

# MINERALIA SLOVACA

14

1982

1



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

## REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS  
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.  
akademik Bohuslav CAMEL  
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.  
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.  
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.  
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.  
RNDr. Ivan ŠARIK  
RNDr. Pavel TKÁČIK  
Ing. Milan TAPÁK, CSc.  
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.  
RNDr. Imrich VARGA

## OBSAH CONTENTS

### PŮVODNÉ PRÁCE

### ORIGINAL PAPERS

*Michal Maheľ*

Príkrovy a členitosť kôry v Západných  
Karpatoch

Nappes and dissection of crust in the West  
1 Carpathians

*Igor Rojkovič — Vladimír Anatolevič Boronichin*

Sulfidická Ni-Co-Fe mineralizácia v ultra-  
mafických horninách Západných Karpát

Sulphidic nickel-cobalt-iron ores in ultra-  
41 mafic rocks of the Western Carpathians

*Pavla Rybárová — Ján Šajgalík*

Kritériá preliačivosti spraše a vhodnosť  
ich použitia

Criteria of loess susceptibility to sub-  
63 sidence and the suitability of their use  
in engineering geology

### SPRÁVA

### REPORTS

*Ladislav Tarhanič — Ružena Fabianová — Lubomír Tuček — Ján Derco*

Upraviteľnosť Pb-Zn-Cu rudy z ložiska  
Hodruša-hĺbka flotáciou

Processing of a lead-zinc-copper ore from  
77 the Hodruša-Deep deposit applying flo-  
tation

*Dušan Hovorka — Martin Chovan — Jozef Michálek*

Olivinický kersantit v granodioritoch  
v Dúbrave (Nízke Tatry)

Olivine fenokersantite in granodiorite  
85 country rock from Dúbrava, Nízke Ta-  
try Mts.

*Danica Kúšiková*

Nové biostratigrafické poznatky o vnútro-  
karpatskom paleogéne Breznianskej kot-  
liny

New biostratigraphical results from the  
91 Central Carpathian Paleogene in the Brez-  
no basin (Middle Slovakia)

*Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky*

*Continuation see page 3 of the cover*

## Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch

MICHAL MAHEL

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

(8 obr. v texte)

Doručené 4. 9. 1981

### Покровы и расчленение коры в Западных Карпатах

Автор обсуждает структурные и генетические вопросы отдельных покровов Западных Карпат. Особое внимание уделяет типу коры.

### Nappes and dissection of crust in the West Carpathians

Paper presents structural and genetic characterization of individual nappes of the West Carpathians, taking into account particularly the type and dissection of crust.

Už od prvých rokov tohto storočia sa zložitá stavba Západných Karpát pri väčšine geotektonických zón interpretuje ako príkrovová. Dávnejšie je známy aj rozdielny stratigrafický obsah príkrovov v jednotlivých pásmach: vo flyšovom, bradlovom, v tatriku, v subtatranských príkrovoch (Uhlig, 1907, Matějka — Andrusov, 1931, Andrusov, 1943, 1968). Posledné roky priniesli veľa nového aj o vnútornej stavbe klasických príkrovov, ako je krížňanský, manínsky, chočský atď. Vznikli aj nové pohľady na skracovanie kôry a jej typu. Z nových hľadísk možno klasifikovať príkrovy a posudzovať ich genézu v jed-

notlivých geotektonických zónach. A to je cieľ nášho príspevku.

### Príkrovy a ich charakteristika

#### Príkrovy flyšového pásma

Flyšové pásmo sa pokladá za súbor príkrovov nahrnutých pred vnútornými Karpátmi na platformové predpolie (Z. Roth, 1965, 1980, Książkiewicz, 1972, Menčík — Pešl — Plička, 1979, Stránik — Adámek — Cypris, 1979). Podľa veku a typu tektonického štýlu najmladších členov, ale čiastočne aj stratigrafického obsahu sa tieto

príkrovy zaraďujú do troch skupín: vonkajšej, strednej a vnútornej. Štruktúrna členitosť je výsledkom členitosti flyšovej geosynklinály s trogmi s paraoceanickým typom kôry (Šikora, 1976) oddelenými kordilérami.

Každá zo skupín príkrovov flyšového pásma sa skladá z častkových príkrovov a väčších aj menších šupín. Vonkajšie príkrovy (podsliezsky a žďánický) majú zachovaný vrásový charakter, ktorý sa pri mladších dosúvaniach porušil zošupinovatením (podsliezsky a žďánický príkrov). V podsliezskom príkrove sú zachované prevrátené krídla ležatých vrás v dĺžke niekoľko km. Charakter zošupinovateného vrásového príkrovu majú aj príkrovy vnútornej čelnej predhlbne, napr. pouzdřanský (Roth, 1967). Vrásový charakter príkrovov do značnej miery ovplyvnila ich pozícia pri okraji vyzdvihnutého predpolia, cez ktorý sa príkrovy prevažovali. Hlavným reprezentantom strednej skupiny je godulský príkrov, sám štruktúrne menej komplikovaný, a na východnom Slovensku dukliansky príkrov. V čelnej časti sliezkeho príkrovu sú nahrnuté šupiny a útržky těšínskeho častkového príkrovu. V strednej skupine príkrovov sa vo vnútornej stavbe príkrovov najvýraznejšie prejavuje materiálová tektonika. V godulskom častkovom príkrove, s mocným flyšom a s prevahou mocného pieskovca, prevláda forma mierne zvlnenej dosky; v duklianskom, budovanom drobnorytmickým flyšom, vrásový štýl.

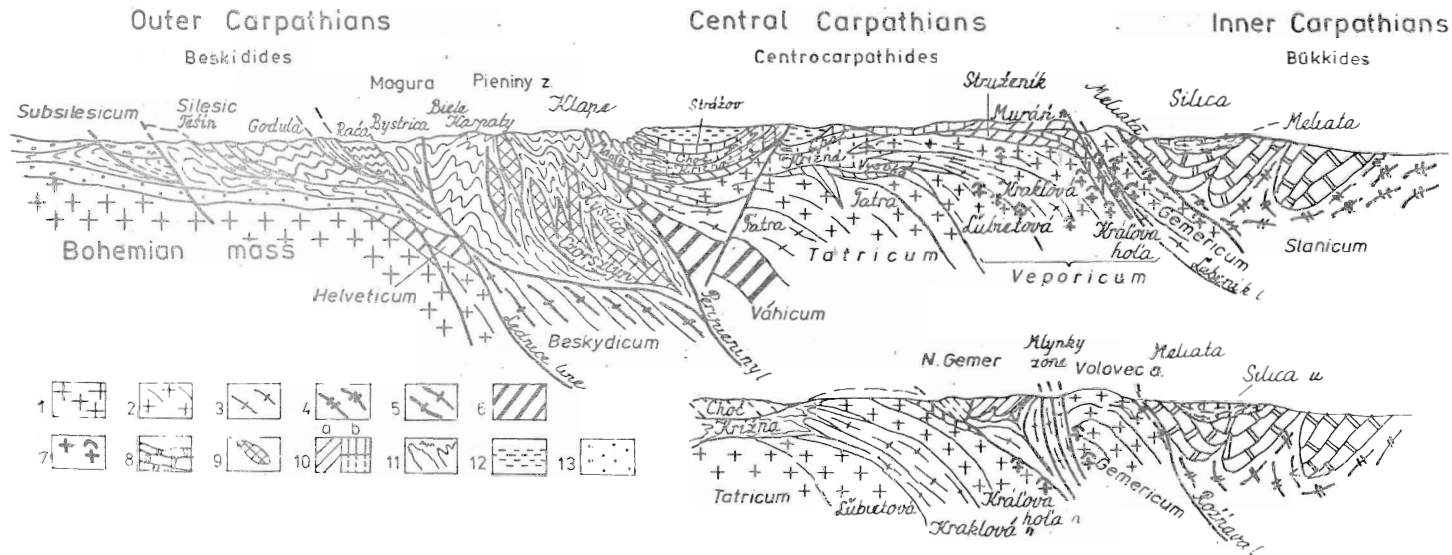
Vnútoraná skupina príkrovov (magurský kmeňový príkrov) má intenzívne prevrášnenie a je pre ňu charakteristická vejárovitá stavba. Južnú vetvu buduje bielokarpatsko-krynická jednotka, sčasti presunutá cez bradlové pásmo a štruktúrne s ním zviazaná (Roth, 1965, 1980). Časti magurského príkrovu s úzkymi dlhými pretiahnutými zošupinovatenými strmo uklonenými vrásami (Matějka — Roth, 1956) roz-

ložené popri gravimetrickom minime, hlavne v bystrickom častkovom príkrove, poukazujú na vplyv skoku podložia na hranicu medzi dvoma blokmi podloženého sokla, menej a výraznejšie alpsky prepracovaného. Významnú úlohu hlbinnějších fenoménov na formovanie tektonického štýlu signalizuje aj zošupinovatená južná, okrajová časť Oravskej Magury (Matějka, 1963, Potfaj, 1979).

Vonkajšie oblasti častkových príkrovov, predovšetkým račiansky, sú plocho nasunuté na príkrovoch strednej, resp. vonkajšej skupiny. Pre východoslovenskú oblasť je osobitne charakteristická aj vejárovitá stavba magurského príkrovu, ktorá naznačuje typ jazvového príkrovu (Roth, 1961, 1980) geneticky spätého s tvorbou subdukčných zón. Južné krídlo vejára, reprezentované paleogénom krynickej jednotky, vykazuje násun na J na vnútorné Karpaty spolu s bradlovým pásmom (Nemček — Rudinec, 1979).

Osobitne treba podčiarknuť, že najstarším členom flyšových príkrovov je predflyš predstavujúci počiatočný člen flyšovej geosynklinály, čo zväzda k myšlienke, že odlepenie na báze spodnokriedových, resp. vrchnojurských členov má osobitné príčiny a nie je čisto mechanické. Už samotný vznik mocného flyšu (od albu), ako aj vznik kordilér spájame s aktivizáciou kôry podložia flyšovej geosynklinály, s jej lámaním, zdvihom niektorých blokov a vznikom kordilér (Książkiewicz, 1977), ako aj s nástupom jej podsunov a oceанизáciou (obr. 1).

Príkrovy flyšového pásma, dnes zväčša bezkoreňové, sa zrejme svojou podstatnou časťou vytvorili na tenkom sialickom až paraoceanickom type kôry (Šikora, 1976, Roth, 1980) v zóne, ktorá je pokračovaním severnejšieho penninika Álp a v Západných Karpatoch by mohol byť pre ne priliehavý názov *beskydikum*. Ich koreňová zóna bola zväčša pohltená (Roth,



Obr. 1. Schematický profil Západných Karpát zostavený so zreteľom na vyjadrenie vzťahu príkrovov k typu kôry. 1—4 — kontinentálne typy kôry: 1 — hrubá kôra masívu, 2 — alpský aktivizovaná kôra s väčšími granitoidnými telesami, 3 — „ťažšia“ kôra s bázikami, 4 — hercýnsky členitý typ kôry slabozostabilizovaných oblastí, 5 — paraoceanický typ kôry, 6 — oceánický typ kôry, 7 — alpské granity, 8 — komplexy postihnuté vysokotlakovou a nízkotermálnou metamorfózou, 9 — tektonické melanže; 10 — a) obalové (autochtónne) mezozoikum, b) prívrhové príkrovky vnútorných Karpát, 11 — flyšové komplexy vonkajších Karpát, 12 — centrálnokarpatský neskorotektonický flyš, 13 — molasy čelnej predhĺbne

Fig. 1. Schematic profile of West Carpathians to show relation between nappes and crust types. 1—4 — continental crust: 1 — thick crust of the massif, 2 — alpine-activated crust with larger granitoid bodies, 3 — “heavy” crust with basic rocks, 4 — dissected crust of areas with weak hercynian stabilization, 5 — paraoceanic crust, 6 — oceanic crust, 7 — alpine granites, 8 — complexes affected by high-grade and low-temperature metamorphosis, 9 — tectonic melange, 10 — a) autochthonous Mesozoic, b) surficial nappes of Inner Carpathians, 11 — Flysch complexes of Outer Carpathians, 12 — Central-Carpathian late-tectonic flysch, 13 — Foredeep molasses

1980, Książkiewicz, 1972) a jej zvyšky mohli zostať v hlbokom podloží magurského príkrovu severne od peripieninského lineamentu (Šikora, 1976). Ale vonkajšia skupina príkrovov, s nedostatkom predflyšu a mocnejších typických flyšoidných sekvencií, naznačuje hrubší sialický typ kôry. Sprievodné jurské a kriedové karbonátové členy (vonkajšie bradlové pásmo) pritom vykazujú isté analógie s helvetikom (Prey, 1965). Jeho predmezozoický podklad predstavuje azda alpínsky aktivizované kryštalinikum pri vonkajšom okraji gravimetrického minima, ktoré sa doteraz pokladá za súčasť Českého masívu (Roth, 1980, obr. 2).

Veľkosť násunu príkrovov flyšového pásma vrty zväčša potvrdili. Vo vonkajších skupinách je to pri podslezskom príkrove najmenej 32 km, pri ždánickom 25 km, v strednej skupine príkrovov do 30 km (Roth 1980) včítane duklianskeho. V magurskej skupine príkrovov vrty dokumentovali 25 km násun (na príkrovy strednej skupiny). Aj podľa rozloženia tektonických okien podložných príkrovov možno predpokladať násun najmenej 25 km. Násun južného vejára príkrovu bielokarpatsko-krynickej jednotky cez bradlové, resp. vnútorné Karpaty sa odhaduje na 10—20 km (Roth, 1963, Andrusov, 1968). Dovedna je kôra v okolí flyšového pásma skrátaná o vyše 100 km.

### Bradlové pásmo

Bradlové pásmo sa dávnejšie pokladá za tektonickú megabrekciu, melanž (Andrusov, 1938) s osobitným zrelým bradlovým štýlom (Maheľ, 1974) rigidnejších bradiel, šupín a blokov sprevádzaných plastickejším obalom. Je to pásmo nevšednej členitosti až chaotickosti stavby. Zložitosť stavby bradlového pásma je výsledkom prekrývania sa viacerých tektonických fenoménov. Sú to:

— Odlepenosť od podkladu je zväčša na báze vrchného liasu a nedostatok triasových členov sa odráža v chýbaní kmeňovej časti či v nedostatku jednotného štruktúrneho jadra, ktoré sú príčinou slabej výraznosti príkrovového charakteru.

— Tektonické prekrývanie severnejších sekvencií (czorsztynských a prechodných) južnejšími (hlavne kysuckou) a prekrytie týchto pieninských jednotiek príkrovmi budovanými flyšovými komplexmi je zjavné. Pritom stavbou, ale aj genézou sa od seba pieninské jednotky, klapský príkrov a manínsky príkrov odlišujú.

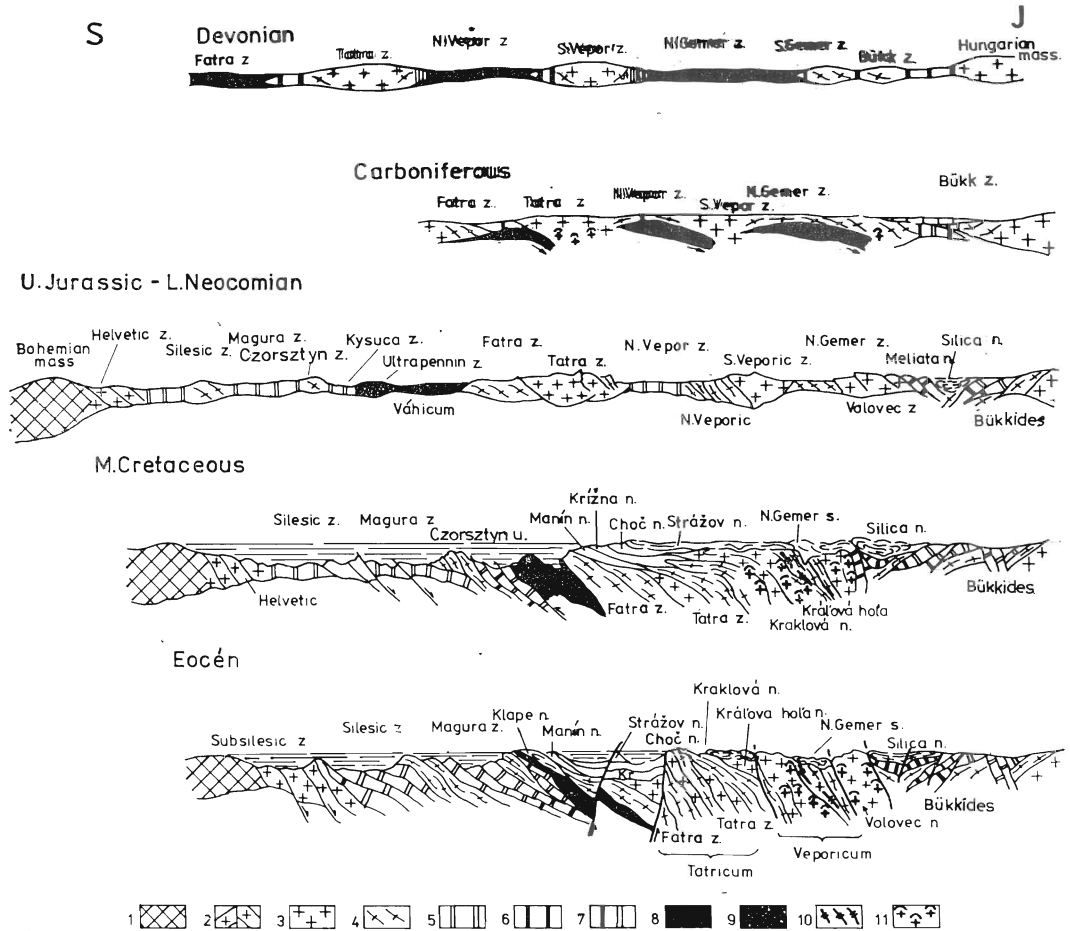
— Diapirický „voľný pohyb“ väčších aj menších rigidnejších elementov, ich prenikanie do rozličných horizontov mladšieho plastickejšieho obalu je typické; (Andrusov, 1938, Birkenmajer, 1965). Pritom sa heterogénnosť materiálu až kontrastnosť kompetentnosti členov osobitne výrazne uplatnila v czorsztynskej jednotke s rigidnejšími jurskými až spodnokriedovými, prevažne vápencovými členmi (bradlami) a plastickejším, prevažne strednokriedovým až vrchnokriedovým slieňovcovo-bridličnatým obalom. Výsledkom je osobitný zrelý bradlový štýl (Maheľ, 1963). Materiálová tektonika sa najvýraznejšie odráža v rozdieloch medzi tektonickým štýlom czorsztynskej jednotky (zrelý bradlový štýl) a kysuckej jednotky s častejšie zachovanými rozsiahlejšími vrásovými elementmi.

Pri pieninských jednotkách s charakteristickým bradlovým štýlom ťažko hovoriť o tektonických jednotkách regionálneho rozsahu. Ich príkrovy ako geometrické telesá už neexistujú. Usudzuje sa o nich len na základe priestorového nakopenia tektonického zblíženia bradiel zásadne odlišných paleotektonických typov: kysuckých (trogového typu) a czorsztynských (kordilérového typu).

Pri formovaní uvedenej štruktúrnej zložitosti bradlového pásma zohral oso-

bitne dôležitú úlohu ostrovny charakter pieneninskej zóny, vyjadrený náhlymi zmenami litologickej povahy aj hrúbky komplexov, priestorovým zovretím medzi ho-

mogénnejšími flyšovými komplexmi magurského pásma a váhika (obr. 1, 2), resp. na mieste váhika vzniknutého mladšieho pribradlového pásma (Maheľ, l. c.).



Obr. 2. Schéma paleotektonického vývoja Západných Karpát od devónu po eocén. 1 — Český masív, 2 — alpsky aktivizovaný masív, a) okraj platformy, 3 — hrubá sialická kôra (granitoidy) intraoceanických prahov, 4 — ťažšia sialická kôra (s bázikami), 5 — tenká sialická kôra trogov, 6 — paraoceanická kôra, 7 — nerovnomerne členitá paraoceanická (sčasti oceanická) až sialická kôra, 8 — oceanická kôra, 9 — paraoceanická kôra vulkanických ostrovov, 10 — zóny intenzívnej intrasialickej subdukcie, 11 — prieniky alpských granitov

Fig. 2. Scheme of paleotectonic development of the West Carpathians in the period of the Devonian to Eocene. 1 — platform (Bohemian Massif), 2 — alpine — activated, older massif, a) margin of platform, 3 — thick sialic crust (granitoids) of intraoceanic ridges, 4 — heavier sialic crust (with basic rocks), 5 — thin sialic crust of troughs, 6 — paraoceanic crust, 7 — unequally dissected paraoceanic (partly oceanic) to sialic crust, 8 — oceanic crust, 9 — paraoceanic crust of volcanic islands, 10 — zones of intensive intrasialic subduction, 11 — penetrations of alpine granites

To všetko poskytlo vhodné podmienky na drobenie počas skracovania. Navyše sa to odohralo vo viacerých fázach. Vytvoril sa rad štruktúrnych elementov od väčších vrás, šupín až po malé bloky a útržky, ktoré prekonávali voľný pohyb. Výsledkom je melanž charakteristická zložitou až chaotickou stavbou v malom pri zachovaní istého poriadku pri rozložení základných jednotiek a pri zachovaní základných črt stavby po celej dĺžke, čo je viac ako 800 km (Andrusov, 1938, 1968).

Tektonická melanž pieninských jednotiek, ale aj silné postihnutie, stlačenie aj presunutých príkrovov je pripovrchovým výsledkom intenzívnych skrátaní v pásme dlhodobej subdukcie. Bradlové pásmo ako celok strmo klesá.

Vztyčenosť prevažnej časti štruktúrnych elementov bradlového pásma, osobitne výrazná pri pieninských jednotkách, zrejme nie je iba povrchovým fenoménom. Vo svojej podstatnej časti sleduje skok v hrúbke kôry (miestami viac ako 10 km) známy ako peripieninský lineament. Pritom odklon dvoch fenoménov — morfoštruktúrneho priebehu bradlového pásma a hlbinného skoku v hrúbke kôry — sa odráža v šírke a rozložení príbradlovej zóny, dedičke váhika, ako aj v odlišnosti vzťahu vnútorných a vonkajších Karpát (Maheľ, 1980). Predstaviteľom príbradlovej zóny je klapský a manínsky príkrov svojimi mladšími členmi, ďalej príbradlová vrchná krieda a príbradlový paleogén.

Klapský príkrov na rozdiel od rozšírených názorov (Andrusov, 1938, 1968, Scheibner in Buday et al., 1967, Began — Salaj, 1979) nepovažujeme za súčasť pieninského pásma, ale za element presunutý do bradlového pásma z príbradlovej zóny. Mocné komplexy strednej a vrchnej kriedy tohto príkrovu charakterizuje mocný flyš už v albe a zlepenec s exotikami v albe—cenomane (Marschalko — Kysela, 1979). Ojedinelé bradlá z predstredno-

kriedových členov s plytkomorskými fáciami sú pravdepodobne olistolity pôvodom z okrajovej časti „ultrapieninskej kordiléry“. Najmladší člen pieninských jednotiek prekrytý klapským príkrovom je kampán — mástricht. Klapský príkrov sa zrejme presunul koncom vrchnej kriedy. Príznačné pre tento zväčša zošupinovaný príkrov je, že jeho šupiny majú pri južnom okraji bradlového pásma prevrátený vrstvomý sled. Predstavujú južné krídlo k vonkajšku rozvretého vejára. To signalizuje blízkosť koreňovej subdukčnej zóny, s ktorou je spätý aj vznik klapského príkrovu i úloha váhika (Maheľ, 1981).

Zachované časti koreňov jednotiek pieninskej zóny a klapského príkrovu treba hľadať v severnej okrajovej časti váhika, pokračovateľa južného penninika prekrytého čelami tatrických príkrovov.

Manínsky príkrov ako súčasť príbradlovej zóny v južnom susedstve klapského sedimentačného priestoru postihli mladšie tektonické procesy. Podľa veku najmladšieho člena, ktorý prekryva jeho čelná časť (kampán), možno usudzovať o jeho včlenení do stavby bradlového pásma koncom vrchnej kriedy, príp. po nej, a to viac-menej súčasne s klapským príkrovom. Spolu vytvárajú skupinu laramských príkrovov v Západných Karpatoch, ale kostru — štruktúrne jadro manínskeho príkrovu — vytvárajú staršie, predalbské členy, ktoré predstavujú predalbský čiastkový element kmeňového krížňanského príkrovu (Maheľ, 1978a) presunutý do susedstva príbradlovej zóny počas albu, teda v období výraznej subdukcie váhika. Spolu s manínskym príkrovom sa do stavby bradlového pásma za laramského skrátania včlenili aj mladšie čelné šupiny zliechovských sekvencií krížňanského príkrovu.

Doterajšie náhľady až o 30-násobnom tektonickom zúžení bradlového pásma (Mišík, 1979) vychádzajú z predstavy o ňom



ako zložitom, ale paleotektonickom jednotnom pásme prvého radu. V našom chápaní je pieninská zóna síce veľmi dôležitým paleotektonickým (rovnako ako je bradlové pásmo dôležitým štruktúrnym) elementom, ale iba ako časť rozhraničujúca dva oveľa rozsiahlejšie paleotektonické elementy, váhikum s oceanickým typom kôry z J a beskydikum s paraoceanickou kôrou zo S.

Z priestorového rozloženia peripieninského lineamentu — skoku v hrúbke kôry a morfoštruktúrneho priebehu bradlového pásma (pri predpoklade genetickej spätosti týchto fenoménov, ale aj o bradlovom pásme ako jazve po intenzívnom skrátaní), možno usudzovať o dosahu mladších pohybov (Maheľ, 1980). V západnom úseku predpokladáme presun bradlového pásma cez flyšové v čele vnútrokarpatských jednotiek na vzdialenosť okolo 40 km a naopak vo východoslovenskom úseku presun bradlového pásma cez vnútorné Karpaty o 10—20 km. V strednom úseku od Trenčína po Pieniny sa priebeh bradlového pásma viac-menej kryje s priebehom peripieninského lineamentu.

### Príkrovy tatrika

Tatrikum sa vcelku chápalo ako autochtón (Matějka — Andrusov, 1931, Andrusov, 1975, Maheľ, 1967), resp. ako sústava viacerých kryh s menšími násunmi. Uplatnenie sa výraznejších horizontálnych pohybov sa spájalo s najvrchnejšími časťami kryštalínika, najmä s niektorými sériami. Klasické sú vrásy až šupy Červených vrchov, Gievontu, Javorinskej širokej v Tatrách (Rabowski, 1931, Kotaňski, 1961, Andrusov, 1980), ako aj v severozápadnom rohu Nizkých Tatier (Koutek, 1931). Výraznejší hĺbenný severotatrický násun spájajú D. Andrusov (1975) s násunom manínskeho príkrovu na Považí a jednotky oravského chrbta na Orave. Ale

posledné roky prinášajú poznatky o rozsiahlejšej alochtónnosti, a to aj uprostred samotných más tatrického kryštalínika. Ležaté vrásy, ktoré buduje mezozoikum aj kryštalínikum zistené v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci (Maheľ, 1979), signalizujú väčšie presuny aj v rámci tatrika. Aj vystupovanie dvoch kôrou odlišných typov kryštalínika vedľa seba aj nad sebou — granitoidov a metamorfítov s amfibolitmi v rade jadrových pohorí — poukazuje na ich tektonické zblíženie (Maheľ, 1980b). Na základe toho predpokladáme väčšie presuny kryštalických más, najmä granitoidných komplexov, aj v Malej Fatre a v Tatrách.

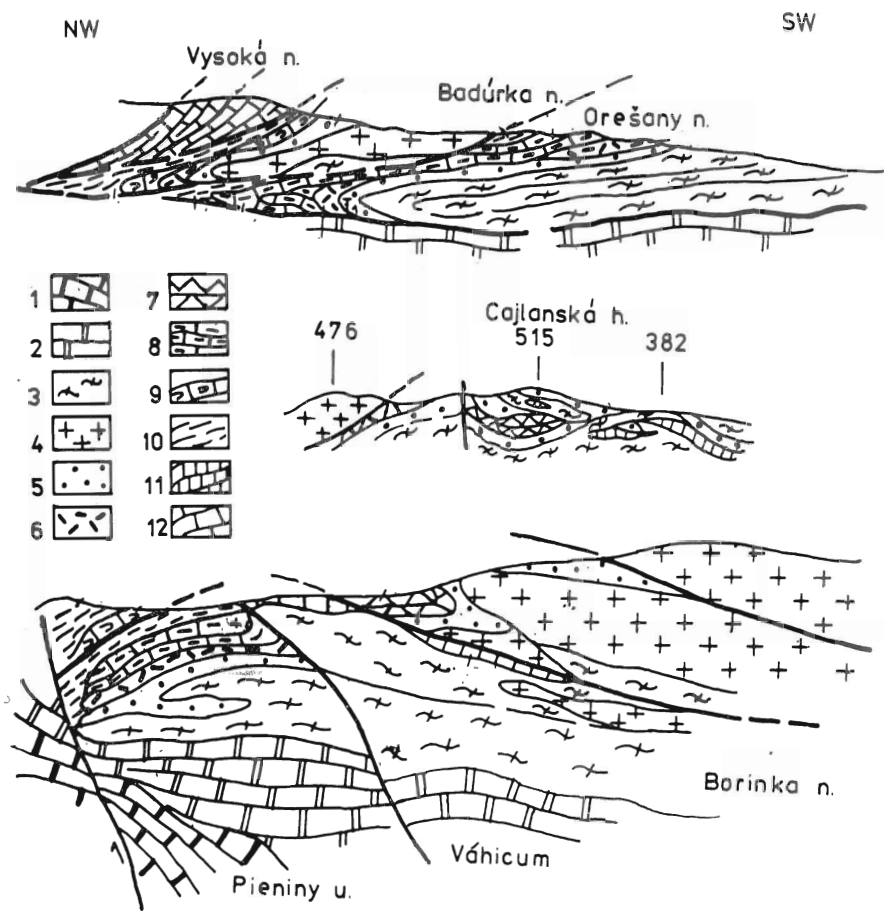
V Malých Karpatoch, ktoré majú znaky blízkych Álp, sú presuny tatrika pravdepodobne najväčšie. Predpokladáme tu až štyri príkrovy — šupy, každý s odlišnosťami vo vývine mezozoického obalu (Maheľ 1980, obr. 3). Podľa geofyzikálnych údajov (Pospíšil — Filo, 1980) sú už v hĺbke niekoľko km v podloží granitoidných masívov rozložené ťažké hmoty. V podloží šupín budovaných pezinsko-perneckou sériou s amfibolitmi predpokladáme penninikum s telesami ultrabázik už v hĺbke 3—4 km.

Malé Karpaty a snáď aj Považský Inovec, sčasti možno Tribeč, teda blok označovaný ako dunajský (Fusán, 1980), až po priečny jastrabiansky zlom, s najväčšou pravdepodobnosťou vykazujú v niektorých črtách analógiu v stavbe s Alpami. Jastrabiansky zlom je významným rozhraním v stavbe tatrika, podmieneným aspoň výrazným posunom, presunutím severného bloku vnútorných Karpát. Tatrikum pokladáme za analógón unterostalpinu s radom osobitostí, medzi ktoré patrí aj alpinske prepracovanie tatrika bez výraznejšej alpinskej metamorfozy. Pre tatrické kryštalínikum je príznačné zachovanie hercynských štruktúrnych znakov, a to aj orientovaných priečne na priebeh alpinských

štruktúr (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy, Vysoké Tatry).

V Západných Tatrách sú známe dva stavbou odlišné komplexy oddelené tektonickou plochou (Kahan, 1969), ako aj via-

ceré viac-menej subhorizontálne mylonitové zóny v granitoidnom masíve. Ak sa k tomu priberú pomerne značné rozdiely v paleotektonickom type jurských až spodnokriedových členov medzi vývinom Oso-



Obr. 3. Geologické profily tatrika Malých Karpát. 1 — koreňové zóny pieninských jednotiek, 2 — metamorfované mezozoikum váhika, 3 — paleozoické metamorfity až katametamorfity, 4 — granitoidy, 5 — spodný trias, kvarcity, 6 — stredný trias, dolomity, vápence, 7—9 — jura — spodná krieda, 7 — borinský vývoj, 8 — orešiansky vývoj (hlbokovodný), 9 — vývoj Kadlubka — svahový, 10 — alb — cenoman, 11 — nerozčlenené mezozoikum, 12 — križňanský príkrov

Fig. 3. Geological profiles of Tatricum of Malé Karpaty Mts. 1 — root zones of Pieniny units, 2 — metamorphosed Mesozoic of Váhicum, 3 — Paleozoic metamorphites (epi — and cata —), 4 — granitoids, 5 — Lower Trias, quartzites, 6 — Middle Trias, dolomites, limestones, 7—9 — Jurassic — Lower Cretaceous, 7 — Borinka facies, 8 — Orešany facies (deep-sea), 9 — Kadlubka slope facies, 10 — Albain-Cenomanian, 11 — Mesozoic-undivided, 12 — Križna nappe

bitej a ostatnými členmi Červených vrchov a tomanovským vývojom (Maheľ, 1967), interpretácia alochtónnej pozície hlavne v západnej časti granitoidného masívu Tatier sa nám javí pravdepodobnou. Zavrásnenie triasu uprostred granitoidov (Veizer, 1970) signalizuje viac šupín v samotnom granitoidnom masíve (obr. 4).

Ale stavba Ďumbierskeho kryštalického jadra naznačuje, že iba časť tatrika je alochtónna. V Nízkych Tatrách s pripovrchovým štýlom severozápadného rohu (oblasť Prašivej, Koutek, 1931) ostro kontrastuje pomerne strmý sklon bridličnatosti ( $s_2$ ) kryštalinika a tektonicky zaklesnutých šupín mezozoika, miestami prevrásnených, známych z klasickej synklinály Trangošky (Siegl, 1973, 1976, 1978). Taký charakter vykazujú aj strmo zapadajúce šupiny v kryštaliniku Ďumbierskeho masívu, a to aj v jeho granitoidnom jadre so známou „synklinálou“ Konského grúňa. Uvedené „synklinály“ mezozoika predstavujú rozhrania šupín a zrejme zoskupujú do väčšej hĺbky. Zakorenenie južného tatranského pásma tatrika (azda aj východného úseku Tatier) v podstatnej časti Ďumbierskeho masívu, v Žiari, Malej Magure, v Suchom a sčasti v Tríbeči je pravdepodobné.

V tatriku sú prikrovy geneticky dvojakého typu:

a) V severnej zóne sú prikrovy a prikrovové šupiny, miestami väčšieho rozsahu, budované mocnými masami kryštalinika so sprievodným obalovým mezozoikom, vzniknútšie podsunom váhika, pokračovateľa južného penninika s oceánickým typom kôry (obr. 2). Ležaté vrásy mezozoika spätého s kryštalinikom a zbridličnatenie predmezozoických komplexov naznačujú výraznejšie horizontálne presuny más, šupín (obr. 3). Pri formovaní prikrovov sa uplatnili aj rozdiely v type kryštalinika, a to medzi metamorfitmi sprevádzanými amfibolitmi na jednej

strane a granitoidnými masami na druhej strane. Čiže aj tu je tvorba prikrovov a šupín výsledkom rozdielov v povahe kôry. Ale je nepravdepodobné, že ide o prikrovy celokarpatského významu. Skôr sú to lokálne prikrovy, odraz druhotnej členitosti, blokovitosti.

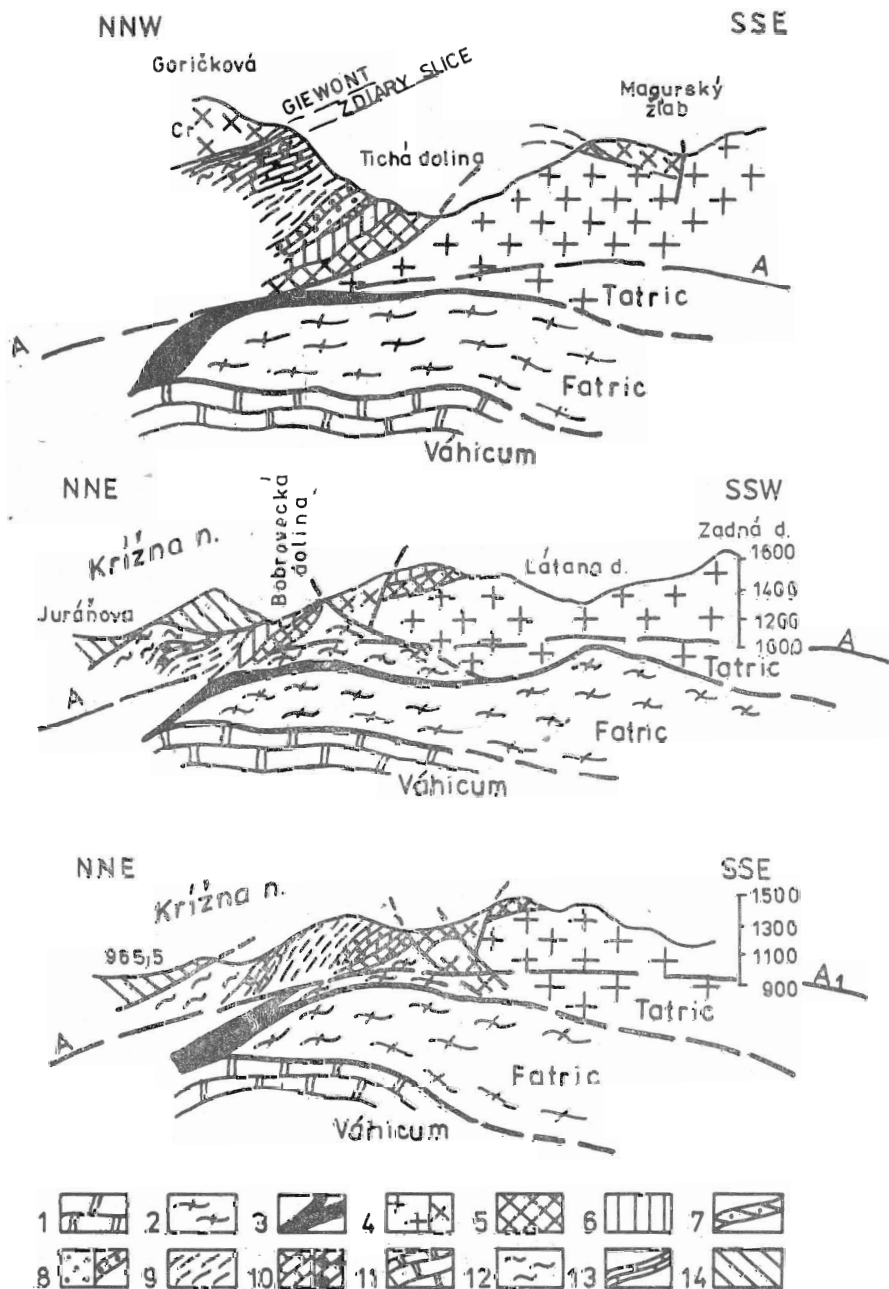
b) Druhým typom prikrovov v tatriku sú pripovrchové prikrovy vynútené násunom krížňanského prikrovu s jeho spodnými čiastkovými elementmi, s ktorými vykazujú laterálne zastupovanie. Napr. v severozápadnom rohu Nízkych Tatier a pri vrásach Červených vrchov a Gieventu v Tatrách sú príznačné častejšie ležaté vrásy lokálneho aj regionálneho rozsahu i digitácie (Kotaňski, 1961, Gorek, 1953). Pritom sa väčšie rozdiely vo vrásniteľnosti členov uplatnili tvorbou šupinovitého štýlu (Kotaňski, 1968). Pri týchto prikrovoch s tatranským typom mezozoika je pozoruhodná príbuznosť s vysockým typom krížňanského prikrovu, ako aj laterálna kompenzácia štruktúr obidvoch prikrovov, ktoré sa navzájom priestorovo zastupujú.

Najväčší presun tatrických jednotiek bol v Malých Karpatoch v susedstve Východných Álp, kde môže presahovať 30 km. V Tatrách sú presuny v západnejších masách kryštalinika, resp. na jeho báze úhrne najmenej 20 km, v pripovrchových prikrovoch Červených vrchov a Gieventu dosahujú hodnotu do 10 km. Blokavá stavba tatrika spôsobila menší plošný rozsah jednotlivých prikrovov.

Stavba tatrika sa ukazuje podstatne zložitejšia, s viacerými prikrovmi lokálneho rozsahu (šupinami) a v južnej časti s radom prešmyknutých zakorenených šupín a s osobitosťami prakticky v každom jadrovom vrchu. Napriek tomu dvojaký paleotektonický typ jury a spodnej kriedy obalového mezozoika — fatranský a tatranský (Maheľ, 1967, 1979), ako aj dvojaký kôrový typ kryštalinika, s ťaž-

kými hmotami (amfibolity) v severnej, s Jahšími (granitoidy) zhruba v južnej časti, naznačujú dvojdielnosť tatrika, nie

štvrtdielnosť (v zmysle Matéjku — Andrusova, 1931), resp. trojdielnosť (v zmysle Andrusova, 1974).



## Križňanský (kmeňový) príkrov

Križňanský príkrov vystupuje v skupine subtatranských príkrovov ako ich najspodnejší element (Matějka — Andrusov, 1931). Patrí medzi severnejšie jednotky centrálnych Karpát, pre ktoré je charakteristický karpatský typ triasu s keuprom a výrazným kremencovým súvrstvom spodného triasu, mohutnejší podiel potriasových členov na stavbe a široké stratigrafické rozpätie príkrovu od spodného triasu po spodný cenoman. Nadložný chočský príkrov má už znaky južnejších centrálno-karpatských jednotiek: zastúpenie mohutného permokarbónu, trias oberostalpinskeho typu (bez keupra) a podradné zastúpenie potriasových členov (najmladší člen hoteriv).

Aj štruktúrne sa križňanský príkrov javí ako samostatný, teda bez užšej väzby a vzájomného zastupovania sa s chočským príkrovom. Tým sa zásadne odlišuje od príkrovov analogických postavením a obsahom: frankenfelského vo Východných Alpách a príkrovu Finis v Apusenských vrchoch. Obsahová, ale aj štruktúrna samostatnosť sa prejavuje nedostatkom prejavov alternácie s nadložným chočským príkrovom. Sám križňanský príkrov je zložitý obsahovo aj štruktúrne. Osobitne vý-

razná je jeho polysériovosť (Maheľ, 1959). Dvojaký paleotektonický typ jury a spodnej kriedy (v podstatnej časti trogový zliechovský, v severných okrajových častiach typu intraoceanického prahu — vysocký) sa odráža v tvorbe čiastkových príkrovov lokálneho rozsahu, ktoré sa vyčleňujú zo základného kmeňového (zliechovského) príkrovu (Maheľ, 1967). Vďaka jednotnosti bazálnej časti kmeňového príkrovu (t. j. triasu karpatského typu s keuprom) je štruktúrna samostatnosť čiastkových príkrovov menšia. Vytvárajú častejšie odnož bazálnej (podstavcovej) časti laterálne previazanú s kmeňovým príkrovom. Typickým príkladom odnožového čiastkového príkrovu vysockého typu je beliansky príkrov v Strážovských vrchoch a príkrov Havrana v Belianskych Tatrách.

Príkoreňová časť príkrovu, známa ako séria Veľkého boka (Kettner, 1937), vyznačuje sa regionálnou dynamometamorfózou, ale miestami aj s osobitným štýlom zovretých brachyštruktúr naklonených na S (Jaroš, 1965, 1971). Obdobný charakter preukazujú aj najjužnejšie výskyty križňanského príkrovu rozložené uprostred severoveporického kryštalinika, ktoré predstavujú zvyšky koreňov. V takom chápaní je križňanský príkrov vo svojej podstate odlepeným mezozoikom od kryštallického

Obr. 4 Geologické profily kryštalinika a mezozoického obalu Tatier (vrchná časť profilov podľa Veizera, 1970, spodná pod líniou A — A<sub>1</sub> v interpretácii Maheľa. 1 — váhikum: mezozoikum — kryštalinikum, 2—3 — fatrikum: 2 — kryštalinikum, 3 — mezozoikum, 4—13 — tatrikum: 4 — kryštalinikum, prevažne granitoidy, a) alpinsky postihnuté, 5 — kvarcity, 6 — kavernózne dolomity, verfenské bridlice, 7 — myoforiové vrstvy, 8 — tomanovské bridlice, a) rét — hetang, 9 — lias, 10 — malm — neokóm, a) s limburgitmi, 11 — barém — apt: urgón, 12 — alb — cenoman, 13 — aniské vápence v šupinách, 14 — križňanský príkrov — trias

Fig. 4. Geological profiles through the crystalline complex and its Mesozoic envelope in the Tatra Mts. (Upper part of the profiles according to J. Veizer, 1970, the lower part under the line A — A<sub>1</sub> in interpretation of M. Maheľ). 1 — Váhikum: Mesozoic and crystalline complexes, 2—3 — Fatricum: 2 — crystalline complex, 3 — Mesozoic, 4—13 — Tatricum: 4 — crystalline complex, prevailing granitoids, a) more distinctly alpine — affected, 5 — T<sub>1</sub> quartzites, 6 — T<sub>1</sub> cavernous "dolomites", Werfen shales, 7 — T<sub>1</sub> "Myophoria" beds, 8 — T<sub>3r</sub> Tomanov beds, a) Rhaetian — Hettangian, 9 — J<sub>1</sub> Liassic, 10 — Malm — Neocomian, a) with limburgites, 11 — Urgonian: Barremian — Aptian, 12 — Albian — Cenomanian, 13 — Anisian limestones in slices, 14 — Križňanský príkrov — Triassic

podkladu, na ktorý priestorovo južnými okrajmi nadväzuje. Pripovrchový príkrov prechádza laterálne na J do soklového krakovského príkrovu. Je to ojedinelý prípad v alpidách (obr. 1, 5, 7).

Križňanský príkrov sa už dávnejšie pokladá za najkomplexnejší z pripovrchových príkrovov Západných Karpát. Jeho bázu — podstavec najčastejšie budujú triasové vápence a dolomity, niekde na spodku aj spodotriasové kremence a v južných oblastiach sa objavuje aj perm. A to by poukazovalo na strižný charakter príkrovu. Veľké priestory v severnej časti príkrovu však vytvárajú ležaté vrásy budované hlavne mladšími členmi. Tento fakt a časté digitácie, a to aj v tylovej časti príkrovu, ukazujú, že ide o kombinovaný strižnovrásový príkrov. Digitácie sú nielen v plastickejších mladších členoch, ale aj v triasovom komplexe, a to do tej miery, že sú najcharakteristickejším tektonickým štýlom tohto príkrovu. Digitácie sú rozličného typu: čelné, kmeňové, regionálne aj lokálne. Vo vrchných polohách sú digitácie zošupinovatené, vyvalcované nadložným chočským príkrovom. Hovoríme o strechových digitáciách. V priestoroch, kde má príkrov charakter ležatých vrás, lokálne digitácie spestrujú stavbu prevráteného krídla. V normálnom krídle sú vyvinuté spätné vrásy ufaté prešmykmi (Maheľ, 1979).

V priestoroch, kde komplexy vysockého typu s viacerými rigidnými členmi budujú väčšie priestory, napr. Malé Karpaty, sa v tektonickom štýle výraznejšie uplatňuje materiálová tektonika. Vrásový typ štruktúr (digitácií) je nahradený tektonickým šupinovitým štýlom, v priestoroch väčších kompresíi šošovkovitým štýlom nezrelých bradiel (Maheľ, 1963).

Za koreňovú zónu križňanského príkrovu považujeme severoveporické kryštalinikum, a to

— pre severnejšie čiastkové príkrovy

(vysocká skupina) s plytkovodnými členmi jury a spodnej kriedy ľubietovskú jednotku s hrubším typom kôry.

— pre podstatnú časť príkrovu s mocnejšími mladšími členmi hlbokovodnejšieho pôvodu (zliechovská jednotka) krakovskú jednotku s tenším typom kôry.

Najjužnejšie časti (heľpiansky vývin) vytvárajú oba čelných častí kráľovohorského príkrovu s postupným prechodom do struženíckej jednotky.

Križňanský príkrov (vo svojej podstatnej časti s trogovým typom potriasových členov) môže slúžiť ako príklad nadväznosti mezozoických trogov na tenší typ kôry. Vykazuje prejavy dedičnosti pri vývine paleotektonických elementov (Maheľ, 1980). Križňanský príkrov patrí medzi najrozsiahlejšie príkrovy Západných Karpát. Dráha jeho násunu bola najmenej 50—70 km. Podľa rozvinutia príkrovu v oblastiach s pomerne odkrytou stavbou predpokladáme, že šírka jeho sedimentačného priestoru (domovskej oblasti) je najmenej 100 km.

Osobitnú geotektonickú skupinu predstavujú jednotky s oberostalpinským typom triasu — analóg súboru jednotiek Vápencových Álp. Patrí medzi ne chočský príkrov (kmeňový), strážovský príkrov a jeho analógy (nedzovský príkrov).

Chočský (kmeňový) príkrov

Chočský príkrov je v podstate strižným príkrovom odlepeným na báze vápenco-dolomitických komplexov, v južnej časti ustrihnutých na báze „melafýrovej série“. Jeho polysériovosť sa s triasovou čiernovážskou, bielovážskou a bebravskou sériou s prechodnými vývinmi prejavuje v štruktúrnej nerovnomernosti. Jeho jednotlivé série miestami vystupujú ako čiastkové príkrovy nad sebou (Maheľ, 1979a). Ale ide o telesá lokálneho rozsahu. Príkla-

dom je stavba na severných svahoch Nízkyh Tatier, v ich strednom úseku. Tu „melafýrová“ séria s útržkami vápencovo-dolomitového triasu buduje čiastkový bociansky príkrov, podstatná časť čiernovážskej série čiastkový malužinský príkrov, bielovážska séria svarínsky príkrov (Andrusov, 1968, Biely, 1963). Aj v samotných Nízkyh Tatrách sa začleňovanie jednotlivých sérií do čiastkových príkrovov mení. Napr. na južných svahoch vrchov v horehronskom synklinóriu tvoria chočský príkrov dva čiastkové príkrovy budované bielovážskou sériou sprevádzanou mocným podstavcom melafýrovej série (Biely, 1963). V Strážovských vrchoch sa čiernovážska a bielovážska séria častejšie laterálne zastupujú, miestami jedná z nich preberá hlavnú úlohu v stavbe, druhá tvorí iba sprievodné šupiny. V Považskom Inovci táto úloha pripadá bebravskej sérii (Maheľ, 1979a). Lokálny rozsah čiastkových príkrovov, časté laterálne zastupovanie sérií, obsahová polysériovosť a polyfaciálnosť čiastkových štruktúrnych elementov, a to aj štruktúrne nečleneného chočského príkrovu nás vedie k tomu, že neakceptujeme názov štúrecký príkrov (v zmysle Bieleho — Bystrického — Fusána, 1978) pre čiastkový príkrov budovaný čiernovážskou sériou. Názov chočský príkrov používame v jeho pôvodnom rozsahu, teda nielen pre jeho časť budovanú bielovážskou sériou, ale pre celý kmeňový príkrov. Vzhľadom na úzke vzťahy chočského a strážovského príkrovu pokladáme za nadbytočný a nevhodný termin hronikum (Maheľ, 1979). Každý lokálny čiastkový príkrov kmeňového chočského treba pomenovať osobitným názvom, napr. bociansky, svarínsky atď. Pociťuje sa potreba termínu pre celú skupinu príkrovov mezozoika karpatského „oberostalpinu“. Navrhujeme termín *hornádske príkrovy*.

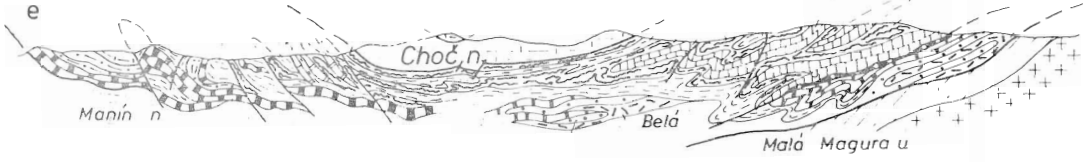
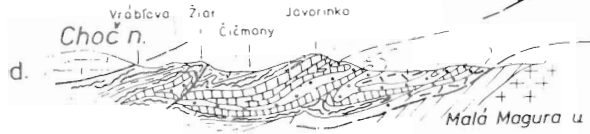
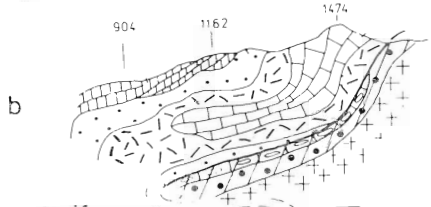
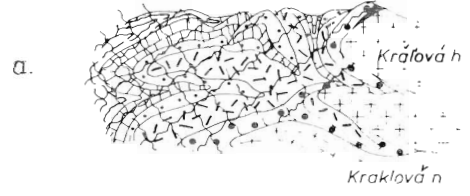
Výraznejšiu zložitosť stavby vykazuje

chočský príkrov v priestoroch budovaných bielovážskou jednotkou. Prítomnosť dobre vrásniteľných členov doskovitých a lavičovitých reiflinských vápencov a flyšového súvrstvia lunzských vrstiev vytvára materiálový podklad pre väčšie digitácie a ležaté vrásy niekoľkokilometrových rozmerov. Digitácie väčšieho rozsahu sú osobitne názorné na severných svahoch Nízkyh Tatier v oblasti Poludnice (Kettner, 1931, Biely in Gross — Biely, 1976) a v Prosečnianskych vrchoch (Koutek, 1935). Mimoriadne pekne odkryté ležaté vrásy sú v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1979, 1979a). Nábeh k digitáciám a zavínavanie ležatých vrás možno pozorovať v čiastkových jednotkách (malenická, šipkovská) budovaných bebravskou sériou v Strážovských vrchoch, a to vďaka lavičovitosti jej aniských vápencov (obr. 6).

Najstaršie členy chočského príkrovu („melafýrová séria“) v tylovej časti príkrovu vytvárajú vyše tisíc metrov mocný a štruktúrne viac-menej samostatný podstavec, miestami členený vo viaceré šupiny (Malé Karpaty) s účasťou iba tenších šošoviek mladších triasových karbonátov. Aj pri značnom podiele plastickejších bridličnatých súvrství (vo vrchnom karboné a v perme) nie sú v ňom výraznejšie vrásové štruktúry, digitácie. Mocné polohy zlepcov (hlavne v perme), kremenec a pieskovec (najmä v spodnom triase), a najmä miestami až 700 m mocné teleso melafýrov vytvárajú pevnú kostru, základ rozsiahlejších monoklinálnych šupín.

Východný okraj Nízkyh Tatier poskytuje jedinečný profil, ktorý ukazuje na postupnú nadväznosť chočského príkrovu na severogemerickú synklinálu, koreňovú zónu. Tu totiž inde najvyšší čiastkový príkrov chočského príkrovu budovaný bebravskou sériou zaostal v pozadí a vytvára najsevernejší štruktúrny element severogemerického synklinória. Práve

N  
Križna n - Veľký Bok S



- |    |  |    |  |    |  |    |  |    |  |
|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|
| 1  |  | 2  |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  |
| 6  |  | 7  |  | 8  |  | 9  |  | 10 |  |
| 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |  | 15 |  |



v tejto štruktúre, známej ako vernársky pruh, je najvýraznejšia genetická a štruktúrna zviazanosť chočského príkrovu so severogemerickou jednotkou (Maheľ, 1957, 1974).

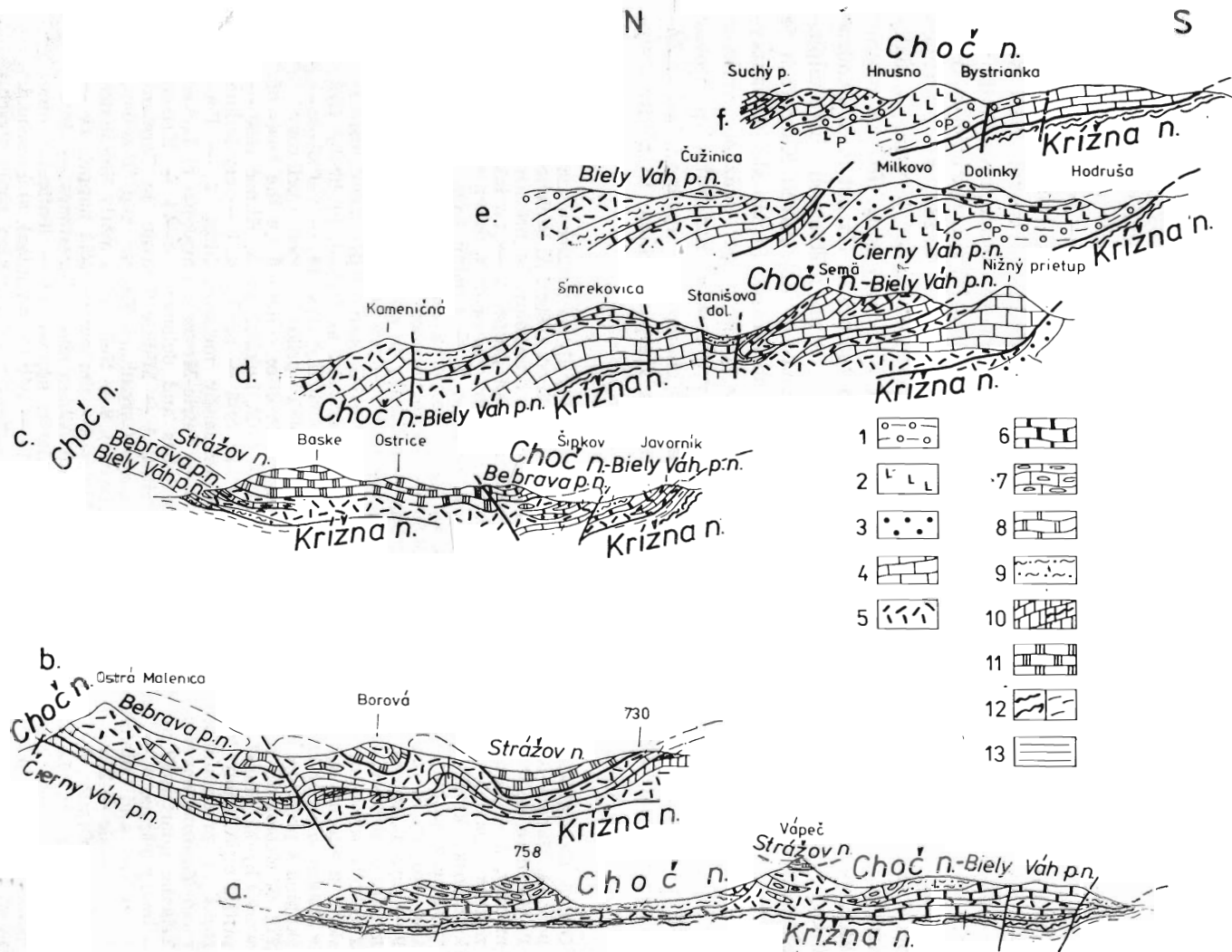
Faciálna pestrosť triasu vrátane bazálnych vývinov (bielovážska séria) naznačuje, že chočský príkrov (rovnako ako strážovský a severogemerická jednotka) bol vyvrásnený z nerovnomerne členenej embryonálnej geosynklinály, z jej mobilného šelfu, miestami s tenším typom kôry (obr. 8). Šírka chočského príkrovu po rozvinutí (vzdialenosť čela príkrovu od predpokladanej koreňovej zóny) je okolo 150 km.

Strážovský príkrov zrejme pochádza z južnej časti tej istej geotektonickej zóny (nerovnomerne členenej embryonálnej geosynklinály) ako chočský. Aj genetickú nadväznosť naznačuje časté laterálne zastupovanie sa strážovského a chočského

príkrovu (Maheľ, 1979a). Faciálne stratigrafickým obsahom je strážovskému príkrovu blízky muránsky príkrov v Muránskej plošine a besnícky príkrov v Strátenských vrchoch. Niektorí autori ich pokladajú za súčasť jedného príkrovu (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973), a to aj včítane silického príkrovu (Mello, 1979). O faciálne stratigrafických vzťahoch aspoň prvých troch sotva možno pochybovať. Predstavujú tektonické kryhy tohože príkrovu. Každý z uvedených štruktúrnych elementov je v inej vzdialenosti od koreňovej zóny. Rozsah násunu príkrovov sa pozdĺž Karpát mení (Andrusov, 1968), a pri príkrovoch oberostalpinskej skupiny v Západných Karpatoch je to osobitne výrazné. Strážovský-muránsky-besnícky príkrov je ukázkou veľkých zmien v rozsahu nasunutia príkrovov medzi východnou a západnou časťou Západných Karpát. Zrejme to súvisí s vy-

Obr. 5. Geologické profily z krížňanského príkrovu. Profily sú zostavené na základe prác M. Maheľa (1980, 1981d, e, f), E. Lukáčika (in Klinec, 1980c), A. Biého (1976b), R. Kettnera (1938a). 1 — kryštalínium a) prevažne granitoidy, b) prevažne metamorfity, 2 — permsko-mezozoický obal — struženicka grupa, 3 — tatické mezozoikum (obalová grupa): a) spodný trias, b) rauvaky vápencov a dolomitov, 4 — krížňanský kmeňový príkrov: spodný trias, kvarcity, 5 — stredný trias až karn, vápence a evapority, 6 — vrchný trias, karpatský keuper a rêt, 7 — jura zliechovskej skupiny (s radiolaritmi), 8 — neokóm — slienité vápence zliechovskej skupiny, 9 — jura až spodný alb, plytkovočná grupa — beliansky príkrov, 10 — jura — apt, manínsky príkrov, 11 — aptské rohovcové vápencové — prechodné štruktúry medzi zliechovským a manínským príkrovom, 12 — šupinovité pásmo  $T_2K_1$  medzi belianskym a zliechovským príkrovom, 13 — alb — cenoman: a) flyšoid, b) hrubý flyš v manínskom príkrove, c) cenoman až turón, aleuritický flyš, 14 — veľkobokská skupina s prejavmi dynamometamorfózy, 15 — chočský príkrov a vyššie príkrovy

Fig. 5. Geological profiles of the Krížna nappe. Profiles compiled on the basis of works by M. Maheľ 1980, 1981 — profiles d, e, f; E. Lukáčik in A. Klinec 1980 — profile c; A. Biely 1976 — profile b; R. Kettner 1938 — profile a. 1 — crystalline rocks a) predominantly granitoids, b) predominantly metamorphites, 2 — Permian-Mesozoic envelope — Struženik unit, 3 — Tatic-Mesozoic envelope: a) Lower Triassic quartzites, b) Rauhewackes of limestones and dolomites, 4–14 — Krížna primary nappe, 4 — Lower Triassic quartzites, 5 — Middle Triassic (to Carnian) limestones and dolomites, 6 — Upper Triassic: Carpathian Keuper and Rhaetian, 7 — Jurassic — Zliechov Group (with radiolarites), 8 — Neocomian marly limestones (Zliechov Group), 9 — Jurassic-to Lower Albian (— shallow — Belá nappe), 10 — Jurassic-Aptian Manín Group, 11 — Aptian and Albian cherty limestones — structures transitional between the Zliechov and Manín nappes, 12 — lenticular zone  $T_2 - K_1$  between the Belá and Zliechov nappes, 13 — Alb-Cenomanian), a) Flyschoid, b) Coarser flysch in the Manín nappe, c) Cenomanian to Turonian shaly flysch, 14 — Veľký Bok unit with manifestations of dynamic metamorphism, 15 — Choč and higher nappes



sunutím celého bloku gemerika (a tým aj domovskej oblasti týchto príkrovov) na S.

### Príkrovy veporika

Aj veporickému kryštaliniku sa doneďavna pripisoval v podstate autochtónny charakter, ale intenzívne alpínske prepracovanie s regionálnymi prejavmi alpínskej diaforézy (Zoubek, 1931, 1960). Považovalo sa za koreňovú zónu subatranských príkrovov (Kettner, 1937, Andrusov, 1943) s charakteristickým hlbinným šupinovitým tektonickým štýlom (Zoubek, 1931, 1960). Odlišnosť kryštalinika viedla k odlišeniu štyroch zón (ľubietovskej, kraklovskej, kráľovohoľskej a kohútskej), ktoré sú oddelené význačnými tektonickými líniami (čertovickou, pohorelskou a muránskou).

Výskumy v posledných desaťročiach ukázali, že kráľovohoľské aj kraklovské pásma sú v podstate príkrovmi (Klinec, 1966, 1979). Ľubietovské pásmo možno pokladať za silne tektonicky aktivizované predpolie týchto príkrovov a kohútske za ich koreňovú zónu.

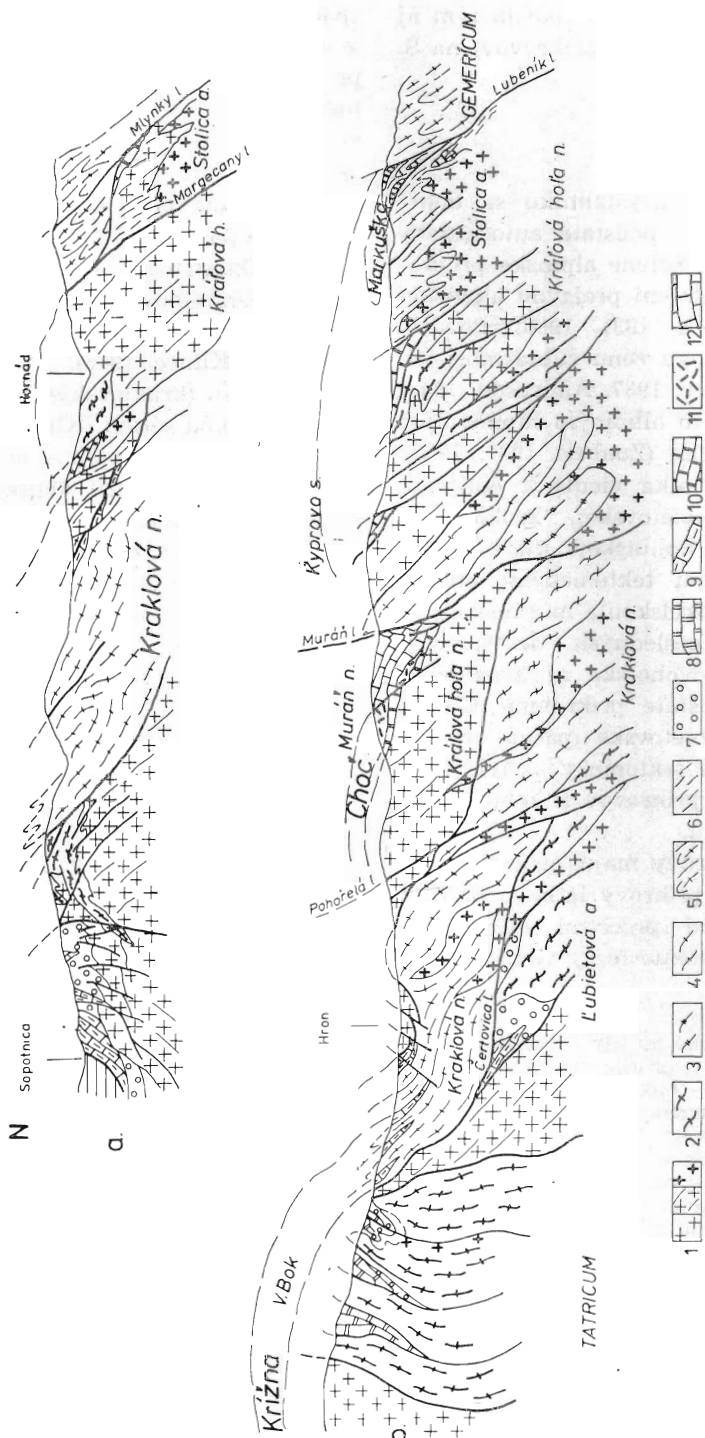
Veporické príkrovy majú niekoľko zaujímavostí. Sú to príkrovy látkovo prepracované hlbinnými procesmi (diaforéza, príp. alpínska metamorfóza). Geneticky sú

späté s intenzívnym hlbinným skrátением a výzdvihom hlbších častí k povrchu. Je pri nich výrazná obsahová kontrastnosť (odlišnosť typov kôry). Kraklovský príkrov predstavuje typ „ťažkej“ kôry s bázikami a kráľovohoľský typ „ľahkej“ kôry s granitoidmi. Koreňová časť veporika (kohútske pásmo) južne od muránskej línie je charakteristická prítomnosťou alpínskych granitoidov a prejavmi termálnej metamorfózy (Zoubek in Máška — Zoubek, 1961, Klinec, 1966).

Severnejší (kraklovský) príkrov, budovaný hronskou sériou (Klinec, 1966; fylity, fylonity a svory s hojnosťou amfibolitov) vytvára v čelnej časti digitácie (digitácie Zubra — Zoubek, 1960) ležaté vrásky so zavrásneným mezozoikom — koreňmi krížňanského príkrovu. Jeho osobitosťou je nadväznosť na pripovrchový krížňanský príkrov, budovaný mezozoikom slabšie postihnutým metamorfózou (séria Veľkého boka) a nahrnutým pred čelom bazálneho (soklového) príkrovu. Nápadná je korešpondencia štruktúr kraklovskeho príkrovu a podložného Ľubietovského kryštalinika so severovergentnými vrásami v jeho vrchných polohách (Malý a Veľký Gápeľ — Zoubek, 1960, Klinec, 1979). Sklon bridličnatosti kraklovskeho príkrovu sa zostrmuje na J, rastie stupeň termálnej metamor-

Obr. 6. Geologické profily z chočského príkrovu. Použité materiály: a) v profile a, b, c (Maheľ 1979); v profile d, e, f A. Biely (1964, 1967). 1—10 — chočský príkrov: 1 — perm, 2 — melafýry, 3 — spodný trias, kvarcity, 4 — anis — guttensteinský vápenec, 5 — stredný — vrchný trias, dolomity, 6 — vrchný anis — ladin, reiflinské rohovcové vápence, 7 — vrchný karn — oponické vápence, 8 — karn — lunszké vrstvy, 9 — ladin — karn, triasové vápence bebravského čiastkového príkrovu, 10 — mladšie členy: a) réť a doger, b) malm — neokóm, 11 — stredný trias až karn — vápence strážovského príkrovu, 12 — krížňanský príkrov: neokóm a stredná krieda, 13 — centrálnokarpatský paleogen

Fig. 6. Profiles of the Choč nappe. Materials used: a) in profiles a, b, c: M. Maheľ 1979, b) in profiles d, e, f: A. Biely 1964, 1967. 1—10 — Choč nappe. 1 — Permian, 2 — Melaphyres, 3 — Quartzites-Lower Triassic, 4 — Anisian-Guttenstein limestone, 5 — Middle-Upper Triassic — dolomites, 6 — Upper Anisian-Ladinian Reifling (cherty) limestone, 7 — Upper Carnian-Opponitz limestone, 8 — Carnian-Lunz beds, 9 — Ladinian-Carnian algal limestone of the Bebrava partial unit, 10 — youngest members; a) Rhaetic-Dogger, b) Malmian-Neocomian, 11 — Middle Triassic-Carnian limestone of the Strážov nappe, 12 — Krížna nappe: Neocomian-Middle Cretaceous, 13 — Central Carpathian Paleogene



fózy (granáty) a objavujú sa prieniky apofýz alpských granitoidov. Príkrov sa zakoreňuje v susedstve muránskej línie, na ktorej sú vyzdvihnuté jeho spodné členy (muránske žuloruly).

Šírka presunutej časti krakovského príkrovu s menším sklonom  $s_2$  plôch je cca 10 km. Šírka jeho koreňovej zóny je okolo 15 km.

Aj južnejší a vyšší kráľovohoľský príkrov (Klinec, 1971), budovaný komplexom granitoidov a migmatitov, rúl a svorov, môže slúžiť ako vzor soklového príkrovu s prechodom pripovrchovej časti do koreňovej. Jeho plocho ležiaca časť vykazuje subhorizontálne zbridlíčnenie a zošupinovatenie, znaky pripovrchového násunu čelnej časti (Kráľova hoľa) so zošupinovatenými digitáciami. Sklon príkrovu na J sa zozstrmuje. V najjužnejšej koreňovej časti príkrovu pribúda mocných paleozoických členov väčšej mocnosti (séria fylitov komplexu Hladomornej doliny, devón — karbón), ktoré sa v jeho plocho ležiacej časti zachovali (obdobne ako obalové mezozoikum) iba v nesených útržkoch. Aj

vyššia metamorfóza, hlavne termálna (s granátom), hojně prieniky alpských granitov a tektonický štýl strmých šupín poukazujú na koreňovú zónu.

Obalové mezozoikum v čelných častiach kráľovohoľského príkrovu (helpiansky vývin s keuprom) má znaky prechodu od krížňanského typu k struženickemu, charakteristickému pre hlavnú časť kráľovohoľského príkrovu. Metamorfóza aj rozloženie mezozoika kráľovohoľského príkrovu v šupinách pod masou muránskeho príkrovu aj uprostred kráľovohoľského kryštalinika naznačuje, že sa mezozoikum metamorfovalo počas stlačenia v hlbšie zaklesnutých štruktúrach. Pri južnom okraji veporika severne od lubenickej línie vystupujú mocnejšie komplexy staršieho paleozoika, karbónu, permu a spodných členov obalového mezozoika (struženická skupina). Považujeme ich za súčasť kráľovohoľskej jednotky preniknutej apofýzami sčasti neohercýnskych, ale hlavne paleoalpínskych granitoidov. Tento metamorfný plášť vytvára pri východnom okraji ležatú vrásu regionálneho rozsahu

Obr. 7. Geologické profily veporika. Povrchové časti profilov spracované s použitím materiálov: a) profily Čiernej hory — upravený profil S. Jacka (1980), b) na profil Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria ako podklad sčasti slúžili geologické profily A. Klineca (1980), hlavne jeho geologická mapa (Klinec, 1967). 1 — kryštalické jadro, prevažne predalpínske granitoidy; a) tatické, b) veporické. 2 — prevažne migmatitové komplexy, 3 — muránske žuloruly, 4 — epimetamorfity až mezometamorfity s amfibolitmi, 5 — epimetamorfity gemerika, 6 — fylity až svory južného okraja veporika (kráľovohoľského príkrovu — séria Hladomornej doliny), 7 — mocnejšie komplexy permu, 8 — obalové mezozoikum tatrika, 9 — mezozoikum koreňovej časti krížňanského príkrovu, 10 — obalové mezozoikum a mladšie paleozoikum kráľovohoľského príkrovu — struženická skupina, 11 — chočský príkrov, 12 — mezozoikum muránskeho príkrovu (severogemerického).

Fig. 7. Geological profiles of the Veporicum. Surficial parts of the profiles are based on: a) Profile of the Čierna hora — adjusted profile by S. Jacko 1980, b) profile of the Low Tatra and Slovenské rudohorie Mts.; partly based on the geological profiles by A. Klinec 1980 and mainly on his geological map (A. Klinec 1967). 1 — crystalline core, prevaillingly pre-Alpine granitoids, a) Tatric, b) Veporic, c) Alpine (partly Neohercynian), 2 — prevaillingly migmatites, 3 — Murán gneissous, granites, 4 — epi-to mesometamorphites with amphibolites, 5 — epimetamorphites of the Gemericum, 6 — phyllites to mica schists of the southern margin of the Veporicum (of the Kráľová hoľa nappe — Hladomorňá dolina Group), 7 — thicker Permian complexes, 8 — envelope Mesozoic of the Tatric, 9 — Mesozoic of the root part of the Krížna nappe, 10 — Envelope Mesozoic and Late Paleozoic of the Kráľová hoľa nappe — Struženík Group, 11 — Choč nappe, 12 — Mesozoic of the Murán (North Gemeric) nappe

(vrása Markušky, Zoubek — Snopko, 1954) prechádzajúca miestami do príkrovu vynúteného násunom gemerika.

V podstate rovnaký tektonický štýl, ktorý možno nazvať soklovým príkrovom jazykového typu, je aj v Čiernej hore a je znázornený v profile S. Jacka (1971, 1979). Komplex diaforitových pararúl predstavuje krakovský príkrov, presunutý cez megaantiklinálne pásmo primorogénnych migmatitov a pararúl (Ľubietovské pásmo), a granitizovaný komplex Bujanovej je vlastne kráľovoohľský príkrovom. Pravda, koreňová zóna je v oboch príkrovoch menej výrazná a sčasti ažda prekrytá násunom gemerika.

Krakovský a kráľovoohľský príkrov majú zrejme väčší rozsah. Od tatrických elementov sa navyše odlišujú aj zotretím štruktúrneho plánu a herečýnskych štruktúrnych elementov (Siegl, 1978), dokonale alpínskou štruktúrnou prepracovanosťou, rozsiahlou alpínskou granitizáciou v južných koreňových zónach.

### Jednotky gemerika

Dvojdielne je aj gemerikum. Je z dvoch zón odlišných obsahom paleozoika aj mezozoika, ako aj štruktúrnym charakterom (Maheľ, 1953, 1967, 1974, Rozložník, 1978, Grecula, 1973, 1974, Grecula — Varga, 1979).

a) Južná zóna (Volovca), budovaná flyšovo-porfyroidnými komplexmi staršieho paleozoika, má charakter prevrátenej megaantiklinály oddelenej prešmykmi od severogemerického synklinória (v zmysle Maheľa, 1953). Plochy  $s_2$  v paleozoických komplexoch s úklonom prevažne na J (45—60°), v južnej časti s výrazným vejárovým usporiadaním (Snopko, 1967, Rozložník, 1963, 1965), sú vonkajším prejavom štruktúrnej zložitosti tejto prevrátenej megaantiklinály Volovca komplikovanej viacerými prešmykmi (Grecula, 1973).

Osobitne významnú úlohu pri zachovaní jej štruktúrnej jednotnosti má granitoidný masív ((hercýnsko-alpínsky) ako výstuž, resp. štruktúrne jadro (obr. 1, 8).

Severné prevrátené krídlo megaantiklinály Volovca tvoria mladšie členy rakoveckej (fylitovo-diabázovej) skupiny, karbón a perm, ojedinele aj mezozoikum (Snopko — Ivanička, 1981), ktoré vyplňa synklinály, a to v západnej časti dobšinskú, východnejšie závadskú. Zo S ich utína sústava strmých severovergentných prešmykov (ktorú označujeme ako mlynskú zónu pomenovanú podľa obce Mlynky) s lokálnymi antiklinálami aj šupinami. Aj prítomnosť význačných rudných ložísk (Dobšina, Mlynky, Novoveská Huta, Rudňany) svedčí o tom, že prešmyková zóna je významným rozhraním. Hodno si povšimnúť aj priestorovú väzbu výrazných anomalí na túto prešmykovú zónu, resp. na jej sústavu telies, ako sú telesá dioritov pri Rudňanoch, a včlenenie mocných predkarbónskych diabázov do karbónu, pri Mlynkoch, Hnilčíku a Rudňanoch.

b) Mlynská zóna prešmykov nadväzuje na severogemerickú jednotku budovanú karbónom, permom, a hlavne mezozoikom (vrchnooborostalpínskeho typu). V Stratenských vrchoch vytvára mezozoikum spolu s permom systém širších synklinál oddelených úzkymi, sčasti zošupinovateľnými antiklinálami. Zaujímavé sú odlišnosti stredotriasových a vrchnotriasových členov v štruktúrach a zoskupenie štruktúr do vejára, čo naznačuje vznik nahrnutím, nakopením do pripovrchového synklinória (Maheľ, 1957, obr. 8). Prítom je v západnej časti vrchov výrazný príkrovový charakter gemerika. Príkrov však smerom na J, ale aj na V nadväzuje na prešmykovú zónu, resp. hlbinnú synklinálu, či na svoju koreňovú zónu.

Tento príkrov (besnícky) smerom na Z pokračuje do Muránskej plošiny, vzdaľuje sa od koreňovej zóny a na jeho stavbe sa

zúčastňuje už len mezozoikum (muránsky príkrov).

Vo východnom úseku gemerika, východne od Krompách, je zjavná nadväznosť mlynskej prešmykovej zóny na hlbinnú synklinálu — severogemerickú (Maheľ, 1953). Severogemerické mezozoikum je tak ukázkou prechodu od koreňovej zóny k zadnej časti príkrovu, ale aj postupného vzdľaňovania sa príkrovu od koreňovej zóny. Navyše je príkladom dvoch typov synklinál, hlbinej v koreňovej zóne a pripovrchovej v zadnej časti príkrovu. V Stratenských vrchoch je zjavná nadväznosť besnickeho príkrovu na vernársky pruh (bebravskú jednotku), vrchnú čiastkovú jednotku kmeňového chočského príkrovu. A to znamená, že zóna medzi južným okrajom veporika a megaantiklinálou Volovca (severogemerická) je domovskou oblasťou nielen besnickeho príkrovu (príbuzného strážovského príkrovu), ale aj chočského príkrovu. Svedčia o tom viaceré v tejto zóne nakopené vývinu permu a vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Dokonca aj karbón vykazuje až päť „vývinov“, ktoré sú zrejme zvyškami po osobitných štruktúrno-faciálnych zónach, a to došbinský, bindtiansko-rudniansky, hámorské vrstvy, typ s hojnými diabázovými horninami, karbón v sprievode vernárskej série.

Aj pri štruktúrnej osobitosti severogemerickéj zóny poukazuje prítomnosť paleozoických a mezozoických sérií (charakteristickým pre ňu je úzka štruktúrna previazanosť hlbinných a pripovrchových štruktúr — synklinál) na spolupatričnosť severogemerickéj jednotky s geantiklinálou Volovca. Prítom severogemerickú jednotku v nijakom prípade nestotožňujeme s rakoveckým príkrovom sensu P. Grecula — I. Varga (1979). Pokladáme ju za časť gemerika sformovanú za paleoalpínskeho vrásnenia stlačením rozsiahleho sedimentačného priestoru v podstate až po okraj

rozsiahleho telesa gemerických granitoidov.

Potvrdenie ponoru štruktúrnych elementov veporika na V vo východnej časti veporika a značného rozsahu vrásky Markušky (Plašienka, 1981) nemožno obhádzaf, lebo na prvý pohľad patrí medzi fakty svedčiace v prospech presunu voloveckej megaantiklinály cez veporikum, ale za najdôležitejšie pokladáme štruktúrne fenomény protirečiace takému náhľadu.

Sú to:

— priečne orientovaná nižnoslanská depresia a s jej osou súbežné vrásové štruktúry,

— pre podstatnú časť voloveckej antiklinály charakteristická strižná kliváž  $s_2$  s pomerne strmým sklonom na J (JZ),

— viacštádiovosť granitizácie od mladohercýnskej cez ranoalpínsku (jurskú) až vrchnokriedovú (Kováč — Svingor — Grecula, 1979, Kantor — Rybár, 1980).

Nadväznosť systému zlomov paralelných so štítnickým na zlomový transkarpatský systém a rozsah a forma vrásky Markušky pripomínajú sigmoidu.

### Bükkidy

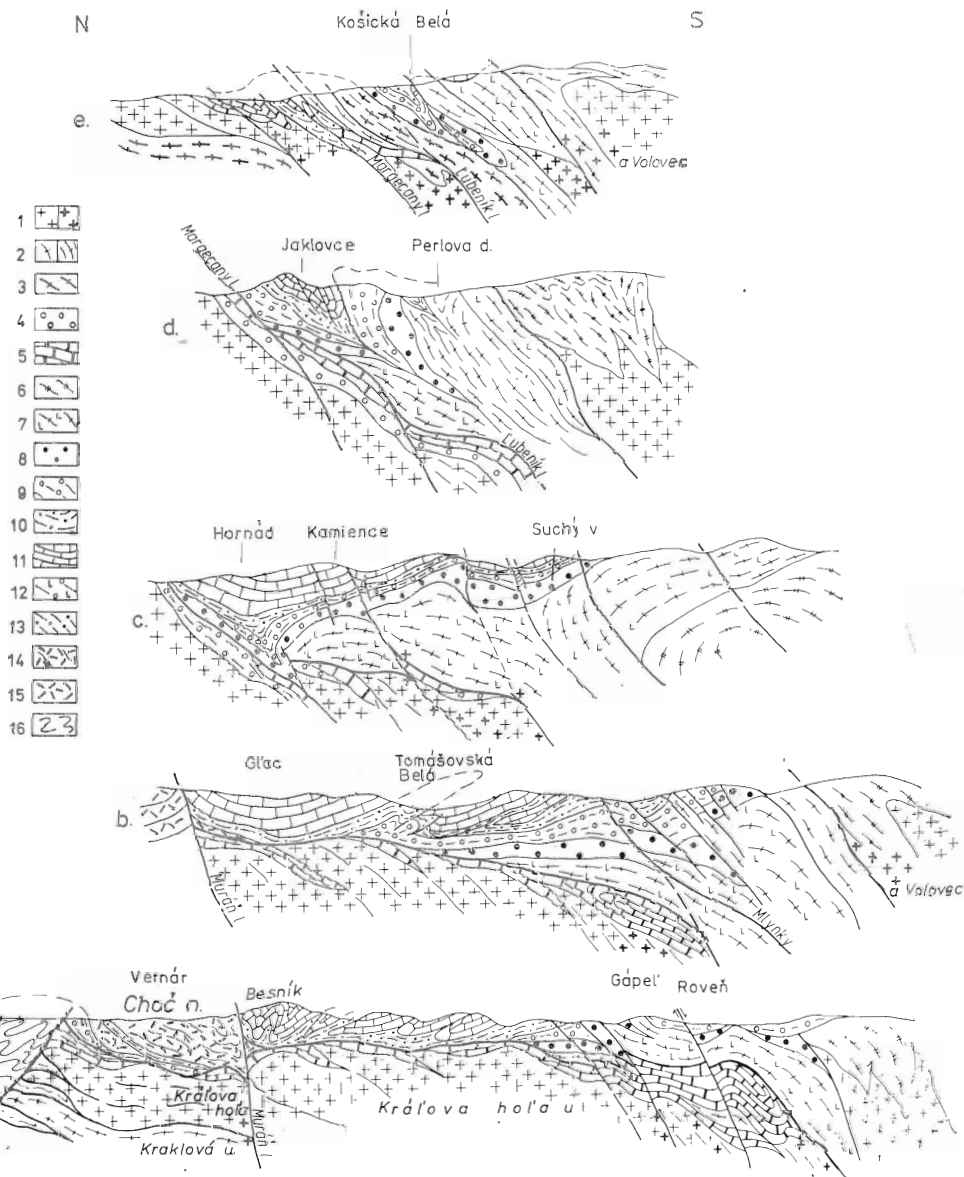
Pod termínom bükkidy rozumieme najvnútornejšiu časť Karpát, jednotku najvyššieho radu, rovnocennú centrálnym Karpátom. Charakteristické pre ňu sú slabšie prejavy hercýnskeho vrásnenia, nedostatok (resp. nepatrný podiel) hercýnskych granitoidov, prevažne morský vývin karbónu a zväčša aj permu, značný podiel vulkanitov, hlavne bázik a ultrabázik v triase, osobitný geosynklinálny typ triasu a významná úloha kimerského vrásnenia pri formovaní štruktúr. Triasová geosynklinála je typom začínajúcej sa geosynklinály, pre ktorú je charakteristická paleotektonická členitosť a paleogeografická premenlivosť. Typickým príkladom je meliatska séria, v ktorej má prakticky každý profil odlišný sled členov (Mock,

1978). Typ kôry je teda členitý, nerovnomernej hrúbky, s oblasťami oceanickej kôry, paraoceanickej aj tenšej sialickej.

Bükkidy sa členia na viac pásiem, ktoré reprezentujú zväčša polyštruktúrne jednotky (členené na jednotky nižšieho radu). Na našom území medzi také patri

meliatska jednotka. Zaraďujeme sem aj silický príkrov. Na naše územie sčasti zasahuje aj rudabánska jednotka. Celý rad jednotiek je v pásme Upony, Szendrő a v Bükku.

Vzťah bükkíd ku gemeriku je zahmlený neujasnenosťou postavenia silického prí-





krovu. Podľa jedného variantu je silický príkrov cudzorodým elementom v rámci bükkíd obsahom, stavbou aj nedostatkom metamorfózy. Týmito znakmi signalizuje príslušnosť ku gemeriku ako príkrov presunutý na J na jednotky bükkíd (Kozur — Mock, 1973, Kovács, 1980), neskoršie miestami tektonicky včlenený do štruktúrneho plánu bükkíd (Mello — Reichwalder, 1979). Presun silického príkrovu na J je logické spájať s gemerickým vejárom, s jeho južnou vetvou (Andrusov, 1975). Lenže silický príkrov prekrýva meliatsku jednotku na vzdialenosť 30—40 km. Z toho vyplýva značné skrátenie kôry približne v zóne rožňavskej línie (Grecula, 1973, Grecula — Roth, 1978). Tak by táto línia predstavovala analogón periadriatickej línie, lenže v takom poňatí juhovergentný silický príkrov prekrýva severogemerické štruktúry meliat-

skej jednotky — časť severnej vetvy rovnako staropaleoalpínskeho (azda o niečo staršieho?) vejára bükkíd. Znamenalo by to vzájomné prekrývanie sa dvoch vejárov, teda v rámci alpíd osobitný prípad.

Podľa druhého variantu je silický príkrov genetickou súčasťou bükkíd vyvrásnenou z prahovej zóny vnútri členitej embryonálnej geosynklinály (Maheľ, 1978). Vrásnením sa z tejto tafrogeosynklinály vytvoril rad jednotiek odlišných obsahom, typom metamorfózy aj tektonickým štýlom. V prospech takého výkladu hovorí úzka (nielen štruktúrna, ale aj obsahová) nadväznosť silického príkrovu a meliatskej skupiny jednotiek, prítomnosť jednotiek zmiešaného obsahu, nedostatok výrazných juhovergentných vrás a digitácií. Osobitne poukazujeme na rozloženie mladších jurských členov nie v južnej, ale v severnej časti silického príkrovu. A tie

Obr. 8. Geologické profily severnej časti gemerika. Zostavené s použitím materiálov pre povrchové časti profilov a) L. Rozložník — J. Slavkovský (1979), b) J. Hudáček (in M. Maheľ, 1964), c) A. Biely (1967), d) Ľ a e) M. Maheľ (1958, 1974, 1979) a Š. Bajaník (1975), e) L. Rozložník (1968). Hlbšie časti profilov v novej interpretácii autora, 1—5 — veporikum: 1 — granitoidy: a) hercýnske, b) alpínske, 2 — metamorfity veporika, a) prevažne svory, b) svory a fylity, 3—4 — obalové členy veporika: 3 — prevažne karbón, 4 — prevažne perm, 5 — metamorfované mezozoikum, sčasti aj mladšie paleozoikum — struženická skupina, 6—11 — gemerikum: 6 — gelnická skupina — porfyroidy, fylity, 7 — rakovecká skupina — prevažne fylity a diabázy, 8 — karbón, 9 — perm, 10 — mocnejšie komplexy spodného triasu, 11 — vápenovo-dolomitické komplexy  $T_2$ — $T_3$ , 12—15 — chočský príkrov: 12 — melafyrová séria — karbón a perm, 13 — spodný trias, 14 — vápence a dolomity, stredný a vrchný trias bebravskej čiastkovej jednotky, 15 — stredný a vrchný trias — vápence a dolomity čiernovážskej čiastkovej jednotky, 16 — trias až spodná krieda, tylová časť križňanského príkrovu — skupina Veľkého boka

Fig. 8. Geological profiles through the northern part of the Gemericum. Compiled with using of materials for the surficial parts in the profiles a) L. Rozložník — J. Slavkovský (1979), b) J. Hudáček (in M. Maheľ 1964), c) A. Biely (1967), d) and e) M. Maheľ (1958, 1974, 1979) and Š. Bajaník (1975), e) e. L. Rozložník (1968). The deeper parts of the profiles in a newer interpretation by the author. 1—5 — Veporicum: 1 — granitoids a) Hercynian, b) Alpine, 2 — metamorphites of the Veporicum: a) prevalingly mica-schists, b) mica-schists and phyllites, 3 — slices of Pre Mesozoic members, 4 — predominantly Permian, 5 — metamorphosed Mesozoic, partly also Late Paleozoic-Struženík group, 6—11 — Gemericum: 6 — Gelnica group, porphyroids, phyllites, 7 — Rakovec group, predominantly phyllites and diabases, 8 — Carboniferous, 9 — Permian, 10 — thicker Lower Triassic complexes, 11 — limestone — dolomite complexes  $T_2$ — $T_3$ , 12—15 — Choč nappe: 12 — Melaphyre group — Carboniferous-Permian, 13 — Lower Triassic, 14 — limestone-dolomites, Middle to Upper Triassic of the Bebrava partial unit, 15 — Middle to Upper Triassic — limestones and dolomites of the Čierny Váh partial unit, 16 — Triassic-Lower Cretaceous, rear part of the Križna nappe — Veľký Bok group

sú v ostatných príkrovoch ukazovateľmi čelnej časti príkrovu. Podľa rozloženia mladších členov je silický príkrov severo-  
vergentný.

Bükkidy kompletizujú geosynklinálny systém Západných Karpát o najvnútornejšiu zónu, aká chýba aj v takom klasickom území, akými sú Východné Alpy.

Bükkidy majú prevažne triasové komplexy a štruktúrne ich sformovalo včasné alpínske (koncom jury) a paleoalpínske vrásnenie. Majú teda rovnaké postavenie v rámci Karpát ako najvnútornejšie jednotky, hlavne vardarská, v rámci dinaríd a heleníd.

### Kategorizácia príkrovov

Predložená analýza nám umožňuje zaujať stanovisko k niektorým základným otázkam kategorizácie a genézy príkrovov. V našej literatúre sa často na jednu úroveň kladú tektonické elementy odlišných kategórií. Vychodí to aj z toho, že niekedy majú rovnaký štruktúrny charakter, napr. príkrovový. Najbežnejším sú tri kategórie tektonických jednotiek:

a) tektonické, lepšie geotektonické pásma či jednotky vyššieho radu,

b) kmeňové príkrovy,

c) čiastkové príkrovy.

a) Geotektonické pásma vykazujú osobitosti obsahu, vývoja, deformácie a štruktúrneho plánu, a teda aj svojský typ príkrovov a iných tektonických jednotiek. Ale štruktúrne elementy teže tektonickej zóny sú geneticky späté, spravidla na seba nadväzujú a vytvárajú jednotný prirodzený celok s istými preň charakteristickými osobitosťami.

Takými genetickými zónami v Západných Karpatoch sú: gemerikum, veporikum, tatrikum, bradlové pásmo (váhikum s. l.), beskydikum, subsilesikum. Každá geotektonická zóna má aj svojský typ prí-

krovov s istými štruktúrnymi osobitosťami:

— Bükkidy sú zónou vyššieho radu na úrovni centrálnych a vonkajších Karpát a buduje ich rad geotektonických pásiem. Na naše územie zasahuje Slovenský kras, jednotky meliatskej skupiny a silický príkrov. Túto geotektonickú zónu voláme slanikum (podľa rieky Slaná).

— Gemerikum — prevrátená a viackrát rejuvenizovanými granitoidmi vystužená megaantiklinála Volovca (sprevádzaná zo S na veporikum nasunutým severogemerickým synklinóriom) so štruktúrnymi elementmi (šupiny, synklinály) nahrnutými do vejára. Tie predstavujú tylovú časť rozsiahlych pripovrchových príkrovov — chočského, strážovského a muránskeho.

— Veporikum — soklové hlbinné príkrovy jazykového tvaru, kráľovoohľský a krakovský, zakorenené (v bývalej kohútskej zóne), so zachovanými koreňovými časťami povrchového krížňanského príkrovu. Severnú časť veporika predstavuje Ťubietovské antiklinórium.

— Tatrikum — soklové príkrovy lokálneho rozsahu — skôr šupiny, hlavne v severnej časti, ktorá je v alochtónnej pozícii nad váhikom.

— Bradlové pásmo — tektonická melanž dvoch paleotektonicky odlišných jednotiek: czorsztynskej a kysuckej a reprezentanta váhika — klapského príkrovu. Na vnútorný okraj zasahujú čelné časti krížňanského príkrovu (hlavne manínsky príkrov).

— Flyšové pásmo — súbor bezkoreňových príkrovov zväčša presunutých cez predpolie a odlišných obsahom aj tektonickým štýlom v závislosti od pozície a domovskej oblasti. Nápadne odlišný je najvnútornejší, magurský príkrov, štruktúrne odrážajúci vplyv podložia. Odlišný je najmä podsliezsky príkrov, užšie geneticky aj štruktúrne zviazaný s čelnou predhlbňou.

b) Kmeňové jednotky — najčastejšie príkrovy sú tektonickými jednotkami celokarpatského významu s výraznými obsahovými aj štruktúrnymi znakmi. Počítame medzi ne hlavne klasické západokarpatské príkrovy vyčlenené už v prvom období nástupu príkrovovej teórie, a to vďaka ich charakteristickým znakom. Patrí sem chočský, križňanský, magurský, sliezsky a podsliezsky príkrov, ale aj štruktúrne elementy, czorsztyňský, kysucký (pieninský), sokľové príkrovy krakovský a kráľovohoľský príkrov, ale aj Ľubietovské megaantiklinórium (?), megaantiklinála Volovca, severogemerické synklinórium a fatranský aj tatranský súbor jednotiek tatrika a pod.

Každý z týchto príkrovov či zón má obsahové znaky paleogeografického elementu alpínskej geosynklinály a v štruktúrnem charaktere znaky paleotektonickej pozície.

Uvedieme niekoľko príkladov:

Chočský príkrov vykazuje mocný trias austroalpínskeho typu (severných častí), je typom strižného príkrovu.

Križňanský príkrov má popri karpatskom type triasu výrazné jurské až strednokriedové členy viacerých navzájom odlišných typov. Pritom je v podstatnej časti vrásovým príkrovom.

Magurský príkrov buduje predovšetkým mocný paleocénno-eocénny, sčasti vrchnokriedový flyš. Staršie členy sú prekryté. Svojím štýlom vykazuje vzťah k štruktúrnym elementom podložia, a to aj veľakom na vnútornej strane.

Sliezsky príkrov má zase odkrytú kompletnú flyšovú sekvenciu (titón — oligocén) a v čele mohutného zadného čiastkového godulského príkrovu má rozložené šupiny svojho čiastkového těšinskeho príkrovu s prevahou starších členov.

Podsliezsky príkrov má prevažne flyšoidný obsah a zvyšky po vrásovom príkrove viacerými presunmi rozbitom na

šupiny, vankúše so zachovaným prevráteným sledom.

Aj v tatriku, s radom lokálnych príkrovov a štruktúrnych elementov, možno hlavne na základe dvoch paleotektonických typov jursko-spodnokriedových sekvencií hovoriť o dvoch kmeňových jednotkách či skupinách: severnejšej, fatranskej, a južnejšej, tatranskej. Z ich pozície, ale aj odlišnej vrásnateľnosti — príslušnosti k inej tektonogrupe — vyplývajú aj rozdiely v druhotnom tektonickom štýle. Pri fatranskej skupine badať užšiu primknutosť mezozoika ku kryštálickému podkladu, bez väčších tektonických komplikácií, pri tatranskom nábeh k tvorbe samostatných šupín, vrásových šupín a príkrovov vynútených násunom križňanského príkrovu.

V tektonickej melanži bradlového pásma sa czorsztyňské a kysucké bradlá odlišujú nielen paleotektonickým typom celých jurských a kriedových sekvencií, ale aj stupňom rozbitia na bradlá, rozsahom voľného diapirického pohybu bradiel uprostred „obalu“ a vnútorným prevrásnením. Naznačujú príslušnosť k dvom paleotektonickým elementom a do dvoch štruktúrne odlišných skupín.

Každý kmeňový príkrov sa člení na čiastkové príkrovy, je súborom štruktúrnych elementov nižšieho radu.

c) Čiastkové príkrovy sú charakteristické osobitosťami vývinu niektorej časti kmeňového príkrovu a niektorých sekvencií s istou štruktúrnou samostatnosťou.

Najčastejšie sú tzv. faciálne čiastkové príkrovy (v zmysle Tollmanna, 1975) s paleotektonicky odlišnou skupinou členov. Názorným príkladom je križňanský príkrov, s jednotným triasom kmeňovou časťou príkrovu, ale s odlišnou sekvenciou jury a spodnej kriedy v rade lokálnych príkrovov. Ide o skupinu vytvorenú na svahu zliechovského trogu, v ktorom vznikla podstatná časť príkrovu. Tieto

okrajové príkrovy spravidla tvoria spodné odnože kmeňového príkrovu. Takým je výsocký, beckovský, beliansky, ale aj manínsky, ďurčinský, ako aj príkrov Havrana (Maheľ, 1967, 1978).

Geneticky odlišné čiastkové príkrovy sú príkrovmi druhého radu, na aké sa člení sliezsky, ale najmä magurský príkrov. Predstavujú pôvodne laterálne rozložené časti jednotného príkrovu a odlišujú sa podielom na stavbe členov vytvárajúcich kosť, štruktúrne jadro (Roth, 1980). V magurskom príkrove sú to pieskovcové polohy hlavne eocénu, typické pre vnútornejšie jednotky, bielokarpatskú a krynickú. Vonkajšie čiastkové elementy magurského príkrovu (bielokarpatský, a hlavne račiansky) nemajú túto výstuž takú mocnú. Pri stlačení sa ulomili a štruktúrne osamostatnili (Książkiewicz, 1972).

Pri rozčlenení sliezskeho príkrovu na južnejší (mohutný godulský) a severnejší (těšínsky) príkrov zohrala významnú úlohu mocnosť a vrásniteľnosť, resp. kompetentnosť vrchnej kriedy s mocnými godulskými pieskovecami pri prvom a významný podiel dobre vrásniteľných spodných členov prevažne typu predflyšu pri druhom.

Podsliezsky príkrov je príkladom členenia na čiastkové príkrovy po dĺžke v jednotlivých úsekoch rozsahu. Južný úsek zastupuje žďánický príkrov s mohutnými paleogénnymi, prevažne flyšoidnými komplexmi žďánicko-hustopečských vrstiev s mocnými pieskovecami. Čiastkový frýdecký príkrov (či podsliezsky s. s.) v severnom úseku charakterizujú predovšetkým vrchnokriedové frýdecké vrstvy s prevahou ťovca a slieňovca.

Ďalším typom sú čiastkové príkrovy vzniknuté roztrhnutím spájacieho krídla a štruktúrnym osamostatnením sa dvoch digitácií kmeňového príkrovu. Príkladom je čiastkový príkrov Suchého vrchu a Krokvy v Tatrách (na poľskom území, Gužík —

Kotaňski, 1963). Majú tenže faciálny charakter členov, typický pre krížňanský príkrov zliechovského typu. Odlišujú sa iba väčším rozdielom medzi mladšími a menšími staršími členmi, ako to pri digitáciách býva. Spodnú jednotku Suchého vrchu budujú prevažne triasové členy; mladšie vystupujú len sporadicky (hlavne spodný lias). Naopak vyšší čiastkový príkrov budujú najmä mladšie členy. Obidva čiastkové príkrovy sú vlastne prestrihnutými časťami jednotného digitovaného príkrovu.

Medzi také možno v rámci chočského príkrovu rátať čiastkový bociansky príkrov, budovaný hlavne v spodnejšej etáži sériou karbónu až spodného triasu (tzv. melafýrovou), a maluzinský príkrov, s vrchnejšou etážou budovanou hlavne vápencovo-dolomitickými komplexmi stredného a vrchného triasu (Biely, 1963).

Formovanie etážových čiastkových príkrovov bolo geneticky späté s vytváraním dvoch samostatných štruktúrnych jadier, ktoré boli hlavným prenášačom tlaku (Roth, 1980).

Vo vrchnej časti krížňanského príkrovu sú miestami na najmladších členoch šupiny — zvyšky po redukovaných čiastkových jednotkách vyvlečených nadložným chočským príkrovom. Pekným príkladom v Tríbeči je radobická redukovaná jednotka so šupinami stredného triasu až albu v nadloží slabo deformovanej dosky krížňanského príkrovu (Biely, 1976). Aj na severných svahoch Nízkych Tatier (Kettner 1931, Biely, 1976) je známy systém šupin triasových jurských členov čiastkovej jednotky Krakovej hole.

Pri formovaní typu príkrovov mala osobitnú úlohu aj priestorová pozícia v geosynklinále. Názorným príkladom sú vrásové príkrovy vyvrásnené z okrajových častí geosynklinály (podsliezsky príkrov), príp. z úzkych hlbokých oceanických trogov lemovaných intrageosynklinálnym

prahom (krížňanský príkrov). Pre zadné časti geotektonických zón a sutúr sú charakteristické vejárovité štruktúry — jazvové príkrovy (vnútorné čiastkové jednotky — bielokarpatská a krynická jednotka magurského príkrovu).

Materiálový obsah sa odráža v druhotnom tektonickom štýle príkrovov. Náznorným príkladom sú príkrovy strednej skupiny flyšového pásma: tššínsky, s kostrou budovanou karbonátovým flyšom, vykazuje tektonický štýl zošupinovatených vrás; godulský, budovaný najmä mohutnými pieskovecami, má formu zvlhenej dosky; dukliansky, s prevahou drobnorytmického flyšu, vykazuje vrásový štýl.

### Dynamika vzniku príkrovov

Vznik príkrovov a ďalších foriem skracovania kôry v karpatskej geosynklinále (kliváž, pohlcovanie kôry, podsuny) sú zrejme dôsledkom globálnych činiteľov, okrem iného aj pohybu makroplatiní a mikroplatiní. Vek vzniku príkrovov je v súlade s viac-menej jednotným vývinovým trendom v alpidách (je spätý s troma hlavnými periódami vrásnenia: paleoalpínskym, mezoalpínskym a neoalpínskym (Maheľ et al., 1974).

Pritom rozdiely v intenzite periód a fáz vrásnenia a v ich priestorovom dosahu, ako aj rozdiely v uplatnení sa polarít v segmentoch alpíd poukazujú na významnú úlohu autonómnych, v príslušných segmentoch osobitne sa prejavujúcich činiteľov. Z nášho výkladu o vzťahu medzi členitosťou a jej paleotektonickými, resp. paleogeografickými typmi a štruktúrnou členitosťou jednoznačne vychodí významná úloha členitosti kôry v procese tvorby štruktúrneho plánu. Základ členitosti kôry sa vytvoril nerovnomernou stabilizáciou už v predmezozoických obdobiach, hlavne počas hereýnskej stabilizácie (Maheľ, 1978).

Členitosť geosynklinály počas mezozoika bola tak dôsledkom všeobecného vývinového trendu, ale aj zdedených dispozícií. A treba zdôrazniť, že v málokterom segmente alpíd sa začala mezozoická geosynklinála na takom členitom kôrovom podklade ako západokarpatská. Okrem toho medzi jej osobitosti patrí aj to, že má dve pásma s oceanicko-paraoceanickým typom kôry:

— severné (váhikum) pokračovanie južného penninika z Álp sprevádzané členitou pieninskou a paraoceanickou zónou beskydika,

— južné pri okraji maďarského intra-geosynklinálneho masívu bükkid s nerovnomerne členitou oceanicko-paraoceanicko-sialickou kôrou.

Medzi obidvoma pásmami sa rozprestiera centrálna zóna sialickej kôry, pokračovanie austroalpinika z Álp. Bola to zóna členenej sialickej kôry, a to „ľahšej“ s granitoidnými telesami, a „ťažšej“, bohatšej na báziká.

Uvedené tri zóny odlišného typu kôry sa kryjú s troma hlavnými štruktúrnymi pásmami: vonkajšími, centrálnymi a vnútornými Karpatmi. Odišujú sa aj vekom vrásnenia.

Vnútorné Karpaty postihlo hlavne včasné alpínske — mladokimerské, centrálné paleoalpínske a vonkajšie mezoalpínske, a hlavne neoalpínske vrásnenie. Iný vek, rozdiely prejavov vrásnenia a iný priestor s odlišným typom kôry mal za následok aj odlišný typ deformácie i príkrovov. Možno hovoriť o troch pásmach odlišného dynamického režimu.

Vnútorné Karpaty — bükkidy — vykazujú prejavy slabej (prevažne anchimeta-morfózy), ale nerovnomernej dynameta-morfózy (Arkay, 1979), miestami s vysokotlakovou a nízkotermálnou metamorfózou (glaukofanity, Reichwalder, 1973). Nerovnomerná členitosť kôry, ale aj začiatočné fázy alpínskeho vrásnenia osobitnej kva-

lity (140 mil. r., neskôr 80 mil. r., Kantor — Rybár, 1980) sa prejavujú v početnosti štruktúrnych elementov lokálneho rozsahu. Prítomnosť glaukofanitov na jednej strane a viac-menej synchronne granity v susednom severnejšom antiklinóriu Volovca ponúkajú náhľad o genetickom vzťahu subdukcie oceanicko-paraoceanickej kôry s granitizáciou (Rozložník, 1980).

Centrálne Karpaty reprezentujú jednotky vyššieho radu sformované paleoalpínskym vrásnením: gemerikum, veporikum a tatrikum.

Typické pre ne je intrasialické plošné skrátenie kryštálického podkladu s usmerenou bridličnatosťou so zónami intenzívnejšieho stlačenia a pohltenia spodnej časti kôry. Každé z uvedených pásiem má osobitosti v type skrátenia. V gemeriku južná jednotka Volovca, vystužená rozsiahlym telesom granitoidov (viackrát rozširovaným a spevňovaným), prežila viac-menej rovnomerné skrátenie vyjadrené vytvorením plošnej  $s_2$  bridličnatosti paralelnej s osou prevrátenej megaantiklinály. Štruktúrne sa individualizovala severná časť bez granitoidnej výstuže sformovaná na severogemerické synklinórium. V nej sa nahrnulo mezozoikum aj mladšie paleozoikum a vytvoril sa vejár, ktorý na S nadväzuje na tylovú časť chočského príkrovu. Spodnejšie členy, hlavne podložnú fylitovo-diabázovú rakoveckú sériu, postihlo zbridličnatenie, ktoré miestami vytvára bázu synklinória uťatú násunom cez veporikum. Rozdiely v type kôry a v pribúdajúcej výstuži sa medzi severogemerickou zónou a zónou Volovca prejavili vytvorením zóny prešmykov — mlynská zóna prešmykov na Z široká až 10 km, na V podstatne užšia až tektonicky prekrytá megaantiklinálou Volovca. Príznačné pre ňu sú nielen štruktúrne komplikácie, zošupinovatenie, ale aj výrazné prejavy metalogenézy, väzba hlavných rudných telies Spiša, ale aj anomálnosti vo výške

metamorfózy. Smerom do hĺbky mlynská zóna s najväčšou pravdepodobnosťou nadväzuje na zostup presunovej severogemerickéj plochy do hĺbky.

Pre veporikum je typické selektívne skrátenie hlavne v pásme tenšej kôry, sformovanie „jazykových“ zakorenených soklových príkrovov — kráľovo-hoľského a krakovského, odlišujúce sa typom kôry. Preteplenie so značným rozsahom granitizácie v koreňových zónach týchto príkrovov poukazuje na hlbinný charakter vnútrosialického skrátenia kôry. Termálne účinky postihujú aj sprievodné „obalové“ mezozoikum, resp. korene vytlačených pripovrchových príkrovov. Tenšie komplexy mezozoika južných častí postihnuté slabou metamorfózou zostali vo forme obalu späté s kryštalinikom, príp. tvoria menšie paraautochtónne šupiny (struženická jednotka). Mocnejšie komplexy mezozoika severných zón boli zväčša vytlačené do rozsiahleho pripovrchového krížňanského príkrovu.

Opisované soklové príkrovy (kráľovo-hoľský, krakovský) pokladáme za alpinske. Nevylučujeme ani skrátenie kôry aj formou menších príkrovov za hercýnskeho vrásnenia, hlavne podsuny ťažkých komplexov pod masívy väčších granitoidných telies. Ale hercýnska stavba sa včlenila do alpínskeho plánu, ktorý je v Západných Karpatoch štruktúrne prvoradým fenoménom. Svedčí o tom aj lineárny priebeh hercýnskych molás. Nič na tom nemenia ani prípadné priznania zmien smerov priebehu štruktúr po perme signalizované výsledkami paleomagnetického bádania (Muška — Vozár, 1978). Dôležité je, že priebeh typov kôry predmezozoického podložja koinciduje s priebehom alpínskych geotektonických a štruktúrnych elementov a navyše sa prejavuje vzájomná nadväznosť, znaky dedičnosti.

Tatrikum prekonalo intenzívnejšie alpínske hlbinné skrátenie spodných častí

hlavne v južných zónach, a to selektívne, viažúc sa na časté úzke zóny prešmykov. Na rozdiel od susedného veporika niet tam výraznejšej metamorfózy sprievodného mezozoika. Slabší postih hlbinnjšími alpínskymi procesmi naznačuje aj zachovanie hercýnskych štruktúr, predovšetkým v severných oblastiach, a nepatrný rozsah alpínskej granitizácie.

Vzájomnú genetickú zviazanosť gemerika, veporika a tatrika počas formovania sa štruktúrneho plánu vyjadruje nielen presun príkrovov južnejších zón cez severnejšie (pripovrchové príkrovy gemerika aj veporika sú presunuté na tatrikum), ale aj vznik pripovrchových lokálnych príkrovov v tylovej časti severnejšej zóny vynútených presunom príkrovov južnejšej zóny. Takou je ležatá vrása Markušky a analogické šupiny vo veporiku vynútené príkrovmi gemerika. V tatriku sú takými geneticky rovnaké ležaté vrásky Červenej Magury, Prašivej v Nízkych Tatrách a Giewontu a ďalšie analogické šupiny v Tatrách vynútené násunom krížňanského príkrovu. Vytvárajú s ním laterálne sa zastupujúcu skupinu štruktúrnych elementov.

Vonkajšie pásma Karpát sú dielom mezoalpínskeho, a hlavne neoalpínskeho vrásnenia. Vznik príkrovov sprevádzala a usmerňovala subdukcia paraoceanickej, hlavne oceanickej kôry váhika, pokračovateľa penninika do Karpát, a podsun hrubej kôry helvetika a Českého masívu. Výsledkom sú:

— bezkoreňové príkrovy flyšového pásma Karpát s odlepením flyšových komplexov od podkladu sčasti už v mezoalpínskej, v podstate za neoalpínskej etapy;

— elementy tektonickej melanže pieninského pásma vzniknuté stlačením a vytlačením členitého oblúka počas viacštádiového skracovania (paleoalpínskeho, mezoalpínskeho);

— viacaktový presun na hranici von-

kajších a vnútorných Karpát, ktorého výsledkom je klapský príkrov, dosúvanie manínskeho príkrovu a čelnej časti hlavných subtatranských príkrovov.

Viacetapový podsun oceanickej kôry váhika pod severnú časť tatrika (paleoalpínsky aj mezoalpínsky) vyvolal vznik viacerých plôch násunov a mal za následok vznik príkrovov — šupín v kryštaliniku severnej časti tatrika. Väčšie presuny sa odohrali na hranici dvoch typov kôry, severnejšej, „ťažšej“, a južnejšej, „ľahšej“, s masívmi granitoidov. Mezoalpínsky vek presunov zošupinovatenia vo vonkajšej časti tatrika dokladajú nálezy vrchnej kriedy uprostred kryštalinika Považského Inovca a uprostred tatrického mezozoika vo vrte Soblahov (Kullmanová, 1981, Gašparíková, 1981).

### Genetické typy príkrovov

Z charakteristiky stavby a z priestorového rozloženia príkrovov Západných Karpát po rozlíšení viacerých typov dynamiky skracovania kôry vyplynuli nasledujúce genetické typy príkrovov.

1. Príkrovy (šupiny) meliatskej skupiny, vytvorené z embryonálnej geosynklinály s nerovnomerne členenou tenkou kontinentálnou — paraoceanickou až oceanickou kôrou. Príkrovy sú lokálneho rozsahu s prejavmi metamorfózy (včítane produktov vysokotlakovej metamorfózy).

2. Severogemerický (pripovrchový) príkrov, s tylovou zakorenenou — paraautochtónnou časťou. Jeho čelná časť — čiastkový strážovský príkrov, budovaný vápencovo-dolomitickými komplexmi stredného a vrchného triasu, má nábeh k vzniku ležatých vrás (voľná tektonika). Jeho južná časť — muránsky čiastkový príkrov, má doskovitú a iba mierne zvrásnenú stavbu. V zadnej časti je besnícky príkrov, ktorý má menejšie zastúpené staršie čle-

ny a nimi priestorovo nadväzuje na J na koreňovú zónu. Stavbu príkrovu poznačilo intenzívne stlačenie, je vejárovitá, s úzkymi antiklinálami a širokými synklinálami. Zadná časť príkrovu je zakorenená v hlbinej štruktúre v severogemerickej synklinále — paraautochtónnej, ktorá vytvára okraj mohutnej prevrátenej megaantiklinály Volovca. Predstavuje zvyšky, šupiny po rozsiahlej sedimentačnej oblasti celého severogemerického príkrovu.

3. Chočský príkrov je typickým bezkoreňovým príkrovom, ale jeho vrchný čiastkový bebravský príkrov účasťou na stavbe severnej vetvy severogemerického vejára v Stratenských vrchoch naznačuje priestorovú nadväznosť sedimentačnej zóny na severogemerickú. Strižný charakter príkrovu zvyrazňuje rozloženie mocných vrchnokarbónsko-permsko-spodnotriasových komplexov („melafýrovej“ série) ako podstavca v južnej časti príkrovu a najmladších členov (jura — hoteriv) hlavne v čelnej časti. Voľný pohyb pripovrchového príkrovu dokladajú čelné digitácie a výrazné zdigitovanie hlavne v bielovážskej jednotke (Nízke Tatry, Strážovské vrchy). Prítomnosť mohutného permu osobitného typu (melafyrová séria) a vrchného karbónu naznačuje jeho paleotektonickú osobitosť, a tým aj istú samostatnosť v rámci sedimentačného priestoru karpatského austroalpinika, ale tým aj jeho určitú štruktúrnu osobitosť. Rovnako ako severogemerický aj chočský príkrov je výsledkom intrasialického skrátania tenšej kôry (bez granitoidných telies).

4. Krížňanský príkrov je klasickým príkladom polyštruktúrneho a polysériového príkrovu s príkrovmi lokálneho rozsahu. Lenže vďaka rozsiahlemu zastúpeniu lokálnych a regionálnych digitácií a prítomnosti vytiahnutých rozsiahlych ležatých vrás vykazuje štruktúrnu členitosť aj obsahovo jednotnejšia časť príkrovu. Vrásové štruktúry, hlavne digitácie, sú aj v ri-

gidnejších vápencovo-dolomitických komplexoch triasu, ktoré sú podstavcovou časťou príkrovu. Pritom sú digitácie nielen v severnej časti blízko čiel príkrovu, ale sú bežným štruktúrnym elementom v podstatnej časti príkrovového telesa. Vztýčené a zovreté štruktúry, širšie antiklinály a úzke synklinály vykazujú iba tylová časť krížňanského príkrovu. Metamorfné prejavy tylovej časti príkrovu a zvyšky príkrovu zavrásnené uprostred kryštalinika čelnej časti krakovského príkrovu sú ukázkou genetickej spätosti prípoверхového vrásového príkrovu so soklovým príkrovom, ako aj príkrovu vytlačeného z hlbokého trogu s tenkou kontinentálnou kôrou.

5. V tatickom mezozoiku sú príkrovy lokálneho charakteru s menšími digitáciami v čelnej časti. Nápadná je ich štruktúrna nadväznosť na krížňanský príkrov. Sú to zrejme odlepené, resp. vytrhnuté masy od podkladu, ktoré boli sprievodným elementom krížňanského príkrovu a ním boli „vynútené“.

6. Manínsky príkrov je príkladom dvoj- etážového a dvojetapového príkrovu: v prvom štádiu prisunutého počas sedimentácie v čele mohutného krížňanského príkrovu (v albe), v druhom, za laramského vrásnenia, presunutého a štruktúrne včleneného do bradlového pásma. Dôsledkom toho sú jeho štruktúrne aj genetické väzby tak ku krížňanskému príkrovu, ako aj jednotkám bradlového pásma.

7. Klapský príkrov má charakter vejára s rozsiahlym severným krídlom a svojím obsahom s prechodmi wildflyšu do plytkovodných facií naznačuje nadväznosť na okrajovú časť subdukovaného oceanického trogu. Vznik príkrovu rozsiahlejšieho voľného pohybu je výsledkom subdukcie oceanickej kôry váhika.

8. Pieninské jednotky (czorsztynská a kysucká) zachovaním jednotného štýlu a zhruba aj obsahových charakteristík



(plytkomorskej kordilérovej sekvencie, czorsztynskej, a hlbokomorskej, prehĺbeninovej — kysuckej, resp. pieninskej) naznačujú prislusnosť k dvom paleotektonickým a štruktúrnym elementom niekoľkonásobným intenzívnym skracovaním rozbitých na množstvo bradiel typu tektonickej melanže. Genetická spätosť so zónami viacerých intenzívnych skrátaní je evidentná. Navyše „pri drobení“ má významnú úlohu aj ostrovny členitý charakter nerovnomerne hrubej kontinentálnej kôry pieninského pásma medzi oceanickou kôrou váhika z J a paraoceanickou kôrou flyšového pásma.

9. Príkrovy flyšového pásma vonkajšej a strednej skupiny nápadnej doskovitej formy s postupným stenčovaním a vytiahnutím západnej časti. Rozloženie starších členov častejšie v čelných častiach a mladších zväčša v zadnej časti poukazuje na hlavnú úlohu podsunov platformy, pri ktorých sa spodné časti flyšových komplexov pozvoľne vytlačali dopredu, kým vrchnejšie, mladšie členy mali tendenciu zhromažďovať sa v zadnej časti.

10. Magurský príkrov svojimi vztýčenými vrásami štruktúrne regionálneho rozsahu a vejárovitou stavbou naznačuje aj funkciu zázemia pri vrásnení.

Soklové príkrovy, budované prevažne kryštalinikom, sú dvojakeho typu:

11. Jeden typ predstavujú veporické príkrovy — kraklovský a kráľovoňský, príkrovy jazykovitého tvaru a s výraznými prejavmi alpinskej metamorfnej bridličnatosti  $s_2$ . V presunutej časti sú jej sklony menšie a v čelnej zošupinovatenie — zdigitovanie so zavrásnenými zvyškami metamorfovaného mezozoika naznačuje prejavy voľnej tektoniky. V zadnej zakorenenej časti strmsí sklon  $s_2$  a hojnosť vztýčených šupín poukazujú na intenzívne stlačenie v hlbších častiach kôry. Prejavom toho je výrazná termálna metamorfóza viažúca sa na telesá alpínskych granitoidov.

Kraklovský a kráľovoňský príkrov sú príkladom hlbinných príkrovov, pri ktorých formovaní rozdiely v type, hrúbke kôry zohrali osobitne významnú úlohu.

12. Druhým genetickým typom soklových príkrovov sú príkrovy (šupiny) v tatriku, bez výraznejšej alpinskej metamorfózy (sprievodné mezozoikum nie je metamorfované a alpínska kliváž  $s_2$  chýba, príp. sa viaže iba na úzke pásma presunových zón; predalpínska stavba je častejšie zachovaná). Aktívnym činiteľom bol zrejme podsun váhika.

Pri zrode väčšiny uvedených príkrovov mala dôležitú úlohu členitosť zemskej kôry a rozdiely v jej hrúbke resp. v type.

Odporučil Z. Roth

#### LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1936: Les nappes subatitriques des Carpathes occidentales. *Carpatica (Praha)*, 1, pp. 1—50.
- Andrusov, D. 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales III. Tectonique. *Praha*, 135 p.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. *Slov. vlastiveda I. Bratislava*, s. 1—79.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Bratislava, VSAV*. 118 S.
- Andrusov, D. 1969: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 10.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. X<sup>th</sup> Kongress of the Carpathian-Balkan Geological association. General. proceedings. *Bratislava*, pp. 95—108.
- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fuszán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. X<sup>th</sup> Congress Carpathian-Balkan Association. *Bratislava, GUDŠ*, p. 44.
- Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 28, 5. 69—78.
- Biely, A. 1976: Vysvetlivky k mezozoikuu

- severných svahov Nízkyh Tatier — východná časť. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: Zur Problematik der „Subtatriscchen Decken“ in den Westkarpaten. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 19, 20, S. 295—296.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Tow. geol.*, pp. 401.
- Fusán, O. et al. 1980: Neotectonic blocks of the West Carpathians. In: *Geodynamic investigations Czechoslovakia*, pp. 187—192.
- Gašpariková, V. 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápňitého nanoplanktónu. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Gorek, A. 1953: Geologische Studien auf dem südwestlichen Abhang der Hohen Tatra. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, pp. 259—329.
- Grečula, P. 1973: The homeland of the gemeric and its metalogenesis. *Mineralia slov.*, 5, pp. 387—424.
- Grečula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. vied, ř. G*, 26, p. 57—68.
- Grečula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, ř. G*, 32, s. 49—73.
- Grečula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov.* 11, pp. 289—297.
- Gross, P. — Biely, A. 1976: Vysvetlivky k listu Demänová 1 : 25 000. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Jacko, S. 1971: Einige Besonderheiten des tektonischen Verhältnisse der Gemeriden zum Kristalinikum von Čierna hora. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 7, S. 111—119.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: *Geologické profily Západných Karpát, Bratislava, GÚDŠ*, s. 185—192.
- Jaroš, J. 1965: Tektonický charakter krížňanskkej jednotky v okolí Banskej Bystrice. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 35.
- Jaroš, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 57, pp. 137—141.
- Kahan, S. 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Aufbau des Kristalinikum der West Tatra. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol.*, 18, S. 19—78.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)* 4, 30, pp. 433—448.
- Kettner, R. 1931: Poludnica. Geologická črta z Nízkyh Tatier. *Věda přír.*, 12.
- Kettner, R. 1937: Geologická stavba severního svahu Královy hole v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). *Rozpr. Čes. akad. věd*, 47.
- Klinec, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, GÚDŠ*, s. 167—176.
- Kotaňski, Z. 1961: Tectogénese et réconstitution de la paléogéographie de la zone hautatrique dans les Tatras. *Acta geol. pol.*, 11, 2—3, pp. 187—474.
- Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápade Nízkyh Tater. *Sbor. Stát. geol. úst.*
- Koutek, J. 1935: Geologická mapa Prosečňanských hor a prílehlých oblastí flyšových. *Věst. Stát. geol. úst.*, 10.
- Kovacz, S. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. *Földt. Közl.*, 110, 3, 4, pp. 360—381.
- Kováč, A. — Svingor, E. — Grečula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov.*, 11, s. 71—77.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, S. 365—374.
- Książkiewicz, M. 1972: Budowa geologiczna Polska. *Tom 4. Tektonika 3, Karpaty (Warszawa)*.
- Książkiewicz, M. 1977: The Tectonics of the Carpathians in Geology of Poland IV. *Warszaw, Wydaw geol.*, pp. 476—671.
- Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 4, s. 1—201.
- Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 51, s. 5—52.
- Maheľ, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrusts in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 28, pp. 39—58.
- Maheľ, M. et. al. 1967: Regionální geologie CSSR. *Díl 2. Západní Karpaty. Sv. 1. Praha*.
- Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan regions. *Introductory articles. Bratislava, GÚDŠ*, pp. 9—52.
- Maheľ, M. 1975: Position of the Gemic. *Mineralia slov.* 7, 3, pp. 33—52.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and

- Dinarides. *Západné Karpaty, Geol.*, 4, pp. 1—165.
- Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relation of Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 197—214.
- Maheľ, M. 1979: Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom. *Mineralia slov.*, 11, s. 173—178.
- Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 105—128.
- Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, s. 263—277.
- Maheľ, M. 1979a: Choč and Strážov nappe, new division and structure. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, s. 19—43.
- Maheľ, M. 1980: Heterogenity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 397—406.
- Maheľ, M. 1980: Periklippen zone: nearer characterization and significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 193—207.
- Maheľ, M. 1980b: Sú granitoidné masívy Malých Karpát prikrovni? *Mineralia slov.*, 12, s. 185—187.
- Maheľ, M. (v tlači): Island character of Klippen Belt; Váhicum continuation of southern Penninicum in West Carpathians.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knih. Stát. geol. úst.*, 13A, pp. 19—163.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. úst. geol.*, 22, s. 1—322.
- Mello, J. 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské prikrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Mineralia slov.*, 11, s. 279—281.
- Mello, J. — Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. častou Spišsko-gemerského rudohoria a prilahlou časťou Slovenského krasu. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 199—204.
- Menčík, E. — Peší, V. — Plička, M. 1979: Príspevek k poznání tzv. pohybu epivariské platformy v podloží vnějších Karpát. In: *Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 15—24.
- Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics, Bratislava, Veda, VSAV*, pp. 78—89.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 321—341.
- Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetický výskum mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 10, s. 193—200.
- Nemčok, J. — Rudinec, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: *Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, GÚDŠ*, s. 65—76.
- Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — SAV Bratislava*. 138 s.
- Potfaj, M. 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 37—40.
- Pospišil, L. — Filo, M. 1980: Centrálné tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. *Mineralia slov.*, 12, s. 149—164.
- Prey, S. 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss an Exkursionen in die Westkarpaten. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 1—3, S. 69—107.
- Rabowski, F. 1931: Quatres coupes géologiques entre les vallées de Koscieliska et de Kondratowa dans la Tatra. *Spraw. Pań. Inst. geol. (Warszawa)*, 6/4, pp. 747—751.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 18, s. 99.
- Roth, Z. 1965: Die Tektonik des Westabschnitts der Äusseren Karpaten in der CSSR. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, S. 56—85.
- Roth, Z. 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zw. den Alpen und Karpaten. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, S. 29—49.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty, terciérní struktura střední Evropy. *Praha, Ústř. úst. geol.* 128 s.
- Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the "shear zone" of the Dobšiná vicinity. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 28, pp. 103—112.
- Rozložník, L. 1965: Analyse der Struktur, metallagenetischen Elemente zwischen Dobšiná und Mlynky. *Zbor. vied., rad ZK*, 4, S. 29—94.
- Rozložník, L. 1978: Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov.*, 10, s. 311—320.
- Siegl, K. 1973: The fabric of mesoscopic

- folds of different structural regimes from metamorphites of western part of Low Tatra Mts. (West Carpathian). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, pp. 205—222.
- Síkora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pologne*, 46, 1—2, pp. 3—37.
- Snopko, L. 1967: Die Bedeutung der kleintektonischen Elemente bei der Lösung einiger geologischen Probleme des Gemeriden Paleozoikum. *Zbor. geol. vied., rad ZK*, 8, S. 7—50.
- Snopko, L. — Ivanička, J. 1980: Tektonické profily centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 129—136.
- Stráňik, Z. — Adámek, J. — Cíprys, V. 1979: Geologický profil karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a Vídeňskou pánví v oblasti Pavlovských vrchů. In: *Tektonické profily Záp. Karpát. Bratislava, GÜDS*, s. 7—14.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. Tectonic problems of the Alpine system. *Bratislava, Veda, VSAV*, S. 109—120.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungs. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl. (Wien)*, 116, Abt. 1.
- Veizer, J. 1970: Contribution to Tectogenesis and Orogenesis of the Slovak Part of the High Tatra Mantle Series. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 2, pp. 300—326.
- Zoubek, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. *Knih. Stát. geol. ústavu*, 13 A, pp. 237—251.
- Zoubek, V. 1960: Geological sections across the axial depression of the Nizke Tatry Mts. east of Čertovice Pass (2—4) and the Ďumbier elevation (1). In: *Tectonic development of Czechoslovakia. Praha*.
- Zoubek, V. — Snopko, L. 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovcami a Rejdovou. *Spr. geol. výzk.* s. 211—213.

## Nappes and dissection of crust in the West Carpathians

MICHAL MAHEL

Among all Alpine segments the West Carpathians have the most complicated structure. The causes are: a) structural-facies dissection of the Mesozoic and of the crystalline basement; b) dynamic dynamics of the Alpine geosyncline and conspicuous paleotectonic contrasts among geotectonic zones; c) distinct folding polarity in partly overlapping areas deformed in the principal paleo-, meso- and nealpine periods; d) connection with intrageosynclinal Hungarian Massif.

These characters influenced formation of structural complexity, particularly types of nappes.

### Characteristic of the nappes

#### The nappes of the Flysch Belt

Nappes of the Flysch Belt are rootless, their most part must have been formed on a thin crust of sialic to paraoceanic type (Síkora, 1976). It is presumed that their root zone was largely subducted (Roth, 1981, Książ-

kiewicz, 1974) and its rests remained in deep basement of the Magura nappe north of the Peripienian lineament.

Different crust thickness in the zones of the flysch geosyncline and different spatial position evidently affected differences in flysch complexes of individual nappes or groups of nappes (Fig. 1, 2).

Each nappe group of the Flysch-Belt comprises partial nappes, larger and smaller slices.

#### The Klippen Belt

As for the Pieniny units with their characteristic klippen style originating from an island arc, it is hardly possible to speak about larger tectonic units of regional extent. Nappes as geometrical bodies simply do not exist. They are only presumed to exist on the grounds of the paleotectonic pattern of the Kysuca klippes of the trough type different from the cordillera type of the Czorsztyn klippes (Fig. 1, 2).

Character of tectonic melange in the

Klippen Belt and intensive deformation, compression not only of the Pieniny units but also of overthrust nappes are consequences of intense shortening in perisurficial conditions (without metamorphism) in a zone enclosed between two subduction zones. The result is — besides the tectonic melange — a change in crust thickness and complicated relations between the Outer and Central Carpathians.

The change in crust thickness (in places more than 10 km) in its most part, known as the Peripieninian lineament belongs among genetical particularities of the Pieniny zone.

In contrast to the existing opinions (Andrusov, 1938, 1968, Scheibner in Buday et al., 1967, Began — Salaj — Samuel, 1977) we do not regard the Klape nappe a part of the Pieniny zone but an element thrust to the Klippen Belt from the Váhicum; and the Manin nappe as a partial nappe of Križna nappe.

#### The nappes of the Tatricum

The newest results of investigations prove, however, extensive allochthoneity of Tatricum even amidst crystalline masses. Occurrences of two types of the crystalline complexes with different crust alongside and above each other, of granitoid rocks and metamorphites with amphibolites of local nappes reflecting the secondary dissection into blocks (Fig. 1).

In the Tatricum are two genetic types of nappes.

a) In the northern zone are nappes and slices, locally larger, composed of thick crystalline masses with mantle Mesozoic. They resulted from underthrust of the Váhicum — the extension of the South Penninicum with oceanic crust type. Recumbent folds of the Mesozoic associated with crystalline complexes, and schistosity of pre-Mesozoic complexes are indications of extensive horizontal overthrusts of masses and slices in perisurficial conditions. Formation of nappes was also influenced by differences in types of crystalline complexes, between metamorphites with amphibolites and granitoid masses. So the nappes and slices formed in consequence of different types of crust (Fig. 3, 4).

b) The second genetic type are perisurficial nappes forced by overthrust of the Križna nappe with its subordinate nappes laterally

replacing the perisurficial nappes, for example in the northwestern part of the Nízke Tatry Mts., in folds of the Červené vrchy Mts. and Giewont in the Tatra Mts. (Fig. 5).

#### The Križna nappe

The Križna nappe has since long been regarded the most complex one among perisurficial nappes of the West Carpathians. Large areas in the northern part of the nappe are recumbent folds consisting mostly of younger members. This, and frequent digitations are signs of a combined, shear-fold nappe. Digitations are not only in plastic young members, but there are many of them in the Triassic complex and so they are the most characteristic tectonic style of the Križna nappe (Fig. 5).

There are various types of digitations: frontal, trunk, regional, local. In the upper parts are the digitations imbricated, squeezed-out by the overlying Choč nappe. They are called roof digitations. In places of recumbent folds the local digitations are in the structure of a reversed limb. In the normal limb are back folds truncated by overthrusts (Mahel, 1979).

Two paleotectonic types of the (Jurassic and Lower Cretaceous, the trough type) Zliechov type in the essential part, and the slope of Vysoká type in the northern marginal parts are reflected in formation of local subordinate nappes branched off from the primary trunk nappe (Zliechov nappe; Mahel, 1967). Owing to unified trunk part of the whole (Triassic), the structural independence of partial nappes is limited. They form branches of the primary nappe, laterally connected with the trunk nappe. Typical examples of such branched subordinate nappe of the Vysoká type are the Belá nappe in the Strážovské vrchy Mts. and the Havran nappe in the Belanské Tatry Mts.

The near-root part of the nappe, known as the Veľký bok Group (Kettner, 1938) shows the influence of regional dynamometamorphism and also a particular style of enclosed, northward dipping brachystructures. Similar is the character of the southernmost representatives of the Križna nappe i. e. the relicts of roots in the middle of the North-Veporic crystalline complex. In this sense the Križna nappe is actually the Mesozoic detached from its crystalline basement connected spatially with its southern margins. A surficial nappe passes laterally southward

into the basement Kraklová nappe: a unique case in the Alpides (Fig. 5, 7).

#### The Choč nappe

The Choč nappe is essentially a shear thrust separated at the base of limestone-dolomitic complexes, sheared off at the base of the "melaphyre series" in the southern part. The polyseries character of the Choč nappe with its Triassic series of Čierny Váh, Biely Váh, Bebrava, and with transitional series is reflected in its variable structure. Somewhere the series are above one another as subordinate nappes. Easily foldable members of sheety and platy Reifling limestones and of the flysch sequence of the Lunz beds represent material basis for larger digitations and recumbent folds, several km in size.

Oldest members of the Choč nappe — the "melaphyre group" in the back part of the nappe form thick socle more-or-less independent. In the eastern margin of the Nízke Tatry is a very illustrative profile indicative of a gradual link of the Choč nappe with the North-Gemeric Besník nappe, and its relation to the near-root zone (Fig. 6, 8).

The Strážov nappe originates from the southern part of the same zone as the Choč nappe. They belong to the same group of nappes, so their mutual lateral replacement is frequent.

#### The Veporic nappes

The Veporic nappes are typical basement nappes effected by processes of material changes (diaphoresis or alpine metamorphism) in practically whole extent. They however represent two different types of crust: the Kraklová nappe represents heavy crust with basic rocks, the Kráľova hoľa nappe — light crust with granitoid rocks. They are genetically related with intense deep shortening and uplift of deeper parts. In the rooted part south of the Muráň line, characterized by the presence of Alpine granites and regional manifestations of thermal metamorphism with garnets (Fig. 7).

#### Units of the Gemericum

The Gemericum consists of two units with different content of structural character (Maheľ, 1953, 1967, 1974, Rozložník, 1978, Grecula 1973, 1974, (Fig. 8).

a) The southern Volovec zone composed of Early Paleozoic flysch-porphryoid complexes has the character of inverted meganticline separated by the Mlynky overthrust imbricated zone from the North-Gemeric synclinorium (sensu Maheľ, 1953). Conspicuous  $s_2$ -planes in Paleozoic complexes with unidirectional dip of  $s_2$ -planes to the south ( $Z\ 45-60^\circ$ ) and with fans in its southern part (Snopko, 1969; Rozložník, 1978) are outer manifestations of the inverted Volovec meganticline.

Volovec inverted meganticline with granitoid massif (Hercynian-Alpine) as the structural core plays a particularly significant role in preservation of structural uniformity. The northern inverted limb of the Volovec meganticline consists of younger member, namely of the Rakovec (phyllite-diabase) Group, Carboniferous, the Permian, sporadically of the Mesozoic. In places they form synclines (the Dobšiná syncline in the western part, the Závadka syncline in the eastern), truncated by a system of steep northvergent overthrusts — the Mlynky zones. It has a particularly complicated structure with local anticline and slices and comprises significant ore deposits (Dobšiná, Bindt, Mlynky, Novoveská Huta, Rudňany) indicating an important boundary between crustal blocks. Interesting is also spatial relation between this overthrust zone and such conspicuous anomalies like migmatites (anatectites) near Dobšiná, manifestations of high-grade metamorphism near Rudňany, diorite bodies near Rudňany and Dobšiná (Rozložník, 1968, 1980), intensive metamorphism near Rudňany and thick pre-Carboniferous diabases amidst the Carboniferous, and the like.

b) The North-Gemeric zone consists mostly of the Carboniferous, Permian and the North-Gemeric Mesozoic (of the Oberostalpine type) forming a system of broader synclines separated by narrow, partly imbricated anticlines. Interesting are differences in Middle and Upper Triassic members of the individual structures forming a fan (Maheľ, 1957, indicative of accumulation into a synclinorium (Fig. 8).

In the individual sections of the Gemericum other deep horizons of the North Gemeric unit are cropping out. In the eastern section it is a narrow, southward inclined deep structure, the root zone of the nappe. Toward the west gradually higher parts occur in form of an open, surficial synclinorium, filled up

with the rear part of the nappe — the Besník nappe. In the Stratenské vrchy Mts. we may trace transition from the nappe part — Besník nappe to the root zone.

The root zone proper at its all length is accompanied by the system of upthrusts of the Mlynky zone. Moreover, in the Stratenské vrchy Mts. connection of the Besník (North Gemeric) nappe with the rear part of the Choč nappe is proved. The deep structure of the North Gemeric syncline is obviously a reduced remnant after the extensive Choč-North Gemeric sedimentation area.

#### The Bükkides

The Bükkides — the southernmost geotectonic zone of the West Carpathians linking the Hungarian massif in the south, is characterized by a slight Hercynian stabilization (weak Hercynian folding without granitization), by variegated Triassic of the Dinaride type (embryonal-geosynclinal) with dissected crust of variable thickness (oceanic, paraoceanic, sialic). This resulted in a number of local tectonic units formed in several early alpine and paleoalpine phases (radiometric ages of glaucophanes are 140, 100 and 80 m. y.; personal information by J. Kantor).

#### Tectonic categories of the nappes

The concept of nappes is applied with tectonic categories of different order also in our literature:

a) *Principal geotectonic zones*: the Flysch Belt, the Klippen Belt, the Tatricum, the Veporicum, the Gemericum, are groups of genetically related nappes or tectonic units. The Veporicum is genetically related to the Križna nappe, the Gemericum to the Choč and the Strážov nappes.

b) Second category: primary nappes are Silesian, Magura, Križna and Choč nappes, distinguished already at the very beginning of the nappe theory, because of their particularities.

c) The primary nappes are divided into *subordinate, partial nappes*. They differ from the primary nappes in the content of some sequences and are structurally more or less independent. So the Magura nappe comprises the Biele Karpaty — Krynica subordinate nappe, the Rača and Bystrica nappes, the Križna nappe comprises the Križna nappe

s. s. — the Zliechov nappe and a group of local nappes of the Vysoká type and the Manín nappe a. o. The Choč nappe is divided in a number of local nappes among which the Bebrava subordinate nappe is most significant.

In the category of subordinate nappes are several types of nappes differing in content of several members and sequences, i. e. facial nappes. There are also local nappes resulting from dissection of a uniform sequence. So their content is more — or — less the same. They resulted from imbrication of digitations, from detachment and structural independence of a higher part of such a uniform sequence e. g. nappes of Suchý and Krokva Mts, in the Križna nappe in the High Tatra Mts. (Guzík — Kotoňski, 1957).

Types of nappes were also controlled by their spatial position. It is best seen on fold nappes in marginal parts of geotectonic zones or on those formed from narrow troughs. Back parts of geotectonic zones have fan-like structure.

In material tectonics there are characteristic differences in the middle group of the flysch belt nappes: The Tešín nappe has a nappe — sliced character, the Godula nappe has a form of a flat rolled plate, the Dukla nappe abounds with foldings. Material filling is reflected in the secondary tectonic style of nappes.

Nappes resulted from intense folding. Since the folding proceeded in more stages with variable intensity, spatial extent, age and types in the individual zones, it resulted in several genetic types of nappes. Some folding phases are known to have "crumbling" effects and cause division of larger complexes into smaller structures. Other phases have integration effects and support formation of nappes (en block). Here we must consider polarity of folding which is particularly conspicuous in the West Carpathians (Maheľ, 1974). This is why the results of folding periods and phases are different in the individual zones. This polarity and different manifestations of folding are the main causes of structural particularity of zones of higher order.

#### Dynamics of nappe origin

The origin of nappes and further forms of crust shortening in the Carpathian geosyncline (cleavage, downsucking of crust, under-

thrustings) are obviously a consequence of global factors, besides others also of the movement of macro- and microplates. The age of nappes origin is in accordance with the more or less uniform development trend in the Alpides (connected with three main periods of folding: Paleo-, Meso- and Neoalpine) Mahel et al., 1974).

The differences in intensity of individual periods and phases of folding and their areal extent and differences in manifestation of polarity in individual segments of the Alpides point to an important rôle of autonomous for one or other segment, particularly manifesting factors. From our interpretation about relation between dissection of crust and its paleotectonic types, or paleogeographical and structural dissections unambiguously the important rôle of crust dissection in the process of formation of the structural plan results. The basis of crust dissection formed by unequal stabilization already in pre-Mesozoic periods, mainly during Hercynian stabilization (Mahel, 1978); the dissection of the geosyncline during the Mesozoic is to the consequence of general development trend but also of inherited dispositions. It must be emphasized, that in hardly any segment of the Alpides the Mesozoic geocyncline began to develop on such a dissected crustal basement as the West Carpathian. Moreover, one of its particularities is that it has two zones with the oceanic-paraoceanic type of crust:

— the northern, Váhicum, continuation of the southern Penninicum from the Alps, accompanied by the dissected Pieninic zone and paraoceanic Beskydicum zone (Magura and Silesian group of nappes).

— Southerly at the margin of the Hungarian intrageosynclinal massif — the Bükkides with unequally dissected oceanic-paraoceanic-sialic crust.

Between both the central zone of sialic crust is extending, continuation of the Austroalpinicum from the Alps. It was the zone of dissected sialic crust: "lighter" with granitoid bodies and "heavier", richer in basics.

The mentioned three zones of different crust type coincide with the three main structural zones: Outer, Central and Inner Carpathians. They differ also in the age of folding.

The Inner Carpathians were affected mainly by the Early Alpine Late Cimerian folding, the Central Carpathians by the Paleo-

alpine and the Outer Carpathians by the Meso- and mainly Neoalpine folding. And another age, differences in manifestations of folding, also other space with different crust type result in a different type of deformation and nappes. It can be spoken about three zones of different dynamic regime.

The Inner Carpathians — Bükkides display manifestations of weak (predominantly anchi-) but unequal dynamometamorphism (Arkay, 1979), in places with high-pressure and low-thermal metamorphism (glaucofanites — Reichwalder, 1973). An unequal dissection of the crust, but also the commencing phases of the Alpine folding of particular quality (140 mil. y., later 80 mil. y.; Kantor — Rybár, 1980) are shown in the numerous structural elements of local extent. The presence of glaucofanites on the one hand and more or less the synchronous granites in the adjacent more northern anticlinorium of Volovec offer the opinion about the genetic relation of the subduction of the oceanic-paraoceanic crust with granitization (Rozložník, 1980).

The Central Carpathians represent units of higher order formed by Paleoalpine folding: Gemicum, Veporicum and Tatricum.

Typical of them is the intrasialic planar shortening of the crystalline basement with formation of directed  $s_2$  schistosity with zones of more intensive compression and downsucking of the lower part of crust. Each of the above mentioned zones shows particularities in the type of shortening. In the Gemicum the southern unit of Volovec reinforced by an extensive body of granitoids (expanded and strengthened several times) underwent more or less equal shortening expressed by formation of planar  $s_2$  schistosity parallel with the axis of overturned meganticline. Structurally the northern part without granitoid reinforcement individualized, formed in the North-Gemeride synclinorium. In it the Mesozoic and Late Paleozoic accumulated to form a fan, with gradual transition of the root and near-root parts to the nappe (Besník, Muráň, Strážov, Choč nappes). The lower members, mainly the underlying phyllite-dabase Rakovec group, is affected by schistosity, in places forms the base of the synclinorium, truncated by overthrust across the Veporicum. The differences in the crust type and in the increasing reinforcement manifested between the North Gemeride zone and the Volovec zone by formation of upthrust zone — Mlyn-



ky zone of upthrusts in the west up to 10 km wide. To the east it is essentially narrower by tectonically covered by the meganticline of Volovec. Characteristic of it are not only the structural complications, slicing, but also distinct manifestations of the metallogenesis, linking of the main ore bodies of the Spiš, but also metamorphosed anomalies. In direction to depth the Mlynky zone is most probably linked with the descending North Gemeric overthrust plane to depth.

Typical of the Veporicum is selective shortening mainly in the zone of thinner crust, forming of "tongue" rooted basement nappes: Kráľova hoľa and Krakľová nappes different in the crust type. Overheating with considerable extent of granitization in the root zones in these nappes point to the deep character of intrasialic shortening of crust. Thermal effects affect also the accompanying "envelope" Mesozoic or roots of squeezed out near — surface nappes. Thinner Mesozoic complexes of the southern parts affected by weaker metamorphism remained in the form of envelope linked with the crystalline complex or form smaller parautochthonous slices — the Struženík unit. Thicker complexes of the Mesozoic of the northern zones were mostly squeezed out into the extensive near-surface Križna nappe.

We consider the described basement nappes (Kráľová hoľa, Krakľová) as Alpine. We do not exclude, however, shortening of crust also in form of smaller nappes in the time of the Hercynian folding, mainly underthrusts of heavy complexes below the massifs of larger granitoid bodies. The Hercynian structure is, however, incorporated in the Alpine plan, which is a phenomenon structurally of first order in the West Carpathians. It is also testified by the linear course of Hercynian molasses. Even casual indications of direction changes of the course of structures after the Permian signalized by the results of paleomagnetic studies (Muška — Vožár 1980) do not change it, important is, that the course of individual crust types of the pre-Mesozoic substratum coincides with the course of the Alpine geotectonic and structural elements. Mutual connections, marks of heritage are even more evident.

The Tatricum underwent more intensive Alpine shortening of the basement, mainly in the southern zones, selective, bound to the numerous narrow upthrust zones. In contrast to the adjacent Veporicum there is no more

distinct metamorphism of the accompanying Mesozoic. Weaker affecting by deeper Alpine processes is also indicated by preservation of the Hercynian structures, mainly in the northern areas, and an insignificant extent of Alpine granitization.

Mutual genetic linking of the Gemericum, Veporicum and Tatricum during formation of the structural plan is expressed not only by overthrusting of nappes of the southern zones over more northern ones (near-surface nappes of the Gemericum and Veporicum are overthrust on the Tatricum), but also the origin of near-surface local nappes in the rear part of the northern zone, enforced by overthrusting of nappes of the southern zone. Such are the recumbent fold of the Markuška and analogous slices in the Veporicum, enforced by the Gemericum nappes. In the Tatricum such are the genetically equal recumbent folds of the Červená Magura-Prašivá in the Low Tatra and Giewont and further analogous slices in the Tatra, enforced by the overthrusting of the Križna nappe. They form with it a laterally replacing group of structural elements.

The outer Carpathian zones are a product of Meso- and mainly Neoalpine folding. The origin of nappes is accompanied and directed by subduction of paraoceanic, mainly oceanic crust of the Váhicum — the continuation of the south Penninicum into the Carpathians and underthrusting of the thick crust of the Helveticum and Bohemian Massif. The results are:

- rootless nappes of the Flysch Belt of the Carpathians with detachment of flysch complexes from the basement partly already during the Mesoalpine, essentially during the Neoalpine stage,

- elements of tectonic melange of the Pieinines, originated by compression and squeezing out of the dissected arc during shortening in several stages (Paleo-, Mesoalpine),

- overthrusting in several acts at the boundary of the Outer- and Inner Carpathians, the result of which is the Klape nappe and thrusting of the Manín nappe and frontal part of the main "Subtratic" nappes.

Underthrusting of the Váhicum oceanic crust in several stages below the northern part of the Tatricum (Paleo- and Mesoalpine) gave rise to several overthrust planes and resulted in formation of nappes-slices in crystalline rocks of the northern part of the Tatricum. Larger overthrusts proceeded at

the boundary of two crust types, the northerner "heavier" and southerner "lighter" with granitoid massifs. The Mesoalpine age of overthrusts and slicing in the outer part of the Tatricum is proved by the presence of the Upper Cretaceous amidst

the Považský Inovec crystalline complex, also amidst the Tatric Mesozoic in the borehole Soblahov (Kullmannová 1981, Gašpariková 1981).

*Preložila E. Jassingerová*

## Sulfidická Ni-Co-Fe mineralizácia v ultramafických horninách Západných Karpát

IGOR ROJKOVIČ\*, VLADIMÍR ANATOLEVIČ BORONICHIN\*\*

\* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

\*\* IGEM AN SSSR, Staromonetnyj pereulok 35, Moskva

(12 obr. a 5 tab. v texte)

Doručené 27. 7. 1981

### Никель-кобальт-железная минерализация в ультрамафических породах Западных Карпат

В зависимости на химическом составе ультрамафических пород происходит образование различных ассоциаций рудных минералов. Отдельные ассоциации рудных минералов представлены минералами с типичным химическим составом или структурной модификацией. Для ультрамафических массивов с повышенным содержанием железа и титана типичными являются гексагональные пирротины, железистые пентландиты, виолариты и халькопириты. Породы с повышенным содержанием магния и никеля в отличие от предыдущих типичными являются никель содержащие пентландиты, миллериты, никель содержащие виолариты, сиегениты и моноклиальные пирротины.

### Sulphidic nickel—cobalt—iron ores in ultramafic rocks of the Western Carpathians

Depending on the composition of ultramafic rocks, different associations of sulphidic ores are present. Single associations contain ore minerals with typical composition or structural modification. In ultramafics characterized by higher amounts of iron and titanium, hexagonal pyrrhotite, Fe-pentlandite, violarite and chalcopyrite are the typical ores. Ultramafic varieties richer in magnesium and nickel contain characteristic assemblage of Ni-pentlandite, millerite, Ni-violarite, siegenite and monoclin pyrrhotite.

Ultramafické masívy Západných Karpát patria do gabro-peridotitovej alebo peridotitovej (lerzolitovo-harzburgitovej) formácie,

pričom prvé sa vyskytujú severne a druhé južne od muránskeho zlomového systému (Hovorka, 1978). Rozdielna geologická

pozícia a z toho vyplývajúce rozdielne mineralogické a chemické zloženie ultramafických telies Západných Karpát podmienujú aj vytvorenie odlišných asociácií rudných minerálov. Telesá gabroperidotitovej formácie charakterizuje asociácia ilmenit a pyrotín a sprevádza ich magnetit, pentlandit a chalkopyrit. Chemické zloženie hornín týchto telies s vyšším obsahom Fe a Ti zodpovedá niklonosným ultramafickým horninám (Rojkovič — Hovorka, 1979). Telesá peridotitovej formácie charakterizuje prítomnosť chromitu (chróm-spinelu) a milleritu, ktoré sprevádza magnetit a pentlandit. Chemické zloženie hornín druhého typu s vyšším obsahom Mg a Ni zodpovedá chrómonosným ultramafickým horninám.

Rozdielnosť asociácií rudných minerálov podnietila bádanie sulfidických, najmä hojnejšie vystupujúcich minerálov, ako je pyrotín, pentlandit, millerit, pyrit, violarit a siegenit, z hľadiska zmien ich chemického zloženia. V rámci výskumu rudnej mineralizácie v ultramafických masívoch Západných Karpát sa zistili sulfidické minerály na väčšine lokalít v rozličných geologicko-stratigrafických jednotkách Západných Karpát (obr. 1).

J. Kantor (1955) v serpentinitoch východnej časti Slovenského rudohoria zistil zo sulfidov heazlewoodit, millerit, pentlandit a pyrit. Pentlandit z ultramafického telesa pri Hodkoviach analyzoval J. Hurný et al. (1978). Z kontaktu ultramafického telesa s triasovými sedimentmi pri Dankovej opísal M. Háber — D. Hovorka (1981) okrem Pb—Zn—Cu sulfidov pyrotín a pyrit.

Cieľom našej práce je doplniť charakteristiku asociácií rudných minerálov ultramafických hornín Západných Karpát (Rojkovič — Hovorka, 1979) a distribúcie minerálov skupiny spinelu (Rojkovič et al., 1978) charakteristikou distribúcie Ni—Co—Fe sulfidov a variabilnosti ich

chemického zloženia.

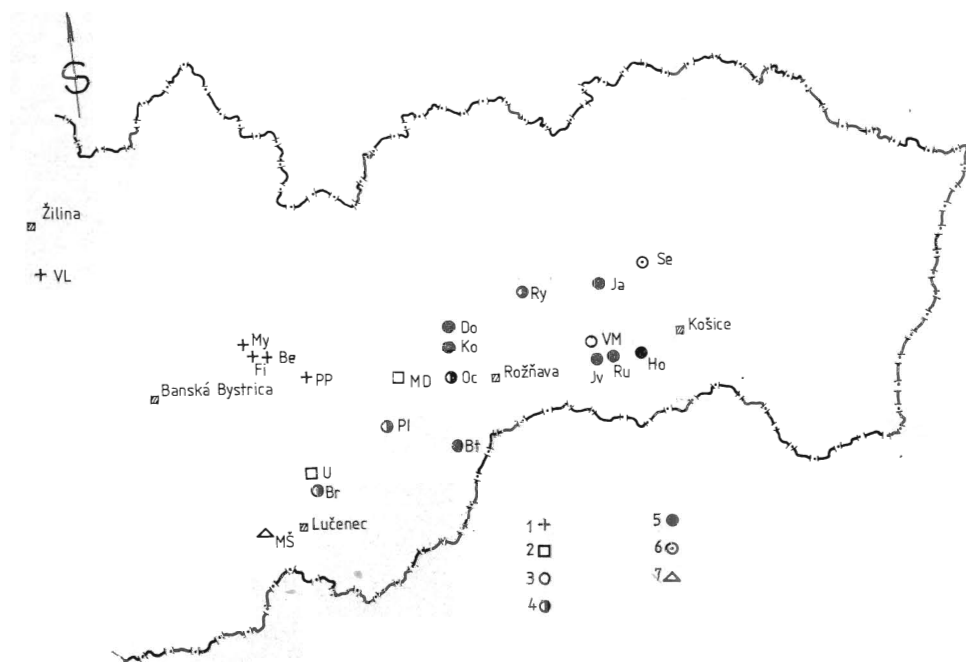
Analýzy chemického zloženia minerálov urobil V. A. Boronichin na rŕg mikroanalýzátore Cameca MS-46 za nasledujúcich podmienok: napätie 25 kV, prúd 50 nanoampérov. Ako štandardy sa použil FeS (troilit) pre línie FeK<sub>α1</sub> a SK<sub>α1</sub>, kovový Ni a Co pre línie NiK<sub>α1</sub> a CoK<sub>α1</sub>. Výpočet koncentrácií sa vykonal podľa programu PUMA (Boronichin — Cepin, 1980), ktorý zhrňa korekcie na „mŕtvy čas“, atómové číslo, absorpciu a charakteristickú fluorescenciu.

Pyrotín FeS v prírode vystupuje v piatich typoch, ktoré podľa N. Morimotu et al. (1975) majú nasledujúce chemické zloženie a štruktúru:

troilit	FeS
hexagonálny prechodný	Fe <sub>11</sub> S <sub>12</sub>
hexagonálny prechodný	Fe <sub>10</sub> S <sub>11</sub>
hexagonálny prechodný	Fe <sub>9</sub> S <sub>10</sub>
monoklinický	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>
FeS	2C50 atóm. % Fe
Fe <sub>11</sub> S <sub>12</sub>	6C47,83 atóm. % Fe
Fe <sub>10</sub> S <sub>11</sub>	11C
Fe <sub>9</sub> S <sub>10</sub>	5C47,37 atóm. % Fe
Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	4C46,67 atóm. % Fe

V bádaných vzorkách je pyrotín najhojnejší na lokalite Pohronská Polhora a menej je zastúpený v Mýte pod Ďumbierom, kde tvorí makroskopicky pozorovateľné niekoľko mm veľké agregáty. Väčšinou je zriedkavý a drobné rozptýlené zrná sú pozorovateľné iba mikroskopicky. Alotriomorfné zrná tvoria agregáty veľké až niekoľko mm. Na lokalite Ploské bolo možno pozorovať aj dvojčatné lamely pyrotínu, pravdepodobne tlakového pôvodu. Naopak sa na lokalite Veľká Lúka vytvorili lamely v dôsledku rozpadu tuhého roztoku. Možno pozorovať jeho štiepatelnosť výraznenú zatlačujúcim goethitom.

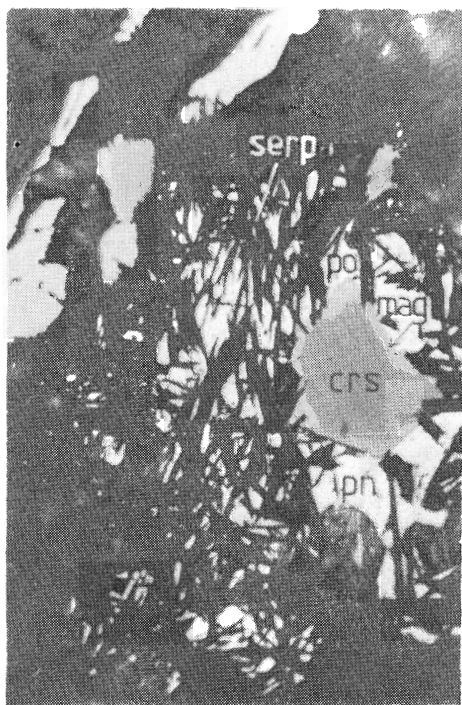
Je poprerastaný inými minerálmi, najmä pentlanditom a chalkopyritom. Pentlandit v ňom tvorí odmiešaniiny a častý je na hranici jednotlivých zŕn pyrotínu. Uzatvára magnetit, ilmenit a chróm-spinel, často



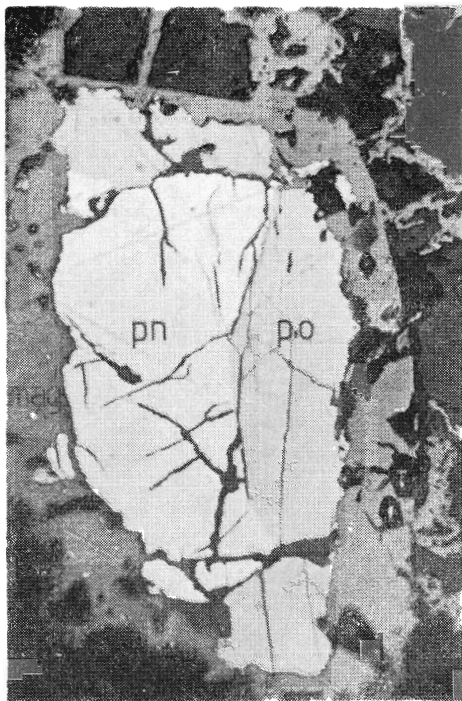
Obr. 1. Lokalizácia ultramafických masívov gabro-peridotitovej (1) a peridotitovej formácie (2—7) s badanou mineralizáciou (podľa Hovorku, 1978). 1 — v amfibolických peridotitoch a antigoritických serpentinitoch v jadrových vrchoch a severoveporických zónach — Beňuš (Be), Filipovo pri Brezne (Fi), Mýto pod Dumbierom (My), Pohronská Polhora (PP) a Veľká Lúka (VL); 2—4 — v antigoritických serpentinitoch v horninách: 2 — kohútskeho kryštalinika — Muránska Dlhá Lúka (MD) a Uhorské (U); 3 — staršieho paleozoika gemerika — Vyšný Medzev (VM); 4 — karbónu gemerika — Breznička (Br), Ochtiná (Oc), Ploské (Pl) a Rudňany (Ry); 5 — v chryzotilovo-lizarditových serpentinitoch v triase východnej časti Slovenského rudohoria — Bretka (Bt), Dobšiná (Do), Hodkovce (Ho), Jaklovce (Ja), Jasov (Jv), Kobeliarovo (Ko) a Rudník (Ru); 6 — v slabo serpentinizovanom dunitovo-harzburgitovo-lherzolitovom teise v paleogéne pri Sedliciach (Se), 7 — v xenolitoch spinelových peridotitov v mladokenozoických alkalických olivinických bazaltoch pri Maškovej (MŠ)

Fig. 1. Localization of ultramafic bodies of the gabbro-peridotite (1) and peridotite (2) formation containing the investigated ores (according to Hovorka 1978). 1 — hornblende peridotite and antigorite serpentinite bodies of the "Core Mountains" and in the North Veporic zone. Localities: Be — Beňuš, Fi — Filipovo near Brezno town, My — Mýto pod Dumbierom, PP — Pohronská Polhora, VL — Veľká Lúka, 2—4 — antigorite serpentinite bodies: 2 — in the crystalline of the Kohút zone, localities: MD — Muránska Dlhá Lúka, U — Uhorské, 3 — in Early Paleozoic lithologies of the Gemeric unit: VM — Vyšný Medzev, 4 — in the Carboniferous of the Gemeric unit: Br — Breznička, Oc — Ochtiná, Pl — Ploské. Ry — Rudňany. 5 — in chrysotile-lizardite serpentinite bodies emplaced into Triassic rocks in the eastern part of the Spišsko-gemeriské rudohorie Mts.: Bt — Bretka, Do — Dobšiná, Ho — Hodkovce, Ja — Jaklovce, Jv — Jasov, Ko — Kobeliarovo, Ru — Rudník, 6 — in slightly serpentinitized dunite-harzburgite-lherzolite body within Paleogene beds: Se — Sedlice, 7 — in xenoliths of spinel peridotite in Late Cenozoic alkali olivine basalt: MŠ — Mašková

aj s magnetitovými lemmami (obr. 2). Magnetit pretínajú žilky pyrotínu, často spolu s chalkopyritom. Spolu s pentlanditom aj v žilkách magnetitu v hornine. Pozorovateľné sú aj drobné uzavreniny pyrotínu v magnetite a magnetitové žilky a lemy na pyrotíne (obr. 3). V ilmenite možno pozorovať jeho drobné nepravidelné, ako aj pretiahnuté a paralelne orientované zrná. Drobné nepravidelne obmedzené uzavreniny pyrotínu v úzkej paragenéze s milleritom sa zistili v pyritoch na



Obr. 2. Chróm spinel (crs) s magnetitovým lemom (mag) uzavretý v monoklinickom pyrotíne (po), ktorý je poprerastaný pentlanditom (pn) a šupinkami serpentínových minerálov (serp). Mýto pod Ďumbierom, vzorka My-4, zväčš. 440 $\times$ , 1 nikol  
Fig. 2. Chrome spinel (crs) with magnetite (mag) rim enclosed by monoclinical pyrrhotite (po) the latter intergrowing with pentlandite (pn) and flakes of serpentine mineral (serp). Mýto pod Ďumbierom locality, sample My-4, magn.  $\times 440$ , parallel nicols



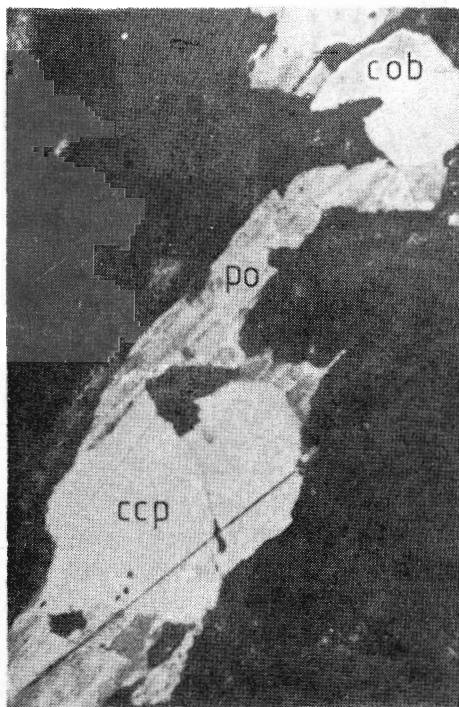
Obr. 3. Hexagonálny pyrotín (po) s pentlanditom (pn) -lemuje magnetit (mag). Veľká Lúka, vzorka VL-2, zväčš. 440 $\times$ , 1 nikol  
Fig. 3. Hexagonal pyrrhotite (po) with pentlandite (pn) rimming magnetite (mag). Veľká Lúka locality, sample VL-2, magn.  $\times 440$ , parallel nicols

lokality Jaklovce. Je poprerastaný aj kobaltínom (obr. 4). Často vyplňa aj medzizrnové priestory horninotvorných, vrátane serpentínových minerálov.

Pod vplyvom oxidácie prechádza najprv zrejme na „medziprodukt“ podobného charakteru, ako uvádza P. Ramdohr (1975), ktorý bolo možno pozorovať napríklad na lokalite Pohronská Polhora a Muránska Dlhá Lúka. Pre medziprodukt je charakteristická strata ružovkastohnedého nádychu farby, strata typického dvojdrazu a naopak silná anizotropia, podobná markazitu. Rtg mikroanalýzator potvrdil chemické zloženie zodpovedajúce pyrotínu. Ide zrejme o počiatočné štádium

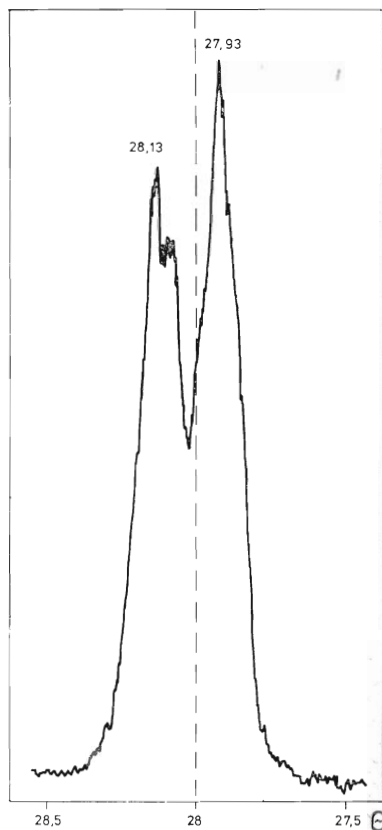
premeny pyrotínu na markazit. V konečnom štádiu premeny je „medziprodukt“ a markazit s pyritom zatlačенý goethitom, ktorý je posledným produktom jeho premeny.

Odlíšiť štruktúrnu modifikáciu pyrotínu pomocou röntgendifrakčnej analýzy bolo možno len na lokalite Pohronská Polhora, kde sú horniny hojne impregnované pyrotínom (obr. 5). Rtg difrakcia zistila vrcholy hexagonálneho  $d(102)$  a monoklinického pyrotínu  $d(202)$  a  $d(20-2)$ . Rozptýlený charakter mikroskopických zrn pyrotínu si na odlíšenie štruktúrnej modifikácie vyžiadal použiť magnetickú



Obr. 4. Žilka monoklinického pyrotínu pokrytého magnetitovou emulziou (po) s chalkopyritom (ccp) a kobaltínom (cob). Breznička, vzorka Br-3, zväčš. 440 $\times$ , 1 nikol  
Fig. 4. Monoclinical pyrrhotite veinlet covered by magnetite emulsion (po) with chalcopyrite (ccp) and cobaltite (cob). Breznička locality, sample Br-3, magn.  $\times 440$ , parallel nicols

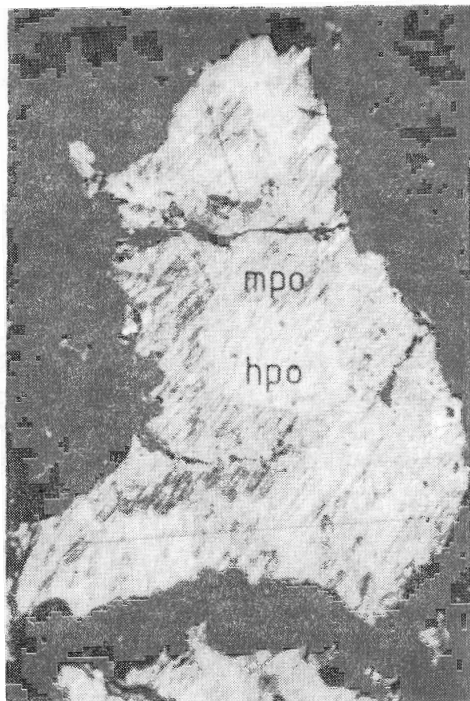
suspenziu podľa M. A. Grabovského — O. N. Žerdenka (1964). V dôsledku feromagnetických vlastností monoklinického pyrotínu sa vytvorili štruktúry magnetických domén. Podľa C. E. G. Benneta et al. (1972) je zdvojitavenie odrazom toho, že na



Obr. 5. Röntgen-difrakčný záznam zmesi hexagonálneho a monoklinického pyrotínu. Spoločný vrchol (102) hexagonálneho a (202) monoklinického pyrotínu pri  $\theta = 27.93$  je preto vyšší ako vrchol (20-2) monoklinického pyrotínu pri  $\theta = 28.13$ . Pohronská Polhora, vzorka PP-4.  
Fig. 5. X-ray diffraction record of hexagonal and monoclinical pyrrhotite mixture. The common (102) peak of the hexagonal pyrrhotite with the (202) peak of the monoclinical pyrrhotite at  $\theta = 27.93$  is higher than the (20-2) peak of monoclinical pyrrhotite at  $\theta = 28.13$ . Pohronská Polhora locality, sample PP-4

síru bohatšia fáza sa mohla odmiešať ako submikroskopický prerast, azda pomocou spinoidálneho mechanizmu, čím vznikli pozorované optické a magnetické doménové štruktúry a zodpovedajúce magnetické zvrtné javy. Hexagonálny pyrotín sa na základe jeho antiferomagnetických vlastností zistil na lokalite Veľká Lúka, Filipovo a Pohronska Polhora. Vystupuje v úzkej paragenéze s pentlanditom a chalkopyritom a lemuje ho mladší magnetit, vzniknúcí už počas procesov serpentinizácie. Aj rŕg difrakcia potvrdila, že monoklinický pyrotín lokality Pohronska Polhora je hojne poprerastaný hexagonálnym pyrotínom. Ale pomocou magnetických domén možno odlišiť hranice ich prerastania, ako aj zatláčanie a pretínanie hexagonálneho pyrotínu monoklinickým (obr. 6). Na ostatných lokalitách sa zistil iba monoklinický pyrotín. Lemuje magnetit, vyplňa medzizrnové priestory serpentínových minerálov a okrem pentlanditu, chalkopyritu, kobaltínu, violaritu a bravoitu ho sprevádzajú aj iné minerály typické pre procesy serpentinizácie a mladších hydroteriem.

Chemické zloženie pyrotínu je potvrdené vyšším obsahom Fe v hexagonálnom a nižším v monoklinickom pyrotíne (tab. 1, obr. 7). V analyzovaných hexagonálnych pyrotínoch kolíšu atómové percentá Fe od 49,9 do 47,4 a v monoklinickom 46,6—44,1. Nižší obsah Fe v niektorých monoklinických pyrotínoch mohli spôsobiť ich malé rozmery a prerasty s inými sulfidmi. Obsah Co je veľmi jednotvárný (0,1 atómového % vo všetkých vzorkách), ale obsah Ni vykazuje značnú variabilnosť, a to od 0,1 do 2,45 hmotnostných percent (tab. 1). Podľa N. N. Šiškina et al. (1974a) obsah Ni vzrastá od troilitu k hexagonálnemu pyrotínu a najvyšší obsah Ni má monoklinický pyrotín. V študovaných vzorkách je priemerný obsah Ni v hexagonálnom pyrotíne 0,1 a v monoklinickom 1,1 atómových percent. Aj napriek malému počtu

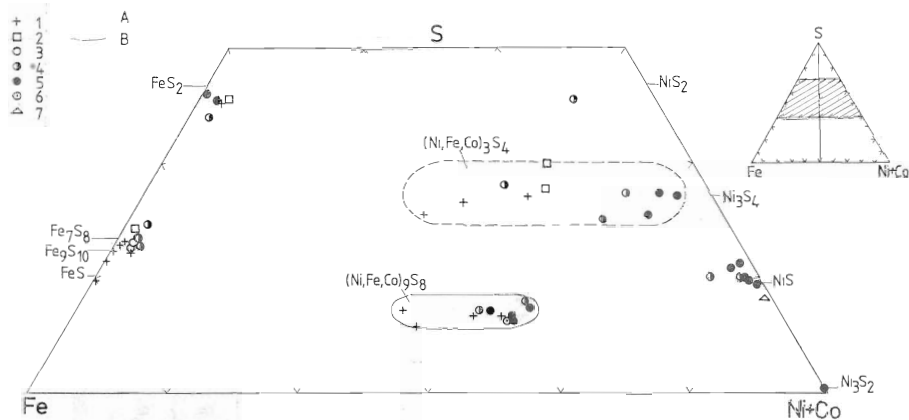


Obr. 6. Prerastanie sa monoklinického pyrotínu (mpo — pokrytého magnetitovou emulziou) s hexagonálnym pyrotínom (hpo — bez emulzie). Pohronska Polhora, vzorka PP-2, zväčš. 80 $\times$ , 1 nikol  
Fig. 6. Intergrowth of monoclinical pyrrhotite (mpo — covered by magnetite emulsions) and hexagonal pyrrhotite (hpo — without emulsion). Pohronska Polhora locality, sample PP-2, magn.  $\times 80$ , parallel nicols

analýz možno v našich vzorkách pozorovať vzájomnú pozitívnu koreláciu obsahu Ni v spoločne vystupujúcom pyrotíne a pentlandite (obr. 8).

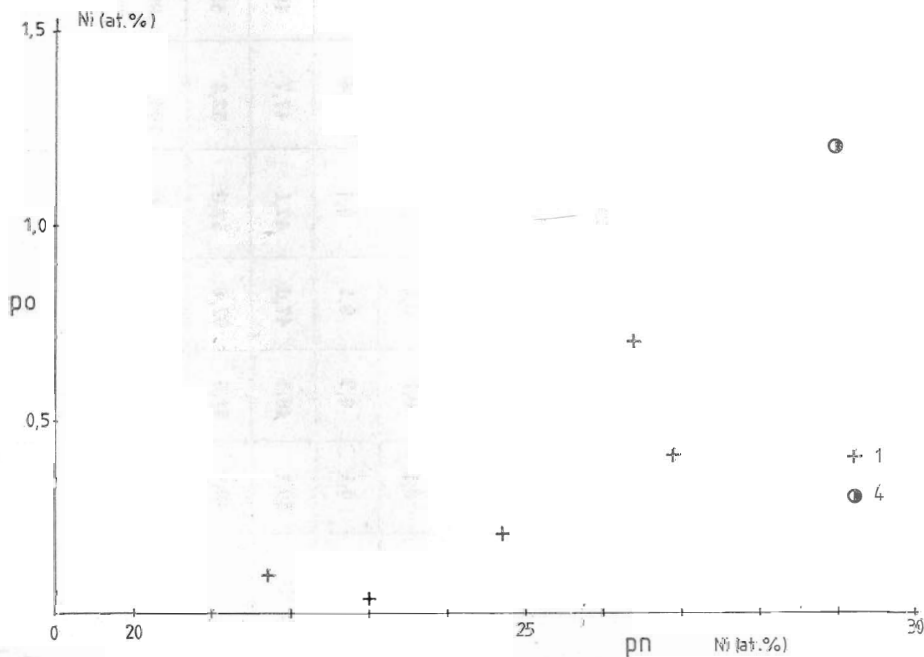
Zmena kryštalickej štruktúry pyrotínu sa zvyčajne považuje za funkciu teploty (Desborough — Carpenter, 1965, Yund — Hall, 1969) a predpokladá sa, že monoklinický pyrotín bohatší na síru vznikal pri teplote pod 260—325 °C a hexagonálny nad touto teplotou. Podľa A. P. Lichačeva et al. (1972) vylúčenie pyrotínových fáz nekontrolovala teplota, ale zloženie systému.





Obr. 7. Chemické zloženie analyzovaných Ni—Co—Fe sulfidov. Ohraničenie analyzovaných minerálov: A — skupiny linnéitu, B — pentlanditu; 1—7 — lokality ako na obr. 1

Fig. 7. Chemical composition of Nickel—cobalt—iron sulphides analyzed. Limits of mineral groups: A — linnéite, B — pentlandite, 1—7 — localities as in fig. 1



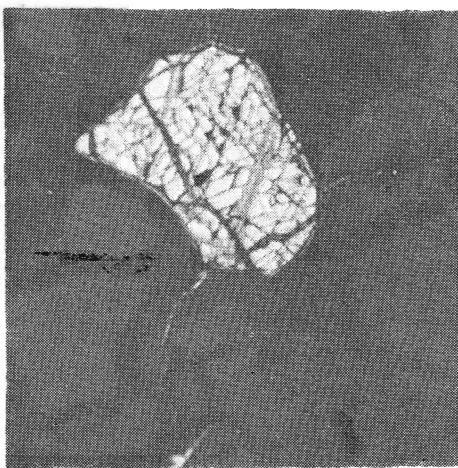
Obr. 8. Korelačný diagram obsahu Ni (v atómových percentách) v spoločne vystupujúcom pentlandite (pn) a pyrrhotite (po) 1, 4 — lokality ako na obr. 1

Fig. 8. Correlation plot of nickel content in atomic per cents in associating pentlandite (pn) and pyrrhotite (po), 1, 4 — localities as in fig. 1

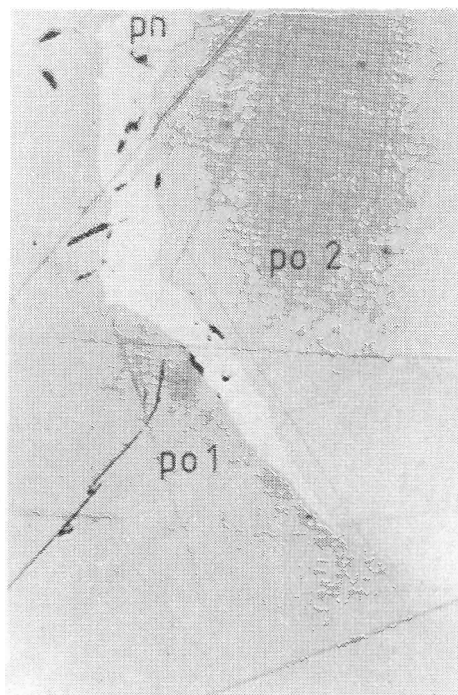


V prostredí s nedostatkom síry kryštalizoval len hexagonálny pyrotín a v systéme bohatom na síru monoklinický.

Pentlandit ( $(\text{Ni, Fe, Co})_9\text{S}_8$ ) je v bádaných horninách zriedkavým a iba mikroskopicky pozorovateľným minerálom. V serpentinitoch gabro-peridotovej formácie (Veľká Lúka, Pohronská Polhora, Mýto pod Dumbierom) vystupuje pentlandit v paragenéze s pyrotínom a chalkopyritom. V serpentinitoch peridotitovej formácie (Hodkovce, Jaklovce) vystupuje samostatne, prípadne ho zatláča millerit a v asociácii s ním sú častejšie chromity a chrómspiny. Pentlandit, ktorý je v hornine samostatne rozptýlený, tvorí idiomorfne a zaoblené zrná s výraznou štiepatelnosťou (obr. 9). V paragenéze s pyrotínom tvorí hranaté alebo zaoblené zrná, avšak väčšinou možno pozorovať štruktúry, ktoré sú výsledkom odmiešania tuhého roztoku. Prispôbuje sa v nich skôr vykryštalizovanému pyrotínu. Zrná vystupujú často na rozhraní pyrotínových zrn (obr. 10). Pri



Obr. 9. Pentlandit (biely) je pozdĺž štiepatelnosti zatláčaný goethitom (sivý). Hodkovce, vzorka Ho-3, zväčš. 440 $\times$ , 1 nikol  
Fig. 9. Pentlandite (white) replaced along cleavage by goethite (grey). Hodkovce locality, sample Ho-3, magn.  $\times 440$ , parallel nicols

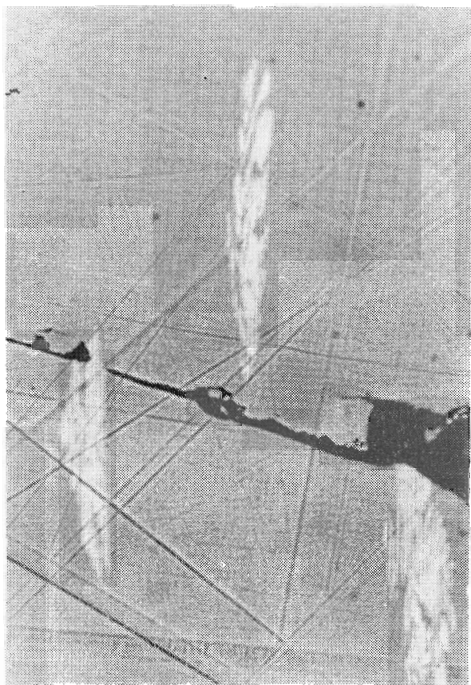


Obr. 10. Pentlandit (pn) vystupuje na rozhraní pyrotínových zrn (po 1 a po 2) odlišných v dôsledku dvojodrazu (svetlosivý a tmavosivý). Pohronská Polhora, vzorka PP-14, zväčš. 160 $\times$ , 1 nikol

Fig. 10. Pentlandite (pn) in interstices of pyrrhotite grains distinguished by double reflection (lighter and darker). Pohronská Polhora locality, sample PP-14, magn.  $\times 160$ , parallel nicols

odmiešani využívajú pentlandit aj oslabené miesta pyrotínu, najmä bazálnu štiepatelnosť a drobné trhlinky, čo v mikroskope možno vidieť ako paralelné a plameňovité odmiešania (obr. 11). Veľkosť zrn sa pohybuje od 0,01 do 0,1 mm. Spolu s pyrotínom je uzavretý v magnetite, ale uzatvára aj magnetit. Vystupuje aj v žilkách serpentínových minerálov a magnetitu v horninách. Viditeľné je jeho zatláčanie violaritom, bravoitom, milleritom a goethitom pozdĺž štiepatelnosti aj od okraja. Pretínajú ho žilky chalkopyritu.

Analyzované pentlandity vykazujú veľ-



Obr. 11. Plameňovité odmiešavaniny pentlanditu (biele) sú umiestnené pozdĺž pukliny v pyrotíne (sivý). Pohronská Polhora, vzorka PP-2, zväčš. 1050 $\times$ , 1 nikol

Fig. 11. Flame-shaped pentlandite admixtures (white) localized along a fissure within pyrrhotite (grey). Pohronská Polhora locality, sample PP-2, magn.  $\times 1050$ , parallel nicols

kú variabilnosť chemického zloženia, najmä v pomere Ni : Fe (tab. 2). N. N. Šiškin et al. (1974b) rozčleňujú pentlandity podľa chemického zloženia na nízkokobaltové (Co v M zložke nepresahuje 10 atómových %) a vysokokobaltové (nad 10). Nízkokobaltové sa delia podľa pomeru Ni : Fe na Fe pentlandity (s pomerom Ni : Fe pod 0,90), vlastné pentlandity (0,90—1,30) a Ni pentlandity (nad 1,30). V našich analýzach vykazujú vyšší obsah Co pentlandity z Mýta pod Ďumbierom a zo Sedlíc, ale 10 atómových % nedosahujú. Preto ak sa zoberie do úvahy rozčlenenie N. N. Šiškina et al. (1974b), možno všetky analyzované pentlandity pokladať za nízkokobal-

tové. Podľa tohto delenia zodpovedajú nízkokobaltovým pentlanditom aj pentlandity z Hodkoviec (Hurný et al., 1978). Na základe pomeru Ni : Fe možno odlišiť všetky tri skupiny nízkokobaltových pentlanditov N. N. Šiškina et al. (l. c.): Fe pentlandity na lokalite Veľká Lúka a Filipovo, vlastné pentlandity v Pohronskej Polhore, Mýte pod Ďumbierom a Sedliciach a Ni pentlandity na lokalite Ochtiná, Dobšiná, Hodkovce, Jaklovce a Rudník (tab. 2, obr. 7). V bádaných horninách vystupujú Fe pentlandity výlučne s hexagonálnym pyrotínom, ktorý sprevádza chalkopyrit a Ni pentlandity s monoklinickým pyrotínom alebo milleritom, príp. awaruitom a heazlewooditom. Vlastné pentlandity s prechodným pomerom Ni : Fe vystupujú v paragenéze s prerastmi hexagonálneho a monoklinického pyrotínu (Pohronská Polhora) alebo s monoklinickým pyrotínom (Breznička, Mýto pod Ďumbierom, Sedlice). Pentlandit v paragenéze s monoklinickým pyrotínom je bohatší na nikel a má vyšší pomer Ni : Fe ako v paragenéze s hexagonálnym pyrotínom. Ako sme už uviedli, obsah Ni v pentlandite vykazuje pozitívnu koreláciu s obsahom Ni v pyrotíne (obr. 8).

Podiel kovovej zložky a síry vo vzorci sa od stechiometricky udávaného pomeru M : S = 9 : 8 odchyľuje. Podľa R. W. Shewmana — L. A. Clarka (1970) a D. C. Harrisa — E. H. Nickela (1972) je podiel kovovej zložky vyšší ako udávaný stechiometrický pomer. Na rozdiel od týchto autorov V. Rajamani — C. T. Prewitt (1973) uvádzajú pokles pomeru M : S so zvyšujúcim sa obsahom Ni v prírodných pentlanditoch a podľa toho pre Ni pentlandity platí vzorec  $M_{9-x}S_8$ , ale pre Fe pentlandity  $M_{9+x}S_8$ . V našich analýzach s pozitívnymi aj negatívnymi odchýlkami od pomeru 9 : 8 sme túto závislosť zrejme pre nedostatočnú presnosť analýzy nespozorovali.

*Chemické zloženie pentlanditu*  
*Chemical composition of pentlandite*

Tab. 2

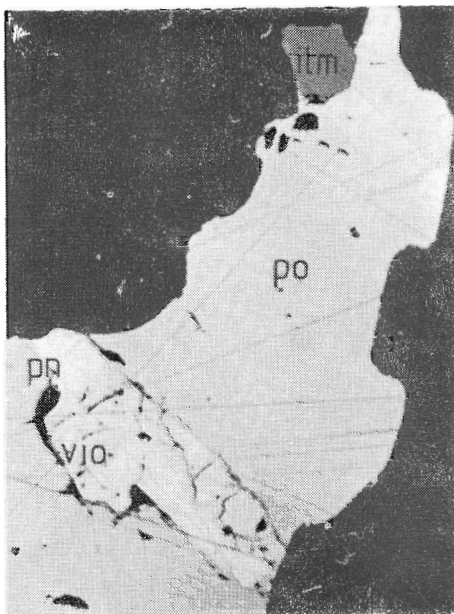
vzorka		1/Fi-6	1/Mý-4	1/PP-2	1/VL-2	4/Br-18	4/Oc-1	5/Do-6	5/Ho-6	5/Ja-8	5/Ru-3	6/Se-3
hmotnostné percentá	Fe	34,33	26,04	28,08	33,85	27,44	22,36	25,06	26,60	25,20	23,42	25,60
	Co	2,89	7,32	4,50	1,98	2,09	1,26	0,77	0,50	1,50	0,58	7,20
	Ni	30,30	33,47	34,41	31,63	37,36	41,15	41,40	39,90	40,70	41,14	35,10
	S	33,97	32,35	32,61	32,09	33,12	33,21	32,90	33,30	32,30	32,99	32,80
	Súčet	101,49	99,18	99,60	99,55	100,01	97,98	100,13	100,30	99,70	98,13	100,70
atómové percentá	Fe	27,5	21,6	23,1	27,8	22,4	18,5	20,5	21,6	20,9	19,4	20,9
	Co	2,2	5,8	3,5	1,6	1,6	1,0	0,6	0,4	1,2	0,5	5,6
	Ni	23,0	26,4	26,9	24,7	29,0	32,5	32,1	30,9	32,0	32,5	26,9
	Fe + Co + Ni	52,7	53,8	53,5	54,1	53,0	52,0	53,2	52,9	54,1	52,4	53,4
	S	47,3	46,8	46,6	45,9	47,1	48,0	46,8	47,1	46,4	47,7	46,6
	Súčet	100,0	100,6	100,1	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,5	100,1
vzorec	Fe + Co + Ni	8,913	9,196	9,185	9,429	9,003	8,667	9,095	9,000	9,326	8,789	9,167
	S	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	Ni : Fe	0,87	1,22	1,16	0,88	1,29	1,76	1,56	1,43	1,53	1,67	1,29

I. Rojkoovič, V. A. Boronichin: Sulfidická Ni-Co-Fe mineralizácia

Minerály linneitovej skupiny ( $\text{Co, Ni, Fe}$ ) $_3\text{S}_4$  v sledovaných vzorkách svojim zložením najviac zodpovedajú violaritu a siegenitu.

Violarit  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$  vystupuje len zriedkavo a je pozorovateľný iba mikroskopicky. Prevažne hladké nepravidelne obmedzené zrna sú veľké približne 0,05—0,1 mm. Tvoria žilky až úplné pseudomorfózy po zatlčení pentlanditu (obr. 12). Violarit vzniká na úkor pentlanditu vďaka ľahkosti premeny štruktúry pentlanditu na štruktúru violaritu (Misra — Fleet, 1974). Na lokalite Pohronská Polhora a Ploské vystupuje spolu s bravoitom ako produkt hypergéennej premeny pentlanditu, pričom možno pozorovať poréznoš a štruktúry vysychania v dôsledku redukcie objemu pri premeny pentlanditu na violarit. Drobné hladké zrná sú rozptýlené aj v hornine a uzavreté v magnetite a millerite. V metasomaticky premenených horninách listvenitového charakteru na ložisku Rudňany sa zistil v úzkej paragenéze s milleritom, gersdorffitom, kobaltinom a chalkopyritom, ktorým je poprerastaný.

Analýzy violaritov vykazujú vyšší obsah kobaltu, ktorý nepresahuje 10 atómových percent, najmä na lokalitách Uhorské a Pohronská Polhora (tab. 3). Pomer Ni : Fe má obdobný trend ako pri pentlanditoch, ktorých premenou violarity vznikli. Najnižší pomer Ni : Fe je vo violaritoch na lokalitách prvej skupiny, t. j. v Pohronskej Polhore a Beňuši (obr. 7). Najvyšší pomer sa zistil na lokalite Ochtiná a Rudňany, kde violarity vystupujú v paragenéze s milleritom a sú obohatené Ni do takej miery, že sú na prechode k polydymitu. Je to v súlade so zisteniami J. R. Craiga (1971) a D. J. Vaughana et al. (1971) o neprerušenom rade  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$  —  $\text{Ni}_3\text{S}_4$  a s vystupovaním Ni violaritu v paragenéze s milleritom (Hudson — Groves, 1974). Nízke súčty v analýzach violaritu z Pohronskej Polhory a Ploského odrážajú po-



Obr. 12. Pyrotin (po) poprerastaný pentlanditom (Pn) a ilmenitom (ilm). Violarit (vio) zatláča pentlandit, Pohronská Polhora, vzorka PP-2, zväčš. 440 $\times$ , 1 nikol

Fig. 12. Pyrrhotite intergrowing (po) with pentlandite (pn) and ilmenite (ilm). Violarite (vio) replaces pentlandite. Pohronská Polhora locality, sample PP-2, magn.  $\times 440$ , parallel nicols

rznu štruktúru violaritu, ktorá je, na rozdiel od hladkých violaritov hypogénneho pôvodu, pre hypergéenny vznik tohto minerálu typická (Nickel, 1973, Hudson — Groves, 1974).

Siegenit  $\text{CoNi}_2\text{S}_4$  sa zistil na lokalite Danková, Jaklovce a Jasov ako zrná veľké 0,01—0,05 mm a rozptýlené v hornine v asociácii s pentlanditom a milleritom. Pentlandit vystupujúci v asociácii so siegenitom má charakter Ni pentlanditu. Chemické zloženie analyzovaných siegenitov s mierne vyšším Fe dobre zodpovedá vzorcu  $\text{CoNi}_2\text{S}_4$ , ktorý navrhla J. Minčeva-Stefanova — I. Kostov (1973) pre vlastný siegenit (tab. 3). Obohatenie s Fe

Chemické zloženie minerálov skupiny linnéitu  
Chemical composition of minerals of the linnéite group

Tab. 3

I. Rojkovič, V. A. Boronichin: Sulfidická Ni-Co-Fe mineralizácia

		violarit								siegenit		
vzorka		1/Be-1	1/PP-2		2/MD-1	2/U-3	4/Oc-7	4/Pl-1	4/Ry-228	5/Da-6	5/Ja-8	5/Jv-1
hmotnostné percentá	Fe	29,47	17,18	24,11	15,83	14,92	11,78	19,09	8,5	4,77	6,8	3,37
	Co	0,76	6,26	5,30	4,48	13,78	2,53	0,04	3,2	18,71	17,9	23,84
	Ni	28,98	30,74	27,24	36,03	26,86	45,03	33,68	46,1	33,02	32,9	31,28
	S	41,09	40,18	41,49	42,22	46,25	40,63	40,67	42,9	42,16	39,9	42,71
	Súčet	100,30	95,05	98,13	98,56	101,81	99,97	93,88	100,7	98,66	97,5	101,19
atómové percentá	Fe	22,8	14,1	18,9	12,4	11,1	9,2	15,7	6,5	3,7	5,4	2,6
	Co	0,6	4,8	3,9	3,3	9,7	1,9	0,1	2,3	13,9	13,6	17,3
	Ni	21,3	23,9	20,4	26,8	19,1	33,5	26,3	33,7	24,7	25,2	22,9
	Fe + Co + Ni	44,7	42,8	43,2	42,5	39,9	44,6	42,1	42,5	42,3	44,2	42,8
	S	55,3	57,2	56,8	57,5	60,1	55,4	58,0	57,4	57,7	55,8	57,2
	Súčet	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	99,9	100,0	100,0	100,0
vzorec	Fe	1,649	0,986	1,331	0,863	0,739	0,664	1,083	0,453	0,256	0,387	0,182
	Co	0,043	0,336	0,275	0,230	0,646	0,137	0,007	0,160	0,964	0,975	1,210
	Ni	1,541	1,671	1,437	1,864	1,271	2,419	1,814	2,348	1,712	1,806	1,601
	Fe + Co + Ni	3,233	2,993	3,043	2,957	2,654	3,220	2,900	2,961	2,932	3,168	2,993
	S	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ni : Fe		0,93	1,70	1,08	2,16	1,72	3,64	1,68	5,18	6,68	4,67	8,81

\* Analýza J. Krištína prevzatá z práce P. Ivana — I. Rojkoviča (1977)

zodpovedá trendu tuhého roztoku siegenitu k violaritu (Vaughan et al., 1971).

Millerit  $\beta$ -NiS sa zistil len mikroskopicky v telesách ultramafických hornín v mezozoiku a v karbóne gemerika, ako aj v xenolitoch spinelových peridotitov vystupujúcich v mladokenozoických alkalických olivinických bazaltoch pri Maškovej (lokality skupín 4, 5 a 7). Vystupuje v podobe rozptýlených pretiahnutých a nepravidelne obmedzených zŕn (veľkých 0,05—0,1 mm) a ihličkovitých kryštálov a ich agregátov. Zatláča a uzatvára Ni pentlandit a violarit. Uzatvára magnetit, je prerastaný chalkopyritom a uzavretý v pyrite. Chemické zloženie je na rozdiel od spomenutých minerálov pomerne stále (tab. 4). Obsah Co je výrazne vyšší v millerite v telesách vystupujúcich v mezozoiku gemerika (0,5—2,1 atómových %) proti karbónu gemerika (0,1—0,2 atómových %). Obsah Fe kolíše v rozmedzí 0—1,5 atómových percent, iba na lokalite Ochtiná dosahuje 3,9 atómového percenta.

Heazlewoodit  $Ni_3S_2$  je iba ojedinelý na lokalite Jaklovce a Ochtiná. Tvorí alotriomorfné (veľké 0,03—0,05 mm) zrná rozptýlené v hornine prerastené pentlanditom a uzavreté v magnetite. Heazlewoodit z Jakloviec má takéto chemické zloženie (v hmotnostných %): Ni 72,3, S 26,9. Z toho vyplýva vzorec  $Ni_{2,963}S_2$ . Analýzu tohto minerálu vykonal J. Krištín na rtg mikroanalýzátore Jeol-JXA-5A.

Pyrit  $FeS_2$  je zriedkavo rozptýlený v horninách, príp. tvorí hustejšie impregnácie. Najhojnejší a makroskopicky pozorovateľný je najmä na lokalite Jaklovce a Slovenská skala pri Jelšave. Väčšinou je prítomný ako idiomorfné 0,5—2 mm veľké zrná a agregáty idiomorfných a hypidiomorfných zŕn veľké až 1 cm. Býva aj kataklazovaný. Drobné jemnozrné agregáty zatláčajú spolu s markazitom pyrotín. Hojnejší je v serpentínových žilkách. Uza-

tvára drobné zrná milleritu, pyrotínu a chalkopyritu. Je uzavretý v chalkopyrite a magnetite. Zatláča ho goethit, pričom zatláčanie prebehlo často až do takej miery, že v goethitových pseudomorfozách tvorí pyrit už len reliktly.

Z malého počtu analýz vychodí vyšší obsah Ni (do 2,5 %) na lokalite Pohronská Polhora a Uhorské, kde je pyrit hlavne produktom premeny pyrotínu (tab. 5). Obsah Co je vyšší v pyrite z lokality Jaklovce, Kobeliarovo a Ochtiná (0,9—1,7 hmotnostných %). Pyrit je tu väčšinou idiomorfný a vystupuje vo forme žiliek alebo hustých impregnácií.

Bravoit  $(Fe, Co, Ni)S_2$  sa zistil iba veľmi zriedka a v úzkej paragenéze s violaritom a pentlanditom na lokalite Pohronská Polhora, Ploské a Sedlice. Tvorí nepravidelne obmedzené zrná a žilky s violaritom v pentlandite, ktorý zatláčajú. Má charakteristickú hnedastofialovú farbu, ale jeho prerastanie violaritom je také jemnozrné, že odlíšiť jednotlivé fázy je ťažké nielen mikroskopicky, ale aj rtg mikroanalýzátorom. Analýzu navyše sťažuje poréznosť violaritovo-bravoitových agregátov, vzniknuvších ako výsledok premeny pentlanditu. Analyzovaný  $(Ni, Fe)S_2$  minerál z Ploského s 82 percentami Ni v kovovom podiele presahuje limit 80 percent, ktorý D. J. Vaughan (1969) uvádza ako konečné členy disulfidov.  $Fe-Co-Ni$  minerál je svojím chemickým zložením blízky vaesitu  $NiS_2$  (tab. 5, obr. 7).

Markazit  $FeS_2$  je zriedkavý. Tvorí 0,005—0,02 mm veľké pretiahnuté zrná a agregáty veľké až 1 mm. Vystupuje rozptýlený v hornine a v úzkej asociácii s pyrotínom, ktorý zatláča spolu s pyritom. Prechod je pozvoľný ako pri pyrotíne. Uzatvára magnetit a ilmenit. Zatláča ho goethit, posledný produkt oxidácie pyrotínu.



Chemické zloženie milleritu  
Chemical composition of millerite

Tab. 4

vzorka		4/Oc-7	*4/Ry-228	5/Bt-6	5/Do-6	5/Jv-1		5/Ru-3	7/Mš-3
hmotnostné percentá	Fe	4,90	1,3	0,00	1,41	1,37	1,24	1,67	0,66
	Co	0,10	0,2	2,77	0,66	2,23	2,02	0,59	0,54
	Ni	60,43	61,3	61,85	62,94	61,71	60,33	60,82	61,52
	S	36,26	34,8	35,34	35,67	36,08	36,73	36,00	35,15
	Súčet	101,69	97,6	99,96	100,68	101,39	100,31	99,08	97,87
atómové percentá	Fe	3,9	1,1	0,0	1,1	1,1	1,0	1,4	0,6
	Co	0,1	0,1	2,1	0,5	1,7	1,5	0,5	0,4
	Ni	45,7	48,4	47,8	48,3	46,9	46,1	47,1	50,6
	Fe + Co + Ni	49,7	49,6	49,9	49,9	49,7	48,6	49,0	51,6
	S	50,3	50,3	50,0	50,1	50,2	51,4	51,1	48,4
	Súčet	100,0	99,9	99,9	100,0	99,9	100,0	100,1	100,0
vzorec	Fe + Co + Ni	0,989	0,986	0,998	0,996	0,990	0,945	0,959	1,065
	S	1	1	1	1	1	1	1	1

\* Analýza J. Krištína prevzatá z práce P. Ivana — I. Rojkoviča (1977)

Chemické zloženie pyritu a vaesitu  
 Chemical composition of pyrite and vaesite

Tab. 5

vzorka		pyrit					vaesit
		1/PP-2	2/U-3	4/Oc-7	5/Ko-1	5/Ja-10	4/Pl-1
hmotnostné percentá	Fe	45,56	45,94	48,02	46,34	46,3	8,29
	Co	0,14	0,45	1,64	1,72	0,9	—
	Ni	1,82	2,47	0,24	0,07	—	40,22
	S	51,26	52,96	50,95	52,43	53,1	50,59
	Súčet	98,78	101,82	100,85	100,56	100,3	99,10
atómové percentá	Fe	33,3	32,6	34,7	33,3	33,2	6,1
	Co	0,1	0,3	1,1	1,2	0,6	—
	Ni	1,3	1,7	0,2	0,1	—	28,4
	Fe + Co + Ni	34,7	34,6	36,0	34,6	33,8	34,5
	S	65,3	65,4	64,0	65,5	66,2	65,5
	Súčet	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0
vzorec	Fe + Co + Ni	1,066	1,060	1,124	1,055	1,020	1,052
	S	2	2	2	2	2	2

## Závery

1. Rozdielna geologická pozícia a z toho vychodiace rozdielne mineralogické a chemické zloženie ultramafických telies Západných Karpát viedlo aj k vytvoreniu odlišných asociácií rudných minerálov. Asociácie sú z rudných minerálov s ty-

pickým chemickým zložením, príp. štruktúrnou modifikáciou.

2. Pre niklonosné ultramafické masívy s vyšším obsahom železa a titánu je typický hexagonálny pyrotín, Fe pentlandit, violarit a chalkopyrit. Táto mineralizácia je najhojnejšia na lokalite Pohronská Polhora.

3. Pre chrómonosné ultramafické masívy s vyšším obsahom horčíka a niklu je typický Ni pentlandit, millerit, Ni violarit, siegenit a monoklinický pyrotín. Ide o veľmi chudobnú rudnú mineralizáciu.

4. Asociácia rudných minerálov sa v podstate vytvorila v troch etapách: magmatickej, pneumatolyticko-hydrotermálnej (serpentinizácia) a hypergénnej. V magmatickej vykryštalizoval pentlandit, pyrotín a chalkopyrit. Počas serpentinizácie sa staršie sulfidy remobilizovali a možno aj predpokladaf prínos síry a jej zlučovanie sa s niklom a železom uvoľnenými pri autometamorfnej premene pôvodných silikátov. Tak okrem pyrotínu, pentlanditu, chalkopyritu a magnetitu vznikol najmä millerit, violarit, siegenit, heazlewoodit, awaruit, pyrit, markazit, bravoit, gerdsdorffit, kobáltín a nikelín. Počas hypergénneho procesu okrem goethitu a covellínu vznikla aj časť violaritu a bravoitu.

Recenzoval M. Háber

#### LITERATÚRA

- Bennett, C. E. G. — Graham, J. — Thornberg, M. R. 1972: New observations on natural pyrrhotites, Part I, mineralogical techniques. *Amer. Mineralogist*, 57, pp. 445—462.
- Boronichin, V. A. — Cepin, A. I. 1980: Programma universal'naja dlia rasčeta popravok i statističeskoj obrabotki rezul'tatov tekuščich izmerenij pri količestvennom rentgenovskom mikroanalize („PUMA“). In: *Apparatura i metody rentgenovskogo analiza*. Vyp. 23. Leningrad, Mašinostrojenije.
- Craig, J. R. 1971: Violarite stability relations. *Amer. Mineralogist*, 56, pp. 1303—1311.
- Desborough, G. A. — Carpenter, R. H. 1965: Phase relation of pyrrhotite. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa)*, 60, pp. 1431—1450.
- Grabovskij, M. A. — Žerdenko, N. O. 1964: Domennaja struktura pirrotinovy različnogo genezisa. *Geol. rud. Mestorož. (Moskva)*, No. 3, s. 90—97.
- Harris, D. C. — Nickel, E. H. 1972: Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits. *Canad. Mineralogist*, 11, pp. 861—878.
- Háber, M. — Hovorka, D. 1981: Ore mineralization on the contact of an Alpine-type ultramafic body (Danková, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, s. 91—111.
- Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpinetype ultramafic rocks. *Náuka o Zemi, sér. Geol.*, No. 12, 153 s.
- Hudson, D. R. — Groves, D. I. 1974: The composition of violarite coexisting with vaesite, pyrite, and millerite. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa)*, 69, pp. 1335—1340.
- Hurný, J. — Krištín, J. — Zlocha, J. 1978: Charakteristika chróm-spinelov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach. *Mineralia slov.* 9, s. 23—35.
- Ivan, P. — Rojkovič, I. 1977: Ku geneze hornín s fuchsitom na ložisku Rudňany. In: *Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. Bratislava*, s. 107—111.
- Kantor, J. 1955: Rudné minerály spišsko-gemerských serpentinítov (awaruit, heazlewoodit atď.). *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, vied, s. 302—318.
- Lichačev, A. P. — Koževnikova, L. I. — Čuvikina, N. G. 1972: Ob usloviach obrazovanija pirrotinov. *Zap. Vsesojuz. miner. Obšč.*, 101 s.
- Minačev-Stefanova, J. — Kostov, I. 1976: On Siegenite and the „Miscibility“ between Linnaeite and Polydymite. *Geochem. mineral. and petrol. (Sofia)*, 4, pp. 35—56.
- Misra, K. C. — Fleet, M. E. 1974: Chemical composition and stability of violarite. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa)*, 69, pp. 391—403.
- Morimoto, N. — Gyöb, A. — Mukaiyama, H. — Izawa, E. 1975: Crystallography and Stability of Pyrrhotites. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)*, 70, pp. 824—833.
- Nickel, E. H. 1973: Violarite — a key mineral in the supergene alteration of nickel sulfide ores. *Aust. Inst. Metallurgy Conf. Series (Papers)*, No. 2, pp. 111—116.
- Rajamani, V. — Prewitt, C. T. 1973: Crystal chemistry of natural pentlandites. *Canad. Mineralogist*, 12, pp. 178—187.
- Ramdohr, P. 1975: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Berlin, Akademie-Verlag*. 1277 s.
- Rojkovič, I. — Hovorka, D. — Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol.*

- zbor. *Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 253—274.
- Rojkovič, I. — Hovorka, D. 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathian ultramafic massifs. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 449—462.
- Shewman, R. W. — Clark, L. A. 1970: Pentlandite phase relation in the Fe—Ni—S system and notes on the monosulfide solid solution. *Can. J. Earth Sci.*, 7, pp. 67—85.
- Šiškin, N. N. — Mitenkov, G. A. — Michalova, V. A. — Rudaševskij, N. S. — Sidorov, A. F. 1974a: Elementy primesi — nikel, kobalt i meď v pirrotine spošnych rud mestoroždenij Talnachskogo rudnogo uzla. *Geochemija (Moskva)*, 1, s. 95—104.
- Šiškin, N. N. — Karpenkov, A. M. — Kulagov, E. A. — Mitenkov, G. A. 1974b: O klasifikacii mineralov gruppy pentlandita. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 217, No. 1, s. 194—197.
- Vaughan, D. J. 1969: Zonal variation in bravoite. *Amer. Mineralogist*, 54, pp. 1075—1083.
- Vaughan, D. J. — Burns, V. M. 1971: Geochemistry and bonding of thiospinel minerals. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 35, pp. 365—381.
- Yund, R. A. — Hall, H. T. 1969: Hexagonal and Monoclinic Pyrrhotites. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)*, 64, pp. 420—423.

## Sulphidic nickel—cobalt—iron ores in ultramafic rocks of the Western Carpathians

IGOR ROJKOVIČ — VLADIMIR ANATOLYEVICH BORONIKHIN

Various geological position and different mineralogical and chemical composition of ultramafics in the Western Carpathians resulted also in variable assemblages of ore minerals originating within single occurrences (fig. 1). Bodies of the gabbro-peridotite formation are characterized by the ilmenite-pyrrhotite assemblage with minor magnetite, pentlandite and chalcopyrite. The chemical composition of these rock varieties with higher iron and titanium contents corresponds to nickeliferous ultramafite (Rojkovič — Hovorka 1979). Bodies of the peridotite formation contain chromite (chrome spinel) and millerite with minor magnetite and pentlandite. Chemical composition of these rocks with higher Mg, Ni and Cr correspond to chromiferous ultramafite.

Pyrrhotite is most wide-spreaded at the Pohronská Polhora locality occurring here in aggregates observable already by naked eye. It encloses magnetite, ilmenite and chrome spinel the last mineral rimmed frequently by magnetite (fig. 2). Otherwise, tiny inclusions of pyrrhotite in magnetite or magnetite rims and in pyrrhotite can be observed (fig. 3). The structural modification of pyrrhotite was determined using X-ray diffraction and mag-

netic suspension (figs. 4—6). Hexagonal pyrrhotite occurs at the localities Veľká Lúka, Filipovo and Pohronská Polhora. At the last locality, hexagonal and monoclinical modifications of pyrrhotite are intergrowing. Only monoclinical pyrrhotite is present in other localities. The chemical composition of hexagonal pyrrhotite is characterized well by its higher iron content (fig. 7, tab. 1). The nickel content is strongly variable with an average of 0.1 atomic per cent in the hexagonal modification and 1.1 atomic per cent in the monoclinical variety. Despite the low number of samples analyzed the positive correlation of nickel contents with the amount of pyrrhotite and pentlandite present in the rock appears clearly (fig. 8).

Pentlandite in serpentinite samples of the gabbro-peridotite formation occurs in paragenesis with pyrrhotite and chalcopyrite. To the contrary, in serpentinite of the peridotite formation, there occurs only pentlandite (fig. 9) being replaced occasionally by millerite. If associating with pyrrhotite, pentlandite creates mostly admixture textures originated from solid solutions. Fe pentlandite occurs here mostly along interstices (fig. 10) or utilizing weakened sites of the host

pyrrhotite as basal cleavage or fine fissures in which parallel or flame-shaped pentlandite segregations occur (fig. 11). Analyzed pentlandite grains reveal strongly variable chemical composition expressed mainly by the nickel/iron ratio (fig. 7, tab. 2). Fe pentlandite associates exclusively with hexagonal pyrrhotite and subordinated chalcopyrite. In the case of Ni-pentlandite, the assemblage is monoclinical pyrrhotite or millerite at places with awaruite and hazlewoodite. Pentlandite with intermediate values of the nickel/iron ratio occurs in association with both monoclinical and hexagonal pyrrhotite (Pohronská Polhora locality) or solely with monoclinical pyrrhotite (Breznička, Mýto pod Ďumbierom and Sedlice localities).

Minerals of the linnéite group cover mostly the compositional range of violarite and siegenite in the investigated samples. Violarite creates veinlets or complete pseudomorphoses after pentlandite (fig. 12). The nickel/iron ratio reveals here the same trend as in host pentlandite from which violarite originated (fig. 7, tab. 3). Siegenite was identified in samples from Danková, Jaklovce and Jasov localities associating with pentlandite and millerite. The chemical composition with slightly higher iron content is near to  $\text{CoNi}_2\text{S}_4$  (tab. 3).

Millerite was found in ultramafic bodies emplaced into Mesozoic and Carboniferous lithologies of the Gemeric unit but also in xenoliths of spineliferous peridotite found in Late Cenozoic alkali olivine basalt at Maškova. Millerite with constantaneous chemical composition replaces and encloses Ni-pentlandite and violarite. The cobalt content in bodies emplaced in Mesozoic sequences is clearly higher (0.5—2.1 atomic per cent) than in ultramafics present within the Carboniferous of the Gemeric unit (0.1—0.2 atomic per cent).

Disseminated hazlewoodite occurs at Jaklovce and Ochtiná. It intergrows with pentlandite being enclosed together in magnetite.

Pyrite is frequent at Jaklovce and Slovenská Skala near Jelšava localities namely in serpentine veinlets. The few analyses point to higher nickel content (up to 2.5 %) at Pohronská Polhora and Uhorské localities where pyrite is the product of pyrrhotite alteration (tab. 5). The cobalt content is

higher in pyrite from Jaklovce Kobeliarovo and Dobšiná localities (0.9—1.7 weight per cent). Pyrite is here of mainly authomorphous shape creating veinlets or dense impregnations.

Bravoite was identified in samples from Pohronská Polhora, Ploské and Sedlice in close association with, and replacing, violarite and pentlandite. The analyzed  $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$  mineral from Ploské is near, from the compositional point of view, to vaesite ( $\text{NiS}_2$ , fig. 7, tab. 5).

Marcasite associates closely with pyrrhotite replacing it together with pyrite. In turn marcasite is replaced by goethite which is the latest oxidation product of pyrrhotite.

## Conclusions

Nickeliferous ultramafic bodies with higher iron and titanium content are characterized by the presence of hexagonal pyrrhotite, Fe-pentlandite, violarite and chalcopyrite. This association is most wide-spread at Pohronská Polhora. Peculiar sulphidic minerals of chromiferous ultramafic bodies with higher magnesium and nickel content are Ni-pentlandite, millerite, Ni-violarite, siegenite and monoclinical pyrrhotite. The ore mineralization is very poor in all places investigated. Ore minerals generated during three stages: magmatic, pneumatholitic to hydrothermal (serpentinization) and hypergenous. Ore minerals of the magmatic stage are pentlandite, pyrrhotite and chalcopyrite. Older sulphides became mobilized during serpentinization when also the enrichment by sulphur and its transport into newly generating minerals of nickel and iron may be supposed the latter being released by authometamorphic alterations of original silicates. Besides pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and magnetite, such origin is preferred namely for millerite, violarite, siegenite, hazlewoodite, awaruite, pyrite, marcasite, bravoite, gersdorffite, cobaltite and niccolite. Besides goethite and covellite, also part of violarite and bravoite originated during hypergenous processes.

Preložil I. Varga

## AKTUALITA

**Trenčianska Turná — nový prognózný terén antimónového zrudnenia**

STANISLAV POLÁK, DUŠAN RAK, PETER HANAS

**Тренчианска Турна — новый прогнозный район сурьмяного оруденения (Зап. Словакия)**

На основании результатов региональной геохимической съёмки в горах Поважского Иновца были установлены новые прогнозные участки сурьмяной минерализации вблизи деревни Тренчианска Турна. Район сурьмяной минерализации приурочен гнейсам с пачками амфиболитов. Минерализация распределена неравномерно (невызразительное полиметаллическое оруденение содержащее золото, золотые россыпи в гидросети итп). При сопоставлении полученных данных с известными сурьмяными месторождениями Малых Карпат можно предполагать сурьмяное оруденение в этом районе.

**Trenčianska Turná: a new prognostic terraine for antimony mineralization (Western Slovakia)**

Based on results of regional geochemical prospection in the Považský Inovec Mts., a new prognostic terraine for antimony mineralization has been reckognized near Trenčianska Turná village. Mostly mica-schist with amphibolite intercalations occur in the area. The mineralization itself was found only rarely (minor base-metal occurrences with gold and glod-bearing placer deposits etc.). Comparison of data with the situation around well known antimony mineralization of the Little Carpathians reveals high probability that antimony mineralization occurs in the area.

Súčasný rozsiahly geochemický prieskum Trábeča, Považského Inovca a Malých Karpát už priniesol rad prekvapujúcich poznatkov a detektoval aj niekoľko doteraz úplne intaktných prognózných terénov na rozličné typy zrudnení. Nemožno nespomenúť ani fakt, že na druhej strane mnohé a to už pre ich lokálnosť alebo nízku intenzitu mineralizácie. Tieto poznatky sú nesporne momentom pre ďalšie vyhľadávanie a jednostrannú orientá-

ciu iba na ryžovacie práce a analýzu jemných náplavov hydrosiete.

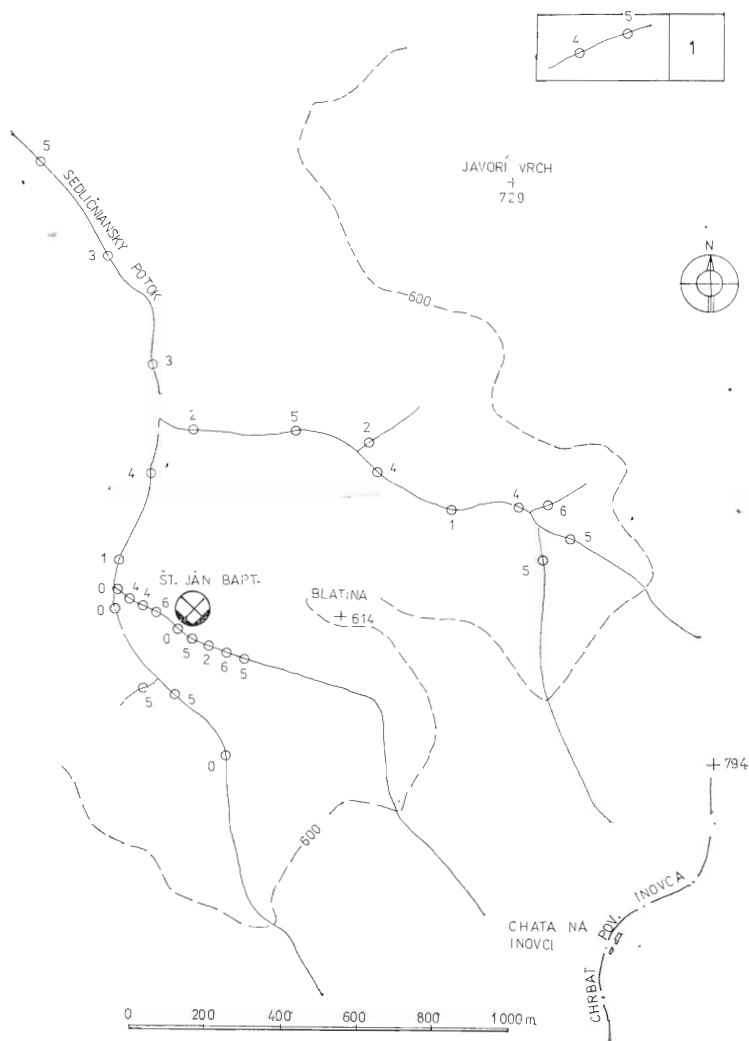
Azda najväčším prekvapením je počet, plošná rozsiahlosť, ako aj intenzita Sb a prípadne Sb—As anomálií v Považskom Inovci, aj keď sme takúto mineralizáciu na základe istej analógie s pezinsko-perneckým kryštalinikom v Malých Karpatoch už dávnejšie predpokladali.

Absolútnym rozsahom a intenzitou obsahu Sb v jemných náplavoch sa nateraz javí naj-

zaujímavejším terén Blatina, ktorý sme pomenovali podľa kóty Blatina (614 m). Leží v hornej časti povodia Sedličianskeho potoka na severozápadných svahoch Považského Inovca (obr. 1) v katastrálnom území obce Trenčianska Turná, okres Trenčín. Pri konfrontácii výsledkov rozborov jemných náplavov hydrosiete (obr. 2) s hodnotením Sb v stupnici SPD s výsledkami z okolia Sb zrudnení v Malých Karpatoch je tu nesporná existencia výdatného neznámeho zdroja tohto prvku pod chrbtami vrchov. Obsah Sb sa objavuje ešte aj vo vzdialenosti 2 km poprúdné od prognózneho terénu. Naproti tomu povodia

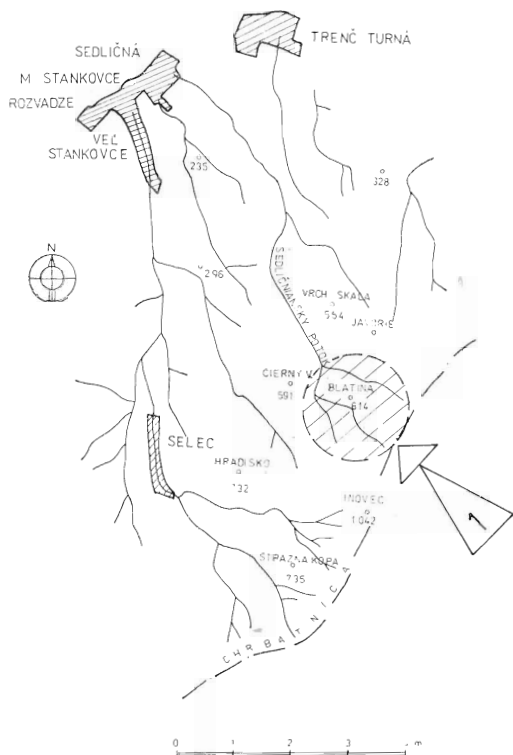
okolitých potokov na Z a SV od terénu Blatina sú na Sb úplne negatívne.

Terén Blatina leží v rozsiahlom území monotónneho svorového kryštalinika s ojedinelými vložkami amfibolických hornín, ako aj drobnejšími partiami permských hornín v nateraz nejasnej štruktúrálnej pozícii. Súčasne známe prejavý mineralizácie sa obmedzujú na sporadické kremeňovo-hematitové žilky (v kryštaliniku, ale aj perme), ako aj na rozsahovo nevelké kremeňovo-polymetalické zrudnenie smeru Z—V otvorené starou štôľňou Ján Baptista v jednom z prítokov Sedličianskeho potoka. Posledné drobné prie-



**Obr. 2.** Detailný pohľad na prognózne terén Blatina a výsledky vyhľadávania metódou jemných náplavov hydrosiete 1 — miesto odberu vzoriek a obsah Sb v stupňoch SPD

**Fig. 2.** Detail of the prognostic terrain at Blatina with placer sample sites of fine sediments and their results exvalues pressed in relative antimony content



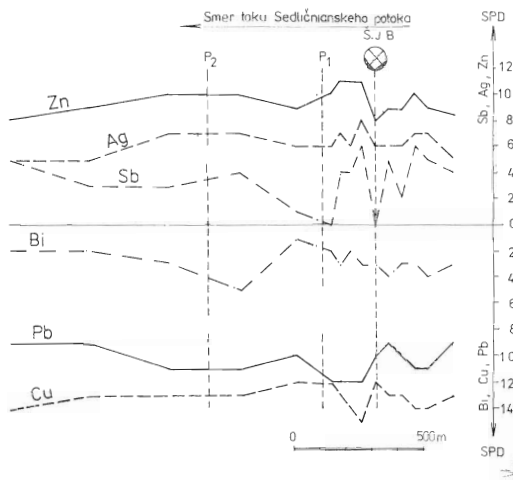
**Obr. 1. Situácia prognózneho terénu Trenčianska Turná — Blatina**

1 — vlastný terén

**Fig. 1. Localization of the prognostic terrain near Trenčianska Turná and Blatina**

skumné práce sa realizovali v rokoch 1766—1789 hlavne s ohľadom na striebronosný galenit. V žilovine sme konštatovali aj viditeľné zlato, ale iba nepatrný obsah Sb (podľa analýz max. 0,001 ‰). Ako vidno z obr. 3, na ktorom sú zobrazené výsledky zahusteného kroku jemných náplavov práve pod a nad tou štôlnou, nevychádza obsah Sb z tohto zrudnenia, ale z neznámej protiprúdne ležiacej akumulácie.

Sedličiansky potok je súčasne jediným potokom na západných svahoch Považského Inovca so zlatonosnými náplavmi (na rozdiel od plošne rozsiahlej zlatonosnosti potokov vo východných svahoch). Nie je jasné, či zlato pochádza zo zlatonosnej polymetalickej žiloviny zo štôlny Ján Baptista alebo treba uvažovať aj o jeho možnej korelácii s antimó-



**Obr. 3. Výsledky rozborov jemných náplavov hydrosiete z bočného prítoku Sedličianskeho potoka v okolí starej štôlny Ján Baptista.**  
P<sub>1</sub> — prítok od J, P<sub>2</sub> — prítok od Z, SJB — pozícia starej štôlny Ján Baptista

**Fig. 3. Spectrochemical data of ore content in fine alluvial sediments from the tributary of Sedličiansky potok brook near Jan Baptista old adit.** P<sub>1</sub> — southern tributary, P<sub>2</sub> — western tributary, SJB — the Ján Baptista old adit site

nom. Doteraz sa tu nepodarilo zistiť výraznejšiu koreláciu medzi obsahom Sb a ostatnými sledovanými prvkami, z čoho usudzujeme, že pri Sb ide o „čistý sulfidický zdroj“, nie o sulfosoli Cu—Pb—Ag alebo iných prvkov.

Nový prognózný terén Sb zrudnení Trenčianska Turná — Blatina má v ostatných častiach vrchov niekoľko analogónov s nižšou intenzitou obsahu Sb alebo v spojitosti Sb—As. Náznamy rozsiahlej, ale zrejme silne rozptýlenej mineralizácie tohto druhu sa objavujú aj v znosovej oblasti známych sekundárnych akumulácií zlata v teréne Dubodiel — Zlatníky — Nemečky na východnom úbočí Považského Inovca. Hlbšia prieskumná analýza terénu Blatina azda prinesie aj cenný príspevok do konečného riešenia stále problematickej existencie primárneho zdroja zlata v týchto vrchoch.

*Geologický prieskum, n. p.,  
geologický úsek  
Bratislava*



## Kritériá preliačivosti spraše a vhodnosť ich použitia

PAVLA RYBÁROVÁ, JÁN ŠAJGALÍK

Katedra geotechniky SvF SVŠT, Radlinského 11, 813 68 Bratislava

(7 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 17. 7. 1981

### Критерии просадочности лёсса и возможности их использования

Для анализа критерии просадочности были использованы результаты лабораторных исследований просадочности лёсса района Трнавской возвышенности. Оценивались результаты 100 проб просадочности. Анализом и сравнением различных применяемых критериев в ЧССР и зарубежом (особенно СССР) авторы пришли к заключению, что просадочность лёсса хорошо прогнозируют критерии РСН—28—78, также подходят и критерии влажности Иванова и критерии где  $S_r < 0,6$ . Критерии просадочности по ЧСН 73 1001 не отражают просадочность лёсса в целом. Решающим остаётся только часть критерия  $S_r < 0,6$ . Остальная часть критерий не выходит за рамки критерий установленных в лабораторной практике ЧССР.

### Criteria of loess susceptibility to subsidence and the suitability of their use in engineering geology

With the aim to analyze criteria of loess susceptibility to subsidence (structural collapse), results of laboratory tests on more than 100 samples taken from the Trnavská pahorkatina hilly country in Western Slovakia were used. The analysis itself and comparison of different criteria utilized both in Czechoslovakia and abroad (mainly in the USSR) point to the reliable prognostic value of the RSN 28—78 criterion (Standard of the Bielorussian SSR). Structural collapse of loess as foundation soil is well predicted also by Ivanov's moisture criterion or by the limit value of the saturation coefficient  $S_r < 0.6$ . The criterion of loess susceptibility to structural collapse used in the Czechoslovak State Standard ČSN 73 1001 does not characterize the behaviour of loess in the whole extent. Decisive value yields but partly the value of the degree of saturation when  $S_r < 0.6$  whereas the remaining constituents in the criterion are not derived from such parameters which are tested currently in Czechoslovak laboratory practice.

Spraš patrí medzi najrozšírenejšie pokryvné útvary v ČSSR. Na Slovensku zaberá územie okolo 6000 km<sup>2</sup>, čo je 11 ‰ rozlohy SSR. Spraš nemá iba veľké plošné rozšírenie, ale dosahuje aj značnú hrúbku. Jej najväčšia hrúbka sa zistila na Hronskej pahorkatine (40 m) a Trnavskej pahorkatine (36 m), čo, prirodzene, závisí od disekcie reliéfu a morfológických pomerov.

Spraš je úrodnou pôdou najlepšej bonity, ale veľmi často sa na nej zakladajú stavby, a to aj v prípade, keď to nie je nevyhnutné. Spraš je veľmi nespoľahlivou základovou pôdou, a to pre preliačivosť. Táto jej vlastnosť spôsobuje veľké deformácie hotových objektov, náhle nadmerné a nerovnomerné sadanie.

### Určovanie preliačivosti spraše

Pri voľbe zakladania stavieb na spraši treba okrem iného poznať aj očakávanú hodnotu preliačivosti.

Preliačivosť možno charakterizovať pomocou koeficienta pomernej preliačivosti ( $i_{mp}$ ) a stanovuje sa skúškou na neporušenej vzorke v laboratórnych podmienkach. Číselne sa určuje pomocou dodatočnej deformácie po nasýtení vzorky vodou po pôvodnú výšku vzorky pred nasýtením pre isté normálové napätie (najčastejšie  $\sigma = 0,3$  MPa).

### Prognóza preliačivosti spraše

V úvodných štádiách projektového riešenia zakladania stavieb na spraši sa veľmi často siaha po kritériách, pomocou ktorých možno prognózovať preliačivosť spraše.

Väčšina kritérií, ktoré uvádza literatúra, sa zakladá na pomerne jednoduchých vzťahoch medzi fyzikálnymi parametrami,

ako je číslo pórovitosti, vlhkosť, stupeň nasýtenia, Atterbergove medze (vlhkosť na medzi tekutosti, vlhkosť na medzi plasticity) a objemová hmotnosť. Niektorí autori uvádzajú kritériá preliačivosti na základe empirických skúseností. Chronologický prehľad kritérií preliačivosti ukazuje tab. 1.

### Analýza kritérií preliačivosti

Na analýzu kritérií preliačivosti sme použili výsledky laboratórnych skúšok preliačivosti spraše z oblasti Trnavskej pahorkatiny. Podľa výsledkov zo 100 skúšok preliačivosti z hľadiska ČSN 73 1001 ( $i_{mp} > 1$  ‰) 50 vzoriek predstavuje preliačivé zeminy a 50 vzoriek má  $i_{mp} < 1$  ‰, ide teda o nepreliačivé zeminy.

Preliačivosť spraše sme prognózovali na základe kritérií ČSN 73 1001, SNiP II-15-74, N. J. Denisova, J. Fedu, I. P. Ivanova a RSN 28-78 a porovnávali sme ich s laboratórne stanovenými hodnotami koeficienta pomernej preliačivosti  $i_{mp}$ . (Výsledky prognózy preliačivosti spraši podľa uvedených kritérií ukazuje tab. 2.)

ČSN 73 1001 v čl. 51 označuje za preliačivú sprašovú zeminu, ktorej stupeň nasýtenia  $S_r < 0,6$  a súčasne

$$\frac{e_n - e'_{1.}}{1 + e_n} > -0,1$$

[3.1]

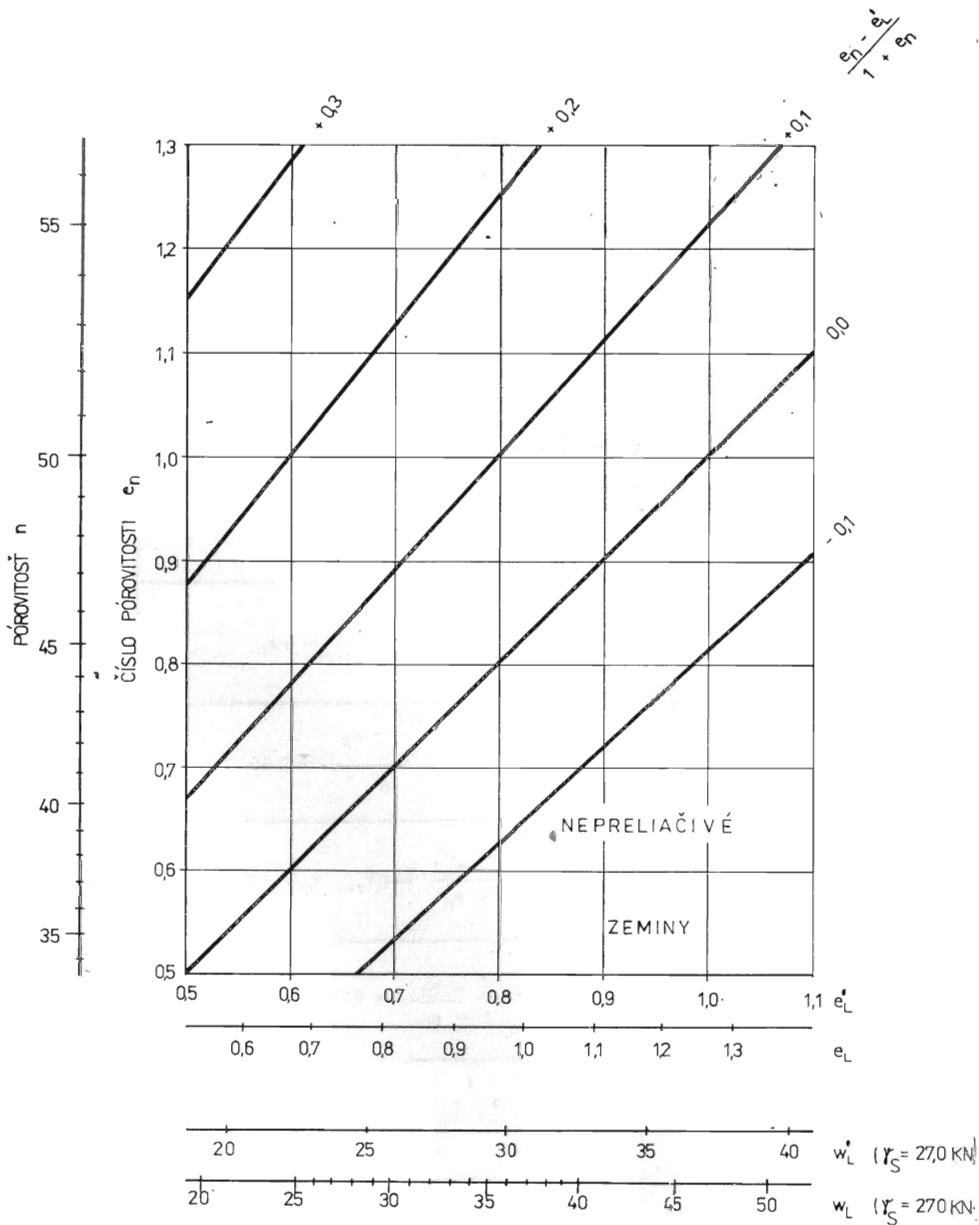
Pritom druhá časť kritéria vychádza z čísla pórovitosti v prirodzenom uložení ( $e_n$ ) a čísla pórovitosti určeného z vlhkosti na medzu tekutosti ( $e'_{1.}$ ) stanovenej skúškou podľa Vasiljeva. Jeho grafické znázornenie a vymedzenie oblasti preliačivých zemín je zrejme z obr. 1.

Použitie uvádzaného kritéria komplikuje fakt, že sa vychádza z vlhkosti na medzi tekutosti podľa Vasiljeva ( $w'_{1.}$ ). V súčasnej laboratórnej praxi sa vlhkosť na medzi te-

kutosti stanovuje podľa Casagrandeho ( $w_L$ ), to znamená, že získané výsledky treba prepočítať a iba potom stanoviť číslo

pórovitosti ( $e'_L$ ).

Druhá časť kritéria [3.1] má okrem už komplikovaného prevodu ( $w_L \rightarrow w'_L \rightarrow e'_L$ )



Obr. 1. Nomogram na určenie  $e_n - e'_L/1 + e_n$   
 Fig. 1. Nomogram for the determination of  $e_n - e'_L/1 + e_n$

aj taký nedostatok, že sa pri stanovení vlhkosti na medzi tekutosti skúša zemina v umele prehriatom stave.

Pri hnutí podlieha najväčším zmenám

plazma, ktorá je hlavným indikátorom fyzikálno-mechanických zmien spráše a jej reakcie na vonkajšie vplyvy. S výskytom plazmy, ktorú tvoria hlavne ílové mýne-

*Chronologický prehľad kritérií preliáčivosti*  
*Chronological review of criterions used for structural collapse*

Tab. 1

	AUTOR	ROK	KRITÉRIUM PRELIÁČIVOSTI
1	DENISOV	1951	$K = \frac{e'_L}{e_n} < 1,0$
2	DENISOV	1951	$\frac{e_n^p - e_w^p}{1 + e_n^p} > 0,02$
3	PRIKLONSKÝ	1952	$K_d = \frac{e'_L - e_n}{e'_L - e_p} < 0$
4	IVANOV	1956	$w_{kr} = \frac{17,3 \cdot (n - 28)}{\gamma_s \cdot (n - 0,01n)} > w_n$
5	ĎEDA	1964	$K = \frac{w}{S_r - w_p} \cdot \frac{1}{l_p} > 0,85$
6	ČSN 73 1001	1966	$\frac{e_n - e'_L}{1 + e_n} > -0,1; S_r < 0,6$
7	SNiP II-15-74	1974	$P = \frac{e'_L - e_n}{1 + e_n} < 0,1 \text{ až } 0,24; S_r < 0,8$
8	RSN 28 - 78	1978	$i_{mp}^{(r)} = -0,13 + 4,22 e_n - 0,12 w_n$
9	RSN 28 78	1978	$i_{mp}^{(r)} = -0,09 - 3,56 e_n - 1,86 \frac{w_n}{w_p}$

Prognóza preliačivosti spraše  
Prognostics of loess susceptibility to subsidence

Tab. 2

	AUTOR	KRITÉRIUM PRELIAČIVOSTI	PRELIAČIVÉ Z. $i_{mp} \geq 1,0\%$		NEPRELIAČ. Z. $i_{mp} < 1,0\%$	
			POČET VZORIEK N = 50		POČET VZORIEK N = 50	
			PRELIAČIVÉ	NEPRELIAČIVÉ	PRELIAČIVÉ	NEPRELIAČIVÉ
1	ČSN 73 1001	$Pr = f(S_r, e_n, e_L^1)$	45	5	3	47
2	SNiP II - 15 - 74	$Pr = f(S_r, e_n, e_L^1, i_p^1)$	50	—	34	16
3	DENISOV	$K = f(e_n, e_L^1)$	37	13	43	7
4	FEDA	$K_L = f(W_n, S_r, W_p, i_p)$	25	25	—	50
5	IVANOV	$W_{KR} = f(n, \sigma_s)$	41	9	3	47
6	RSN 28 - 78	$i_{mp} = f(e_n, W_n)$	44	6	8	42
7	RSN 28 - 78	$i_{mp} = f(e_n, W_n, W_p)$	40	10	1	49

rály, sú späté také fyzikálne vlastnosti, ako je štruktúra, plasticita, chemické vlastnosti, pútanie a uvoľňovanie iónov vody a pod.

Ílové minerály s ostatným minerálnym skeletom spraše vytvárajú také štruktúrne agregáty, že sa zemina nespráva plasticke. Po rozrušení prirodzenej štruktúry agregátov intenzívnym spracovaním v laboratóriu sa vlastnosti ílových minerálov prejavujú intenzívnejšie ako v prirodzenom stave.

Analýza kritéria ČSN 73 1001 čl. 51 ukázala, že sa jeho druhá časť pre spomenuté

nedostatky zúčastňuje na prognóze preliačivosti vo veľmi malej miere (vidieť to z tab. 3). Rozhodujúcim faktorom pri určovaní typu spraše z hľadiska preliačivosti zostáva prvá časť kritéria.

Sovietska norma SNiP-15-74 pokladá za preliačivé zeminy, ktorých stupeň nasýtenia  $S_r < 0,8$  a ukazovateľ P určený podľa nižšie uvedeného vzťahu je menší ako hodnoty uvedené v tabuľke.

$$P = \frac{e_L^1 - e_n}{1 + e_n}$$

[3.2]

Číslo plasticity $I'_p$	Ukazovateľ P
$0,01 \leq I'_p \leq 0,10$	0,10
$0,10 \leq I'_p \leq 0,11$	0,17
$0,11 \leq I'_p \leq 0,24$	0,24

Oblasti preliačivých zemín určené v závislosti od čísla plasticity  $I'_p$  (vychádza sa z  $w'_L$  stanovenej skúškou podľa Vasiljeva) ukazuje obr. 2.

Druhá časť kritéria označila za preliačivé všetky skúmané vzorky, prvá časť spomedzi 50 nepreliačivých vzoriek iba 16.

Kritérium dáva najnepriaznivejšie výsledky spomedzi testovaných, a preto je jeho aplikácia na naše spráše nevhodná. Navyše sa východiskové fyzikálne parametre nezhodujú s parametrami zaužívanými u nás.

N. I. Denisov (1951) predpovedá preliačivosť zemín na základe koeficienta K, ktorý definuje ako

$$K = \frac{e'_L}{e_n} \quad [3.3]$$

Za preliačivé označuje zeminy s  $K < 1,0$ . Pre veľmi preliačivé zeminy udáva  $K = 0,5-0,75$ , pre nepreliačivé zeminy  $K = 1,5-2,0$ . Kritérium neurčuje jednoznačne hranicu medzi preliačivými a nepreliačivými zeminami. Ak uvažujeme, že zeminy, ktorých  $K > 1,0$ , sú nepreliačivé, potom kritérium vyhovuje asi na 80 %.

J. Feda (1964) zostavil vzťah na určenie preliačivosti zeminy v závislosti od parametra  $w_n$ ,  $S_r$ ,  $w_p$  a  $I_p$ . Za preliačivé zeminy pokladá také, ktorých

$$K_L = \frac{w_n}{S_r} - w_p \frac{1}{I_p} > 0,85 \quad [3.4]$$

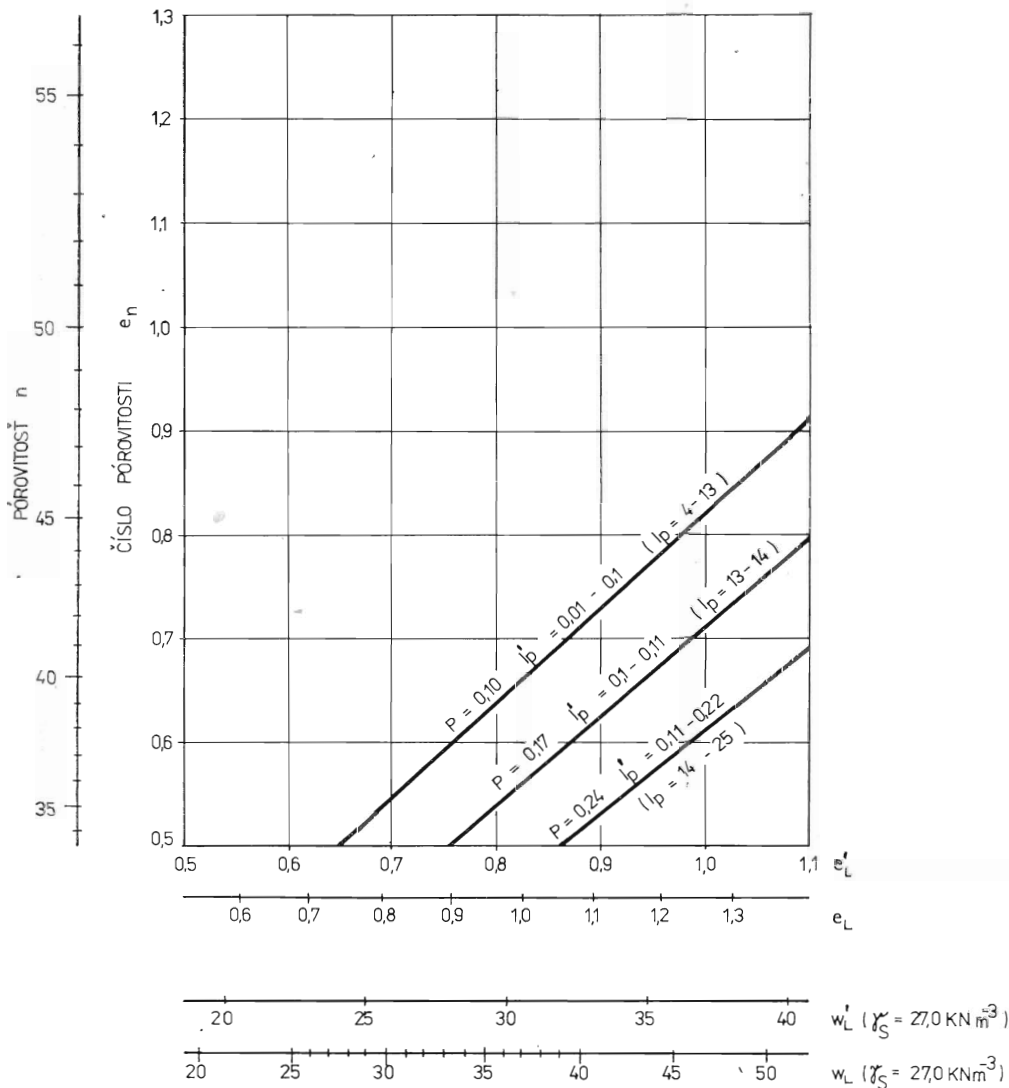
Spraš skúmaného regiónu podľa tohto kritéria vykazuje preliačivosť v 25 prípadoch.

Podľa I. P. Ivanova (1956) možno za

*Analýza kritéria ČSN 73 1001 na určenie typu spráše*  
*Analysis of the ČSN 73 1001 Czechoslovak Standard criterion of loess type determination*

Tab. 3

	PRELIAČIVÉ SPRAŠE $i_{mp} > 1,0\%$				NEPRELIAČIVÉ SPRAŠE $i_{mp} < 1,0\%$			
	PRELIAČIVÉ PODĽA KRIT.		NEPRELIAČIVÉ PODĽA KRIT.		PRELIAČIVÉ PODĽA KRIT.		NEPRELIAČIVÉ PODĽA KRIT.	
PRVÁ ČASŤ KRITÉRIA	$S_r < 0,6$	46	$S_r > 0,6$	4	$S_r < 0,6$	3	$S_r > 0,6$	47
DRUHÁ ČASŤ KRITÉRIA	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} > -0,1$	49	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} < -0,1$	1	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} > -0,1$	40	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} < -0,1$	10
PRVÁ A DRUHÁ ČASŤ KRITÉRIA	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} > -0,1$ $S_r < 0,6$	45	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} < -0,1$ $S_r > 0,6$	5	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} > -0,1$ $S_r < 0,6$	3	$\frac{e_n e'_L}{1+e_n} < -0,1$ $S_r > 0,6$	47



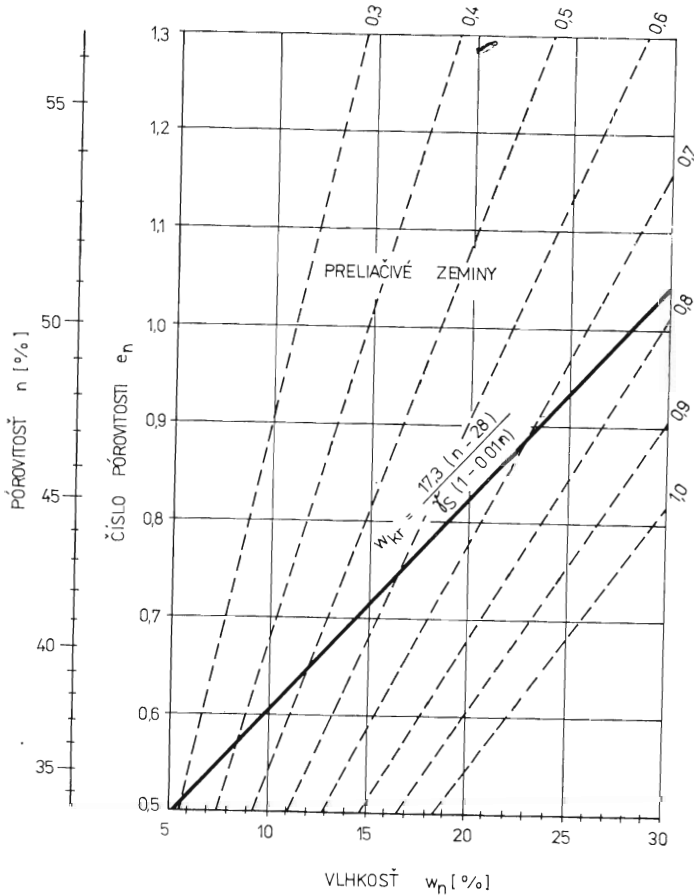
Obr. 2. Nomogram na určenie  $P = e'_L - e_n / (1 + e_n)$   
 Fig. 2. Nomogram for the determination of  $P = e'_L - e_n / (1 + e_n)$

preliačivú pokladat zeminu s menšou ako kritickou vlhkosťou ( $w_n < w_{kr}$ ). Kritickú vlhkosť určuje podľa jednoduchého empirického vzorca v závislosti od  $n$  a  $\gamma_s$  takto:

$$w_{kr} = \frac{17,3 (n - 28)}{\gamma_s (1 - 0,01 n)} \quad [3.5]$$

Na obr. 3 je diagram závislosti  $w_{kr} = f(n, \gamma_s)$  za predpokladu  $\gamma_s = 27 \text{ kNm}^{-3}$ . Vyplýva z neho, pri akej pórovitosti a vlhkosti môžu zeminy vykazovať preliačivosť.

Kritérium pomerne dobre odhaduje preliačivosť spráše skúmanej oblasti. Spo-

STUPEŇ NASÝTENIA  $S_r (\gamma_s = 27,0 \text{ KNm}^3)$ 

Obr. 3. Kritérium preliačivosti podľa Ivanova  
Fig. 3. Loess susceptibility to subsidence according to Ivanov

medzi 50 vzoriek, v ktorých sa preukázala preliačivosť, v 5 prípadoch neoznačuje vzorky za preliačivé, v 4 prípadoch  $w_{kr} = w_n$ . Kritérium je vhodné pre svoju jednoduchosť a pohotovosť.

Norma Bieloruskej SSR RSN 28-78 uvádza empirické vzorce, podľa ktorých možno odhadnúť hodnotu koeficienta pomernej preliačivosti:

$$i_{mp}^{(r)} = -0,13 + 4,22 e_n - 0,12 w_n \quad (0/0) \quad [3.6]$$

$$i_{mp}^{(r)} = -0,99 + 3,56 e_n - 1,86 w_n/w_p \quad (0/0) \quad [3.7]$$

Na posúdenie preliačivosti sa odporúča

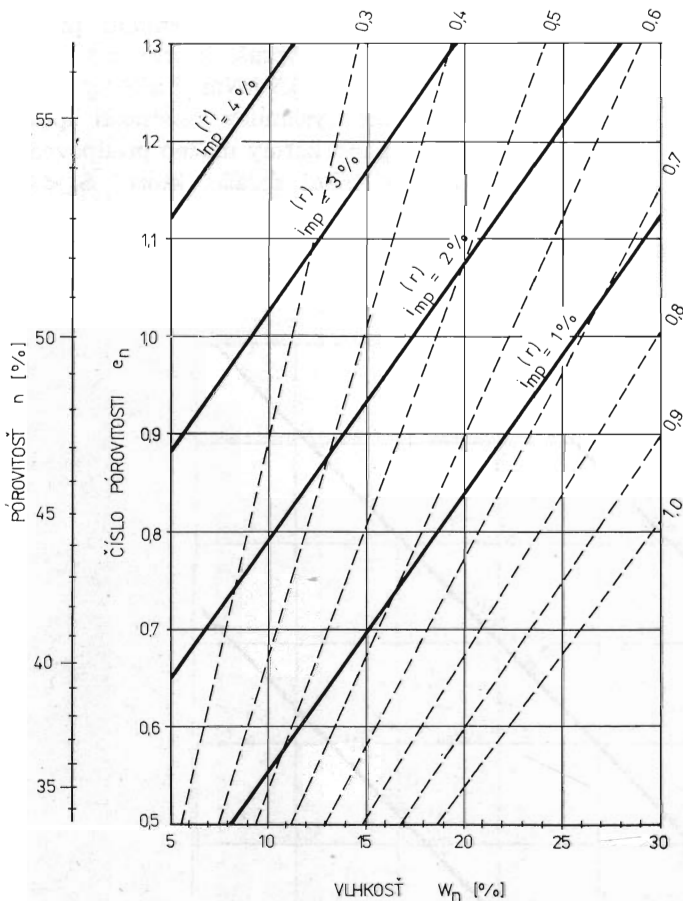
brať väčšiu z dvoch hodnôt.

Na obr. 4 je diagram závislosti  $i_{mp}^{(r)} = f(e_n, w_n)$  a na obr. 5 a 6  $i_{mp}^{(r)} = f(e_n, w_n, w_p)$ . Diagramy vymedzujú oblasti preliačivých zemín a odhadujú aj veľkosť koeficienta pomernej preliačivosti.

Kritérium  $i_{mp}^{(r)} = f(e_n, w_n, w_p)$  dáva o niečo nižšie hodnoty preliačivosti ako spomenuté kritérium  $i_{mp}^{(r)} = f(e_n, w_n)$  a zároveň poskytuje lepšie výsledky v odhade preliačivosti.

Z analýzy kritérií preliačivosti vyplynulo, že pre spras skúmaného regiónu dobre vyhovujú uvedené kritériá, podľa



STUPEŇ NASÝTENIA  $S_r$  ( $\gamma_s = 27,0 \text{ kNm}^{-3}$ )

Obr. 4. Nomogram na určenie  $i_{mp}^{(r)}$  (podľa RSN 28-78),  $i_{mp}^{(r)} = -0,13 + 1,22 e_n - 0,12 w_n$  [‰]; pre  $\sigma = 0,2 \text{ MPa}$ . Fig. 4. Nomogram for the determination of  $i^{(r)}$  (according to RSN 28-78),  $i_{mp}^{(r)} = -0,13 + 1,22 e_n - 0,12 w_n$  [‰], for  $\sigma = 0,2 \text{ MPa}$ .

ktorých sa pohotovo odhaduje aj veľkosť koeficienta pomernej preliačivosti na základe jednoduchých fyzikálnych parametrov.

Okrem kritérií preliačivosti uvedených v tab. 1 sa u nás aj v cudzine používajú aj ďalšie kritériá vychádzajúce z praktických skúseností (platné pre vymedzené regióny).

W. G. Holtz a J. W. Hilf (1966) odporúčajú ako kritériá nasledujúce hodnoty:

a) objemovej tiaže suchej zeminy: pre  $\gamma_d < 12,8 \text{ kNm}^{-3}$ , možno očakávať vysokú preliačivosť;  $\gamma_d = 12,8\text{--}14,4 \text{ kNm}^{-3}$ , spraš

je mierne preliačivá; ak  $\gamma_d > 14,4 \text{ kNm}^{-3}$ , spraš nie je preliačivá.

b) prirodzenej vlhkosti: ak  $w_n < 10$  ‰, je spraš maximálne náchylná na preliačenie;  $w_n = 10\text{--}15$  ‰, spraš je suchá, ale s vysokou pevnosťou;  $w_n = 15\text{--}20$  ‰, spraš sa približuje k podmienkam po prevlhčení;  $w_n > 20$  ‰, spraš je spravidla takmer nasýtená a pod zaťažením plne konsoliduje;

c) objemovej tiaže a medze tekutosti: ak je objemová tiaž taká malá, že vlhkosť po premáčaní je vyššia ako vlhkosť na medzi tekutosti, treba očakávať malú

pevnosť v šmyku a vysokú schopnosť na preliačenie už pri malom zaťažení.

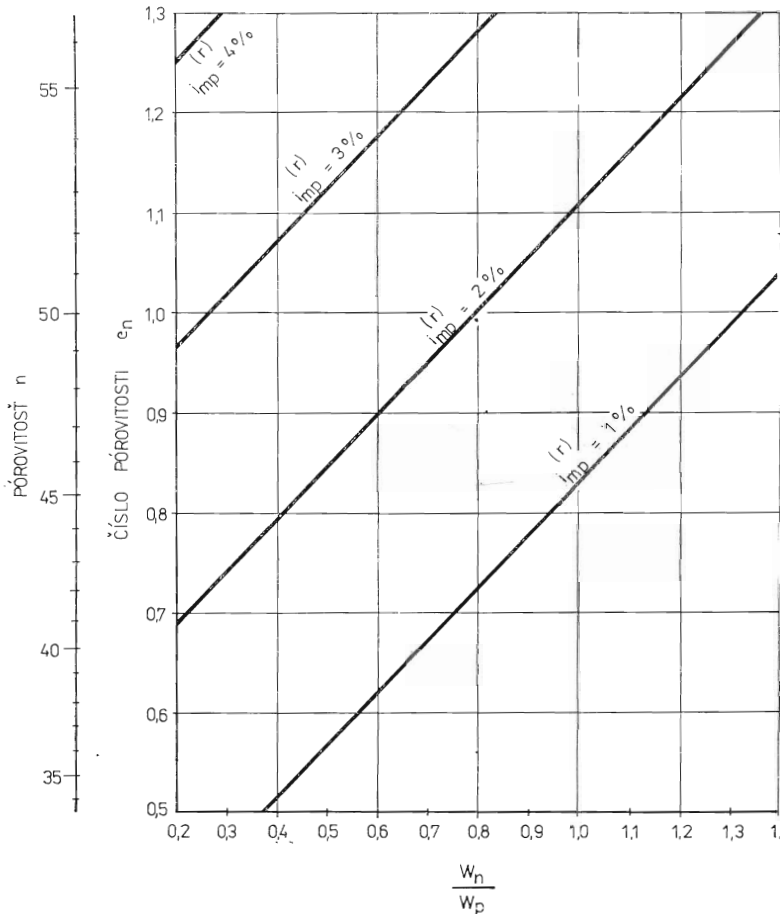
V. Mencl (1955) udáva, že ak zemina obsahuje viac ako 10–15 % frakcie pod 0,005 mm a objemová tiaž suchej zeminy je väčšia ako 15,0–16,0 kNm<sup>-3</sup>, zemina nie je preliačivá.

D. Schalek (1975) označuje za preliačivú takú zeminu, ktorej pórovitosť  $n \leq 45 \%$ , objemová tiaž suchej zeminy  $\gamma_d \leq 15,5$

kNm<sup>-3</sup> a stupeň nasýtenia  $S_r < 0,6$ .

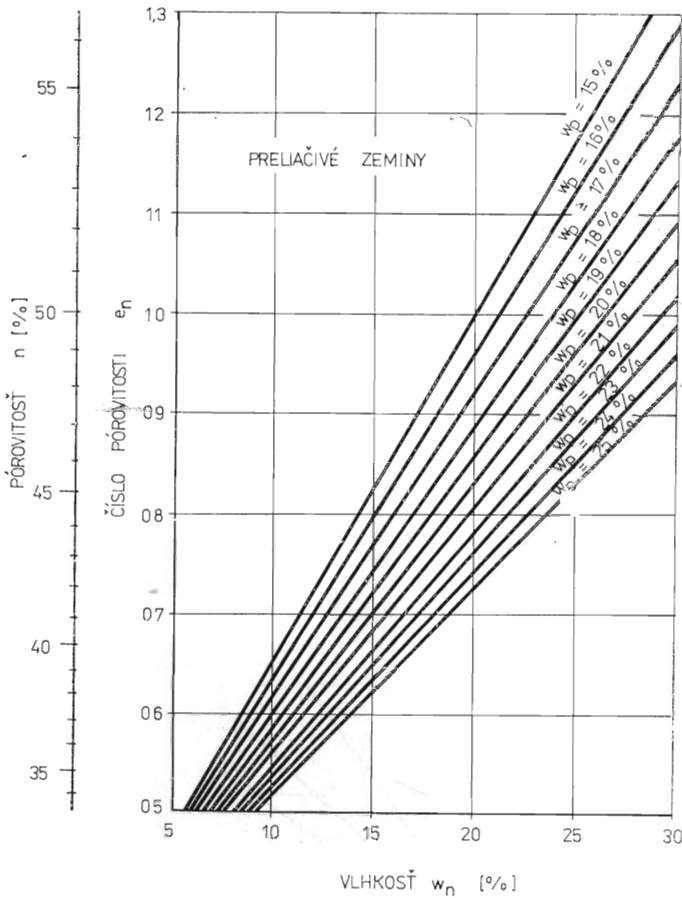
V. F. Razorenov a A. V. Jakovlev (1971) uvádzajú, že podmienkam preliačivosti vyhovuje spráš, ktorej  $n \geq 47 \%$  ( $e \geq 0,88$ ),  $\gamma_d \leq 15,5$  kNm<sup>-3</sup> a  $S_r \leq 0,6$ .

Na základe výskumov vlastnosti spráše Trnavskej pahorkatiny možno predpovedať preliačivosť takej spráše, ktorej  $S_r < 0,6$  a  $n > 41 \%$ .



Obr. 5. Nomogram na určenie  $i_{imp}^{(r)}$  podľa RSN 28–78).  $i_{imp}^{(r)} = -0,09 + 3,56 e_n - 1,86 W_n/W_p [0/0]$ ; pre  $\sigma = 0,2$  MPa

Fig. 5. Nomogram for the determination of  $i_{imp}^{(r)}$  (according to RSN 28–78).  $i_{imp}^{(r)} = -0,09 + 3,56 e_n - 1,86 W_n/W_p [0/0]$ , for  $\sigma = 0,2$  MPa



Obr. 6. Hranice preliáčivosti  $i_{mp}^{(r)} = 1 \%$  pre  $w_p = 15-25 \%$  (podľa RSN 28-78);  $i_{mp}^{(r)} = (0,09 + 3,56 e_n - 1,86 w_n/w_p) [\%]$

Fig. 6. Subsidiarity limits  $i_{mp}^{(r)} = 1 \%$  for  $w_p = 15-25$  per cent (according to RSN 28-78),  $i_{mp}^{(r)} = 0,09 + 3,56 e_n - 1,86 w_n/w_p [\%]$

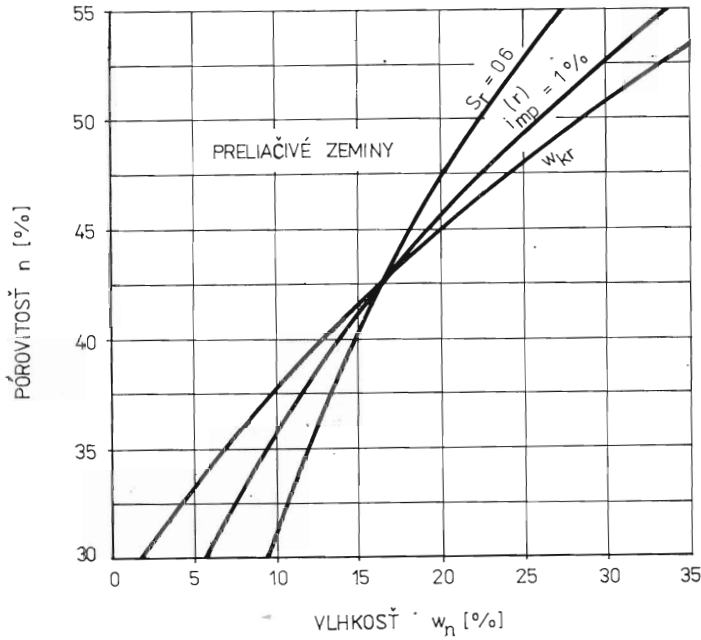
## Záver

Analýzou a porovnaním v ČSSR aj v zahraničí používaných kritérií bolo možno dospieť k náhľadu, že preliáčivosť spráše uvedeného regiónu pomerne dobre prognozujú kritériá RSN 28-78 (rov. 3.6 a 3.7). Dobře vyhovuje aj kritériám kritickej vlhkosti I. P. Ivanova (rov. 3.5) a kritériu  $S_r < 0,6$  (pre spráš s väčšou pórovitosťou ako  $41 \%$ ).

Hranice preliáčivosti uvedených kritérií na základe parametrov  $w_n$ ,  $n$ , resp.  $e$ , sú zrejme z obr. 7, čo poukazuje na veľmi príbuzné hranice preliáčivosti.

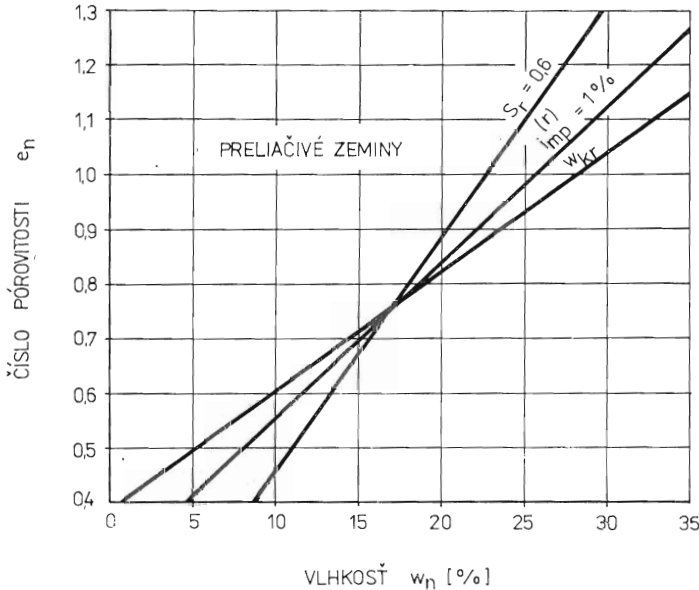
Na základe výskumov vlastností spráše Trnavskej pahorkatiny možno očakávať preliáčivosť takej spráše, ktorá vykazuje  $S_r < 0,6$  a  $n > 41 \%$ .

Kritérium preliáčivosti podľa ČSN 73 1001 nevystihuje preliáčivosť skúmanej spráše v celom rozsahu.



Obr. 7. Hranice preliáčivosti na základe  $w_n$  a  $n$ , resp. pri  $\gamma_s = 27,0 \text{ KNm}^{-3}$ ,  $[i_{mp}^{(r)}] = -0,13 + 4,22 e_n - 0,12 w_n$  [0/0];  $w_{kr} = 17,3 (n - 28)/\gamma_s (1 - 0,01 n)$

Fig. 7. Limits of susceptibility to subsidence using  $w_n$  and  $n$  respectively at  $\gamma_s = 27.0 \text{ KNm}^{-3}$   $[i_{mp}^{(r)}] = -0.13 + 4.22 e_n - 0.12 w_n$  [0/0];  $w_{kr} = 17.3 (n - 28)/\gamma_s (1 - 0.01 n)$



Preliačivosť spráše závisí hlavne od dvoch fyzikálnych parametrov, a to pórovitosti a stupňa nasýtenia zeminy. Vysoká pórovitosť spráši je predpokladom vzniku

preliáčivých deformácií, ale rozhodujúcim faktorom je stupeň nasýtenia zeminy. Okrem spomenutých parametrov majú na preliáčivosti výrazný podiel rozličné špe-

cifiká mineralogickej skladby zeminy, jej genézy a nerovnaké typy štruktúrnych väzieb, ale tie pomocou zaužívaných fyzikálnych parametrov vyjadriť nemožno.

Recenzoval M. Matula

### LITERATÚRA

- Denisov, N. J. 1951: Strojitelnyje svojstva lessa i lessovidnych suglinkov. *Moskva*.
- Feda, J. 1966: Structural stability of subsident loess soil from Praha — Dejvice. *Eng. geology* 1, 3.
- Holtz, W. G. — Hilf, J. W. 1966: Prosadki gruntov v osnovanii vyzvannyje ich nasýščenijem. In: *Sbor. mech. grunt. i fundamentostrojénije. Moskva*.
- Ivanov, I. P. 1956: Inženersko-geologičeskije svojstva lessovyh porod Srednego Pridneprovia a jugozapadnogo sklona Sredne-Russkoj vozvyšennosti. *Leningrad*.
- Mencl, V. 1955: Mechanika zemin. *Praha, NČSAV*.
- Razorenov, V. F. Jakovlev, A. V. 1971: Issledovanije izmenitosti pokazatelej szimajemosti i prosadočnosti lessovyh gruntov. Osnovanija, fundamenti i mehanika grutov. III. *Vsesojuznoje sovešč., Kiev*.

- Schalek, D. 1975: Mechanické aspekty štruktúrneho kolapsu spraší. *Stavebnický časopis (Bratislava)*, 23, č. 1.
- ČSN 73 1001 Základová pôda pod plošnými základmi. *Praha 1966*.
- SNiP II-15-74 Stroitelnyje normy i pravila. *Moskva, Strojizdat 1975*.
- RSN 28-78. Instrukcija po učetu osobennostej lessovyh gruntov pri projektirovanii jestestvennyh osnovanij na teritorii BSSR. *Minsk, Gosstroj BSSR 1979*.

**Symbole použité v článku:**  $e_n$  — číslo pórovitosti v prirodzenom uložení,  $e'_L$  — číslo pórovitosti pri vlhkosti na medzi tekutosti stanovenej skúškou podľa Vasiljeva,  $w_n$  — vlhkosť v prirodzenom uložení,  $w_L$  — vlhkosť na medzi tekutosti stanovenej skúškou podľa Casagrandeho,  $w'_L$  — vlhkosť na medzi tekutosti stanovenej skúškou podľa Vasiljeva,  $w_p$  — vlhkosť na medzi plasticity,  $w_{kr}$  — kritická vlhkosť z hľadiska preliačivosti,  $I_p$  — číslo plasticity, ak sa vychádza z  $w_L$ ,  $I'_p$  — číslo plasticity, ak sa vychádza z  $w'_L$ ,  $S_r$  — stupeň nasýtenia,  $\gamma_s$  — merná tiaž,  $\gamma_d$  — objemová tiaž vysušenej zeminy,  $\sigma$  — normálové napätie,  $i_{mp}$  — koeficient pomernej preliačivosti,  $i_{mp}^{(r)}$  — výpočtová hodnota koeficienta pomernej preliačivosti.

## Criteria of loess susceptibility to subsidence and the suitability of their use in engineering geology

PAVLA RYBÁROVÁ — JÁN ŠAJGALÍK

In early stages of build foundations design for areas covered by loess, the criterions which enable prognostic appreciation of possible structural collapse in foundation soils are needed. With the aim to judge on the suitability of hitherto used distinctive features the results of laboratory tests on loess susceptibility to subsidence were analyzed using about 100 samples from the Trnavská pahorkatina hilly country in Western Slovakia. 50 samples proved subsidable foundation soils according to the criterions of the Czechoslovak State Standard ČSN 73 1001 when the coefficient of relative subsidability  $i_{mp} > 1 \%$ . For the remaining 50 samples  $i_{mp}$  value proved to be under  $1 \%$  and these are classified as not subsidable foundation soils.

Prognostic appreciation of loess susceptibi-

lity to subsidence (structural collapse) was made according to the requirements of the Czechoslovak State Standard ČSN 73 1001, Soviet State Standard SNiP II-15-74, Denisov's (1951), Feda's (1966) and Ivanov's (1956) criterions and based on the Bielorrussian Standard RSN 28-78. Another procedure was the comparison of the obtained prediction with values of the coefficient of relative subsidability. Results of prognostic appreciation according to different criterions used are in tab. 2.

The Czechoslovak State Standard ČSN 73 1001 indicates as susceptible to subsidence those foundation soils of loess composition which have the degree of saturation ( $S_r$ ) less than 0.6 and, at the same time

$$\frac{e_n - e'_L}{1 + e_n} > -0.1$$

The application of this criterion is however hindered by the circumstance that it is set out from the moisture at the creep limit determined by the Vasiliev's test ( $w'_L$ ) whereas this value is determined currently in Czechoslovak laboratories using the Casagrande's test ( $w_L$ ). Another insufficiency relies in that the moisture at the creep limit is not determined on soil samples at a natural state. Hence the second criterion (see equation 3.1 in the Slovak text) influences but to a small degree the prediction of a subsidable loess. An analysis of the Soviet State Standard SNiP 15-74 showed that its use to loess soils in question is unappropriate. Moreover, initial physical parameters are not used in Czechoslovakia. The criterion of loess susceptibility to subsidence according to Denisov (1951, equation 3.3. in the Slovak text) fulfils the conditions in question roughly to 80 per cent.

According to Ivanov (1956) foundation soils with moisture under the critical value ( $w_n < w_{kr}$ ) are susceptible to subsidence (structural collapse).

The value of critical moisture is determined from the equation (3. 5). This criterion predicts relatively well the susceptibility to subsidence in loess and it is suitable even for the investigated area. Within 50 samples proved as susceptible to subsidence by the recent analysis there were only five cases when  $w_{kr} \neq w_n$ . The criterion is suitable also by its simplicity and availability.

The Standard of the Bielorrussian SSR RSN 28-78 introduces empiric formulas (equations 3.6 and 3.7) allowing immediate estimation of the relative subsidability coefficient value. Graphical plots (fig. 4 and 5) allow to delimit areas of foundation soils which are susceptible to subsidence and also to estimate the relative subsidability coefficient value.

It is obvious from the analysis that those criterions which easily allow to estimate even the value of the relative subsidability coefficient based on simple physical parameters are the most suitable in practice.

Besides the criterions indicated in tab. 1 several further criterions are used in Czechoslovakia and abroad being set out from the practice. Their validity is restricted to certain areas. E. g. volume weight of the dry

foundation soil, natural moisture, volume weight and the creep limit value are criterions used by Holtz — Hilf (1966). The criterion used by Mencl (1953) is derived from the volume weight of the dry foundation soil and from its mechanical texture. Porosity and saturation degree are the physical parameters used in criterions proposed by Schalek (1975) or Razorenov — Yakovlev (1971) a. o. In the investigated area, loess as foundation soil may be assigned as susceptible to subsidence in cases when the degree of saturation value ( $S_r$ ) is less than 0.6 and porosity is higher than 41 per cent.

The analysis and comparison of different criterions allowed to assume that structural collapse of loess is depending on two physical properties i. e. on porosity and the degree of saturation. High porosity of loess is condition for the development of depressional deformations however decisive role is played at the same time by the degree of saturation. Besides indicated parameters a pronounced influence on the generation of subsidence have several features in the mineralogical composition of foundation soils, their mode of origin and different types of their structural bond. Most of these features cannot be expressed by currently used physical parameters.

The analysis of criterions used to the determination of loess susceptibility to structural collapse illuminates advantages and drawbacks of single methods and should promote the designer to predict foundation soil subsidence already at early stages of build foundation design.

*Preložil I. Varga*

#### Appendix

Symbols used:  $e_n$  — porosity number in natural occurrence,  $e'_L$  — porosity number when moisture at the creep limit is determined by the Vasiliev's test,  $w_n$  — moisture in natural occurrence,  $w_L$  — moisture at the creep limit determined by Casagrande's test,  $w'_L$  — moisture at the creep limit determined by Vasiliev's test,  $w_p$  — moisture at the limit of plasticity,  $w_{kr}$  — critical moisture for structural collapse,  $I_p$  — plasticity number if deduced from  $w_L$ ,  $I_p^p$  — plasticity number if deduced from  $w'_L$ ,  $S_r$  — degree of saturation,  $\gamma_s$  — specific weight,  $\gamma_d$  — volume weight of dry soil,  $\sigma$  — standard tension,  $i_{mp}$  — coefficient of relative subsidability,  $i_{mp}^{(r)}$  — coefficient of relative subsidability when calculated,

## Upravitelnost' Pb-Zn-Cu rudy z ložiska Hodruša-hlbka flotáciou

LADISLAV TARHANIČ, RUŽENA FABIÁNOVÁ, LUBOMÍR TUČEK, JÁN DERCO

Geologický prieskum, Aplikovaná technológia nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice

(4 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 25. 5. 1981

### Обогащение полиметаллических руд месторождения Годруша-глубина

Коллективным обогащением четырёх проб представляющих олово-цинково-медяное оруденение месторождения Годруша-глубина со содержанием 0,341—3,71 ‰ олова, 0,266—3,57 ‰ цинка и 0,028—0,895 ‰ меди был получен коллективный концентрат содержащий 17,9—22,5 ‰ олова, 15,15—23,8 ‰ цинка и 1,23—5,55 ‰ меди. Полученное изъятие металла представляет: 92,7—96,5 ‰ олова, 95,9—96,9 ‰ цинка и 97,3—98,5 ‰ меди. При содержаниях 1—15 ппм серебра, 20—250 ппм кадмия и 10—30 ппм кобальта в подаче, получено обогащение этих элементов в концентрате по порядку серебро-кадмий и кобальт: 95—190 ппм, 1020—1670 ппм и 100—110 ппм.

### Processing of a lead-zinc-copper ore from the Hodruša — Deep deposit applying flotation

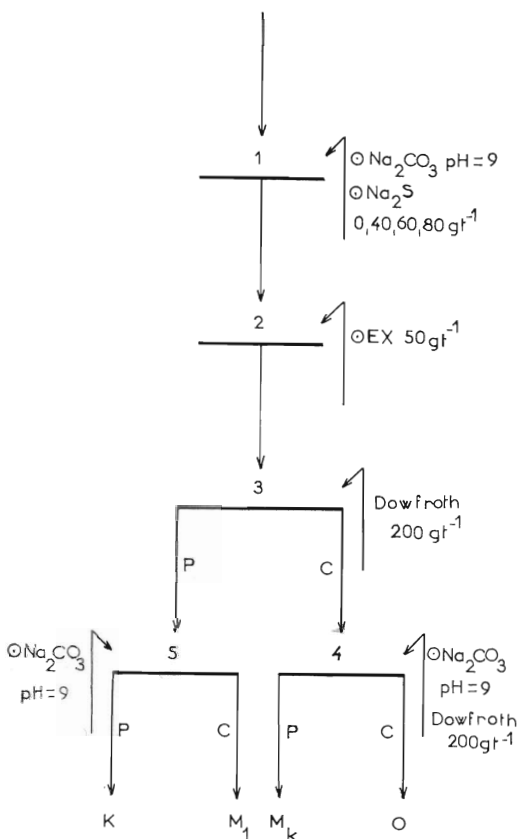
Processing tests applied to four samples of lead-zinc-copper ore from the Hodruša — Deep deposit (crude ore with Pb = 0.341 to 3.71 ‰, Zn = 0.266 to 3.57 ‰ and Cu = 0.028 to 0.895 ‰) yielded collective concentrates with Pb = 17.9—22.5 ‰, Zn = 15.15—23.8 ‰ and Cu = 1.23—5.55 ‰. Achieved recoveries are 92.7 to 96.5 ‰ for lead, 95.9 to 96.9 for zinc and 97.3 to 98.5 for copper. By contents of 1 to 15 p. p. m. of silver, 20 to 250 p. p. m. of cadmium and 10 to 30 p. p. m. of cobalt in the ore charge, the upgrading of these elements in concentrates is 95—190 p. p. m. for silver, 1020—1670 p. p. m. for cadmium and 100—110 p. p. m. for cobalt.

Cieľom úpravy rudy kolektívnou flotáciou bolo získať údaje o upravitelnosti rudy, najmä o obsahu Pb, Zn, Cu, príp. Ag, Cd, Bi a Co vo viacložkovom kon-

centráte, hmotnostnom výnose koncentrátu a o výťažnosti, ktorá by poslúžila pri posudzovaní efektívnosti ťažby a úpravy rudy z ložiska.







Obr. 2. Schéma a reagenčný režim flotácie. 1, 2, 3, 4, 5, P, C, M<sub>1</sub>, M<sub>k</sub>, K, O, EX ako na obr. 1

Fig. 2. Flowsheet and reagent regime of the collective flotation. Explanations as in fig. 1

predstavovalo 320 g.l<sup>-1</sup> pevných látok a jeho prevzdušnenie pri flotácii 0,4 m<sup>3</sup>.m<sup>-2</sup>.min<sup>-1</sup> vzduchu. Flotačné skúšky sa robili v jednocelovom jednolitrovom miešadlovom flotačnom prístroji. Obsah triedy pod 0,071 mm sa v rozomletých vzorkách na jemnosť pod 0,125 mm pohyboval okolo 70 až 75 hmotnostných %. Mikroskopický rozbor potvrdil, že táto jemnosť je na uvoľnenie úžitkových minerálov od sprievodnej horniny dostačujúca.

### Dosiahnuté výsledky

Maximálnu výťažnosť Pb, Zn a Cu do kolektívnych koncentrátov sme dosiahli pri použití sírnika sodného v množstve 10 g.t<sup>-1</sup> a schéme flotácie podľa obr. 1. Dosiahnutá kovnosť koncentrátov (Pb, Zn a Cu), ich hmotnostný výnos a im zodpovedajúcu výťažnosť zachycuje obr. 3 a 4. V tab. 2 uvádzame obsah Ag, Cd, Bi, As a Co v kolektívnom koncentráte a v tab. 3 obohatenie viaczložkových koncentrátov o Ag, Cd, Bi a Co.

### Rozbor dosiahnutých výsledkov

V súlade s teoretickými a praktickými poznatkami o flotácii Pb—Zn—Cu rudy

Obsah Ag, Cd, Bi, As a Co vo viaczložkových koncentrátoch  
Contents of Ag, Cd, Bi, As and Co in collective concentrates

Tab. 2

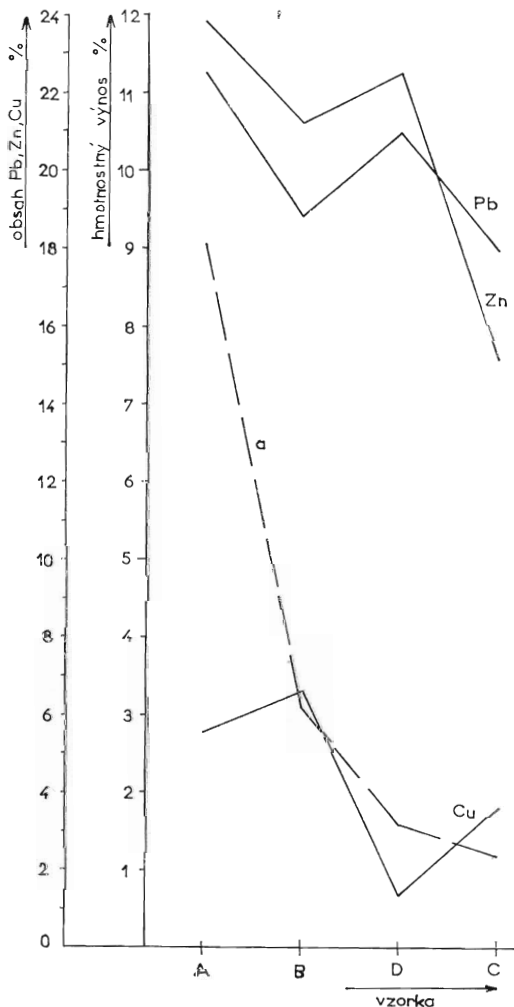
Označenie vzorky	Ag	Cd	Bi	As	Co
A	108,0	1870,0	stopy	stopy	100,0
B	190,0	1410,0	—	—	—
C	148,0	1020,0	32	0,040	100,0
D	95,0	1460,0	32	stopy	110,0

Poznámka: obsahy sú v ppm

pri flotačnej úprave skúmaných rudných vzoriek

— s poklesom obsahu týchto prvkov v upravovaných vzorkách vzrastlo obohatenie viacložkových koncentrátov;

— zachoval sa približne rovnaký pomer



Obr. 3. Kovnosť a hmotnostný výnos viacložkových koncentrátov. a — hmotnostný výnos  
Fig. 3. Metal contents and weight recoveries of collective concentrates. a — weight recovery

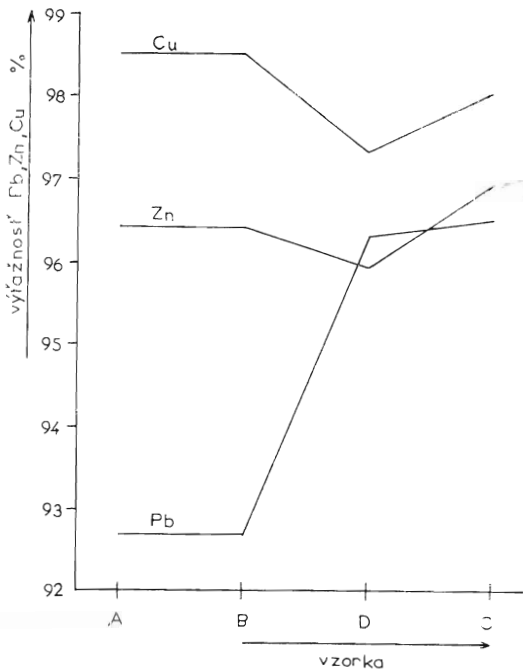
obsahu Pb, Zn a Cu v kolektívnych koncentrátoch v porovnaní s ich pomerom v upravovaných vzorkách;

— poklesol hmotnostný výnos koncentrátov s poklesom obsahu Pb, Zn a Cu v upravovaných vzorkách.

Zaujímavé je zvýšenie (obohatenia) Ag vo viacložkovom koncentráte (viažúce sa na galenit), ktoré sa približne rovná zvýšeniu obohatenia Pb iba pri viacložkových koncentrátoch získaných flotáciou vzoriek A a B. V koncentrátoch získaných flotáciou vzoriek C a D je zvýšenie obohatenia Ag väčšie ako zvýšenia Pb.

Rozpor môže svedčiť o tom, že striebro v rude reprezentovanej vzorkami C a D sa nemusí viazať na galenit.

V súvislosti s dosiahnutou výťažnosťou Pb, Zn a Cu predpokladáme, že ich prud-



Obr. 4. Výťažnosť Pb, Zn a Cu  
Fig. 4. Yields of lead, zinc and copper

Obohatenie viacložkového koncentrátu (*x*)  
Upgradings of collective concentrates

Tab. 3

Označenie vzorky	Pb	Zn	Cu	Ag	Cd	Bi	Co
A	6,0	6,6	6,1	7,2	6,6	0	3,3
B	24,1	20,7	28,2	27,1	26,1	—	—
C	52,6	58,0	58,3	148,0	51,0	32,0	10,0
D	41,2	47,9	61,5	95,0	48,6	32,0	9,1

ký pokles by nastal pri nižšej vstupnej kovnatosti, ako sa zaznamenala v skúmaných vzorkách.

### Záver

Výsledky flotačných skúšok Pb—Zn—Cu rudy z ložiska Hodruša—hĺbka ukázali možnosť úpravy aj rudy s veľmi nízkym

obsahom Pb, Zn a Cu flotáciou. Aktívaním sírníkov Pb, Zn a Cu sírnikom sodným sme z rudy s uvedeným obsahom Pb, Zn a Cu, získali priemyselne spracovateľné viacložkové koncentráty pri výťažnosti týchto kovov nad 90 %, so zvýšeným obsahom Ag, Cd a Co.

Recenzoval J. Lukáč

## Processing of a lead-zinc-copper ore from the Hodruša — Deep deposit applying flotation

LADISLAV TARHANIČ — RUŽENA FABIÁNOVÁ — LUBOMÍR TUČEK — JÁN DERCO

Results of collective flotation applied to a lead-zinc-copper ore with constantaneous contents of silver, cadmium, bismuth and cobalt from the Hodruša — Deep deposit are tested on four samples (tab. 1). Collective flotation was applied according to two flowsheets (figs. 1, 2). Maximal yields of lead, zinc and copper were obtained by the flowsheet indicated in fig. 1. Achieved yields of

lead, zinc and copper together with the relative metal contents and weight recoveries of concentrates are given in figs. 3 and 4. Contents of silver, cadmium, bismuth and cobalt in the collective concentrate are indicated in tab. 2. The upgrading of single metal contents from the ore charge into the collective concentrate is given in the tab. 3.

## МЕТОДИКА ВЪСКУМУ

### Podtlaková separačná ihla

LADISLAV TARHANIČ, LUBOMÍR TUČEK

Geologický prieskum, Aplikovaná technológia nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice

(2 obr. v texte)

Doručené 29. 5. 1981

#### Всасывающая сепарационная игла

Для сепарации минералов (или других зёрнистых материалов) под бинокляром автор предлагает специальное оборудование, которое награждает обычную иглу. Сепарация зёрн осуществляется при помощи всасывания зёрн. Для этого применяется стеклянная трубочка и аквариумный компрессор. Для двух типов зёрн можно применить две вдоль спаянные трубочки. Хороших результатов было получено при сепарации несросшихся зёрн.

#### Underpressure separation pin

A device substituting usual separation pin was designed for use to the separation of mineral grains (or other grained materials) under microscope. Grain separation is realized by underpressure effect of a microcompressor used commonly in aquaria and adjusted to a micro-airpump. The separation pin is substituted by a tube for the suction of mineral grains or alternatively by a tube twin joined longitudinally allowing parallel separation of two mineral species.

Separovanie minerálov separačnou ihlou pod binokulárom patrí medzi práce zafazujúce zrak a vyžadujúce sústredenie pracovníka. Pracovné podmienky sú zvyčajne nevyhovujúce a výkon pracovníka s časom klesá.

Navrhnuté zariadenie nahrádza klasickú separačnú techniku pomocou separačnej ihly pod binokulárom.

#### Známe zariadenia

Využívajú účinok podtlaku, pomocou ktorého sa separované zrno od ostatných, nežiadúcich zrn odtransportuje do zásobníka.

Jednoduchým prístrojom na odsávanie zrn je pipeta spojená hadičkou so zásobníkom odseparovaných zrn napojeným na

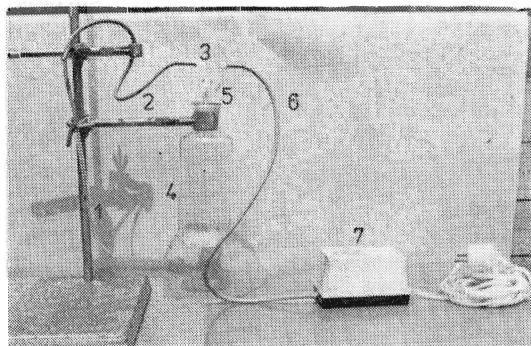
nátrubok (Berger, 1962, s. 25). Nevýhodou prístroja je ústne odsávanie a zlá manipulovateľnosť s ním pod mikroskopom.

Druhou generáciou prístroja pracujúceho pod účinkom podtlaku je pipeta spojená so zásobníkom, v ktorom sa podtlak tvorí prostredníctvom trubice a hadice z vývevy. Na trubici je otvor na nasávanie falošného vzduchu. Po uzavretí otvoru prstom vzniká v ústí pipety podtlak, ktorý odsáva zrno do zásobníka (Berger, 1962, s. 26). Nevýhodou je zložitosť výroby a veľké rozmery prístroja, pre ktoré je ťažkopádny pri manipulácii pod mikroskopom.

### Navrhnuté zariadenia

Zariadenie na separovanie jedného druhu minerálneho zrna

Zariadenie z obr. 1 sa skladá z trubice na nasávanie minerálov 1 napojenej ha-

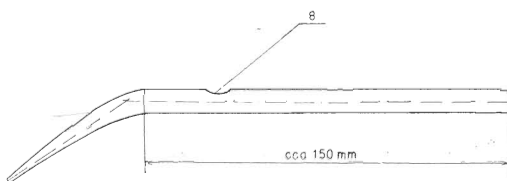


Obr. 1. Zariadenie na separovanie jedného druhu minerálneho zrna. 1 — trubica na nasávanie minerálov, 2 — hadička na transport odseparovaných minerálov, 3 — trubica na transport odseparovaných minerálov, 4 — zásobník, 5 — uzáver, 6 — prípojka na zdroj podtlaku, 7 — mikrovýveva  
Fig. 1. Device for the separation of a single mineral. 1 — tube for grain suction, 2 — grain transport hose, 3 — grain transport tube, 4 — container, 5 — closure, 6 — hose connection to underpressure source, 7 — micro-airpump

dičkou 2 na trubicu 3 na transport odseparovaných minerálov do zásobníka 4 opatreného uzáverom 5 a prípojkou 6 na zdroj podtlaku 7.

Trubica na nasávanie minerálov 1 z obr. 2 je sklenená a jej ústie — otvor na nasávanie má priemer maximálneho odsávaného zrna zväčšený o 0,02 až 0,04 mm. Na trubici 1 je vo vhodnej vzdialenosti od ústia otvor 8 na nasávanie falošného vzduchu. Priemer otvoru 8 je taký, aby sa pri danom podtlaku a pri manipulácii s trubicou vo vrstve minerálov neodsával nežiadúci minerál. Celková dĺžka rovnej časti trubice 1 je okolo 150 mm a jej tvar je zrejmý z obr. 2.

Ako zdroj podtlaku slúži upravený mikrokompresor pre akváriá s kapacitou  $20 \text{ l. min}^{-1}$  až  $40 \text{ l. min}^{-1}$  presávaného vzduchu. Úprava mikrokompresora na „mikrovývevu“ spočíva v nenáročnej zámene funkcie sacieho a výtlačného ventilu.



Obr. 2. Trubica na nasávanie minerálov. 8 — otvor na nasávanie falošného vzduchu  
Fig. 2. Tube for mineral grain suction. 8 — suction hole for lateral air

Minerály sa navrhovaným zariadením separujú nasledujúco: Experimentátor uvedie do chodu mikrovývevu 7, ktorá vyvolá v zásobníku 4, a tým aj v otvore 8 na trubici 1 podtlak. Po usmernení ústia trubice na zrno, ktoré sa má vyseparovať, experimentátor prstom uzavrie otvor 8, tak vznikne v ústí trubice podtlak a minerálne zrno sa odsaje do zásobníka 4.

## Zariadenie na separovanie dvoch druhov minerálnych zŕn

Zariadenie na separovanie dvoch druhov minerálnych zŕn pod binokulárom sa skladá z dvoch trubíc na nasávanie minerálov, pričom každá z trubíc má otvor na nasávanie falošného vzduchu. Trubice sú pomocou dvoch hadičiek a dvoch trubíc napojené na transport odseparovaných zŕn do zásobníka rozdeleného prepážkou na dve oddelenia na zachytávanie minerálnych zŕn. Zásobník má uzáver, cez ktorý prechádzajú transportné trubice a napojenie na mikrovýevu.

Trubice na nasávanie minerálov sú zo skla a sú vzájomne pozdĺžne spojené stenami natavením. Ich ústie na nasávanie zŕn je v jednej rovine a druhý koniec je tvarovaný do oblúka na napojenie na transportné hadičky. Jedna z trubíc má dĺžku od ústia po oblúk 150 mm a druhá je dlhšia, pretože sa napája na transportnú hadičku. Vyvolávaný podtlak na nasávanie zŕn v ústí otvorov trubíc má byť taký veľký, aby sa pri uzatvorení otvoru na jednej z trubíc zrno transportovalo cez trubicu s uzavretým otvorom. Podtlak nesmie byť taký, aby sa pri neuzavretých otvoroch trubíc zrná odsávali.

Minerály sa navrhnutým zariadením separujú nasledujúco: Pracovník uvedie do chodu mikrovýevu, ktorá vyvolá v zásobníku, a tým aj v otvoroch trubíc na na-

sávanie zŕn podtlak. Po usmernení ústia jednej z trubičiek na príslušné minerálne zrno a uzavretí otvoru tejto trubice prstom sa zrno odseparuje do príslušného oddelenia zásobníka. Pri podobnom úkone na druhej trubici na nasávanie zŕn sa odseparuje zrno do príslušného oddelenia.

## Záver

Na separáciu minerálnych zŕn, resp. iných zrnitých látok pod binokulárom bez separačnej ihly sme navrhli zariadenia na separáciu jedného, resp. dvoch druhov minerálnych zŕn.

Zariadenie na separovanie jedného druhu zrna je zhotovené a úspešne plní svoj účel.

V porovnaní so separovaním s použitím separačnej ihly sa zvýšila produktivita práce pri separovaní týmto zariadením o cca 50 %, zlepšili sa pracovné podmienky a znížila sa zmatekoveť produktu separovania. Navrhované zariadenia sa dajú ľahšie vyhotoviť ako skôr známe zariadenia, ktoré v príspevku uvádzame, a manipulácia s nimi je lepšia.

Recenzoval J. Macek

## LITERATÚRA

Berger, G. S., 1962: Flotirujemost' mineralov. Moskva, Gos. nauč.-techn. izd. lit. po gornomu delu, 263 s.

## Olivnický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry)

DUŠAN HOVORKA\*, MARTIN CHOVAN\*, JOZEF MICHÁLEK\*\*

\* Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Gottwaldovo nám. 19, 811 06 Bratislava

\*\* Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Kynceľová, 975 90 Banská Bystrica

(5 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 5. 5. 1981

### Оливиновый кersантит в гранодиорите на месторождении Дубрава (Н. Татры)

В равномерно зернистых биотитовых гранодиоритах („дюмберский“ тип) и в порфировых гранодиоритах даже гранитах („прашивский“ тип) на месторождении Дубрава была определена жила лампрофиров. Её происхождение относится к палео-неоалпийскому возрасту раньше чем возникновение рудных жил. Материнская магма лампрофировых жил имела диоритовый даже габровый состав.

### Olivine fenokersantite in granodiorite country rock from Dúbrava, Nízke Tatry Mts.

A lamprophyric dyke rock was found in homogenous biotite granodiorite of the “Dumbier” type. The dyke is of Paleocalpine to Neoalpine age and its emplacement preceeded the generation of ore veins in the area. The parent magma for the rock had dioritic to gabbroic composition.

Intermediárne až bazické žilné horniny sú v kryštaliniku Západných Karpát zriedkavé. Majú charakter lamprofýrov a rozličných typov porfýritov a prenikajú cez granodioritové masívy a metamorfované komplexy. Ich prehľad podal D. Hovorka (1967).

Horniny lamprofýrového, resp. lamprofýrovo-porfýritového charakteru sa kon-

centrujú v týchto oblastiach Ľumbierskeho pásma Nízkyh Tatier: a) v širšej oblasti Jarabej (Kamenický, 1962, Krist, 1967), b) v širšej oblasti Malého Gápľa (Hovorka, 1967), c) v oblasti Železného (Koutek, 1931).

Pre známe lamprofýry Západných Karpát je charakteristický amfibol ako vedúci tmavý minerál. V niektorých žilách je prí-

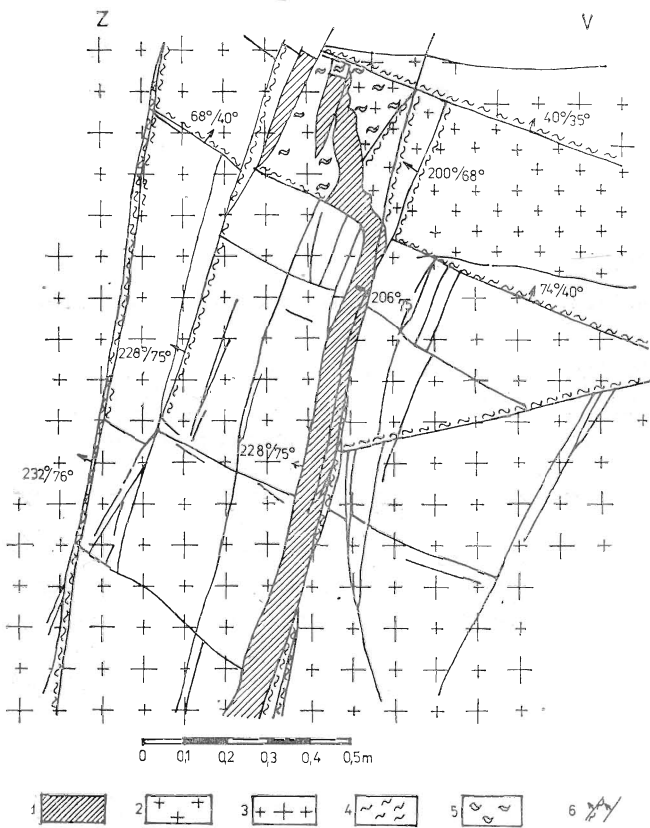
tomný aj monoklinický pyroxén, príp. biotit. Olivín, resp. pseudomorfózy po olivíne neboli doteraz známe. Podľa prevládajúcich plagioklasov v základnej hmote hornín a vo väčšine chemických analýz prevládajúceho nátria nad káliom predmetné horniny v klasifikácii IUGS (Kamenický — Hovorka, 1980, s. 84—86) patria do skupiny vápenato-alkalických lamprofýrov a majú prevažne charakter kersantitov a spessartitov.

### Charakteristika lamprofýru

Zistená žila lamprofýru má mocnosť okolo 10 cm a je dokumentovaná z boku chodby F-1/III 1,5 m západne od merač-

ského bodu 95 v poli Dúbrava-Lubeľská v d'umbierskom pásme Nízkych Tatier. Vystupuje v rovnomerne zrnitom granodiorite („d'umbiersky“ typ) a vo výrazne porfyrickom granodiorite až granite („prašivský“ typ; obr. 1). Viaže sa na výraznú zlomovú zónu.

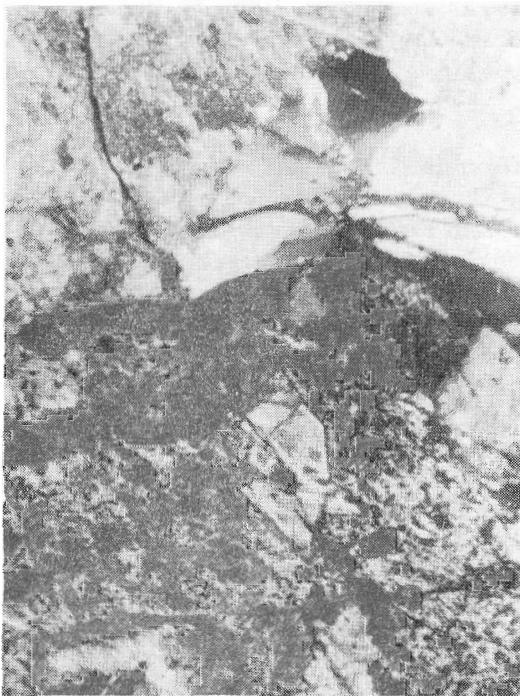
Opisovaná hornina je tmavozelená a makroskopicky má afanitický charakter. Intenzívne ju postihli hydrotermálne premeny. Ide o typickú autohydrotermálnu premenu uplatňujúcu sa prakticky vo všetkých lamprofýrových žilách, ako aj o mladšiu hydrotermálnu premenu (prekremenenie, karbonatizácia). Pre malú mocnosť možno v celej hmote žily pozorovať znaky rýchleho tuhnutia. Jedinými porfyrickými, pôvodne idiomorfnými mi-



Obr. 1. Detail boku chodby F-1/III 1,5 m západne od meračského bodu 95 (Michálek). 1 — lamprofýr, 2 — strednozrný biotitický granodiorit, 3 — biotitický granodiorit s výrastlicami K-živcov, 4 — mylonitizované zóny, 5 — chloritizované zóny, 6 — poruchové zóny s mylonitizáciou  
Fig. 1. Detailed sketch of the F-1/III drift side 1.5 m westwards from levelling point No 95 (by J. Michálek). 1 — lamprophyric rock, 2 — medium-grained biotite granodiorite, 3 — biotite granodiorite with potash feldspar phenocryst, 4 — mylonite belt, 5 — chloritized zone, 6 — dislocation with mylonite filling

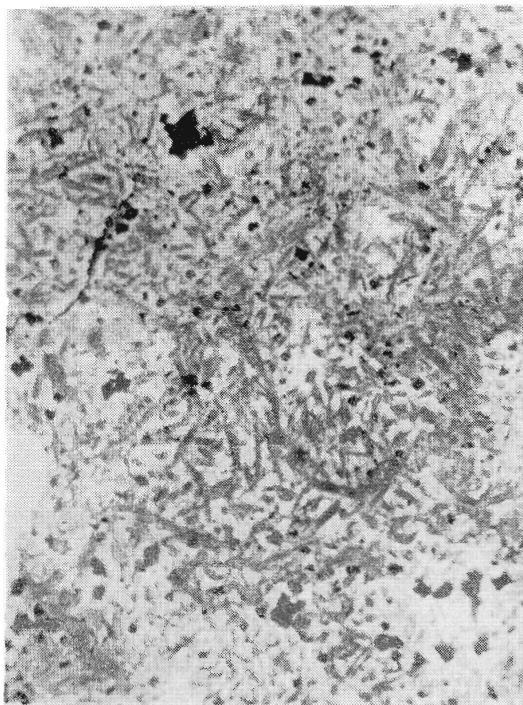


nerálmi boli olivíny. Dosahovali 0,5 mm a sú úplne pseudomorfované chloritom, serpentínom a karbonátmi (obr. 2). Základnú hmotu horniny reprezentuje chloritická, resp. chloriticko-biotitická hmota, v ktorej biotity tvoria všesmerne orientované krystality (obr. 3). Pôvodne ju tvorilo najmä vulkanické sklo. Mladšia hydrotermálna činnosť oblasti sa v lamprofýre prejavila vznikom nepravidelne obmedzených „polí“ s výplňou radiálneho chalcedónu, ale aj aragonitu (obr. 4). Tieto útva-



Obr. 2. Endokontaktná a exokontaktná premena na styku lamprofýry a granodioritu. V lamprofýre (tmavšia časť obr.) sa prejavuje pseudomorfovaním idiomorfného olivínu, v granodiorite premenou živcov. Zväčš. 95 $\times$ , X pol.

Fig. 2. Endomorphism and exomorphism along the contacts of the lamprophyric rock with granodiorite country rock. Alterations are indicated by pseudomorphism of authomorphous olivine and by feldspar alteration within granodiorite. Magn.  $\times 95$ , crossed nicols

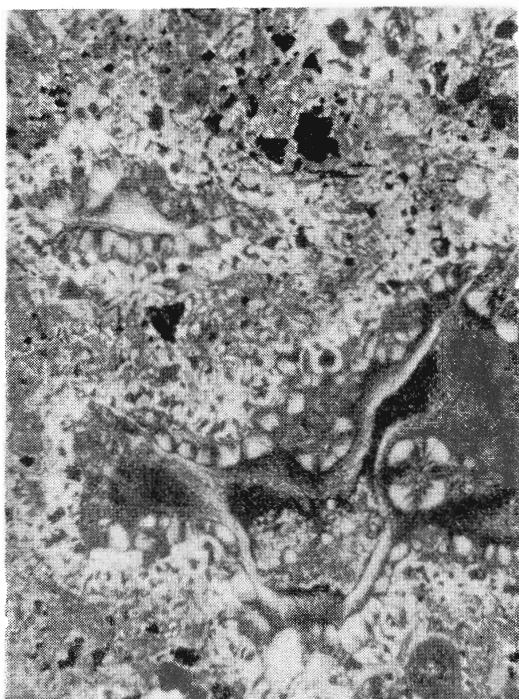


Obr. 3. Všesmerne orientované krystality biotitu v premenenej základnej hmote lamprofýry. Zväčš. 95 $\times$ , // pol.

Fig. 3. Random orientation of biotite crystallites in altered groundmass of lamprophyre. Magn.  $\times 95$ , parallel nicols

ry majú miestami kolomorfné štruktúry, nepravidelný tvar a rozličnú veľkosť (dosahujú 3 mm v priereze). Charakteristickým minerálom hydrotermálnej premeny je pyrit.

Prevládajúcim rudným minerálom kersantitu je magnetit. Tvorí oktaedrické kryštály veľké 20–60  $\mu\text{m}$ . Optickú identifikáciu magnetitu potvrdila kvalitatívna rtg mikroanalýza. V stopovej koncentrácii je v ňom Ti a Cr, pričom obsah Cr neprevyšuje 0,1 %. Aj chýbanie štruktúr rozpadu pevných roztokov v magnetite dokumentuje rýchle chladnutie pri kryštalizácii lamprofýry. Tak počas kryštalizácie ostal titán rozptýlený v magnetite a samostatné fázy nevytvoril.



Obr. 4. Nepravidelne obmedzené zhľuky kremeňovej hmoty v intenzívne hydrotermálne premenenej základnej hmote lamprofýru. Zväčš. 95 $\times$ , X pol.

Fig. 4. Irregular shapes of siliceous matter in strongly altered lamprophyre groundmass. Magn.  $\times 95$ , crossed nicols

V štádiu hydrotermálnej premeny okolných hornín v lamprofýre vznikali z rudných minerálov predovšetkým pyrit. V kersantite tvorí drobné žilky prenikajúce cez kryštály magnetitu, ktorý bol v dôsledku reakcie s hydrotermami postupne zatláčaný pyritom (obr. 5).

Styk žily olivínického kersantitu s okolnými granodioritmi je prevažne ostrý. Endokontaktná zóna lamprofýru sa vyznačuje intenzívnejšou rozptýlenou rudnou pigmentáciou ako jej centrálna časť. V exokontakte možno pozorovať intenzívnejšiu hydrotermálnu premenu okolných hornín.

V dôsledku uplatnenia sa intenzívnej hydrotermálnej premeny poskytujú chemické analýzy skúmanej žily lamprofýru o jej pôvodnom chemickom zložení iba informatívny obraz (tab. 1). V porovnaní s ostatnými bázickými žilnými horninami Nizkých Tatier, resp. aj ďalších oblastí kryštalinika Západných Karpát sa žila olivínického kersantitu z Dúbravy vyznačuje nasledujúcimi charakteristikami: a) extrémne nízky obsah  $\text{SiO}_2$  (36,62—38,03 %), b) vysoký obsah  $\text{TiO}_2$  (3,62—4,72 %), ktorý je charakteristický pre alkalické bázické magmy, c) anomálne nízka koncentrácia sodíka (0,30 %), pričom je koncentrácia draslíka vysoká (4,15—5,52 %).

## Diskusia

1. Z bádania vychodí takýto časový vývoj lamprofýrovej žily:

— V magmatickom štádiu sa v dôsledku rýchleho poklesu teploty taveniny po vykryštalizovaní I. generácie olivínu sa tavenina podchladila — základná hmota obsahuje kryštality biotitu; pôvodne bola mikrozrnitá až vitrofyrická.

— V autohydrotermálnom štádiu vývoja horniny zatlačil porfyrické olivíny Mg chlorit, serpentín a pravdepodobne aj karbonát. Základná hmota sa aspoň sčasti devitifikovala.

— V následnom hydrotermálnom procese, ktorý podmienil vznik hydrotermálnych antimonitových žíl, v lamprofýre vznikli miestami „polia“ vyplnené rozličnými štruktúrnymi formami kremeňovej hmoty a karbonátov, ktoré majú miestami aj kolomorfné štruktúry. Súčasne vznikol pyrit, ktorý zatláča magnetit magmatického pôvodu.

2. Vývoj lamprofýrovej žily vo vzťahu k základným geologickým procesom oblasti

možno charakterizovať nasledujúco. Vo vzťahu k okolným granodioritom a grani-

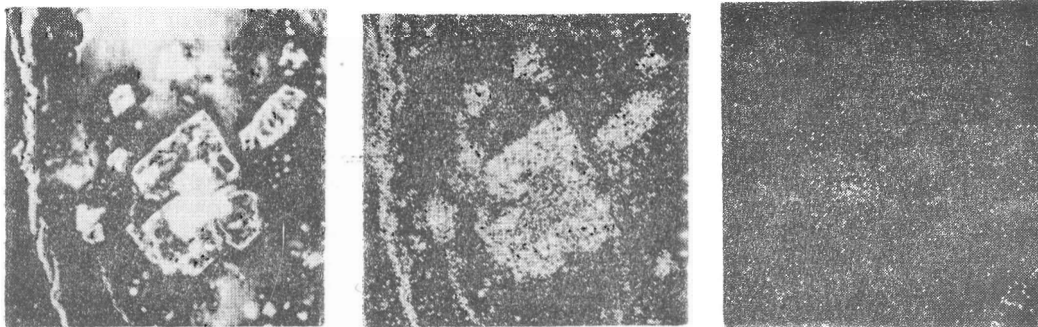
*Chemické zloženie kersantitu z Dúbravy*  
*Chemical composition of kersantite*  
*from Dúbrava deposit*

Tab. 1

	133 a	133 b
SiO <sub>2</sub>	36,62	38,03
TiO <sub>2</sub>	4,72	3,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,98	11,01
celk. Fe ako Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,31	13,98
MnO	0,21	0,22
MgO	5,59	7,87
CaO	4,60	7,43
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,30
K <sub>2</sub> O	5,52	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,39	1,02
str. suš.	0,84	0,37
str. žiň.	8,86	11,90
Suma	99,60	99,64

tom (ďumbiersky a prašivský typ) je žila výrazne mladšia. Je konformná s jedným z hlavných zlomových smerov rudného poľa — je pravdepodobne paleoalpínskeho až mezoalpínskeho veku. V dôsledku intenzívneho uplatnenia sa hydrotermálnych premien je predrudná. Žilu, ako aj rudné žily tejto oblasti postihli ešte mladé porudné zlomy.

3. Prítomnosť alpínskych bázických žíl v ďumbierskom pásme Nízkych Tatier (Kamenický, 1962, Hovorka, 1967) svedčí o viacaktovom formovaní sa masívov plutonitov Nízkych Tatier (a pravdepodobne aj ďalších masívov tatrickej zóny a veporickej časti Slovenského rudohoria). Existujúce magmatické taveniny alpínskeho veku v substráte variskeho granodioritového masívu svojou tepelnou a hydrotermálnou kapacitou boli pravdepodobne zdrojom (príčinou) výstupu hydroteriem. Mladé žily (pegmatity prenikajúce mezozoikom na Trangoške a žily lamprofýrov strednej časti Nízkych Tatier) sú len apikálnymi „poslami“ telesa situovaného vo



Obr. 5. Mikrofotografie plošnej rtg mikroanalýzy magnetitu zatláčaného pyritom, a) kompozícia oktaedrického magnetitu na okrajoch zatláčaného pyritom; zväčš. 600×, b) distribúcia síry zodpovedá prítomnosti reliktu magnetitu v strede zrna, na okrajoch a v žilkách zodpovedá prítomnosti pyritu, c) distribúcia chrómu, ktorý sa koncentruje v magnetite

Fig. 5. Micrograph of areal X-ray microprobe analysis of magnetite replaced by pyrite. a — composition of octahedral magnetite replaced along rims by pyrite, magn.  $\times 600$ , b — distribution of sulphur reflects the presence of magnetite remnant in the centre of the grain whereas pyrite occurs along the rims and in veinlets c — distribution of chromium concentrated in magnetite

vrchnej časti kôry tejto oblasti západokarpatského segmentu tetýdy.

4. Prítomnosť olivínu v lamprofýre svedčí o existencii materských tavenín bázického zloženia v substráte variského granodioritového masívu. Aj napriek tomu, že genéza lamprofýrov patrí medzi slabé miesta genetickej petrológie eruptívnych hornín, uznávané predstavy protirečia vzniku na olivín bohatej ultrabázickej taveniny diferenciáciou graniticko-granodioritovej magmy. Za jej zdroj pokladáme výrazne bázickejšiu (dioritovogabrovú) magmatickú taveninu.

5. Napriek tomu, že chemické analýzy poskytujú iba približnú predstavu o pôvodnom zložení skúmanej horniny, s prihliadnutím na zistené minerálne zloženie možno študovanú horninu zaradiť do skupiny vápenato-alkalických lamprofýrov v klasifikácii IUGS (Kamenický — Hovorka, 1980, s. 84—86), pričom okrem olivínu

podstatne zastúpený biotit dovoľuje označiť ju ako olivinický kersantit.

Recenzoval J. Kamenický

#### LITERATÚRA

- Hovorka, D. 1967: Porfyrity a lamprofýry tatroveporidného kryštalinika. *Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava)*, 4, s. 51—75.
- Kamenický, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkych Tatier. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 24, s. 123—141.
- Kamenický, J. — Hovorka, D. 1980: O návrhu Subkomisie IUGS pre systematiku eruptív na klasifikáciu a nomenklatúru vulkanických a niektorých ďalších skupín hornín. *Mineralia slov.*, 12, s. 75—88.
- Koutek, J. 1931: Geologické studie na severo-západe Nízkých Tater. *Sbor. Stát. úst.*, 9, s. 413—527.
- Krist, E. 1967: Geologicko-petrografické pomery spessartitkersantitovej žily v Nízkych Tatrách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 12, s. 63—75.

## Olivine fenokersantite in granodiorite country rock from Dúbrava, Nízke Tatry Mts.

DUŠAN HOVORKA — MARTIN CHOVAN — JOZEF MICHÁLEK

A 10 cm thick lamprophyric dyke was found to occur within homogenous granodiorite country rock of the "Dumbier" type and also in the porphyric variety of the "Práživá" granodiorite in the Dúbrava ore-field in the Nízke Tatry Mts. The dyke rock has fine porphyric appearance and automorphous olivine phenocrysts are replaced totally by aggregate of chlorite, serpentine minerals and occasional calcite. Biotite crystallites occur in the groundmass of originally probable vitric nature.

The relation of the lamprophyric dyke to the main geological features in the area may be deduced. The dyke is clearly younger than the granodiorite country rock and its strike follows one of the main fault systems within the ore-field. The supposed age is hence Paleo- or Neo-Alpine. According to the intensive hydrothermal alteration of the dyke

rock, its emplacement preceeded the ore mineralization and post-mineralization faulting disturbs the dyke together with the hydrothermal ore veins of the area.

The presence of olivine phenocrysts in the original rock indicates that a basic magma reservoir occurred beneath the granitoid massif of Variscan age. In spite of not unambiguously accepted explanations for the generation of lamprophyres yet the accepted ideas contradict strongly to the possibility of generation of an olivine-rich ultrabasic melt by differentiation processes from a granitoid parent magma. Therefore a pronounced basic (diorite to gabbro composition) magmatic source for the olivine fenokersantite may be reliably supposed.

Preložil I. Varga

## Nové biostratigrafické poznatky o vnútrokarpatskom paleogéne Breznianskej kotliny

DANICA KÚŠIKOVÁ

Geologický prieskum, n. p., 974 01 Banská Bystrica

(3 obr. v texte)

Doručené 10. 4. 1981

### Новые биостратиграфические данные внутрокарпатского палеогена Брезнянской впадины

В аргилитах флишевой фации палеогена были обнаружены главным образом аглутинованные фораминиферы с преимуществом Цикламмина амплектенс Грзыбовски, которые сопровождаются планктоническими фораминиферами. Стратиграфически эта свита приурочена среднему эоцену (зона Глобигерапис куглери).

### New biostratigraphical results from the Central Carpathian Paleogene in the Brezno basin (Middle Slovakia)

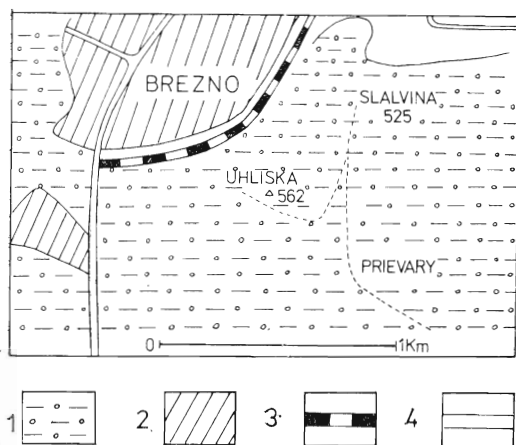
Mainly agglutinated foraminifers are present in claystone of flysch facies (Paleogene age) with the overwhelming abundance of species *Cyclammina amplexans* Grzybowski associating with planctonic foraminifers. The sequence is of Middle Eocene age (*Globigerapsis kugleri* zone).

Pri geologickoprieskumných prácach, ktoré v rámci úlohy Brezno — Prievary — tehliarske suroviny vykonal roku 1972 Geologický prieskum Spišská Nová Ves, geologická oblasť Banská Bystrica, sa skúmali horniny paleogénu z litologicke-petrografickej a biostratigrafickej stránky. Zaujímavá oblasť je súčasťou vnútrokarpatského paleogénu Breznian-

skej kotliny a nachádza sa na JV od Brezna (obr. 1). Paleogénne sedimenty kotliny pokrýva pliocén, resp. kvartér.

Starších prác priamo sa zaoberajúcich sledovaným územím je málo. Väčšina prác sa venovala okoliu Banskej Bystrice.

V súvislosti s výskumom sledujúcim výskyt mangánovej rudy v okolí Mi-



**Obr. 1. Geografická pozícia študovanej oblasti**  
 1 — hĺina so štrkom (kvartér), 2 — zastavané plochy, 3 — železnica, 4 — cesty

**Fig. 1. Geological sketch map of the investigated area**

1 — loam and gravel (Quaternary), 2 — built-up areas, 3 — railroad, 4 — road

chalovej, okres Brezno (Polák, 1955, 1958), sa okrem litológie bádala paleogén aj z mikrofaunistickej stránky (Kantorová, 1955). Zhodnotil sa vrt M-171 od 8 do 50 m a vypracoval sa zoznam mikrofauny doplnený mikrofotografiami.

Podľa nás asociácie aglutinovaných foraminifer reprezentuje hlavne druh *Haplophragmoides cf. carinatum* Cushman et Renz, ktorý sa s malými prerušeniami vyskytuje temer v celom vrte. V menšej miere je prítomný druh *Cyclammina amplexens* Grzybowski. Hojný je aj vápnitý bentos sprevádzaný planktonickými foraminiferami. Z planktónu je to druh *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina conglomerata* Schwager, *Globigerina dissimilis* Cushman et Bermudez, *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globigerina officinalis* Subbotina. Podľa nás ide stratigraficky o stredný eocén. Vo Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR

1 : 200 000 je pri zozname mikrofauny (Kantorová) z okolia Michalovej poznámka, že vzhľadom na celkový charakter spoločenstiev pokladajú autori vysvetliviek príslušnosť týchto vrstiev do stredného eocénu a zistenie druhu *Cyclammina cf. amplexens* za dosť pochybné. Ide pravdepodobne o vrchný eocén.

Z novších prác dotýkajúcich sa širšieho okolia Brezna je správa o makrofaune centrálnokarpatského paleogénu z oblasti Banská Bystrica — Brezno (Volfová, 1963). Fauna pekténov zodpovedá vrchnému eocénu. Súbornejšiu správu o litologickostratigrafických pomeroch Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny publikovali E. Planderová — M. Pulec — O. Samuel — E. Vaňová (1963) a podľa paleontologických kritérií stratigraficky odlišili vrchný eocén — spodný oligocén.

### Litologicko-stratigrafická charakteristika

Flyšové súvrstvie v Breznianskej kotline sa zistilo plytkými vrtmi PV (PV-2 až PV-16). Hĺbka vrto v sa pohybovala od 10,30 do 27,0 m. Odlíšili sa dva typy hornín, a to prachovitý slienitý ilovec a pieskovec (obr. 2).

#### Prachovitý slienitý ilovec

Tvorí prevažnú zložku bádanych vrto. Je sivý, zvetrávaním nadobúda svetlejšiu farbu, zriedkavejšie sivohnedý. Rozpad je doštičkovitý a na odlučných plochách sa vyskytujú šupinky rýb. Štruktúra je pelitická. Základná hmota je z flovitých minerálov pelitickej štruktúry. Neilovitým klastickým materiálom je kremeň v siltovej frakcii, zriedkavejšie v piesčitej frakcii. Dosť zriedkavo sa vyskytujú zrnká plagioklasov a šupinky sericitu.

Chemická analýza vzorky PV-2 z 8,0 m:  $\text{SiO}_2$  — 44,35;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,53;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,56;  $\text{FeO}$  — 3,22;  $\text{CaO}$  — 9,74;  $\text{MgO}$  — 2,90;  $\text{TiO}_2$  — 0,62;  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,63;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,70; s. žih. — 7,45;  $\text{H}_2\text{O}$  — 2,78.

#### Kremeňový pieskovec s vápnitým tmelom

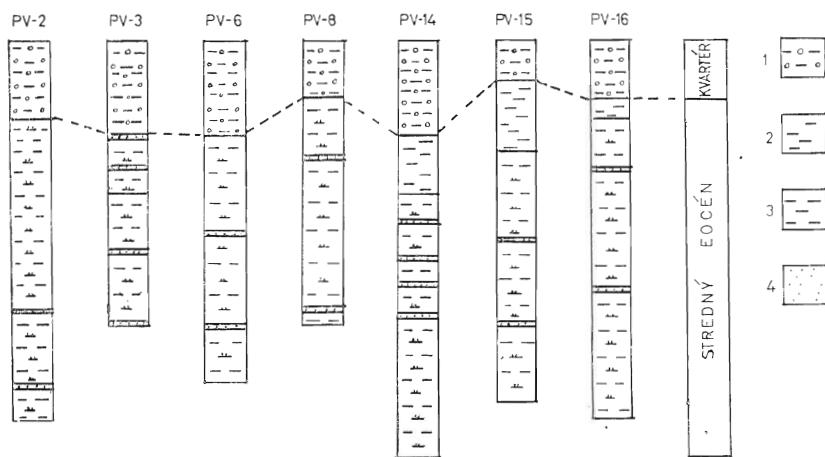
Pieskovec tvorí 2—5 cm vložky v prachovitom slienitom flovcí. Je tmavosivý, jemno-

zrnny až hrubozrnny, lokálne s hojným muskovitom. Štruktúra pieskovca je psamitická. Podstatnou súčiastkou horniny je kremeň, ktorý má ostrohranné obmedzenie. Väčšie zrná majú undulózne zrhásanie. Veľkosť úlomkov kremeňa sa pohybuje v rámci piesčitej frakcie. Z nestabilných minerálov sú prítomné živce. Ide hlavne o plagioklas, ktorý bazicitou v symetrickej zóne zodpovedá albitu — oligoklasu. Menej časté sú draselné živce, ktoré reprezentuje mikroklin. Sľudnaté minerály — muskovit a biotit — sa nachádzajú v hornine v menšom množstve. Podobne aj glaukonit. Na základnú vápniť hmotu pórovitého charakteru pripadá nízke percento.

### Biostratigrafická charakteristika

Biostratigrafické rozborov ukázali, že prachovitý slienitý ílovec obsahuje aglutinované foraminifery sprevádzané planktónom, ako aj vápniť bentosom. Aglutinované foraminiféry reprezentuje hlavne významný druh *Cyclammina amplexans* Grzybowski. Je taký hojný, že v niektorých výplavoch tvorí podstatnú zložku. Z ostatných aglutinova-

ných foriem, ktorých zastúpenie je v študovaných vzorkách premenlivé, možno spomenúť: *Rhabdammina discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Ammodiscus latus* Grzybowski, *Glomospira gordialis* Jones et Parker, *Reophax scalaria* Grzybowski, *Haplophragmoides latidorsatus* (Bornemann), *Thalmanamina subturbinata* (Grzybowski). Planktonickú zložku reprezentujú nasledujúce druhy: *Globigerina boweri* Bolli, *Globigerina hagni* Gohrbandt, *Globigerina aff. inaequispira* Subbotina, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina senni* (Beckmann), *Globalina wilcoxensis* (Cushman, et Pon), *Globorotalia lensiformis* Subbotina. Vápniť bentos je prítomný dosť podradne. Z významnejších foriem boli určené: *Lagena striata* dOrb, *Lenticulina cultrata* Montfort, *Lenticulina limbosa* Reuss, *Globulina gibba* dOrb, *Bulimina candida* Terquem, *Bulimina ovigera* Terquem, *Cancris subconicus* Terquem.



Obr. 2. Geologické profily vrtov

1 — hĺna so štrkom (kvartér), 2 — íl, 3 — prachovitý slienitý ílovec, 4 — pieskovec

Fig. 2. Lithological profiles of boreholes

1 — loam and gravel (Quaternary), 2 — clay, 3 — silty-marly claystone, 4 — sandstone

Foraminiferové asociácie s podobným zložením v zmysle biostratigrafického členenia Západných Karpát O. Samuela — J. Salaja (1968) zodpovedajú vrchnej časti karpatskej biozóny *Turborotalia* (A.) *crassata densa*. Možno konštatovať, že asociácie majú najviac spoločných znakov s H. M. Bolliho (1957) zónou *Globigerapsis kugleri*. V súlade s planktonickými foraminifermi sú aglutinované formy s prevahou druhu *Cyclammina amplexans* Grzybowski charakteristické pre stredný eocén (obr. 3).

#### Zoznam druhov

*Rhabdammina discreta* Brady 1881  
*Hyperamina nodata* Grzybowski 1896  
*Dendrophrya excelsa* Grzybowski 1897  
*Dendrophrya robusta* Grzybowski 1897  
*Ammodiscus latus* Grzybowski 1897  
*Glomospira charoides* (Jones et Parker 1860)

*Glomospira gordialis* (Jones et Parker 1860)  
*Reophax scalaria* Grzybowski 1896  
*Haplophragmoides latidorsatus* (Bornemann 1855)  
*Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski 1897) emend. Pokorný 1951  
*Cyclammina amplexans* Grzybowski 1897  
*Lagena striata* (d'Orbigny 1839)  
*Lenticulina* cf. *Calcar* (Linné 1767)  
*Lenticulina cultrata* (Montfort 1808)  
*Lenticulina limbosa* (Reuss 1863)  
*Globulina gibba* Orbigny 1826  
*Guttulina problema* Orbigny 1826  
*Bulimina candida* Terquem 1882  
*Bulimina ovigera* Terquem 1882  
*Bulimina versa* Cushman et Parker 1940  
*Nonion scaphum* (Ficht et Moll 1939)  
*Globigerina boweri* Bolli 1957  
*Globigerina hagni* Gohrbandt 1967  
*Globigerina* aff. *inaequispira* Subbotina 1953

Vek	O. Samuel — J. Salaj	H. M. Bolli, 1957	D. Kúšiková, 1981
Stredný eocén	1968, Záp. Karpaty	Trinidad	Brezno — Prievary
	<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Cyclammina amplexans</i>
		<i>Porticulasphaera mexicana</i>	
		<i>Globorotalia lehneri</i>	
<i>Turborotalia</i> (A.) <i>crassata densa</i>	<i>Globigerapsis kugleri</i>		
		<i>Hantkenina aragonensis</i>	

Obr. 3. Stratigrafická korelačná tabuľka  
 Fig. 3. Stratigraphic correlation table



Globigerina linaperta Finlay 1939  
 Globigerina senni (Beckmann 1953)  
 Globanomalina wilcoxensis (Cushman et Pon. 1932)  
 Globorotalia lensiformis Subbotina 1953  
 Heterolepa dutemplei (Orbigny 1846)

tujú stredný eocén — pásmo Cyclammina amplexens.

Recenzoval O. Samuel

## Záver

Príspevok sa na rozdiel od starších prác, ktoré boli zamerané na územie smerom na V od Brezna, zaoberá oblasťou na JV od Brezna. Opísané súvrstvie sa z litologicko-petrografickej stránky zhoduje so strednoeocénnymi vrstvami flyšu Karpát a na základe výskytu planktonických foraminifer sa stratigraficky začleňuje do stredného eocénu. V zmysle biostratigrafického členenia paleogénu Karpát (Samuel — Salaj, 1968) zodpovedá študovaný materiál vrchnej časti zóny Turborotalia (A.) crassata densa. Túto zónu možno korelovať s H. M. Bolliho zónou Globigerapsis kugleri. Aglutinované foraminifery v súlade s planktónom reprezen-

## LITERATÚRA

- Bolli, H. M. 1957: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull. (Washington), 215, pp. 140—160.
- Kantorová, V. 1955: Mikrostratigrafia breznianskeho paleogénu. In: S. Polák: Michalová — záv. správa o prieskume v r. 1952—1958. Manuskript — Geol. oblasť B. Bystrica.
- Planderová, E. — Pulec, M. — Samuel, O. — Vaňová, M. 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 30, s. 147—157.
- Polák, S. 1952—1958: Michalová — záv. správa o prieskume v r. 1952—1958. Manuskript — Geol. oblasť B. Bystrica.
- Polák, S. 1957: Výskyt mangánových rúd v okolí Michalovej, okres Brezno. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 13, s. 147—157.
- Samuel, O. — Salaj, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, tab. 1—31, s. 1—232.
- Volfová, J. 1963: Správa o makrofaune centrálnokarpatského paleogénu v oblasti Banskej Bystrice a Brezna. Spr. geol. výsk. v r. 1963, s. 121—122.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 14, číslo 1, február 1982.

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 21 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51. Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice, Švermova 47. Objednávky adresujte redakcii časopisu, Imprimované dňa 19. 2. 1982. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné Kčs 90.—, Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1982.

*Ladislav Tarhanič — Lubomír Tuček*

Podtlaková separačná ihla

82 Underpressure separation pin

AKTUALITA

NEWS

*Stanislav Polák — Dušan Rak — Peter Hanas*

Trenčianska Turná — nový prognózný terén antimónového zrudnenia

Trenčianska Turná: a new prognostic terrain for antimony mineralization  
60 (Western Slovakia)

