedinelými úlomkami hornín (do 10 %) až po typické svahoviny reprezentované piesčitou hlinou s vysokým obsahom úlomkov (40 %) prechádzajúcich do hlinito-kamenitej sutiny.

Z ostatných sedimentov kvartéru sú v záujmovom území zastúpené fluviálne náplavy horských potokov mocné do 5 m. Malú rozlohu zaberá kompaktný pórovitý až dutinkovitý, veľmi rozpukaný a po puklinách silne zvetraný travertín (vrchný pliocén — spodný holocén).

Z hľadiska študovanej problematiky sú z hornín predkvartérneho podkladu najvýznamnejšie sedimenty tzv. štrkovej pliocénnej formácie (v zmysle A. Nemčoka 1954 in M. Matula et al. 1969), ktorej názov necharakterizuje v plnom rozsahu litologicko-petrografické zloženie sedimentov tohto komplexu. Podľa našich novších výskumov sú tu zastúpené laterálne aj vertikálne mocné polohy súdržných zemín (povahy prachového až piesčitého ílu), ktoré sa striedajú so štrkom s prachovito-piesčitou výplňou. V území výrazne prevládajú súdržné sedimenty nad nesúdržnými.

Medzi najstaršie horniny možno zaradiť spodnotriasové kremence, kremité pieskovce a paleozoické biotitické granodiority, ktoré zaberajú iba nepatrnú plochu záujmového územia.

Hydrogeologické pomery sme vyjadrili typom zvodnenia jednotlivých geneticko-faciálnych komplexov (účinok vody sa zvyčajne chápe ako jeden z rozhodujúcich faktorov pri vzniku svahových pohybov, v našom chápaní posudzujeme hydrogeologické pomery komplexne ako súčasť statického systému geologicko-geografického prostredia).

Geomorfologické pomery sme charakterizovali pomocou sklonitosti územia. Vzhľadom na účel predkladanej práce pokladáme triedy sklonitosti 0—2°, 2—5°, 5—10° a viac ako 10° za vyhovujúce, pretože vychádzajú z potrieb urbanistického plánovania záujmovej oblasti.

Záver

Z výsledkov zhrnutých v tab. 1 vychodí:

— Z troch základných zložiek geologicko-geografického prostredia sú pri prognóznom posudzovaní stability územia najdôležitejšie geologické pomery vyjadrené litologickým charakterom hornín. Veľmi blízke hodnoty V_j všetkých troch základných zložiek poukazujú na ich rovnocennosť

Tab. 1

Zložky prírodného prostredia	Triedy	Celková plocha triedy P_t [km²]	Plocha svahových deformácií P_{cd} [km²]	Pravdepodobnosť p_{ij}	Hustota pravdepodobnosti p_{ij}	Funkcia	Entropia H_j	Maximálna entropia $H_{j\,max}$	Priemerná pravdepodobnosť p_{ij}	Informačný koeficient I_j	*Váha* V_j
1. Geologické pomery	**Litologický charakter hornín**										
	1. miocénne vrstvovité tufy s polohami tufitov a ílu (mocnosť delúvia do 1 m)	3,631	0,191	0,053	0,208	0,471					
	2. deluviálne sedimenty s mosnosťou do 2,5 m ležiace na miocénnych tufoch a tufitoch	11,031	0,44	0,0399	0,157	0,42					
	3. deluviálne sedimenty s mocnosťou 2,5—5 m ležiace na miocénnych tufoch a tufitoch	5,518	0,096	0,017	0,069	0,266					
	4. sedimenty pliocénnej štrkovej formácie (prevažne ílovito-prachovité sedimenty) s mocnosťou deluviálneho pokryvu do 1 m	1,168	0,0095	0,008	0,032	0,16					
	5. deluviálne sedimenty s mocnosťou 2,5 m ležiace na pliocénnej štrkovej formácii	1,662	0,1795	0,108	0,428	0,524					
	6. deluviálne sedimenty s mocnosťou 2,5—5 m ležiace na pliocénnej štrkovej formácii	3,437	0,091	0,026	0,104	0,341					
	7 travertín	0,356	0	0	0	0					
	8 náplavy vodných tokov s mocnosťou do 5 m (štrk, piesok a hlina)	0,8	0	0	0	0					
	9. kremence a kremenité pieskovce (trias)	0,356	0	0	0	0					
	10. biotitický granodiorit (paleozoikum)	0,162	0	0	0	0	2,183	3,322	0,025	0,343	0,0086
2 Hydrogeologické pomery	**Podzemné vody**										
	1. puklinové v kôre zvetrávania hornín skalného podkladu	15,375	0,427	0,028	0,214	0,476					
	2. v pliocénnej štrkovej formácii (výdatnosť prevažne 0,1—1 l s⁻¹	6,562	0,348	0,053	0,408	0,528					
	3 v deluviálnych sedimentoch (výdatnosť prevažne 0,1 l s⁻¹	4,718	0,232	0,049	0,378	0,530					
	4 naplavy vodných tokov	1,468	0	0	0	0	1,534	1,999	0,034	0,237	0,0076
3. Geomorfologické pomery	**Svahovitosť územia**										
	1 0—2°	6,56	0,018	0,002	0,019	0,112					
	2. 2—5°	3,57	0,069	0,019	0,140	0,397					
	3. 5—10°	12,57	0,509	0,040	0,293	619'0					
	4. nad 10°	5,45	0,411	0,075	0,546	0,476	1,505	1,999	0,034	0,247	0,0085

a nedovoľujú nijakú z nich posudzovať ako menej dôležitú.

— Relatívne najväčšiu spätosť geologických pomerov so vznikom svahových pohybov potvrdzuje aj výrazne najvyššia hodnota informačného koeficientu I_j.

— Z praktického hľadiska sú dôležité hodnoty p_{ij}, ktoré vyjadrujú pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov v rámci jednotlivých tried. Najvyššia hodnota p_{ij} charakterizuje triedu deluviálnych sedimentov s mocnosťou do 2,5 m ležiacich na horninách tzv. štrkovej pliocénnej formácie. Aj podľa hydrogeologických pomerov sa najväčšia pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov viaže na sedimenty tejto formácie. V rámci geomorfologických pomerov je najväčšia pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov v triede so sklonom viac ako 10°. Zaujímavá je skutočnosť, že aj v triede sklonitosti 0—2° je pravdepodobnosť vzniku svahových pohybov väčšia ako 0, čo dokazuje možnosť vzniku pohybov typu plazenia v daných prírodných pomeroch.

Kombináciou tried s číselne najväčšou pravdepodobnosťou dochádzame k uzáveru, že deluviálne sedimenty mocné do 2,5 m ležiace na horninách tzv. pliocénnej štrkovej formácie pri sklone svahov viac ako 10° vytvárajú v danom území optimálne podmienky na vznik, resp. aktivizáciu svahových pohybov a súčasne vyjadrujú zraniteľnosť prostredia pôsobením prírodných aj antropogénnych faktorov.

Na zvýšenie objektívnosti prognózneho hodnotenia môžu mať vplyv aj ďalšie faktory, ktoré sme pri analýze nebrali do úvahy:

— kvantifikácia aspoň jedného z významných zosunotvorných faktorov (napr. množstvo zrážok);

— detailnejšie rozlíšenie tried v rámci geologických pomerov (zohľadňujúc fyzikálne a mechanické vlastnosti hornín, úložné pomery a i.);

— bližšia špecifikácia hydrogeologických pomerov pomocou iných kvantifikovateľných charakteristík (hĺbka hladiny podzemnej vody, koeficient filtrácie).

Nevyhnutnosť prognózovať stabilitu svahov v rámci komplexných urbanizačných štúdií je podmienená predovšetkým ekonomicky. Tradičný prístup k riešeniu problematiky sa zakladá viac-menej na subjektívnom posudzovaní súčasnej aj prognóznej stability. Ak sú východiskovým podkladom výsledky regionálneho výskumu, odporúčame postupovať podľa zásad uvedených v tomto príspevku. Napriek nedostatkom, na ktoré upozorňujeme, poskytuje táto metóda objektívnejšie údaje vychádzajúce z logicko-matematického spracovania vstupných údajov. Číselné vyjadrenie dôležitosti jednotlivých systémov geologicko-geografického prostredia a porovnanie pravdepodobnosti vzniku svahových pohybov v rámci

bližšie charakterizovaných tried týchto zložiek môže byť vhodným podkladom na zostavovanie prognóznych máp stability svahov, resp. zraniteľnosti územia.

Recenzoval J. Malgot

LITERATÚRA

Dzuriak, M. 1978: Zhodnotenie svahových pohybov vo Zvolenskej kotline a priľahlých územiach. *[Diplomová práca.] Manuskript — Kat. inž. geol. PFUK. 67 s.*
Húsenica, J. 1974: Zosuvné územia na strednom Slovensku, negatívny prvok v krajine. *Čs. ochr. prír., 14, s. 349—368.*
Kuchár, Š. et al. 1976: Zvolen — Sarvaška. *[Realizačná správa z protihavarijných opatrení a sanácie zosunu.] Manuskript — IGHP Žilina.*
Matula, M. 1959: Inžinierskogeologické pomery v oblasti Zvolenskej kotliny. *Manuskript — Kat. inž. geol. PFUK. 86 s.*
Matula, M. 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. *[Vysokoškolské skriptum.] Bratislava. 154 s.*
Postojev, G. P. 1976: Ranžirovanije faktorov pri prognoznom kartirovanii opolzneopasnych teritorij. *Vopr. inž. geodinamiki, Moskva, VSEGINGEO, s. 37—41.*
Rao, R. C. 1978: Lineární metody statistické indukce a jejich aplikace. Praha, Academia. 666 s.
Vistelius, A. B. 1964: Zadači geochimii i informacionnyje mery. *Sov. geol., 12, s. 5—26.*

Method to slope stability estimation in case of larger territorial units

JÁN VLČKO, PETER WAGNER, ZUZANA RYCHLÍKOVÁ

The necessity to predict slope stabilities within the frame of complex urbanistic development studies is dictated by economic importance of these data. The traditional approach is a subjective judgment on the recent and predicted slope stability.

The paper emphasizes the possibility to objectivize the slope stability estimation starting from results of regional investigations. Quantified data about the extent of slope deformations and on known environmental components (geological, hydrogeological and geomorphological data) permit to predict in what natural conditions is the occurence of slope movements the most probable and what environmental components play the most important role in slope stability. According to mathematical processing of input data, the method offers objective final results. A numerical expression of importance of individual components in a given geological and geographical environment and the comparison of probability values that slope movements may occur in terms of precisely characterized classes of probability, creates suitable basis for maps of predicted slope stability.

The urbanistic development area of Zvolen town is presented as a model solution for the suggested method. Results point to the possibility that delluvial sediments surpassing 2.5 m thickness over the Pliocene gravel formation create in case of slope gradients over 10° favourable conditions for activation of slope movements.

Preložil I. Varga

Pokračovanie zo strany 240

Citovaná fauna je typická pre eger, ale možno usudzovať, že ide do istej miery o oligomiocénne spoločenstvo známe aj z iných lokalít južného Slovenska.

Z hľadiska geologického vývoja možno konštatovať, že vek uhľonosného súvrstvia nebol preukazne dokázaný, pretože odobraté vzorky boli na mikrofaunu sterilné. Nájdený ílovitý tufit je veľmi premenený. O jeho pôvodnom charaktere svedčí iba malé spektrum ťažkých minerálov. Ide najskôr o preplavené ryodacitové tufity, ktoré sú známe aj z iných lokalít z okolia Lučenca. Odtlačky listov nájdené v tufitoch sú ťažko určiteľné. Z fragmentov sa dal určiť iba *Cinnamomum* sp. Jeho prítomnosť poukazuje na veľmi teplú klímu, ktorá sa v období oligocén — miocén predpokladá v tejto oblasti. Rozbor peľu ukázal, že prevládajú listnaté stromy a kry, príp. trávy, ihličnaté sú zastúpené sporadicky.

Tento výskyt uhľonosného súvrstvia na južných svahoch západnej časti Vepra nie je ojedinelý. J. Noszky (1911) v posudku hodnotil geológiu a hydrogeológiu troch vrtov vyhĺbených priamo v Lučenci (tab. 1).

Vo všetkých vrtoch v Lučenci sa zistila pozitívna hladina podzemnej vody. Tzv. Mestská studňa, vyvŕtaná v roku 1899, situovaná pri ev. kostole, dáva ešte aj v súčasnosti pitnú minerálnu vodu. Ďalší vrt (z roku 1910) poskytoval vodu Rakottyaiovej továrni. Tretí vrt (II. artézska studňa) slúžil pre potrebu Šternlichtovej továrne.

Tab. 1

Názov horniny	Mestská studňa 1899	Rakottyaiova studňa 1910	Šternlichtova II. artéz. st. 1910	
pôda, sutina, návažok	0,0— 2,8 m	0,0— 4,4 m	0,0— 3,2 m	
íl, piesčitý íl	2,8—145,0 m	4,4—160,0 m	3,2—150,0 m	
tuf s uhlím a krem. sutina	145,0—186,0 m	?	150,0—169,1 m	10 m uhoľná vrstva
štrkopiesok	186,0—316,0 m	160,0—321,0 m	169,1—301,3 m	
jemný piesok a piesčitý íl	316,0—341,0 m	321,0—346,0 m	301,3—357,4 m	
kremitý piesok	341,0—364,0 m	346,0—354,5 m	357,4—386,7 m	
piesok a štrk	—	—	368,7—369,8 m	
sivočierny fylit	—	—	369,8—392,5 m	

Podľa nášho náhľadu súvrstvieílu a piesčitéhoílu v uvedených lučenských vrtoch by mohlo stratigraficky korešpondovať so súvrstvím slaboslienitého až piesčitéhoílu vo vrte PD-15. Tuf s uhlím zistený v Mestskej studni (145 až 186 m), ako aj 10 m mocná uhoľná vrstva (150 až 169 m) zistená v II. artézskej studni Šternlichtovej továrni by mohli stratigraficky korešpondovať s uhľonosným súvrstvím vo vrte PD-15 v hĺbke 52 až 75 m.

Geologický prieskum Žilina

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 285—286*

KRONIKA

Jubileum akademika Michala Maheľa

V tomto roku sa vynikajúci československý geológ akademik Michal Maheľ dožíva významného životného jubilea. Narodil sa 19. 8. 1920 v Trhovišti, okres Michalovce, a tam vychodil aj základnú školu. Stredoškolské vzdelanie nadobudol na reálnom gymnáziu v Michalovciach, kde v roku 1939 maturoval. V rokoch 1939—1944 študoval na Prírodovedeckej fakulte Komenského univerzity v Bratislave prírodopis a zemepis a vysokoškolské štúdiá ukončil druhou štátnou skúškou a doktorátom z geológie. V roku 1949 sa habilitoval za docenta geológie.

Svoju vedeckú činnosť začal jubilant roku 1942 ako asistent akademika D. Andrusova na Geologickom ústave Vysokej školy technickej v Bratislave. V roku 1945 vstúpil do služieb Geologického ústavu D. Štúra, odkiaľ v roku 1948 prešiel na Prírodovedeckú fakultu Komenského univerzity. V roku 1954 sa opäť vrátil na Geologický ústav D. Štúra, v rokoch 1958—1963 bol jeho riaditeľom a pôsobí v ňom dodnes. Už v roku 1960 predložil na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity doktorskú dizeratačnú prácu a po jej obhajobe sa stal doktorom geologických vied. Pre bohaté a hlboké odborné vedomosti roku 1962 zvolili jubilanta za člena korešpondenta Československej akadémie vied a o rok neskôr za člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied. V roku 1965 vymenovali M. Maheľa za profesora na Prírodovedeckej fakulte Komenského univerzity v Bratislave a v roku 1975 bol zvolený za akademika Československej akadémie vied a Slovenskej akadémie vied.

Akademik Michal Maheľ od začiatku svojej vedeckej dráhy venoval veľa úsilia geologickému mapovaniu prakticky všetkých pohorí Slovenska a bol presvedčený, že iba na základe terénneho výskumu možno obsiahnuť širokú paletu geologickej problematiky a postupne objasňovať zložitú geologickú stavbu Západných Karpát. Vykonal rozsiahle výskumy v Strážovských vrchoch, Považskom Inovci, Slovenskom raji, Malých Karpatoch, v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, v Humenských vrchoch a v ďalších oblastiach. Zo všetkých spomenutých pohorí zostavil geologické mapy v mierke 1 : 25 000 a tie značili nielen rozšírenie vedomostí o postavení jednotlivých jednotiek, ale neraz viedli k novým pohľadom na stavbu Západných Karpát. V prvom rade sú to jeho práce z mezozoika. Rozčlenil obalové série jadrových pohorí Západných Karpát do dvoch základných ty-

pov, kordilérového a trogového. Detailne spracoval a vyčlenil obalové série jadrových pohorí a pomenoval ich podľa pohorí. Krížňanský a chočský príkrov rozčlenil na jednotky nižšieho radu, gemeridné mezozoikum do dvoch samostatných jednotiek. Pri manínskej jednotke poukázal na úzke spojenie s vnútornými Karpatmi, s krížňanským príkrovom. S jeho menom je späté vyčlenenie radu nových stratigraficko-faciálnych jednotiek. Jeho kritické pohľady na stavbu Karpát viedli ho k spracovaniu zlomovej tektoniky, pričom poukázal na rad zlomov regionálneho významu, ktoré zohrali dôležitú úlohu pri vývoji Západných Karpát. Osobitnú pozornosť venoval vrásnivým procesom. Práve na materiálnom zložení mezozoika poukázal na viacfázovosť vrásnivých procesov v alpínskom období, pričom ich rozčlenil na paleoalpínske, mezoalpínske a neoalpínske. V období zostavovania geologických generálnych máp v mierke 1 : 200 000 bol redaktorom troch najzložitejších listov (Banská Bystrica, Žilina, Bratislava). Syntetizujúcim dielom jubilanta o geológii Západných Karpát po zostavení geologických generálnych máp bola Regionální geologie ČSSR II. — Západní Karpaty. Sv. 1.

Akademik Michal Maheľ popri terénnom výskume venoval veľa úsilia riešeniu tematických problémov dotýkajúcich sa tektoniky a geotektoniky. V rade prác pripravených pri príležitosti seminárov, konferencií a kongresov riešil problematiku fáz vrásnenia, tektonických štýlov, vzťahu sedimentácie a tektoniky, geotektonického postavenia magmatitov, vzťahu karpatských jednotiek k susedným jednotkám a pod. Paleotektonické hodnotenie súborov karbonatických a flyšových sekvencií, ho viedlo už začiatkom šesťdesiatych rokov k vyčleneniu tektonogrúp, ktoré, posudzované z dnešných aspektov globálnej tektoniky, znamenajú podrobné členenie typov kôry v priebehu mezozoika a terciéru. Riešenie týchto závažných tektonických problémov na širokej základni umožnili mu veľké skúsenosti, ktoré získal ako hlavný redaktor a zostavovateľ Tektonickej mapy karpatsko-balkánskej oblasti v mierke 1 : 1 000 000, ktorá vyšla tlačou v spolupráci s UNESCO v roku 1974 s vysvetlivkami Tectonics of the Carpathian Balkan region (v spolupráci s radom najvýznamnejších geológov z jedenástich štátov). Bohaté vedomosti o stavbe Západných Karpát zverejnil jubilant v okolo 200 vedeckých prácach. S menom akademika M. Maheľa je úzko spätá aj pedagogická a vedecko-organizačná činnosť. S malými prestávkami od svojich mladých rokov prednášal všeobecnú geológiu, stratigrafickú geológiu a regionálnu geológiu Západných Karpát. Viedol a vychoval rad diplomantov a ašpirantov.

Je členom a funkcionárom mnohých vedeckých a odborných ustanovizní, ako napr. kolégií ČSAV a SAV, komisií pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác, Slovenskej komisie pre vedecké hodnosti, vedeckých rád a pod. Pod jeho vedením sa Tektonická komisia Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie stala najaktívnejšou zložkou tejto asociácie. Intenzívne pracuje vo viacerých komisiách v rámci multilaterálnej dohody akadémií socialistických štátov. Je organizátorom mnohých, dnes už tradičných smolenických tektonických konferencií, z ktorých vždy vydal zborníky o aktuálnych problémoch geológie Západných Karpát alebo Československa vôbec.

Za rozsiahlu činnosť a vynikajúcu odbornú prácu sa akademik M. Maheľ stal laureátom Štátnej ceny Klementa Gottwalda.

Životné jubileum zastihuje akademika Michala Maheľa v plnom pracovnom elane, sviežosti a vo vedeckom rozmachu. Celá slovenská geologická pospolitosť mu pri tejto príležitosti želá do ďalších rokov mnoho zdravia, také nadšenie pre geologický výskum, aké mal doteraz, a mnoho pracovných úspechov.

Oto Fusán

Mineralia slov.
12 *(1980), 3, 287—288*

AKTUALITA

Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom

PAVOL GRECULA, JÁN KOBULSKÝ

Магнезиты нижнего палеозоя при Мнишку над Гнилцом (Спишско-гемерские рудные горы)

В буровой скважине MPV-8 (глубина 1419 метров) в центральной части Спишско-гемерских рудных гор была в глубине 834—886 метров пробурена толща мелко и крупнозернистого магнезита. Содержание MgO колеблет от 39 до 44 %. SiO от 1,14 до 5 % а FeO от 3 до 6 %.

Магнезиты находятся в хлористо-серицитовых сланцах с прослойками диабазовых вулканокластик. Эти мангезиты можно включить в раковецкую серию нижнего палеозоя, который тектонически находится под нижним палеозоем гелницкой серии.

Magnesite in the Early Paleozoic sequence near Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

A layer of fine-to coarse-grained crystalline magnesite rock hasen been found to occur in the 1,419 m deep MPV-8 borehole in 834—886 m depth interval. The borehole is located in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The MgO content of the magnesite ranges between 39—44 %, the silica content is 7,14 to 5 % and FeO fluctuates between 3 and 6 %. Magnesite occurs within chlorite—sericite phyllite with basic pyroclast intercalations. The rock suite may be ranged into the Rakovec development of the Early Paleozoic occuring here in the tectonic underlier of the Gelnica development of similar age.

V oblasti Mníška nad Hnilcom je záporná gravimetrická anomália, ktorú v súvislosti s hľadaním pokračovania polymetalického stratiformného zrudnenia z oblasti Jalovičieho vrchu do tohto priestoru overil aj vrt MPV-8 (hĺbka 1419 m). Vrtom sa zistili zaujímavé údaje objasňujúce geologickú stavbu a ložiskovú problematiku oblasti.

Stratiformné zrudnenie je tu už len v okrajovej pyritovej zóne, ktorá je v rovnakej rudonosnej polohe ako na Jalovičom vrchu.

V hĺbke 834—886 m sme zistili svetlosivý masívny magnezit. Prevláda hrubokryštalický magnezit, ale bežné sú aj polohy drobnokryštalického magnezitu a celkom zriedkavo aj medzivložky dolomitu. Tenké polohy (5—10 cm) magnezitu sú aj

v zelenkavých fylitoch v tesnom podloží hlavnej polohy magnezitu. Vzťah k okolným horninám je normálny a úklon okolo 30°.

Obsah hlavných chemických komponentov: MgO sa pohybuje od 39 do 44 %, najčastejšie okolo 42 %; SiO_2 kolíše od 1,14 do 5 %, zvyčajne okolo 2 %; FeO je v rozsahu 3—6 %.

Najkvalitnejší je drobnokryštalický magnezit. Vyšší obsah SiO_2 zapríčiňujú tenké (1—2 cm) žilky kremeňa. Kde žilky nie sú, je obsah SiO_2 okolo 1,5 %.

Magnezit sa vyskytuje v prostredí zelenkavých fylitov, ktoré sú pelitické, miestami s trieskovitým lomom a zriedkavo s vložkami fialových fylitov a bázických vulkanoklastík. Takýto komplex hornín je asi 6 km severnejšie v Lacemberskej doline, kde patrí do rakoveckého vývoja staršieho paleozoika. Z toho vychodí, že aj vo vrte MPV-8 patrí spodná časť prevŕtaného súvrstvia do rakoveckého vývoja, ktorý je pod súvrstviami gelnického vývoja.

Zistenie magnezitov vo vrte MPV-8 a hornín podobných rakoveckému vývoju vysvetľuje pásmo väčšej hustoty a zvýšenej hodnoty magnetického poľa, ktoré sa tiahne naprieč Spišsko-gemerským rudohorím v smere Gelnica—Smolník.

Geologický prieskum Košice

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 12, číslo 3, jún 1980.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 21197. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc., Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 13. 6. 1980. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.
Suscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1980.

SPRÁVY REPORTS

Dušan Hovorka — Vasilij Georgijevič Chitrov — Igor Rojkovič

Obsah Pt, Pd, Ph, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát **267** Pt, Pd, Rh, Ru and Au contents in some ultramafic rocks types of the West Carpathians

METODIKA VÝSKUMU METHODS OF INVESTIGATION

Ján Vlčko — Peter Wagner — Zuzana Rychlíková

Spôsob hodnotenia stability svahov väčších územných celkov **275** Method to slope stability estimation in case of larger territorial units

KRONIKA CHRONICLE

Oto Fusán

Jubileum akademika Michala Maheľa **285** Jubilee of Academician Michal Maheľ

AKTUALITY NEWS

Vladimír Hano

Výskyt uhlia pri Podrečanoch **240** Occurence of coal near Podrečany (Middle Slovakia)

Pavol Grecula — Ján Kobulský

Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom **287** Magnesite in the Early Paleozoic sequence near Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI THE SOCIETY'S LIFE

Bohuslav Cambel

Predbežné výsledky geochemického výskumu kýzového a antimonitového zrudnenia v oblasti Malých Karpát **208** Preliminary results of geochemical investigations on pyrite and antimonite occurences in the Malé Karpaty Mts. area

Rudolf Mock

Gemerikum — definícia a ohraničenie **228** The Gemeric, its definition and boundaries.

VYDAVATEĽ:

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

49 374