MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 2

alfa Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1979

MINERALIA SLOVACA

Vol. 11
(1979)
No 2
97—192

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologicko prieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.

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

Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

OBSAH — CONTENTS

Bartolomej Leško — Ján Kadlečík — Milan Mořkovský — Čestimir Tomek: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní — The basement of the Flysch Carpathians in Eastern Slovakia as interpreted from geophysical measurements 97

Ľubomil Pospišil — Michal Kaličiak: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní okolí Zlatej Bane (Slanské vrchy) — Geological interpretation of geophysical measurements in the area of Zlatá Baňa village, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia) 115

Juraj Macek — Ladislav Kamenický: Fyzikálno-optická charakteristika niektorých hlavných typov granitoidných hornín Západných Karpát — Physical and optical characteristic of some main petrographic types of granitoide rocks in the Western Carpathians 129

Antonín Svatoš: Interpretace leteckých snímků při studiu glaciálních jevů v horských oblastech — Interpretation of aerial photographs as a tool for examination of glacial features in montaneous regions 143

REFERÁT — GENERAL REPORTS

Ján Král: Stopy po štiepení uránu — aplikácie a možnosti — The fission track method — application and possibilities 159

METODIKA VÝSKUMU — METHODS OF INVESTIGATIONS

Viliam Pašteka — Viktor Janotka — Jozef Lanc: Metodika geofyzikálnych meraní pri vyhľadávaní rudonosných zón v Malých Karpatoch — Methodics of geophysical measurements used by prospecting for antimonite ore-bearing zones in the Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia) 167

Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 97—114, Bratislava

Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní

(9 obr. v texte)

B. LEŠKO — J. KADLEČÍK — M. MOŘKOVSKÝ — Č. TOMEK*

Фундамент флишевых Карпат Восточной Словакии на основании интерпретации геофизических измерений

В статье приведён анализ участия отдельных геофизических методов при изучении геологического строения фундамента восточнословацкого флишевого пояса. Предполагается, что его почвой является североевропейская платформа активизированная альпинским орогенезом с миогеосинклинальным составом мезозойских до нижнемиоценовых комплексов горных пород.

The basement of the Flysch Carpathians in Eastern Slovakia as interpreted from geophysical measurements

The paper reviews contributions of single geophysical methods to the knowledge upon structure of the basement beneath the Flysch Carpathians of Eastern Slovakia. This basement is probably built by the North European platform and by miogeosynclinal cover of Mesozoic to Lower Miocene age. This basement was activized during the Alpine tectogenesis and achieved nappe structures.

Východoslovenská časť flyšového pásma je územím, do ktorého sa v ostatných rokoch sústreďuje geologická výskumná a prieskumná aktivita. Jednou zo základných úloh je výskum hlbokých štruktúr a podložia flyšových príkrovov z hľadiska výskytu ropy a zemného plynu. Takýto výskum popri analýze dát povrchovej geológie vyžaduje aj rozsiahlu aplikáciu geofyzikálnych metód a vrtné práce. Cieľom výskumu je odpovedať na otázku, do akej miery sa stavba podložia odráža v povrchových štruktúrach bádaného územia, určiť oblasti, v ktorých podložné komplexy ležia relatívne najvyššie (a pri dnešných technických podmienkach je reálna možnosť prevŕtať flyšové súvrstvia). Súbežným cieľom je teda aj overiť vhodnosť jednotlivých geofyzikálnych metód.

Študovaná oblasť má z hľadiska riešenia problémov hlbinnej stavby špecifické postavenie. Od južného okraja (na povrchu známej) epihercýnskej plat-

* RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava,
Ing. Ján Kadlečík, RNDr. Milan Mořkovský, CSc., RNDr. Čestimír Tomek, CSc., Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 600 00 Brno.

formy je veľmi vzdialená. Na vnútornej strane sa stýka s extrémne zložitou zónou Karpát — s bradlovým pásmom. Táto regionálna geologická pozícia veľmi sťažuje výskumné práce i voľbu pracovných metód, ktoré by jednoznačne odpovedali na otázku hĺbkovej úrovne podložia flyšu, resp. aj na jeho litologickú kvalitu.

V práci predkladáme výsledky komplexného hodnotenia geofyzikálnych materiálov a pokus o ich geologickú aplikáciu. Ide skôr o generalizujúce zhodnotenie kriticky oceňujúce prínos a možnosti jednotlivých disciplín pri riešení základnej úlohy — vyhľadávaní štruktúr nádejných na ropu a plyn vo východoslovenskom flyši a v jeho podloží. K práci pristupujeme napriek tomu, že podložie flyšu na východnom Slovensku vrty doteraz nedosiahli. Sme si vedomí toho, že na modelové riešenie problematiky nemáme z podobnej geologickej situácie v západnej časti flyšového pásma u nás, v Poľsku či zo sovietskych Karpát ani jeden priamy údaj. Doterajšie výsledky hlbokého vrtu Zboj-1 napr. ukázali, že interpretované refrakčné rozhrania, ktoré sme pokladali za podložie flyšu, zodpovedali alebo výrazným litologickým (a teda aj rýchlostným) rozhraniam vnútri flyšového komplexu, alebo ich vyvolávali zmeny gradientu rýchlostí seizmických vĺn. Ťažkosti interpretovať geofyziku v takých podmienkach spočívajú v zložitosti seizmicko-geologických podmienok zvrásnených oblastí. Veľmi dôležitým negatívnym faktorom sú pravdepodobne malé rozdiely základných fyzikálnych vlastností medzi horninami hlbokých štruktúrnych etáží flyšu a jeho podložia.

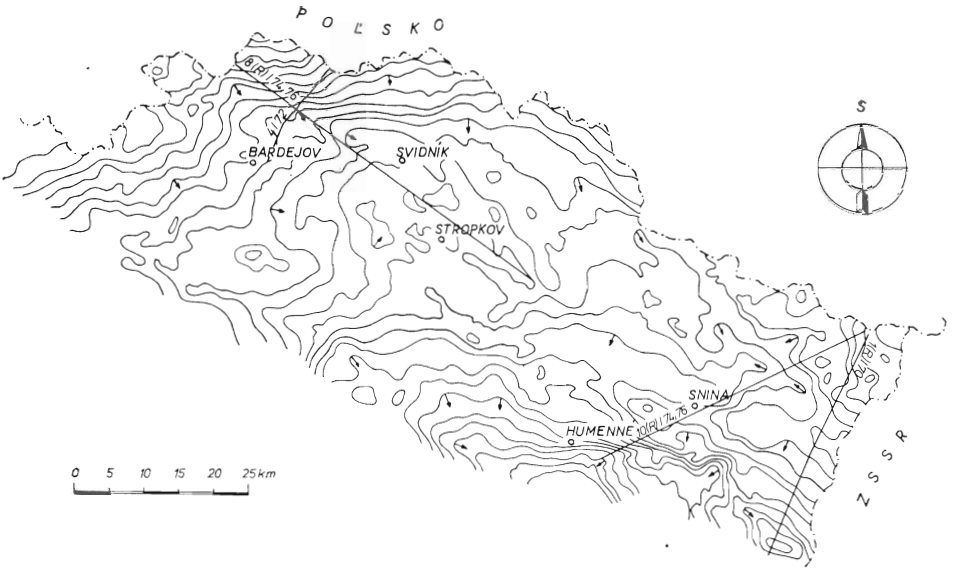
Sme presvedčení, že napriek tomu, či skôr práve preto, je takéto zhodnotenie nevyhnutnou pracovnou etapou a podmienkou na určenie optimálnych metód pri ďalšom výskume.

1. Gravimetria

Oblasť východoslovenského flyšu bola pre gravimetrický prieskum vždy príťažlivá. Ako jedna z prvých sa z nej dokončila štátna gravimetrická mapa v mierke 1 : 200 000 (pozri J. Ibrmajer, J. Doležal 1962), ako aj ďalšie, podrobnejšie mapy. Túto prioritu zdôvodňuje nielen to, že ide o oblasť perspektívnu pre výskum živíc, ale aj to, že je to kľúčové územie na pochopenie a správnu interpretáciu tiažového poľa Západných Karpát a Východných Karpát. (Výsledky starších štúdií a súpis literatúry o tejto metóde je v práci B. Leška a M. Mořkovského, 1975, na ktorú čitateľa odkazujeme.)

Z regionálneho hľadiska leží takmer celé východoslovenské flyšové pásmo mimo oblasti karpatského tiažového minima. Výnimku tvorí územie na S od Bardejova a Svidníka (obr. 1). Z juhu až do flyšovej oblasti zasahuje kladná tiažová anomália, ktorá charakterizuje panónsky bazén. Ďalšou črtou tiažového poľa je intenzívny horizontálny gradient tiaže, ktorého os prebieha od JZ na SV smerom na Cigeľku, tam sa lomí a pokračuje východozápadným smerom (obr. 2). Záporná karpatská tiažová anomália dosahuje maximum až severnejšie (na území PĽR) na čiare Nowy Sącz — Krosno — Kroscienko. Tieto základné prvky tiažového poľa vidieť v mape trendov (obr. 2).

Prvým základným prvkom tiažového poľa študovanej oblasti je rozsiahla kladná anomália s maximom južne od Humenného. Výrazný tiažový chrbát pokračuje z tohto maxima severozápadným smerom na Giraltovce a Kurimu.



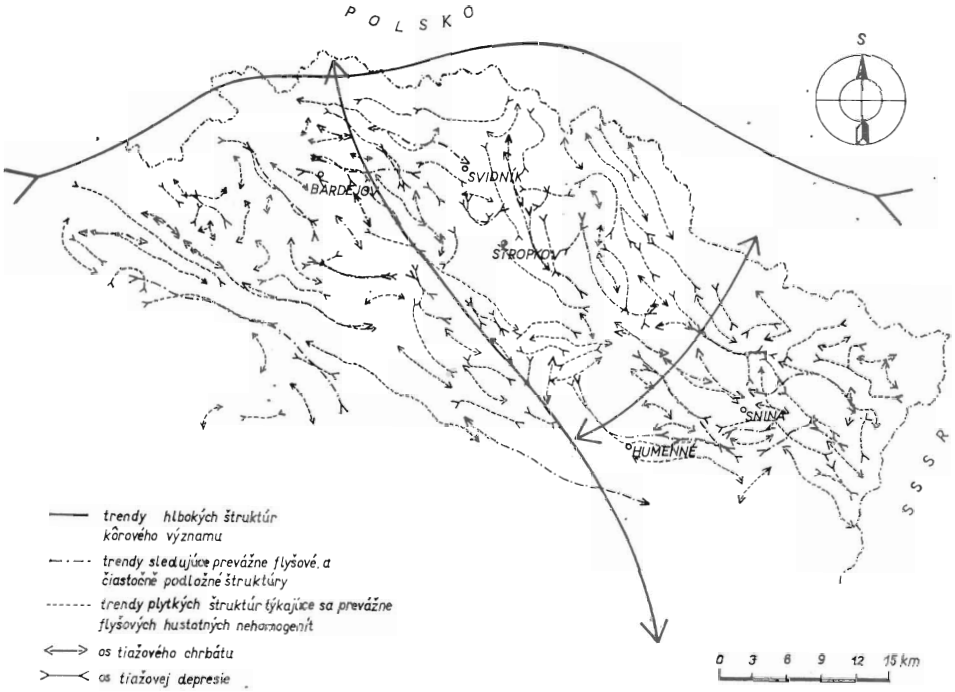
Obr. 1. Mapa rozloženia tiažového poľa so situáciou priložených seizmických profilov
Fig. 1. Map of the gravity field distribution showing situation of seismic profiles

Severne od Humenného sa kladná anomália vysúva k Papínu a až po čs.-poľské štátne hranice (obr. 2).

Z pozorovania mapy tiaže (obr. 1) s geologickou mapou (obr. 4) vychodí, že flyšová supraštruktúra, jej smerové prvky a už spomenuté základné fenomény tiažového poľa majú rozličnú (navzájom temer kolmú) orientáciu. Geologická štruktúra nesúhlasí s tiažovým obrazom ani v tom, že napr. krynická čiastková jednotka magurského príkrovu sa v Poľsku nachádza v hodnotách asi 400 m . s^{-2}. Tá istá jednotka je na našom území v oblasti severne od Humenného nad hodnotou + 100 m . s^{-2}. Zaujímavé je, že územie s relatívne „ťažším" podložím flyšu sa temer zhoduje s orografickým vymedzením Ondavskej vrchoviny, ktorá je jedným z najnižších území karpatského flyšového pásma. V oblasti gradientu a západnej tiažovej anomálie je priemerná výška terénu väčšia.

Na kvantitatívne zhodnotenie intenzívneho horizontálneho gradientu tiaže sú najlepšie podmienky v území na S od Bardejova a Svidníka. Horizontálny gradient citlivo indikuje hĺbku telesa, ktoré je príčinou tiažovej anomálie. Gradient v tomto úseku má hodnotu 20—25 E a je známa jeho šírka. Potom povrch anomálneho telesa, ako potvrdzujú aplikácie Parkerovej teórie (L. R. Parker 1975), nemôže ležať hlbšie ako 9 km. Anomálnym telesom môžu prípadne byť horniny neogénnej molasy.

Obrátenú úlohu riešil jeden z autorov (Č. Tomek v spolupráci so Švancarom) na profile Bardejovské Kúpele — Zdynia (obr. 3). Ak sa táto metóda využíva pri viacerých geologických telesách, zväčša neprináša pozitívne výsledky. Profil, ktorý sme spracovali, je výnimkou. Magurský príkrov dosahuje v študovanej oblasti najmenej 4,5 km hĺbku (na základe seizmického profilu 4/73). Hustotne je extrémne homogénny (podľa hodnôt z vrtu Zboj-1 a vrtov v západnej časti flyšového pásma má od hĺbky 1,5—2 km hustotu 2,7 . cm^{-3}),



Obr. 2. Mapa trendov tiažového poľa

Fig. 2. Map of the gravity field trends

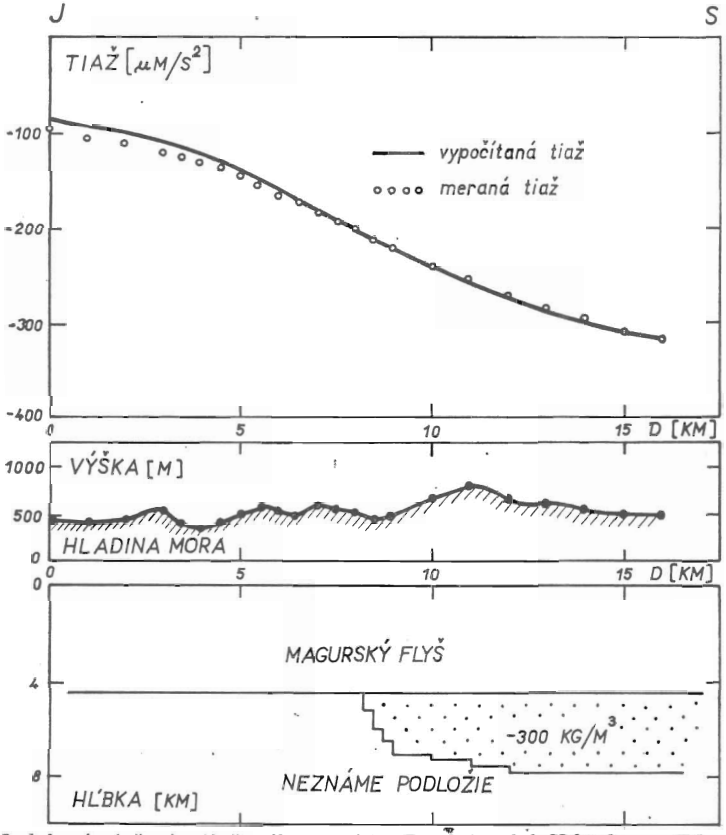
a preto riešenie úlohy prakticky neovplyvňuje. Navyše sú jeho štruktúry na gradient kosé a veľmi ho neovplyvňujú. Obmedzenia, ktoré sme spomenuli, mnohoznačnosť výsledku obrátenej úlohy znižujú. Krivka (na obr. 3) na čs. území je vypočítaná z podrobnej mapy 1 : 25 00 a v poľskej časti územia interpolovaná z tiažovej mapy Poľska. Splynutie teoretickej a nameranej krivky, hlavne v kľúčovej a najcitlivejšej časti inflexného bodu, je uspokojivé. Priebeh krivky naznačuje, že pre teleso, ktoré má približne formu stupňa, za daných geologických a hustotných predpokladov najlepšie vyhovuje anomálna hustota — 0,3 g . cm^{-3}. Menšiu diferenčnú hustotu možno ťažko predpokladať. Pri diferenčnej hustote — 0,2 g . cm^{-3} by boi strop anomálneho telesa už v hĺbke 3,5—4,0 km, čo odporuje výsledkom seizmiky (porov. obr. 6). Ak počítame s vyššou diferenčnou hustotou (napr. — 0,4 g . cm^{-3}), potom vrchná plocha telesa leží až pod 6,0 km. Táto diferenčná hustota však už nie je celkom reálna. Prikláňame sa preto k náhľadu, že riešenie na obr. 3 je v tejto fáze výskumu najpravdepodobnejšie a v území severne od Bardejova (severne od čiary Regetovka — Becherov) môže v podloží flyšu existovať anomálne ľahké teleso. Strop telesa by mal ležať v hĺbke okolo 5,0 km.

Anomálnym telesom môžu byť najskôr sedimentárne horniny s pórovitosťou asi 15 % a s hustotou 2,75 g . cm^{-3}. Takýmto mocným sedimentárnym komplexom pod flyšom je asi oligocénna až strednomiocénna molasa, cez ktorú sa vnútorné a vonkajšie Karpaty ako gigantický príkrovový blok presunuli na

konci karpatu a v bádene (štajerská fáza). Na základe tohto riešenia možno predpokladať, že na J od Regetovky a Becherova v oblasti smilnianskeho tektonického okna nie je hrúbka flyšu väčšia ako 5,0 km.

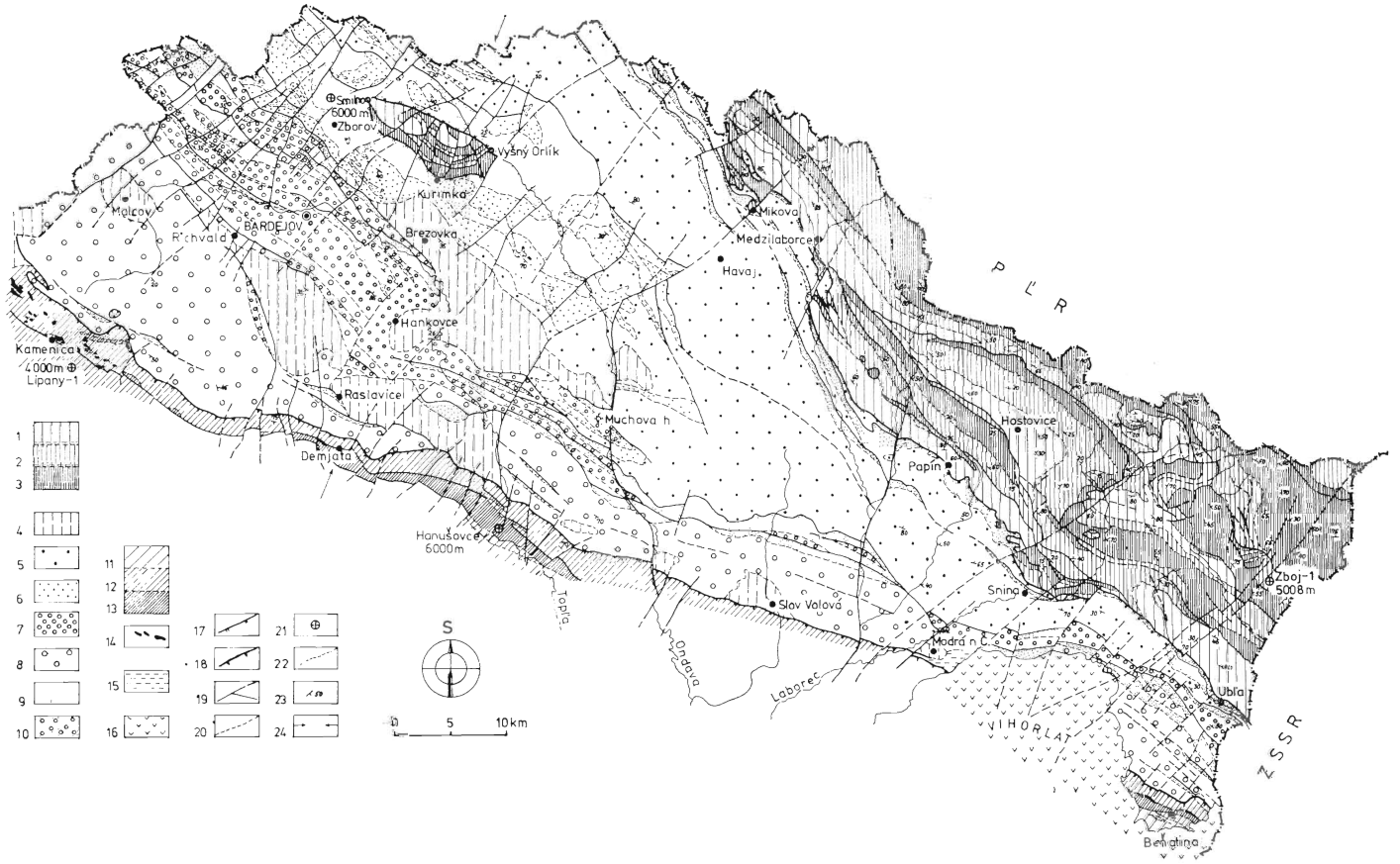
Ostatná časť územia patrí do tiažovej elevácie Potiskej nížiny, ktorá v severnom smere vyznieva. Postupné a pravidelné znižovanie hodnôt tiaže na SZ a S od maxima, ktoré leží južne od Humenného, svedčí o hlbinnom pôvode tejto anomálie. Pokles tiaže od kladného centra je zjavne pomalší v dvoch smeroch. Prvý prebieha na Stropkov a Svidník, odkiaľ pokračuje do oblasti smilnianskej elevácie, druhý je orientovaný na SSV od Humenného a Sniny. Tento chrbát prerušuje hlavná depresia medzi Humenným a Sninou, ale hneď za depresiou sa vynára známy sninsko-stakčínsky chrbát s osou Hrabovec nad Laborcom — Zubné — Adidovce — Jalová. Sninsko-stakčínsku elevéciu môže vyvolávať alebo elevácia podložia alebo jeho diferencovaná hustota.

Skôr ako venujeme pozornosť opisu tiažového poľa vlastného flyšového pásma, pokladáme za nevyhnutné upozorniť na hustotu hornín magurského príkrovu a duklianskej jednotky. Mineralogická hustota flyšového pieskovca a ílovca je v rozmedzí 2,66—2,74 g . cm^{-3}. Ťažšie sú pelity — ich hustota hodnotu 2,70 g . cm^{-3} zvyčajne presahuje. Hustota psamitov je veľmi stála —



Obr. 3. Modelové riešenie tiažového profilu Bardejovské Kúpele — Zdynia

Fig. 3. Solution model of the gravity profile Bardejovské Kúpele — Zdynia


Smilno
6000 m
Zborov
Vyšný Orlík
Kurimka
Brezovka
Mikova
Medzilaborce
Havaj
Molcov
Richvald
BARDEJOV
Hankovce
Kamenica
4000m
Lipany-1
Raslavice
Muchova h
Hostovice
Papin
Demjata
Hanušovce
6000m
Topľa
Slov Valová
Sninä
Zboj-1
5008m
Modrá n
Ondava
Laborec
VIHORLAT
Ubľa
ZSSR
Bengtina
P O L S K O
S
0 5 10km

2,69—2,70 g . cm^{-3}. Rozdiely medzi mineralogickou hustotou pelitov a psamitov sú také nepatrné, že vo východoslovenskom flyši nemožno vyčleniť ani jednu anomálnu jednotku. Je preto pravdepodobné, že pre vznik menších tiažových anomálií vo flyšových komplexoch je určujúcim faktorom rozličná pórovitosť hornín. Lokálne tiažové anomálie sú výrazne pretiahnuté a v mape trendov (obr. 2) sú vyznačené ich osi.

Pre krynickú čiastkovú jednotku magurského príkrovu v Čergovských vrchoch sú na rozdiel od ostatných častí flyša charakteristické lokálne anomálie, ktoré so smerom flyšových štruktúr nesúhlasia. Relatívne ťažšie sú pieskovcové vrstvy a prejavujú sa lokálnymi kladnými anomáliami. Ľahšie malcovské vrstvy vyvolávajú záporné anomálie (napr. na SV od Malcova).

Bystrická čiastková jednotka sa v tiažovom obraze prejavuje monotónne. Lineárne kladné a záporné anomálie sledujú priebeh flyšových štruktúr.

Račianska čiastková jednotka má v skúmanom území najväčšie plošné rozšírenie. Výrazne sa znižuje v smere od SZ na JV. Tiažové pole jednotky je, podobne ako jej hustota, veľmi homogénne. Krátkovlnové anomálie, ktoré sú odrazom flyšových komplexov, sledujú smer antiklinálnych a synklinálnych pásiem. Významné kladné anomálie sú medzi Zborovom a Svidníkom, medzi Ladomirovou a Hrubovom a pokračujú na Sninu. Táto kladná zóna sa v smere na V spája so sninsko-stakčínskym chrbtom. Elevácia Zborov — Svidník sa

---

◀

Obr. 4. (B. Leško — O. Samuel 1968): Geologická mapa východoslovenského flyšu

1 — krosnianske, menilitové (smilnianske) a papínske súvrstvie; 2 — podmenilitové („hieroglyfové") súvrstvie, 3 — pieskovce Veľkého Bukovca, cisnianske a „inoceramové" súvrstvie; 1—3 — duklianska jednotka, 4 — malcovské súvrstvie, globigerinové sliene a pestré pelity, 5 — zlínske súvrstvie, 6 — makovické súvrstvie, 7 — lackovské súvrstvie, 8 — strihovské súvrstvie, 9—10 — belovežské súvrstvie, 4—10 — magurský príkrov, 11 — malcovské súvrstvie, 12 — pestré pelity, súľovské zlepence, pročské súvrstvie, 13 — pestré sliene, slieňovce, ílovce (púchovský vývoj), flyšové vrstvy, 14 — jurské vápence, 11—14 — paleogén a mezozoikum pienidného bradlového pásma; 15 — sedimenty východoslovenskej neogénnej molasy, 16 — neovulkanity, 17 — línia okraja magurského príkrovu, 18 — línia nasunutia bradlového pásma, 19 — tektonické línie rozličného druhu, 20 — angulárno-diskordantný styk menilitovo-krosnianskej sedimentácie v magurskom flyšovom a v bradlovom pienidnom pásme, 21 — hranica medzi jednotlivými stratigraficko-litologickými členmi, 22 — smer a úklon vrstiev s označením podložia, 23 — smer geologického profilu, 24 — hlboké oporné vrty realizované a projektované

Fig. 4. Geological map of the East Slovakian flysch (B. Leško — O. Samuel 1968). Explanations: 1 — Krosno, Menilite (Smilno) and Papín member, 2 — Submenilite ("hieroglyph") member, 3 — sandstone of the Veľký Bukovec, Cisna and "Inoceramus" member (1—3 the Dukla unit), 4 — Malcov member, Globigerina marl and variegated pelite, 5 — Zlín member, 6 — Makovica member, 7 — Lackov member, 8 — Strihov member, 9—10 — Beloveža member (4—10 the Magura nappe), 11 — Malcov member, 12 — variegated clay, the Súľov conglomerate, Proč member, 13 — variegated marl, marlstone, claystone (the Púchov development), flysch beds, 14 — Jurassic limestone (11—14 — Paleogene and Mesozoic of the Pieniny klippen belt), 15 — sediments of the East Slovakian Neogene molasse, 16 — neovolcanite, 17 — limits of the Magura nappe, 18 — thrust line of the klippen belt, 19 — tectonic lines of several importance, 20 — angular unconformity of the Menilite-Krosno sedimentation in the Magura flysch belt and Pieniny klippen belt, 21 — limits of stratigraphical and lithological units, 22 — strike and dip of strata with indicated underlier, 23 — direction of the geological profile, 24 — deep reference drill-holes realized and projected

viaže na južný okraj elevácie smilnianskeho tektonického okna. Zápornú anomáliu Bardejov — Hažlín môžu vyvolávať ľahšie, malcovské vrstvy.

Hranica medzi magurským príkrovom a duklianskou jednotkou sa v tiažovom obraze neprejavuje. Najvýznamnejším tiažovým prvkom v duklianskej jednotke je kladný sninsko-stakčínsky chrbát. Môže reprezentovať, ako sme už spomenuli, elevá ciu podložia, ale iba jeho kladnú anomáliu hustoty. Je takmer pravidlom, že sa menšie kladné anomálie viažu na podmenilitové vrstvy, ktoré sú v duklianskej jednotke horizontom s kladnými hustotami. Záporným prvkom z hľadiska hustoty sú lupkovské a cisnianske vrstvy. Spodnooligocénne čergovské vrstvy sa prejavujú lokálnymi zápornými anomáliami.

Pri hodnotení lokálneho tiažového poľa treba spomenúť aj územie na juh od bradlového pásma. V severozápadnej oblasti je čiastková pozdĺžna elevácia pri Lipanoch a depresia v smere Plaveč — Kamenica. Tieto anomálie môžu mať pôvod vo variabilnosti hustoty centrálnokarpatského paleogénu. Výbežok hlavnej tiažovej anomálie humenského mezozoika pokračuje na ZSZ od Strážskeho. Severne od tejto elevácie je nevýrazná, ale široká depresia, ktorú pri Hanušovciach prerušuje význačná pripovrchová kladná anomália.

Bradlové pásmo sa prejavuje iba nevýraznými pripovrchovými krátkovlnovými kladnými i zápornými anomáliami, ktoré jeho hlbinnú povahu nepotvrdzujú.

2. Refrakčná seizmika

Refrakčnoseizmické merania vo východoslovenskom flyšovom pásme sa vykonali v pomerne veľkom rozsahu. Materiály získané touto metódou nemožno korelovať s konkrétnymi hlbinnými geologickými údajmi (výnimkou je hlboký vrt Zboj-1), a preto je interpretácia refrakčnej seizmiky veľmi zložitá. V ostatných rokoch sa dvakrát nezávisle prepracovali základné materiály (G. Plíva 1976, A. Wojas et al. 1977). Preto sa sústredíme na všeobecnú problematiku refrakčnoseizmických meraní vo vzrásnených oblastiach hlavne vo vzťahu k výsledkom vrtu Zboj-1 (na území ČSSR) a vrtu Černogolovo-1 (na území Zakarpatskej oblasti USSR).

Seizmicko-geologické podmienky v intezívne vzrásnených flyšových Karpatoch sú veľmi zložité. Prejavujú sa komplikáciami pri identifikácii a korelácii jednotlivých typov vĺn. Pri malých rozdieloch zdanlivých rýchlostí refragovaných a lomených vĺn je ich ťažko jednoznačne rozlíšiť. Komplikovaná geologická stavba v seizmickom materiáli sa prejavuje aj v priebehu hodochrón refragovaných vĺn na jednotlivých odpaloch, difrakciou, častou nerovnobežnosťou hodochrón čelných vĺn a útlmom energie užitočných vĺn. Ťažkosti s koreláciou a rozlíšením užitočných vĺn sa odrážajú v rozličnom spôsobe ich interpretácie. Na prvom profile sa v bádanej oblasti (1 R/70) za autochtónne podložie flyšu pokladalo relatívne plytké rozhranie s V_H = 4500—5520 m/s (Hrdlička et al. 1971). Ďalšie spracovanie seizmických materiálov (M. Mořkovský in J. Jarý et al. 1972) kládlo hranicu flyš — podložie na rozhranie s hodnotou V_H = 5300 m/s. Súčasne sa konštruovalo hlbšie rozhranie (V_H = 5800 m/s), ktoré by podľa hodnôt z vrtu Cisowa-1 (PĽR) zodpovedalo reliéfu prekambria alebo reliéfu karbonátových komplexov. Zdôrazňujeme, že túto aj neskoršiu interpretáciu ovplyvnil nedostatok poznatkov o fyzikálnych parametroch z hlbšie ležiacich flyšových útvarov.

Hlboký vrt Zboj-1 ukázal, že sa fyzikálne vlastnosti hlbších flyšových útvarov od parametrov použitých pri spomenutých interpretáciách výrazne odlišujú. Hodnoty hustoty a rýchlosť šírenia elastických vĺn sú vyššie. Vrt dokázal aj to, že rozhranie s V_H = 5300 m/s leží uprostred monotónneho flyšového komplexu vrchnokriedových a eocénnych vrstiev duklianskej jednotky. Hlbšia hranica (V_H = 5800 m/s) zodpovedá hĺbke 3600 m, v ktorej je vo vrte výrazná litologická zmena — vrchnokriedový eocénny flyš s prevahou ílovca leží nad súvrstvím s kremeňovým pieskovcom a čiernym nevápnitým ílovcom.

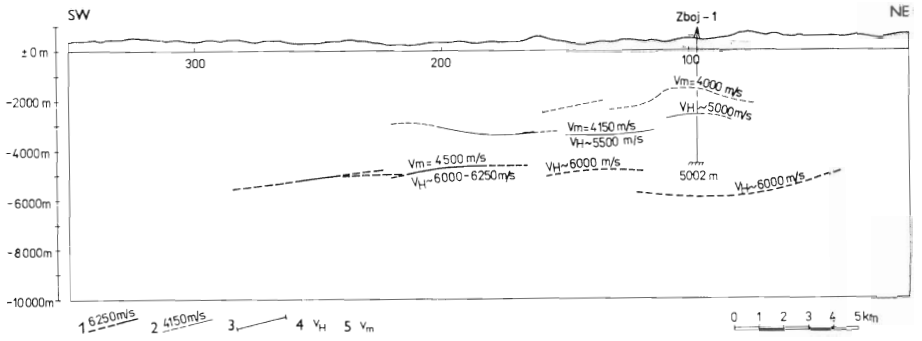
Z uvedeného vychodí, že pri súčasnom stave vedomostí o fyzikálnych vlastnostiach hlbších flyšových komplexov možno s hranicou flyšu a jeho podložia spájať iba hodnoty V_H vyššie ako 6000 m/s. K podobným záverom sa v analogickej geologickej situácii prikláňajú sovietski a poľskí geológovia.

Refrakčné seizmické profily bádanej oblasti sa nedávno komplexne prehodnotili (G. P l í v a 1976). Výsledkom je poznatok, že vo flyši východného Slovenska možno počítať iba s jednou lomenou vlnou, ktorá by mohla zodpovedať podložiu flyšu. V práci (l. c.) sú však prvky (napr. na križovatkách profilov nesúhlasné hĺbky; anizotropia hraničných rýchlostí v priečnych a pozdĺžnych smeroch), ktoré jednoznačnosť uvedeného riešenia znižujú. Poľská seizmická skupina súčasne pracovala na predĺžených starších profiloch a prehodnotila všetky profily (A. W o j a s et al. 1977). Porovnali sme výsledky a konfrontovali s doterajšími poznatkami vrtu Zboj-1 i s novým prístupom k riešeniu refrakčnej seizmiky v poľských flyšových Karpatoch. Výsledkom sú niektoré odporujúce si závery. Na účely tejto práce sme prehodnotili tieto tri profily: 1 R/71, 72; 8 R/74, 76; 10 R/74, 76 (obr. 5, 6, 7). Zo spracovania opäť vyplýva, že sa v celej oblasti prejavuje jedna vlna, ktorú možno najskôr pokladať za lomenú vlnu vznikajúcu na povrchu podložia flyšu s hraničnou rýchlosťou 6000—6250 m/s. Jej priebeh vyznačujeme na profiloch hrubou čiarou. Na spracovanie sme použili extrapolovanú strednú rýchlosť 4500 m/s.

Oblasť východoslovenského flyšu charakterizujú popri základnej, od flyšu ako celku refragovanej vlny, ďalšie refragovane lomené vlny. Napr. na profile 1 R/71, 72 v okolí vrtu Zboj-1 je vlna s V_H = 5000 m, ktorá v hĺbke asi 2 km tvorí klenbu. Ďalšej refragovane lomenej vlne pri vrte Zboj, s V_H = 5500 m/s, zodpovedá rozhranie v hĺbke asi 3 km. Vlna s V_H = 5500 m/s sa vyskytuje aj na profile 10 R/74, 76 a podobné vlny sa zaregistrovali na všetkých profiloch. Z porovnania týchto dát s údajmi seizmokarotáže, fyzikálnymi vlastnosťami prevrtávaných hornín a s geologickým profilom vrtu Zboj-1 vychodí, že indikujú fyzikálne rozhrania vnútri flyšu.

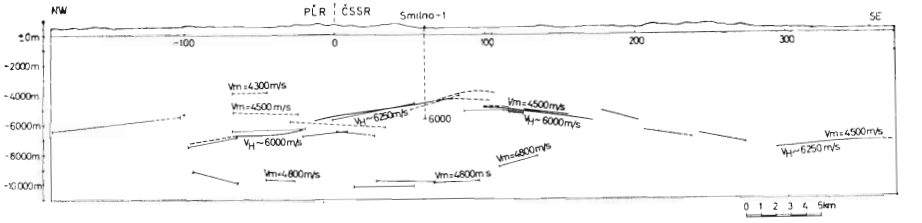
Refrakčné rozhranie v hĺbke 2000 m na vrte Zboj-1 zodpovedá skoku vrstvových rýchlostí zo 4000 m/s na 4400 m/s. Aj druhé refrakčné rozhranie, s hraničnou rýchlosťou V_H = 5500 m/s, odráža reliéf komplexu v intervale 2980—3480 m, v ktorom sa vrstvová rýchlosť zvyšuje na 5500 m/s.

Poznamenávame, že nové spracovanie materiálu nepotvrdilo anizotropiu hraničných rýchlostí. Podľa nášho náhľadu interpretáciu A. W o j a s a et al. (1977) ovplyvňujú tieto faktory: Nie vždy dôsledné nadviazanie hlavnej lomenej vlny (priradili sa k nej aj refragované lomené vlny s vyššou hraničnou rýchlosťou, napr. profil 10 R/74, 76). Autor (l. c.) použil strednú rýchlosť 4150 m/s, ktorá podľa seizmokarotáže vrtu Zboj-1 zodpovedá zmene fyzikálnych parametrov v hĺbke 2900 m. Hodnota strednej rýchlosti flyšových súvrství do hĺbky 3480 m



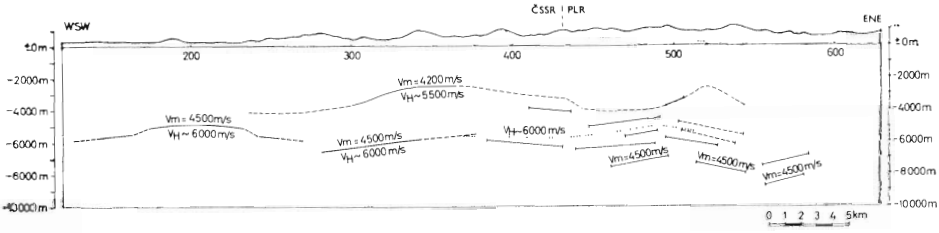
Obr. 5. Refrakčnoseizmický rez 1 R/71, 72
1 — refrakčné rozhranie, 2 — refragované refrakčné rozhranie, 3 — reflexné rozhranie, 4 — hraničná rýchlosť, 5 — stredná rýchlosť

Fig. 5. Refraction—seismic profile 1 R/71, 72
Explanations: 1 — refraction boundary, 2 — refracted refraction boundary, 3 — reflection boundary, 4 — limit velocity, 5 — average velocity



Obr. 6. Refrakčnoseizmický rez 8 R/74, 76

Fig. 6. Refraction—seismic profile 8 R/74, 76



Obr. 7. Refrakčnoseizmický rez 10 R/74, 76

Fig. 7. Refraction—seismic profile 10 R/74, 76

je 4300 m/s a to podmienilo extrapoláciu strednej rýchlosti predpokladaného reliéfu flyšového podkladu na hodnotu 4500 m/s.

Na záver tejto problematiky treba spomenúť, že hlboké refrakčné rozhranie s hodnotami hraničnej rýchlosti 6000—6250 m/s v rámci prvej pracovnej hypotézy pokladáme za podložie flyšových útvarov.

Niektoré okolnosti, napr. dynamika a zložitá kinematika tejto vlny, spolu s existenciou miernej zbiehavosti hodochrón na väčšie vzdialenosti, svedčia o slabej refrakcii vlny. Refrakciu možno vysvetľovať tak, že v hĺbkach tohto

rozhrania je skoková zmena rýchlostí, ktorú vyvoláva alebo podložie flyšu, alebo aj hlbšie ležiaci komplex flyšu s odlišnými fyzikálnymi vlastnosťami. Rýchlosť šírenia elastických vĺn v hrubšom komplexe by potom mala byť väčšia ako vo vrstvách, ktoré zachytil vrt Zboj-1 pod hĺbkou 3800 m. Navyše vrstvy tohto komplexu by mali byť podstatne menej porušené tangenciálnou tektonikou. Tento jav možno vysvetliť aj tak, že sa predpokladá podstatné zmenšenie gradientu rýchlosti, obdobne, ako sa prejavujú aj vyššie rozhrania. Posledná možnosť sa dá interpretovať dvojako: V prvom prípade tento rýchlostný komplex pokračuje aj do väčšej hĺbky a priebeh rozhrania zodpovedá hrúbke prostredia so zvýšeným gradientom rýchlosti. V druhom prípade by pod týmto komplexom existovalo prostredie inverzných rýchlostí, ktoré ešte presnejšie identifikovať nemožno.

Prikláňame sa k náhľadu, že hlboké refrakčné rozhranie zodpovedá reliéfu flyšového podkladu. Svedčia o tom aj výrazné reflexy v materiáloch vlnových polí refrakčne seizmického merania, ktoré sú v blízkosti refrakčného rozhrania a v jeho podloží. Predpoklad je zároveň v súlade s výsledkami migrovaných reflexnoseizmických profilov, ktoré sa v študovanej oblasti odmerali. V podloží hlbokého refrakčného rozhrania s V_H = 6000—6250 m/s sa v refrakčných materiáloch v hĺbke 8—10 km zistili veľmi výrazné reflexy. Tie sa v geofyzikálnej praxi vzhľadom na výraznú dynamiku a nízku frekvenciu všeobecne zaraďujú do povrchu kryštalinika.

3. Reflexná seizmika

Použitie reflexnoseizmických meraní vo flyšovom pásme Karpát má podobný vývoj ako aplikácia refrakčnej seizmiky. Na styku Karpát s východoeurópskou platformou (t. j. v oblasti menšej hrúbky Karpát presunutých cez čelnú predhlbeň) sa už metódou jednoduchého prekrytia získali dobré výsledky, najmä pri sledovaní hranice neogénu a jeho podložia.

Zisk užitočného signálu z jednoduchého prekrytia sa v smere do vnútra Karpát zmenšuje a pri 2—3 km hrúbke flyšových hornín prakticky mizne. Materiál, ktorý registrujeme, je veľmi zložitý. Interferencia, časté prejavy difragovaných vĺn, silný útlm energie, ako aj neprítomnosť odrážajúcich horizontov, ktoré by sa dali sledovať na väčšie vzdialenosti, sú prejavom intenzívnej vrásovej a zlomovej tektoniky.

Metóda smerovo riadeného príjmu (RNP) bola v porovnaní s klasickou metódou efektívnejšia. Pri pokusných prácach sa južne od Stropkova a medzi Adidovcami a Zubným, južne od Papína, z račianskej jednotky magurského flyšu získalo množstvo odrazených elementov, a to do hĺbky okolo 2 km. Hlbšie, v dôsledku útlmu, užitočné signály miznú.

A. P. Samojluk a i. sledovali metódou RNP tektonické zóny a detailnejším porovnávaním s výsledkami klasickej metódy sa zaoberal M. Madej et al. (1974). Spôsob smerovo riadeného príjmu dovolil autorom interpretovať oveľa väčší počet odrážajúcich prvkov. Poukazujú však na okolnosť, že geologickú identifikáciu týchto prvkov sťažuje nedostatok konkrétnych údajov. Reflexné plôšky, ktoré títo autori interpretovali na grafických prílohách, znázorňujú hlavne vrstvové (?) elementy so sklonom na J. Sklon vrstiev na S, ktorý vo vrásnených súvrstviach flyšu iste existuje, na niektorých profiloch nie je registrovaný, na iných je zaregistrovaný iba v malej miere.

Podobný charakter reflexnoseizmického materiálu sme získali aj na čs. území na profile 3/71 (profil je súbežný s profilom 1 R/71, 72, porov. obr. 1) pri analógovej registrácii. Číslicové spracovanie tohto profilu výrazne zlepšilo celkový materiál do reflexných časov okolo 3 s, ukázalo veľký počet reflexných údajov, ktoré sú však navzájom silne interferenčné. Z materiálu možno usudzovať, že vlnový odraz je výsledkom superpozície viacerých energeticky vyrovnaných reflexných aj difrakčných elementov.

Metóda SRB sa vo východoslovenskom flyši použila na krátke (rekognoskačné) profily s cieľom overiť jej účinnosť v zložitých seizmicko-geologických podmienkach flyšového pásma. Základný materiál z profilov ukázal, že ich vrchná časť (asi do 2,0—2,4 s), ak ju porovnáme s metódou jednoduchého prekrytia, má viac dynamicky výrazných reflexov. Výsledky však majú interferenčný charakter. Smerom k vyšším časom sme zaznamenali úbytok výrazných reflexov. Na pozadí energeticky vyrovnaného zápisu sa vyskytujú kratšie aj dlhšie úseky užitočnej energie. Pri zaužívanom spôsobe spracovania hĺbkových rezov je objektívnosť interpretácie problematická. Preto sme všetky údaje z profilov spracovali metódou váženého difrakčného sumovania — migráciou, ktorá dovoľuje vyčleniť korelovateľné úseky odrazených vĺn, zmenšuje šum i efekt difragovaných vĺn.

Zložité seizmologické podmienky a iba orientačná znalosť rýchlostných pomerov vo východoslovenskom flyši nás vedú k tomu, aby sme aj tento variant spracovania pokladali za pracovnú hypotézu, za prvý zdokonalený variant základného spracovania.

Ďalší faktor, ktorý interpretáciu výsledkov reflexnej seizmiky limituje, je nespôsobilosť registrovať väčšie sklony reflexných elementov (do času 1,5—2 s nad 55—60°, do času 4 s asi 40—50°).

Analýza a pozorovanie materiálov študovaného územia s inými flyšovými oblasťami ukazuje, že celý rad dynamicky výrazných rozhraní zodpovedá najskôr tektonickým plochám. Ale tieto kritériá jednoznačne nehovoria v prospech zaradenia jednotlivých reflexov do tektonických či zvrstvených plôch. Interpretácia vychádza skôr z celkovej analýzy a do veľkej miery ju ovplyvňuje subjektívny náhľad interpretátora.

Na materiáloch, ktoré sme interpretovali, možno odlíšiť vrchnú, komplikovanejšiu časť a spodnú, relatívne pokojnejšiu, s menším počtom reflexných elementov. Ďalej na profiloch vidieť, že celkový útlm energie sa zväčšuje s rastom reflexných časov. Aj keď je útlm energie vo vzťahu k hĺbke všeobecný, hrúbka vyššieho komplexu býva rozličná. Najvyššiu hrúbku má na profile 3/75 (oblasť Zboja) a profile 17/75, najmenšiu hrúbku, a teda aj štruktúrne najvyššie sa hranica oboch komplexov prejavuje v oblasti smilnianskeho tektonického okna a v severnom okolí Staškína. Napriek menším rozdielom vychodiacim hlavne z nepoznania rýchlosti šírenia elastických vĺn možno všeobecne nájsť koreláciu medzi refrakčným rozhraním s V_H = 6000—6250 m/s a povrchom hlbšieho, menej zložitého komplexu.

Prikláňame sa k náhľadu, že toto hlboké refrakčné rozhranie zodpovedá reliéfu flyšového podkladu. Vedie nás k tomu aj prítomnosť spomenutých reflexov v materiáloch refrakčného merania.

Ale ani tak nemožno vylúčiť, že toto seizmické rozhranie vzniká na styku dvoch flyšových komplexov. Potom by sa hlbší komplex litologicky výrazne odlišoval, t. j. rýchlosť šírenia elastických vĺn by musela byť podstatne väčšia

v eocénnych vrstvách zastihnutých vrtom Zboj-1 v hĺbke 3800—5002 m. Okrem toho by súvrstvie komplexu bolo tangenciálnou tektonikou porušené oveľa slabšie.

Prínos geofyzikálnych metód k poznaniu geologických pomerov

Gravimetrická metóda aj napriek zložitej problematike hustotných nehomogenít vnútri flyšových útvarov pravdepodobne odráža hlavné morfologické prvky podložia flyšu a najvýraznejšie zmeny v jeho hustote (porov. E. Menčík 1963, A. Šutor — V. Čekan 1965 a i.). Jej prínos pre poznanie geologickej stavby oblasti je v tom, že upozorňuje na netradičný pôvod zdroja regionálnej karpatskej zápornej anomálie tiaže. Ďalej dokomentuje, že flyšová supraštruktúra a štruktúry podložia sú navzájom kolmo orientované a štruktúry podložia flyš neovplyvňujú. Pozitívne anomálie veľkých rozmerov (Zborov — Svidník, sninsko-stakčínsky chrbát) môžu byť alebo odrazom elevácie podložia, alebo signalizujú prítomnosť más v podloží. Plošne menšie anomálie sú odrazom inhomogénnosti flyšových súvrství.

Význam údajov vertikálnej magnetickej intenzity nie je doteraz celkom jasný. Obdobne ako pri hustote hornín sa aj pri magnetických susceptibilitách zistilo, že pelity lupkovských vrstiev intervalu 1600—2800 m vrtu Zboj-1 vykazujú čiastočne zvýšené hodnoty. Potom aj anomálie vertikálnej magnetickej intenzity zodpovedajú vyrovnaniu alebo narastaniu mocnosti komplexu hornín so zvýšenými hodnotami magnetických susceptibilít. Okrem toho môže ísť aj o anomálie podmienené rozličnou susceptibilitou podflyšových komplexov.

Celková analýza refrakčnoseizmických meraní spolu s výsledkami ďalších geofyzikálnych metód a doterajšími výsledkami vrtu Zboj-1 priniesla závažný poznatok, že za hranicu flyšu a jeho podložia možno pokladať iba refrakčné rozhrania s V_H vyššími ako 6000 m/s. Ak predpokladáme, že rozhranie s $V_H = 6250$ m/s patrí podložiu flyšu, potom toto podložie v elevovaných oblastiach pri Stakčíne a pri smilnianskom tektonickom okne leží v hĺbke asi 5 km. V depresných zónach sa ponára do 8 km. Ak spomínané rýchlostné rozhranie zodpovedá styku dvoch flyšových komplexov, ktoré sa odlišujú litológiou i tektonickým postihnutím, aj tak indikuje elevačnú stavbu hlbokých štruktúrnych etáží flyšu.

Reflexná seizmika potvrdila väčšie tektonické porušenie vrchnej štruktúrnej etáže flyšu (do 2500—3000 m) a pokojnejšie tektonické formy hlbších štruktúr, čo dokázal aj vrt Zboj-1 (5000 m). Reflexy, ktoré vo vrásovom flyši zaznamenávame, odrážajú vrstvové plochy aj tektonické zóny.

Výsledky dokazujú, že podložie vrásneného flyšu je imbrikované, ale v seizmických materiáloch sa prejavuje relatívne pokojným uložením reflexných elementov.

Geologická charakteristika podložia

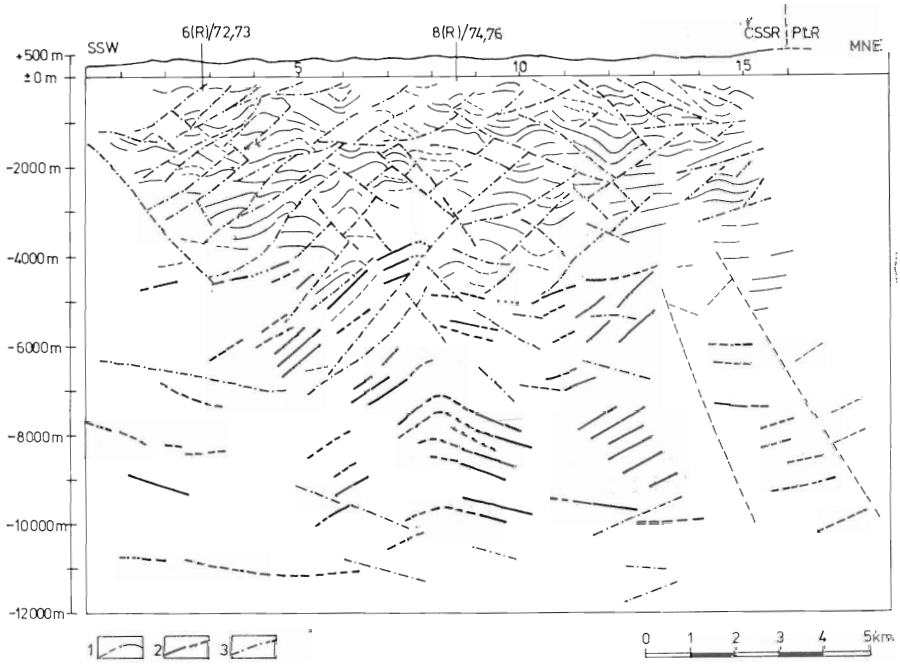
Ak sa kriticky zhodnotia všetky poznatky v kontexte vývoja Západných Karpát, možno vlastnosti fundamentu flyšového pásma a jeho geologické pomery charakterizovať takto:

Tektonické podložie flyšového pásma v priestore magurského a duklianskeho príkrovu nie je doteraz v celom úseku čs. Karpát známe. Keďže o jeho

litologicko-stratigrafickom obsahu a tektonickej príslušnosti sú iba nepriame dôkazy, má naša interpretácia povahu hypotéz a teoretických úvah.

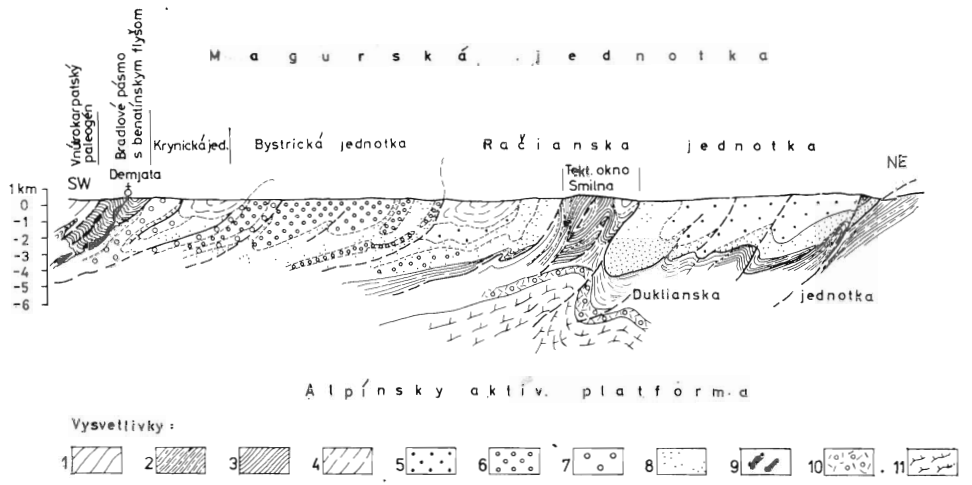
Flyšové príkrovy sa všeobecne pokladajú za masy transportované na veľkú vzdialenosť, ktorých koreňové časti nie sú známe. Ich transport sa odhaduje na 150—200 km smerom na S, pričom sa z časového hľadiska presun más odohrával v niekoľkých etapách, a to vo vrchnom eocéne, v oligocéne — spodnom miocéne a v bádene. Z. Roth (1974) odhadol transport flyšových más v západnej časti flyšových Karpát v bádene na 40 km. Príčiny, ktoré vyvolali ich pohyb a transport, boli v skracovaní a pohlcovaní okrajových častí severoeurópskej platformy v hlbších etážach zemskej kôry. Takýmto procesom sa flyšové príkrovy postupne dostali na viacej alebo menej tektonicky postihnutý povrch platformy.

Z paleogeografického hľadiska sa prijíma náhľad, že bradlové pásmo a magurské flyšové pásmo patria do vonkajšej, severnej časti karpatskej eugeosynklinály (Z. Prey 1974), ale sliezska (duklianska), podsliezska a ďalšie vonkajšie jednotky flyšového pásma sa vyvinuli na okraji platformy, a teda vo svojom vrchnom vekovom rozsahu už na miogeosynklinálnej časti karpatskej geosynklinály (porov. B. Lešku 1978). Z toho vyplýva, že ak boli tieto jednotky premiestnené na platformu z veľkej vzdialenosti, ich pôvodná kore-



Obr. 8. Hĺbkový rez reflexnoseizmického profilu 4/72 (migrovaný)
1 — reflexné rozhranie vrchného komplexu, 2 — reflexné rozhranie spodného komplexu, 3 — interpretované tektonické línie

Fig. 8. Deep section of the reflection—seismic profile 4/72 (migrated). Explanations: 1 — reflection boundary of the upper complex, 2 — reflection boundary of the lower complex, 3 — interpreted tectonic lines



Obr. 9. Geologický profil flyšového pásma v priestore smilnianskeho tektonického okna a reflexnoseizmického profilu 4/72
1 — krosnianske menilitové a papínske súvrstvie, 2 — podmenilitové („hieroglyfové") súvrstvie, v bradlovom pásme pročské súvrstvie, 3 — pieskovce Veľkého Bukovca, inoceramové, cisnianske, lupkovské a v bradlovom pásme púchovské súvrstvie, 4 — malcovské súvrstvie, 5 — zlínske a makovické súvrstvie, 6 — lackovské súvrstvie, 7 — strihovské súvrstvie, 8 — belovežské súvrstvie, 9 — jurské vápence bradlového pásma, 10 — paleogénne a miocénne súvrstvie platformného vývoja, 11 — paleozoikum a mezozoikum platformy.

Fig. 9. Geological profile of the flysch belt in the area of the Smilno tectonic window and the reflection—seismic profile No. 4/72. Explanations: 1 — Krosno, Menilite and Papín member, 2 — Submenilite ("Hieroglyph") member, Proč member in the Pieniny klippen belt, 3 — sandstone of the Veľký Bukovec, Inoceramus, Cisna, Lupkov member, Púchov member in the Pieniny klippen belt, 4 — Malcov member, 5 — Zlín and Makovica member, 6 — Lackov member, 7 — Strihov member, 8 — Beloveža member, 9 — Jurassic limestone of the Pieniny klippen belt, 10 — Paleogene and Miocene of the platform development, 11 — Paleozoic and Mesozoic of the platform development

ňová oblasť zostala v tyle, a preto na nej dnes môžu čiastočne ležať elementy eugeosynklinálnych zón čiže bradlové a magurské flyšové pásmo.

Seizmický obraz na profiloch R 8/75, 76, 4/72 a ďalších v hĺbke približne pod 4500 m na štruktúrne vyvýšených oblastiach severovýchodného Slovenska sa vyznačuje kvalitatívnym prejavom seizmických vĺn. Ako sme už uviedli, pripisujeme ho odrazu neflyšového prostredia. Za predpokladu, že je naša analýza správna, môžu fundament flyšových príkrovov v hĺbke pod 4000—5000 m tvoriť paleozoické a mezozoické sedimenty platformného vývoja, ktoré v dôsledku alpínskej aktivizácie boli v oligocéne — miocéne, a najmä v bádene počas príkrovového formovania vonkajších flyšových pásiem inkorporované do karpatskej vrásovej sústavy. Stupeň alpínskej tektonickej angažovanosti sa zo seizmického obrazu spoľahlivo určuje ťažko, pretože prvky s veľkými úklonmi reflexné vlny verne nezaznamenávajú. Avšak hlbinný seizmický obraz v 9—14 km (napr. na profile 4/72) signalizuje alpínsky tektonický zásah až do kryštalinika severoeurópskej platformy. V Alpách vytvára analogické pásmo

tektonicky angažovanej platformy s miogeosynklinálnym vývojom mezozoika a paleogénu grandióznu zónu helvétskych príkrovov a vrásy dofinského pásma (porov. R. Trümpy 1970 a J. Debelmas 1974).

Litologicko-stratigrafický obsah fundamentu flyšových príkrovov v našej oblasti v zmysle opísanej geologickej úvahy môžu tvoriť analogické kryštalicko-sedimentárne horniny predkambria a paleozoika, aké sú známe napr. z vrtu Cisowa-1 v Poľsku. Mezozoické sedimenty by mohol reprezentovať detritický, organogénny a gravelový vápenec, slieň a ílovce. Paleogén až (?) spodný miocén od línie Bardejovské Kúpele — Regetovka smerom na SZ—S a SV môžu reprezentovať flyšoidné a molasové sedimenty budujúce čelnú predhlbeň ukrajinských a rumunských Karpát. Hrúbka uvedených sérií sa v podmienkach tektonickej angažovanosti určuje ťažko, ale na elevovaných častiach (Stakčín—Humenné, Zborov—Smilno a pod.) je pravdepodobne v rozpätí 4500 až 12 000 m.

Doručené 21. 9. 1978
Odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

Bojko, V. N. — Kruglov, S. S. — Sasin, G. G. — Černobrovov, V. V. 1976: Geológia a nerastné suroviny flyšovej zóny sovietskych Karpát. Mineralia slov. 8, s. 407—418.

Čekunov, A. V. 1970: Pannonsko-volynskij poperečnyj progib v Vostočnych Karpatach. Geofiz. sbor., Kiev.

Debelmas, J. et al. 1974: Géologie de la France. Vol. II. Paris, p. 387—442.

Dolenko, H. N. — Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosinklinalach i jego primenenije k Ukrajinskim Karpatam. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, s. 1—9.

Grant, F. S. — West, G. F. 1965: Interpretation theory in applied geophysics. New York, Mc Graw Hill Book C.

Ibrmajer, J. — Doležal, J. 1962: Souborné zpracování a interpretace gravimetrických měření ve flyšové oblasti ČSSR. Sbor. prací Úst. užité geof. Praha.

Jariš, M. S. — Turčanenko, N. T. — Zajac, Ch. B. 1969: Glubinnoje strojenije Karpat i sopredeľnych regionov po profiľu Čop — Rudki — Gorochov — Luck — Voronicka. In: Geofizičeskije issledovanija na Ukrajine. Kiev, Technika.

Jarý, J. — Kadlečík, E. — Mořkovský, M. et al. 1973: Zpráva o seizmickém průzkumu východoslovenského flyše — profily RS-1/R/72, 4/72. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

Jarý, J. — Mořkovský, M. 1975: Současný stav, problematika a možnosti geof. průzkumu ve flyši vých. Slovenska. Sbor. 6. celost. konference geofyziků, Plzeň.

Koráb, T. — Ďurkovič, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev dukelskej jednotky. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 85—119.

Lešku, B. 1978: Perspektíva ropy a zemného plynu v mimopanvových oblastiach Záp. Karpát. (Časť hl. referátu II. celošt. naftársko-geol. konferencie v Gottwaldove.) Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

Lešku, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 64, s. 219—236.

Lešku, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, SAV, 245 s.

Madej, M. — Rejman, I. — Samojluk, A. — Utazsew, W. 1974: Ocena mozlivósti metod refleksyjnych do badania utworów flizsu v Karpatoch Polskich. Geofiz. Geol. naft., 7—8.

Marschalko, R. — Koráb, T. 1975: Postavenie východoslovenského flyšu v karpatskom oblúku. Mineralia slov., 7.

Menčík, E. 1963: Naftově-geologický výzkum a zhodnocení karpatského flyše. Manuskript — Geofond Bratislava.
Nemčok, J. 1978: Deformácia flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. Záp. Karpaty, sér. geológia 3, s. 35—58.
Parker, R. L. 1974: Best bonnds on density and depth from gravity data. Geophysics (Tulsa), 39, p. 644—649.
Parker, R. L. 1975: The theory of ideal bodies for gravity interpretation. Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford), 42. p. 315—334.
Píchová, E. 1976: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Zboj-1. Manuskript — Geofyzika Brno.
Plíva, G. 1976: Reinterpretace refrakčně-seismických dat v oblasti východoslovenského flyše. Manuskript — Geofond Bratislava.
Prey, S. 1974: External Zone. In: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, — UNESCO, p. 75—90.
Roth, Z. 1974: The western sector of the outer Carpathians in Czechoslovakia. Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava, p. 163—172.
Samojluk, A. P. 1976: Glowne rysy budowy podloza Zapadliska Przedkarpackiego i Karpat Ukrainskich.
Ślączka, A. 1975: Remarks on morphology of the substratum of the Polish Carpathians. X. Congr CBGA. Section III. Bratislava, s. 281—290.
Šutor, A. — Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti vých. Slovenska. Sbor. geol. věd, UG, 4.
Tomek, Č. — Obr, J. 1975: Problémy separace potenciálních polí. [Zpráva PVÚ, Geofyziky, n. p., Brno.] Manuskript — Geofond Praha.
Wojas, A. et al. 1977: Refrakčnoseizmický prieskum vo východoslovenskom flyši. [Výročná správa PPG, Warszawa.] Manuskript — Geofond Bratislava.
Zajac, Ch. B. — Turčanenko, N. T. — Jariš, M. S. 1969: Sejsmogeologičeskije uslovija sz. časti Ukrainskich Karpat. Kiev. Technika.
Bullard, E. C. — Cooper, R. I. B. 1948: The determination of the masses necessary to produce a given gravitational field. Proc. Roy. Soc. Lond., A 194, p. 332—347.
Trümpy, R. 1970: Aperçu générale sur la géologie des Grisons. Extrait du „C. R. Sommaire des Sciences d. l. Soc. d. France". Fasc. 9, pp. 330—364, 391—394. Gan.

The basement of the Flysch Carpathians in Eastern Slovakia as interpreted from geophysical measurements

B. LEŠKO — J. KADLEČÍK — M. MOŘKOVSKÝ — Č. TOMEK

Contributions of single geophysical methods to the present knowledge upon deep structures of the East Slovakian flysch belt are appraised.

Estimating so far archieved gravity measurements, the relation of the East Slovakian flysch belt to the course of the main Carpathian gravity minimum has been accurated. The main gravity minimum may be caused by a bulk of rock complexes having light densities (probably also elevated porosity) and occuring in relatively shallow depths. It was ascertained that structural belts of the Carpathians are here directed in oblique manner to main features of the gravity field.

Refraction seismic materials allow to interpret as main boundary the one having wave velocities V_H = 6,000—6,250 ms^{-1}. This boundary was ascribed to the basement surface below the surficial Flysch Carpathians on a working

hypothesis base. In reflection seismic results, the boundary corresponds to a surface of two units manifesting pronounced different internal characteristics.

The geomagnetic field of the East Slovakian flysch belt appears as monotonous one and it contains only local anomalies. From characteristics of anomalies as well as from correlations to physical properties, a relation to changes of magnetic susceptibility may be deduced.

Achieved geophysical knowledge allows to predict the most probable lithological and stratigraphical content of the basement below the Flysch Carpathians in agreement with the West Carpathian development. The basement in Eastern Slovakia is probably built by crystalline to sedimentary rocks of the Precambrian and Paleozoic belonging to the North European platform as well as Mesozoic sediments (organogenous, detritic and gravel limestone) of miogeosynclinal development. Sediments of Paleogene to Lower Miocene age beneath the flysch nappes, assumed on hypothetical ground mainly to NW, N and NE from Bardejovské Kúpele settlement, may have flysch and molasse developments known both from the belt of the Carpathian fore-deep and Ukrainian or Roumanian Carpathians.

The degree of tectonic activization of the North European platform margin into the Alpine folded system below the flysch belt is hardly detectable from the seismic picture. Nevertheless, conditions under which the Flysch Carpathians were formed into nappes since the Upper Eocene up to the Upper Badenian, may have tectonically activized also southern marginal parts of the platform into the Alpine edifice.

The deep structure of the area reflects active tectonic intervention in depths between 9—14 km and reflects here already probable relations of the crystalline basement. According to an analogy with the Alps it is expected that below the Flysch Carpathians there may be developed Alpine units of folded or even nappe structure, similarly to the Dauphiné or Helvetic zone of the Western Alps. The presumption seems to be supported by analysis of deformations in flysch sediments, reflecting dynamics of the basement according to J. Nemčok (1978).

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

A. Bakoň: **Paleogeografický prehľad numulitovej fauny Bakonského lesa**
(Prednesené v Bratislave 1. 3. 1978)

Prednáška je prehľadom o zložení a priestorovom rozšírení bohatých numulitových spoločenstiev v spodnom eocéne, v spodnom a strednom lutéte, ako aj vo vrchnom eocéne. Rozdiely v zložení fauny v južnom, vysokom a severovýchodnom Bakonskom lese vo vrchnom lutéte oprávňujú vyčleniť tri menšie biogeografické jednotky. Podľa porovnaní s inými faunami a na základe kvantitatívneho rozboru príbuznosti fauny poukazuje bakonská numulitová fauna na príbuznosť s faunou vzniknuvšou na severnom okraji mediteránnej faunistickej provincie. Signalizuje aj spojenie s východoatlantickou a ázijsko-indickou provinciou. Vo vrchnom eocéne v severovýchodnom Bakonskom lese poukazuje na prítomnosť boreálnej faunistickej zložky na spojenie so severnou faunistickou provinciou.

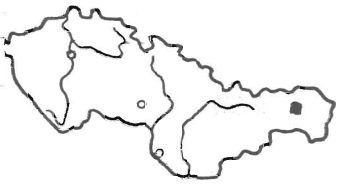
Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 115—125, Bratislava

Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane (Slanské vrchy)

(6 obr. v texte)

ĽUBOMIL POSPÍŠIL — MICHAL KALIČIAK*

Геологическая интерпретация геофизических измерений в районе Злата Баня (Сланские горы)



В районе златобанского вулканического аппарата в северной части Сланских гор на основании геофизических измерений была предложена первая геологическая интерпретация глубины и релиефа предтретичного фундамента этого района и составлена его структурно-тектоническая схема.

Интерпретированная глубина предтретичного фундамента находится в пределах 1000—3600 метров.

После образования интермедиарного андезитового вулканизма в бадене и сармате связанного с интрузивными процессами возникает в районе Златой Бани „ринговая" структура, которая с точки зрения расположения рудной минерализации является потенционально самой перспективной. Эта „ринговая" структура представляет выразительную положительную гравитационную аномалию и отрицательную магматизацию пород низкого измерительного сопротивления.

Интерпретация аномалии была сделана при помощи двухразмерных моделей и прямыми нумерическо-графическими вычислениями.

Geological interpretation of geophysical measurements in the area of Zlatá Baňa village, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

The paper presents first structural interpretation of the pre-Tertiary basement designed in a structural-tectonic scheme. The investigated area comprises the Zlatá Baňa volcanic edifice in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). Interpreted depths of the pre-Tertiary basement are between 1000 and 3600 m.

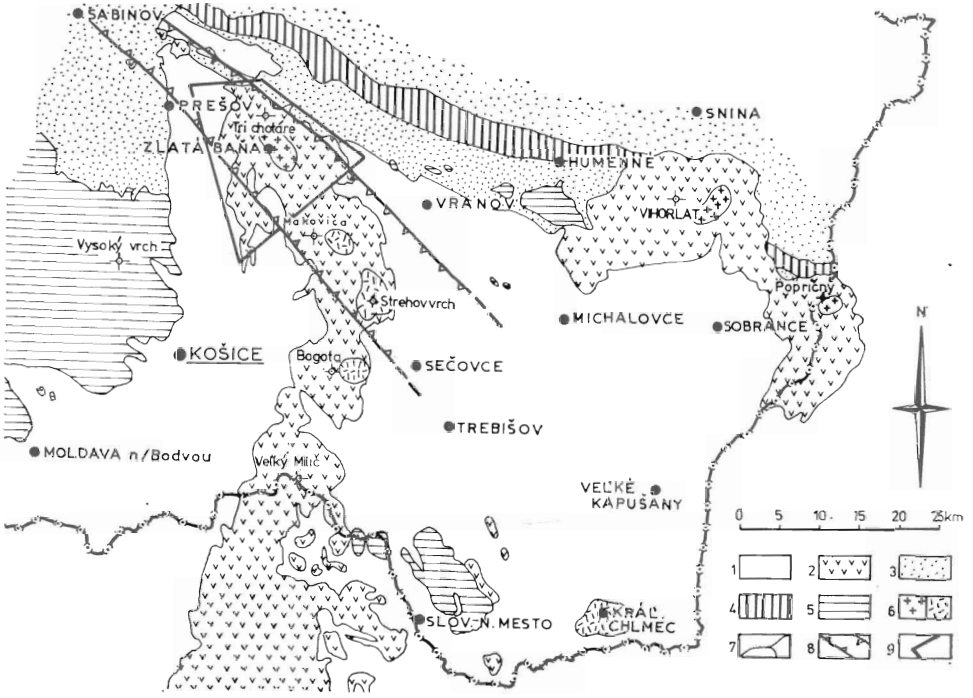
After the generation of an intermediate and andesite-producing volcanism and related intrusive processes during the Badenian and Sarmatian, a ring structure originated. This structure is the most perspective one from the viewpoint of epigenetic mineralisation. The ring structure is reflected by a pronounced positive gravimetric anomaly and by negative magnetisation of rocks manifesting low specific resistivity. The anomaly was interpreted by the means of two-dimensional models and by direct numerical and graphical evaluation.

* RNDr. Ľubomil Pospíšil, Geofyzika, n. p., Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava — Pod. Biskupice,
RNDr. Michal Kaličiak, Geologický prieskum, n. p., 040 51 Košice,

Skúmanú oblasť v širokom okolí Zlatej Bane (v severnej časti Slanských vrchov) na povrchu budujú produkty intermediárneho neogénneho vulkanizmu. V priebehu vrchného bádenu až spodného panónu tu vznikol rozsiahly vulkanický aparát s centrálnou zónou v oblasti Zlatej Bane. Na jeho stavbe sa zúčastňujú rozličné vulkanické komplexy s extruzívno-efuzívnymi vulkanickými formami a plytkointruzívnymi telesami dioritových porfýrov (obr. 1).

Vulkanický aparát leží v tektonicky exponovanej oblasti v blízkosti bradlového pásma a styku jednotiek Čiernej hory, zemplinika a humensko-užhorodskej hraste.

Staršie predterciérne horninové komplexy tu na povrch nevystupujú, a preto o charaktere predterciérneho podložia možno nateraz usudzovať iba podľa výsledkov hlbokých štruktúrnych vrtov, ktoré pri prieskume živíc urobil podnik Nafta. Hlbokéštruktúrne vrty Prešov-1 a Kecerovské Pekľany-1 zistili v bez-



Obr. 1. Schematická geologická mapa východného Slovenska
1 — sedimenty neogénu, 2 — neovulkanity, 3 — paleogén, 4 — bradlové pásmo, 5 — Spišsko-gemerské rudohorie, 6 — hlavné tiažové anomálie v neovulkanitoch, a — overené, b — indikované geofyzikou, 7 — hranice geologických útvarov, 8 — priebeh grabenovej štruktúry Prešov—Sečovce, 9 — skúmané územie

Fig. 1. Schematic geological map of Eastern Slovakia. Explanations: 1 — sediments of the Neogene, 2 — neovolcanite, 3 — Paleogene, 4 — the Pieniny klippen belt, 5 — the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., 6 — main gravimetric anomalies in neovolcanic regions: a — ascertained, b — indicated by geophysical measurements, 7 — limits of geological units, 8 — the course of Prešov—Sečovce graben structure, 9 — investigated area

prostrednej blízkosti vulkanického aparátu v podloží neogénu a paleogénu horniny mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika (R. Rudinec — J. Slávik 1970).

Regionálne gravimetrické a aeromagnetické merania spolu s interpretáciou tiažových profilov a s detailným geofyzikálnym prieskumom v oblasti Zlatej Bane nám umožnili prvý raz interpretovať reliéf predterciérneho podložia tejto oblasti.

Z kvantitatívnej interpretácie tiažových meraní sme odvodili hĺbku a morfológiu predterciérneho podložia, pričom sme interpretovaný reliéf podložia odvodili od reflexného rozhrania seizmických profilov 12/76, 16/76 a na skutočnú hĺbku predterciérneho podložia vo vrte Prešov-1 a Kecerovské Pekľany-1. Zistené fyzikálne parametre pozdĺž seizmického profilu 16/76, predĺženého cez oblasť Zlatej Bane na vrt Kecerovské Pekľany-1, dokumentuje obr. 2.

Seizmickým profilom 16/76, ktorým sa riešila otázka stavby bradlového pásma a humensko-užhorodskej hraste na SV od Slanských vrchov, sa zistil rad významných reflexov, pomocou ktorých v kombinácii s ostatnými geofyzikálnymi meraniami možno urobiť odhad a interpretáciu hlbších častí tejto oblasti a určiť priebeh hustotného rozhrania. Tiažová anomália tu predstavuje výrazné elevačné pásmo patriace do hermanovskej časti rozsiahlej kladnej tiažovej zóny. V tomto území má reliéf predterciérneho podložia zložitý priebeh. Na základe skonštruovaného a výpočtami overeného fyzikálneho modelu, zostaveného podľa výsledkov seizmických, tiažových a magnetických meraní, ide o nahromadenie horninových komplexov patriacich do rozličných štruktúrno-tektonických jednotiek.

V súčasnom období nemožno problém jednoznačne vysvetliť. Podľa fyzikálnych vlastností hornín ide najskôr o horninový komplex kriedových sedimentov, ktoré sú severne od bradlového pásma v autochtónnej pozícii na staršom podloží. Kriedové sedimenty s podobnými fyzikálnymi vlastnosťami sa nachádzajú na povrchu v bradlovom pásme. Južne od bradlového pásma leží v tektonickej pozícii na uvedenom súvrství mohutný mezozoický komplex hornín, ktorý má odlišné fyzikálne parametre.

Predpokladáme, že ide o presunutú kryhu mezozoika humensko-užhorodskej hraste pri vrchnokriedových pohyboch od J na S, ktorú postihli a deformovali aj terciérne pohyby.

V priestore, kde bolo mezozoikum nasunuté, existovali v autochtónnej pozícii už uvedené kriedové sedimenty, ktoré boli v dôsledku prísunu nových más deformované a vo forme krýh a bradiel vytrhnuté a vyvlečené na povrch.

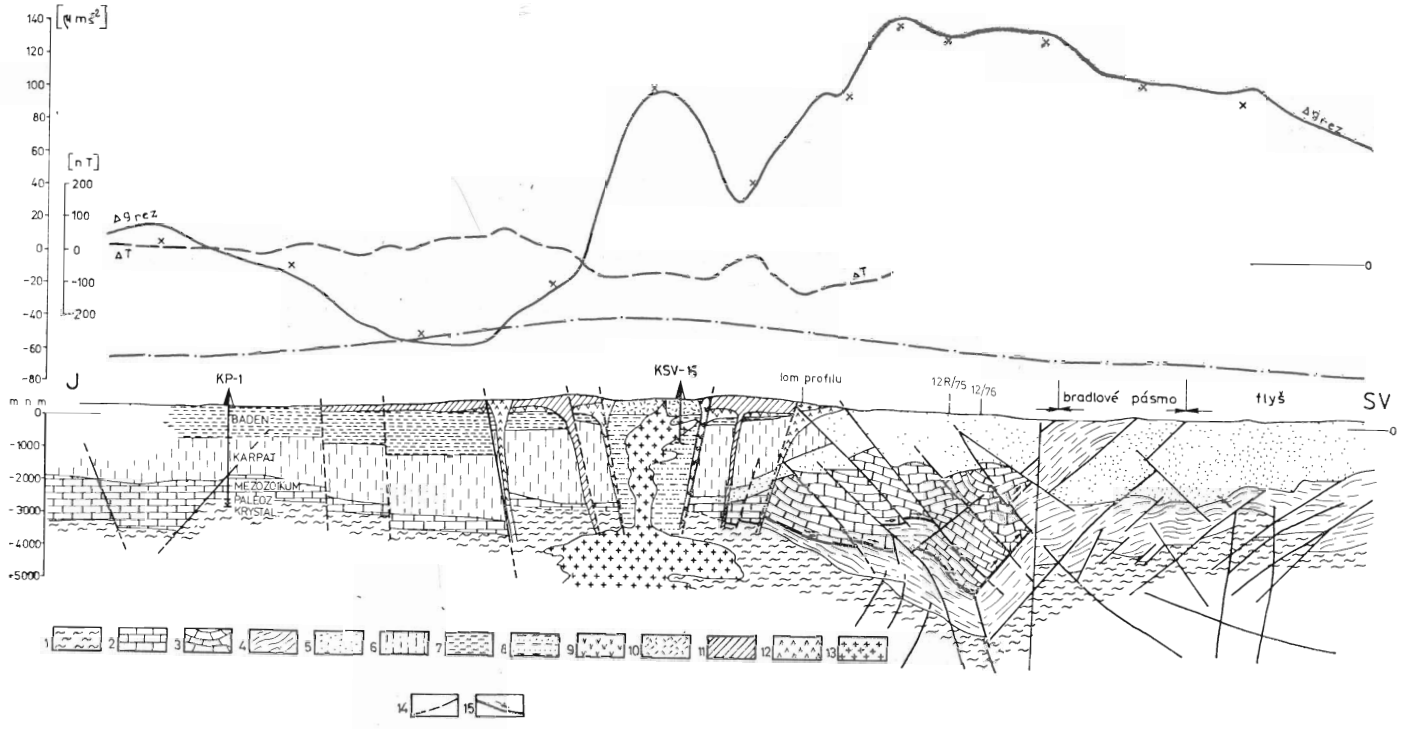
Interpretovaný priebeh reliéfu predterciérneho podložia pozdĺž seizmického profilu 16/76 sa svojím účinkom veľmi dobre zhoduje s nameranou tiažovou krivkou.

Diferenčnú hustotu jednotlivých neogénnych horizontov sme určili štatistickým zhodnotením hustoty zistenej vo vrtoch Košickej nížiny a Potiskej nížiny a zo závislosti tiažových anomálií od hĺbky predterciérneho podložia.

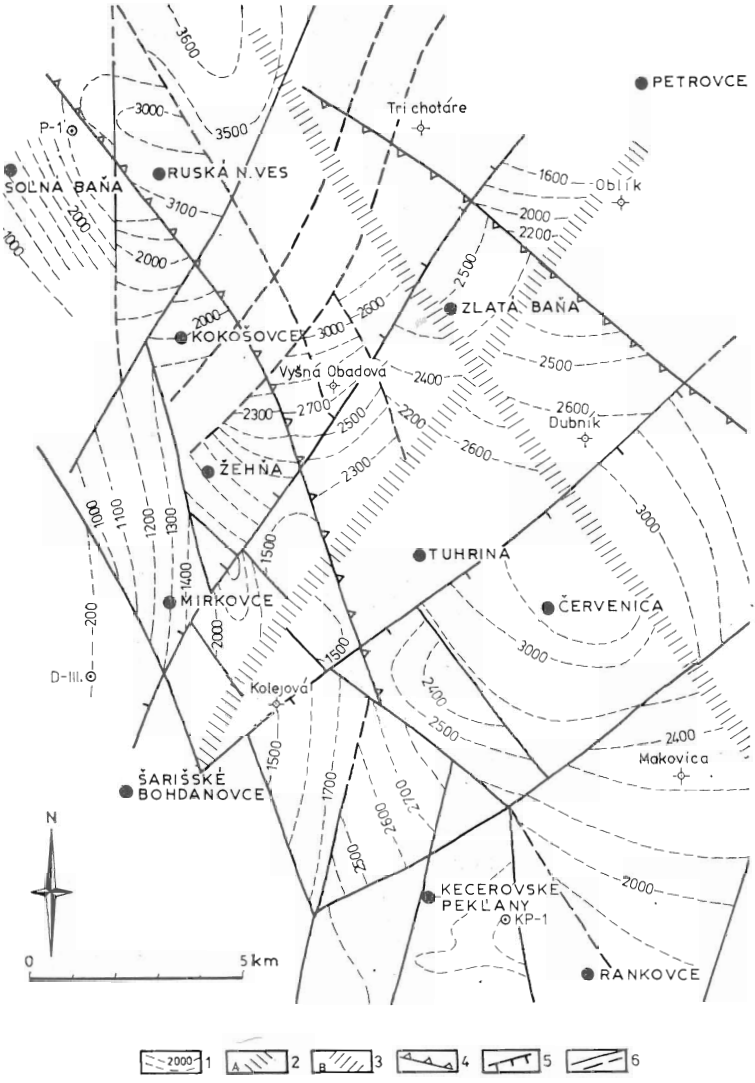
V intervale od 0 až do nadmorskej výšky reliéfu sme použili hustotu zistenú z povrchových odberov.

Pre hĺbkové intervaly v neogéne sme použili takúto diferenčnú hustotu:

0 až 1000 m — 0,33 kg . dm^{-3}
—1000 až 2500 m — 0,20 kg . dm^{-3}
pod — 2500 m — 0,10 kg . dm^{-3}



Obr. 2. Geologicko-geofyzikálny rez *1—1'*
1 — nerozlíšené predmezozoické útvary, 2 — mezozoikum Čiernej hory, 3 — humenské mezozoikum, 4 — vrchnokriedové sedimenty, 5 — paleogén, neogén: 6 — sedimenty karpatu, 7 —sedimenty bádenu, 8 — sedimentárno-vulkanogénny komplex vnútri zlatobanskej kolapsovanej štruktúry, 9 — vulkanický komplex pyroxenických andezitov 1. etapy vývoja vulkanického aparátu, 10 — hydrotermálne premenený komplex pyroxenických andezitov 1. etapy, 11 — vulkanický komplex pyroxenických andezitov 2. etapy vývoja vulkanického aparátu, 12 — vulkanický komplex pyroxenicko-amfibolických andezitov 3. etapy vývoja aparátu, 13 — intruzívny komplex, 14 — zlomy, 15 — násunová plocha humenského mezozoika
Fig. 2. Geological and geophysical profile *1—1'*. Explanations: 1 — pre-Mesozoic units, 2 — Mesozoic rocks of the Čierna hora Mts., 3 — Mesozoic rocks of the Humenné unit, 4 — sediments of Upper Cretaceous age, 5 — Paleogene, 6 — sediments of the Karpatian, 7 — sediments of the Badenian, 8 — sedimentary-volcanogenous complex inside of the collapsed Zlatá Baňa structure, 9 — volcanic complex of pyroxene andesite originated in the first stage of the volcanic edifice development, 10 — hydrothermally altered complex of pyroxene andesite of the first stage, 11 — volcanic complex of pyroxene andesite originated in the second stage of volcanic edifice development, 12 — volcanic complex of pyroxene-amphibole andesite originated in the third stage of the volcanic edifice development, 13 — intrusive complex, 14 — fault, 15 — thrust line of the Humenné Mesozoic



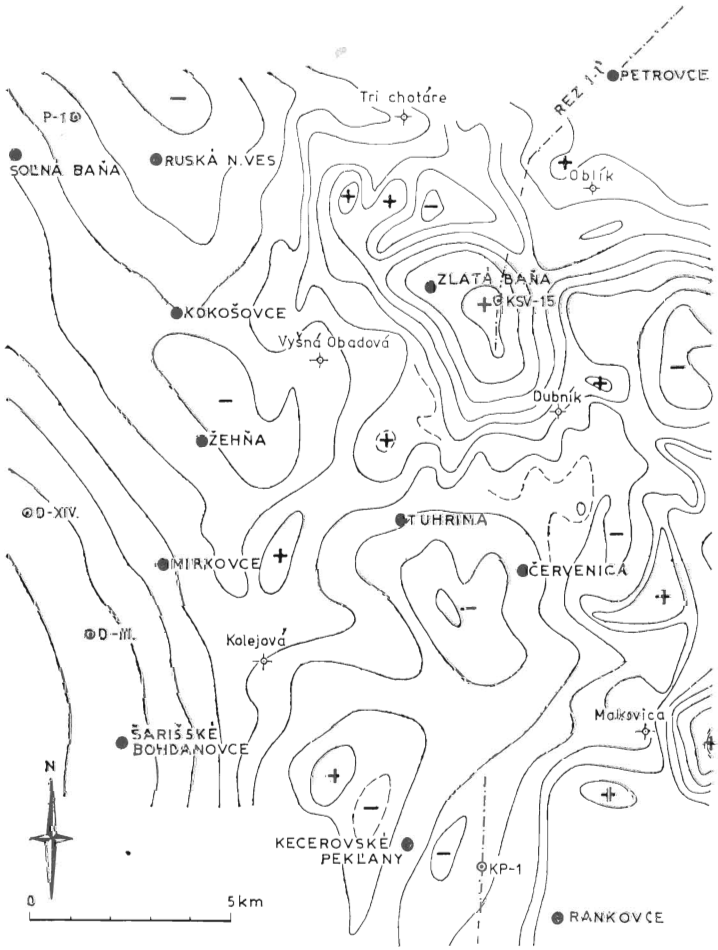
Obr. 3. Štruktúrna schéma predterciérneho podložia severnej časti Slanských vrchov 1 — izohypsy predterciérneho podložia, 2 — priebeh elevačnej štruktúry Oblík—Lesíček, 3 — priebeh grabenovej štruktúry Prešov—Sečovce, 4 — zlomy obmedzujúce grabenovú štruktúru, 5 — zlomy obmedzujúce elevačnú štruktúru, 6 — ostatné zlomy

Fig. 3. Structural scheme of the pre-Tertiary basement in the northern part of Slanske vrchy Mts. Explanations: 1 — isohypses of the pre-Tertiary basement, 2 — the course of the Oblík—Lesíček elevational structure, 3 — the course of Prešov—Sečovce graben structure, 4 — fault delimiting the graben structure, 5 — fault delimiting the elevational structure, 6 — other fault

V oblasti, kde profil prechádza územím budovaným sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu a bradlového pásma, sme pri interpretácii zobrali do úvahy zistené reflexné horizonty. Zároveň sme korelovali reflexné rozhrania navzájom a posúdili sme ich kvalitu. Podľa korelácie sme vyčlenili rozličné typy geologického prostredia a ich tektonickú porušenosť.

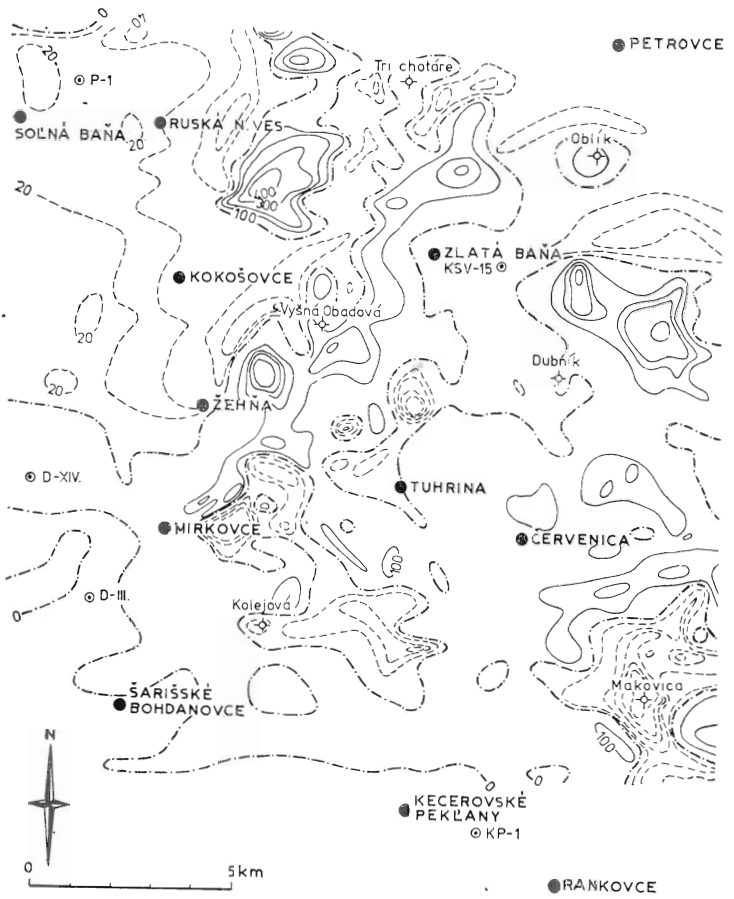
Diferenčnú hustotu paleogénnych sedimentov sme zvolili od —0,1 do —0,2 kg . dm^{-3}.

Výsledkom interpretácie geofyzikálnych meraní je štruktúrno-tektonická schéma predterciérneho podložia z územia zlatobanského vulkanického aparátu a z jeho blízkeho okolia (obr. 3). Schéma zobrazuje priebeh a tvar reliéfu



Obr. 4. Schéma mapy Bouguerových anomálií (podľa M. Matouška — J. Odstrčila 1975)

Fig. 4. Sketch of the Bouger's anomaly map (according to M. Matoušek — J. Odstrčil 1975)



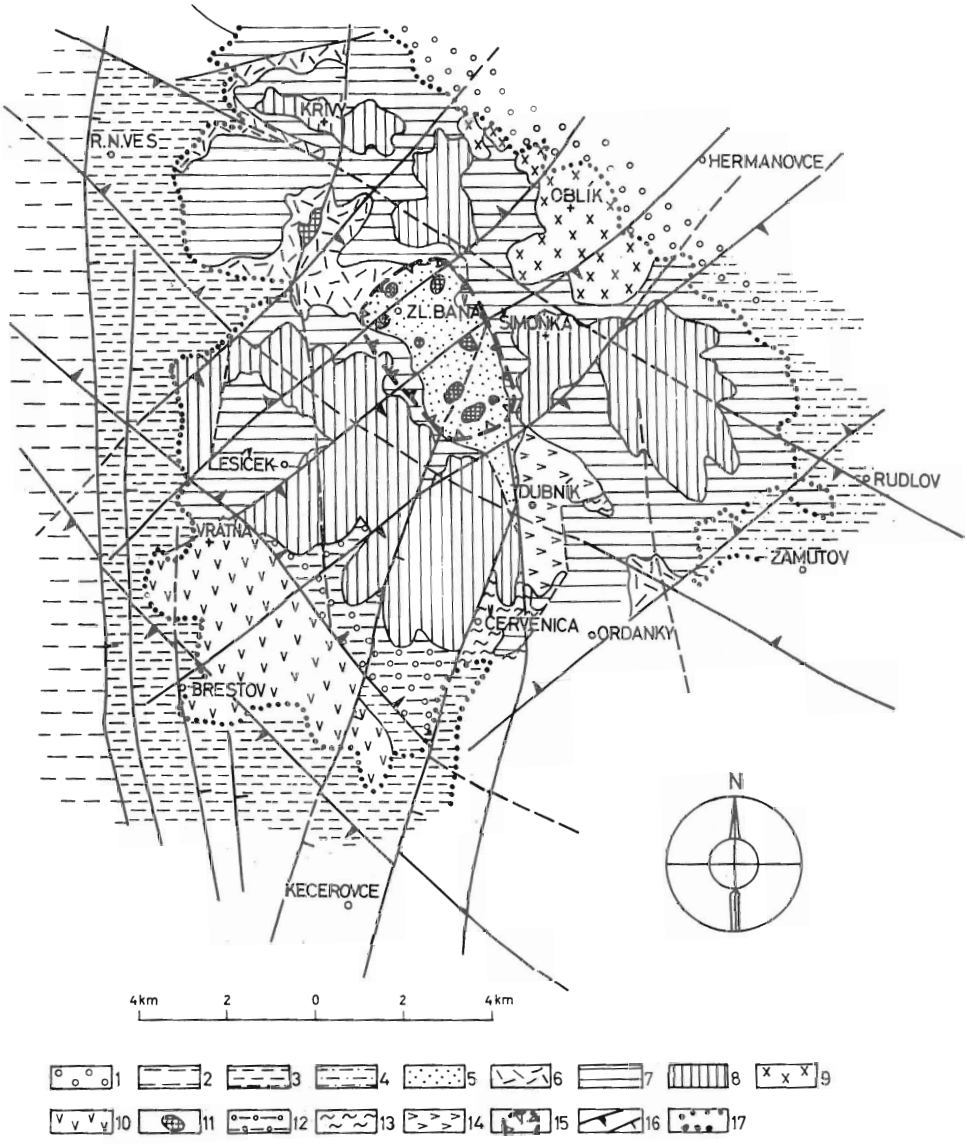
Obr. 5. Mapa anomálií ΔT — izoanomály po 100 nT (podľa L. Beneša 1972)
Fig. 5. Map of anomalies of ΔT. Isoanomalies: by 100 nT (according to L. Beneš 1972)

predterciérneho podložia. Jeho interpretovaná hĺbka sa v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu pohybuje od 1000 do 3600 m. V miestach hustotného rozhrania majú detektované tektonické systémy prevažne smer SV—JZ a SZ—JV.

Výrazným štruktúrnym prvkom predterciérneho podložia je pozdĺžna grabenová štruktúra smeru SZ—JV s priebehom od Prešova po Sečovce. Jej priebeh sme zachytili a interpretovali na rade ďalších tiažových profilov už mimo oblasti, ktorú sme skúmali. Zo severovýchodu ju ohraničujú zlomy paralelné s močarianskym zlomovým systémom M. Mořkovského (1971) a z juhozápadu prešovským zlomom, s priebehom od Ruskej Novej Vsi po Opinú. Prešovský zlom sa zistil aj meraním vrtnej refrakcie vo vrte Prešov-1 (V. Filková et al. 1976).

V oblasti centrálnej časti zlatobanského vulkanického aparátu pozdĺžnu depresnú zónu prerušuje priečna elevácia smeru SV—JZ, prejavujúca sa aj v povrchovej geologickej stavbe. J. Slávik — J. Tözsér (1973) ju nazvali hrasťou Oblík—Lesíček. Jej vznik podmienili rozsiahle intruzívne procesy v centrálnej zóne zlatobanského vulkanického aparátu.

Prepadlinovo-grabenová štruktúra sa sformovala pozdĺž staršieho hlbinného zlomu východokarpatského smeru (SZ—JV) pravdepodobne už pred vrchným oligocénom. V dôsledku subsidenčných pohybov, najmä pozdĺž zlomov obme-



dzujúcich pozdĺžnu grabenovú štruktúru, sa v spodnom miocéne uplatnila vulkanická činnosť. Vulkanizmus mal výhradne kyslý ryolitový charakter a vysoký stupeň explozívnosti. Podľa poznatkov J. Slávika (1974) je veľmi pravdepodobné, že magma produkujúca tieto vulkanické horniny vznikla parciálnym tavením hornín vnútri kôry. Produkty spodnomiocénnej ryolitovej vulkanickej činnosti sú súčasťou sedimentárnej výplne uvedenej pozdĺžnej grabenovej štruktúry.

Z mapy tiažových anomálií Slanských vrchov je zrejmé, že výrazne kladné tiažové anomálie v oblasti Zlatej Bane, Makovice a Strechova sa viažu na pozdĺžnu grabenovú štruktúru Prešov—Sečovce. Všetky tiažové anomálie sa priestorovo kryjú s centrálnymi zónami rovnomenných vulkanických aparátov a vyvolali ich intruzívne komplexy. Podľa výskumu výplne neogénnej molasy (J. Slávik 1974) prebiehali najintenzívnejšie subsidenčné pohyby späté s tektonickým režimom oblasti v období vrchný báden až sarmat. V tomto období nastali vertikálne diferencované pohyby, rejuvenizovali sa staršie priečne zlomy s hlbokým dosahom a vznikli nové zlomy. V miestach križovania priečnych zlomov (SV—JZ) so zlomami obmedzujúcimi pozdĺžnu grabenovú štruktúru sa produkty magmatických krbov napojili na pripovrchové časti a na povrch, a tým vyvolali vznik rozsiahlych vulkanických aparátov.

Tiažové pole severnej časti Slanských vrchov sa skladá zo širokého spektra typov anomálií. Mapa úplných Bouguerových anomálií poskytuje približný obraz o rozmiestnení anomálnych más (obr. 4). Vzniká tu však superpozícia

◄

Obr. 6. Štruktúrnogeologická mapa severnej časti Slanských vrchov
1 — sedimenty paleogénu, 2 — sedimenty karpatu, 3 — sedimenty bádenu, 4 — sedimenty sarmatu, *I. etapa vývoja vulkanického aparátu:* 5 — regionálne propylitizovaný komplex pyroxenických andezitov vnútri zlatobanskej kolapsovanej štruktúry, 6 — autoklastiká pyroxenických andezitov, *II. etapa vývoja vulkanického aparátu:* 7 — vulkanický komplex pyroxenických andezitov, *III. etapa vývoja vulkanického aparátu:* 8 — lávové prúdy a vulkanoklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov, 9 — plytkointruzívne dómatické telesá pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov, 10 — extruzívne telesá pyroxenicko-amfibolických andezitov, 11 — dajkové telesá dioritových porfyritov vystupujúce na povrch vnútri kolapsovanej štruktúry, 12 — komplex miešaných epiklastík, 13 — červenické sedimentárno-vulkanické súvrstvie, *IV. etapa vývoja vulkanického aparátu:* 14 — extruzívne teleso pyroxenicko-amfibolicko-biotitického andezitu s prechodom do lávového prúdu, 15 — predpokladané hranice zlatobanskej kolapsovanej štruktúry, 16 — zlomy, 17 — hranice vulkanického aparátu

Fig. 6. Structural-geological map of the northern part of Slanské vrchy Mts. Explanations: 1 — sediments of the Paleogene, 2 — sediments of the Karpatian, 3 — sediments of the Badenian, 4 — sediments of the Sarmatian, 5 — regionally propylitized complex of pyroxene andesite inside of the collapsed Zlatá Baňa structure, 6 — autoclastics of pyroxene andesite composition (5—6 — first stage of the volcanic edifice development), 7 — volcanic complex of pyroxene andesite (second stage of the volcanic edifice development), 8 — lava flows and volcanoclastics of pyroxene andesite, 9 — domatic bodies of pyroxene-amphibole diorite porphyrite intruded in shallow depths, 10 — extrusive bodies of pyroxene-amphibole andesite, 11 — dykes of diorite porphyrite outcropping inside the collapsed structure, 13 — complex of mixed epiclactics, 13 — volcano-sedimentary sequence of Červenica (8—13 — third stage of the volcanic edifice development), 14 — extrusive body of pyroxene—amphibole—biotite andesite passing into lava flow (fourth stage of the volcanic edifice development), 15 — supposed limits of the Zlatá Baňa collapsed structure, 16 — fault, 17 — limits of the volcanic edifice

účinkov vyvolaných reliéfom predterciérneho podložia masou vulkanicko-sedimentárneho komplexu a navyše aj hlbinnými zdrojmi.

Výrazná kladná tiažová anomália v oblasti Zlatej Bane má približnú relatívnu hodnotu 100 $\mu m \cdot s^{-2}$. Anomáliu sme interpretovali pomocou dvojrozmerových modelov a priamym numericko-grafickým výpočtom. Vrchný okraj zdroja anomálie s hustotou 2,70—2,80 $kg \cdot dm^{-3}$ je v hĺbke 400—500 m. Tiažovú anomáliu v centrálnej časti zlatobanského vulkanického aparátu spôsobil intruzívny komplex dioritového charakteru, ktorý v Zlatej Bani dosiahol vrt KSV-15 (M. Kaličiak 1977).

Čiastkové kladné tiažové anomálie, ktoré sa okolo hlavnej zlatobanskej tiažovej anomálie satelitne zoskupujú, zodpovedajú menším subvulkanickým telesám dioritových porfyritov. Zlatobanská anomálna zóna sa v centrálnej časti aparátu prejavuje kladnou gravimetrickou anomáliou, zápornou magnetickou anomáliou a nízkym merným odporom hornín na povrchu.

Výrazné kladné magnetické anomálie po obvode zlatobanskej tiažovej anomálie (obr. 5) zodpovedajú vulkanickému komplexu mladších etáp vývoja vulkanického aparátu. Tento typ vulkanických hornín vyvoláva hodnoty do 500 nT. Iný obraz poskytuje juhozápadná časť skúmaného územia (medzi obcami Opiná—Žehňa), kde rozsiahly komplex extruzívnych telies pyroxenicko-amfibolických andezitov na povrchu predstavuje zápornú magnetickú anamáliu s hodnotami až 300 nT.

Centrálnu zónu zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov v hĺbke intruduje dioritové teleso. Zóna predstavuje ringovú kolapsovanú štruktúru a z hľadiska výskytu nerastných surovín je najperspektívnejšia.

Súbor nových poznatkov o geologickej stavbe oblasti, o hĺbke a reliéfe predterciérneho podložia a vývoji neogénneho subsekventného vulkanizmu spätého s intruzívnymi procesmi poukazuje na zložitý geologický vývoj skúmaného územia. Predpokladáme, že v dôsledku vzniku intermediárneho andezitového vulkanizmu v bádene a sarmate a intruzívnych procesov, ktoré viedli k vertikálnym pohybom, mohli v tom istom čase nastať aj horizontálne pohyby, ktoré spôsobili aj ďalší posun flyšových príkrovov.

Doručené 28. 3. 1978
Odporučil B. Lešku

LITERATÚRA

Filková, V. — Mořkovský, M. — Pernica, J. 1976: Vrtně refrakční měření v širšom okolí vrtu Prešov-1. Manuskript — Geofyzika Brno. 23 s.

Kaličiak, M. 1977: Geologicko-ložisková charakteristika zlatobanského rudného poľa. In: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. Bratislava, s. 154—158.

Lešku, B. — Slávik, J. 1967: Les traits foundamentau de la structure géologique de la région située entre les Karpathes occidentales et les Karpathes orientales. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18, 1, s. 169—172.

Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močarmanského zlomového pásma a jeho význam pro akumulace živic ve východní části východoslovenské neogenní pánve. Zbor. geol. vied, rad ZK, 14, s. 33—65.

Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 53, s. 145—147.

Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, s. 23—52.

Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. Manuskript — Geofond Bratislava, 341 s.
Tkáč, J. 1977: Geofyzikálny prieskum v oblasti Zlatá Baňa. Manuskript — Geofond Bratislava. 40 s.

Geological interpretation of geophysical measurements in the area of Zlatá Baňa village, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

ĽUBOMIL POSPÍŠIL — MICHAL KALIČIAK

The northern part of the Slanské vrchy Mts. approaches the Pieniny klippen belt lying over boundaries of units in the Čierna Hora Mts., Zemplinic and that of the Humenné—Uzhgorod horst. The area is built up by different rock complexes of the Neogene. Pre-Tertiary units do not crop out, hence on their character is judged only from data of pioneering deep drilloholes for hydrocarbons in the neighbourhood of the investigated area.

In the basement of the Neogene and Paleogene, rocks of Mesozoic, Upper Paleozoic and crystalline were ascertained (R. Rudinec — J. Slávik 1970). Surficial parts of the area are built up mainly by products of intermediate volcanism during the Neogene (andesite composition).

Interpreting results of geophysical measurements, a new structural and tectonic scheme of the pre-Tertiary basement has been designed. Main dislocation belts in the basement occur along density boundaries of NW—SE or NE—SW orientation. The basement surface lies in depths between 1000 and 3600 m.

Interpretation of seismic profile No. 16/76 solved the structure of the Pieniny klippen belt, the central Carpathian flysch belt and that of the Humenné—Uzhgorod horst to the NE from the Slanské vrchy Mts. According to physical model proved by numerical evaluation, it is believed that Mesozoic rocks of the Humenné—Uzhgorod horst were thrusted over autochtonous sediments of probably Upper Cretaceous age to the north, during Upper Cretaceous and subsequent nappe movements. The underlying Upper Cretaceous sediments were also deformed in the course of upthrusting. Their blocks and klippen were dragged up to the surface during subsequent movements in the Miocene.

A pronounced positive gravimetric anomaly near Zlatá Baňa village has been interpreted using two-dimensional models and by direct numerical and graphical computation. The anomaly is also reflected by negative magnetisation of low resistivity corresponding to hydrothermally altered rocks of the volcanic edifice. The anomaly forms a ring complex intruded in the depth by a body of diorite composition.

In the gravity field of the northern Slanské vrchy Mts.. a set of local magnetic anomalies of different polarity appears. Partial gravimetric anomalies reflect subvolcanic bodies of diorite porphyrite.

Preložil I. Varga

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti

4. mája 1978 sa v Bratislave uskutočnilo valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS). Hlavným poslaním spoločnosti v uplynulom funkčnom období bolo prehlbovať, rozširovať a vymieňať nové poznatky v celej sfére geologickej činnosti, a tým napomáhať rozvoj geologických vied a urýchlenú aplikáciu progresívnych trendov vedeckotechnického rozvoja v našom národnom hospodárstve.

Prítomní vzali s uspokojením na vedomie vecné údaje z analytickej správy o činnosti za roky 1974—1977, o dobrých výsledkoch, ako aj pripomienky a návrhy na ďalšie skvalitnenie práce.

Slovenská geologická spoločnosť plní svoju funkciu najmä tým, že organizuje rozličné akcie obstarávajúce včasnú výmenu vedeckých poznatkov, šírenie nových skúseností a informácií do najširších radov pracovníkov všetkých geologických a príbuzných odborov a inštitúcií na Slovensku. Za tým účelom organizuje prednášky domácich i zahraničných odborníkov, tematické semináre, sympóziá, konferencie, zjazdy a zabezpečuje publikovanie informácií z týchto podujatí.

Za ostatné obdobie mala činnosť SGS stúpajúci trend. V prvom rade sa to prejavilo zvýšenou prednáškovou aktivitou v pobočkách a odborných skupinách, najmä v bratislavskej a košickej, ako aj organizovaním odborných seminárov a konferencií. Osobitnú pozornosť zasluhuje prednášková činnosť, v rámci ktorej v uplynulom funkčnom období odznelo 150 prednášok, z toho 21 prednášok popredných zahraničných odborníkov, najmä zo socialistických štátov.

Medzi najvýznamnejšie podujatia SGS v minulom období patril XX. jubilejný celoštátny zjazd v Košiciach. Ním sa po 10-ročnej prestávke nadviazalo na úspešnú tradíciu celoštátnych zjazdov na Slovensku. Jeho význam zvýšila aj skutočnosť, že sa konal v znamení osláv 30. výročia oslobodenia ČSR Sovietskou armádou, v podstate aj 30 rokov rozvoja slovenskej geológie, ako aj 25. výročia činnosti geologickej spoločnosti na Slovensku. Zjazd z odbornej stránky ukázal, že sa mladá slovenská geológia dostala na európsku úroveň, kým z politicko-národohospodárskeho aspektu demonštroval veľký význam geologického výskumu a prieskumu pre doterajšiu industrializáciu východného Slovenska a zároveň potvrdil aj ďalšie možnosti rozširovať surovinovú základňu a pomoc geológie pri všestrannej výstavbe Slovenska. O úspešný priebeh a vysokú odbornú úroveň zjazdu sa zaslúžila košická pobočka SGS.

V roku 1976 sa začala rozsiahla séria významných vedeckých podujatí organizovaných SGS v spolupráci s ďalšími inštitúciami, na ktorých sa prezentovali výsledky základného i aplikovaného geologického výskumu za uplynulá päťročnicu, ako aj multilaterálnej spolupráce s akadémiami vied socialistických štátov a ďalšími inštitúciami socialistických krajín.

Vzhľadom na množstvo a rozsah geologických podujatí sa z iniciatívy SGS pristúpilo k úzkej koordinácii a spoločnej organizácii významných podujatí s inými príbuznými spoločnosťami (Vedecko-technická spoločnosť, banícka sekcia VTS atď.). Táto tendencia je v plnom súlade s integračným úsilím vo vede.

Členská základňa SGS aj v ostatnom období rástla. V súčasnosti má 547 riadnych členov, čo je nielen dôkaz o vedomí stavovskej príslušnosti, ale aj záujmu o celospoločenské dianie.

So žiaľom musíme konštatovať, že naše rady navždy opustili traja šestí členovia SGS, a to prof. dr. O. Kühn, prof. J. Volko-Starohorský a dlhodobý aktívny člen a popredný funkcionár SGS akademik D. Andrusov, ako aj šiesti riadni členovia, dr. J. Slávik, DrSc., p. g. J. Kyška, dr. J. Janáček, prof. M. Švidroň, Ing. O. Abonyi a doc. dr. E. Mecháček, CSc.

Valné zhromaždenie zvolilo na funkčné obdobie 1978—1981 tento výbor:

Predseda: RNDr. Ooto Fusán, DrSc., člen korešpondent SAV
Podpredseda: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Vedecký tajomník: prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.
Hospodár: RNDr. Anton Biely, CSc.
Revízori: p. g. Marta Balkovičová, RNDr. J. Michalík, CSc.
Predseda bratislavskej pobočky: doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc.
Predseda košickej pobočky: prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc.
Predseda žilinskej pobočky: RNDr. Kazimír Malatinský, CSc.
Členovia: prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Miroslav Slavkay, doc. Ing. Ján Babčan, DrSc., RNDr. Ondrej Franko, CSc., RNDr. Rudolf Gabčo, RNDr. Rudolf Holzer, CSc., doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc., RNDr. Eva Planderová, CSc., Ing. Róbert Marschalko, CSc.

O. Samuel

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Roman Ravinger: **Seizmické javy, ich účinky, výskyt a možná predpoveď** (Prednesené v Bratislave 1. 3. 1978)

Tektonické pohyby, vulkanická aktivita, explózie a kolapsy v kavernách vyvolávajú seizmické javy, pre ktoré sú charakteristické otrasy zeme rozličnej intenzity. Od zdroja impulzov sa šíri vlnitý pohyb rozličných napäťových a deformačných vĺn vyvolávajúcich premiestňovanie horninových blokov, ich zosuvy, zmeny hladiny podzemnej vody alebo rozkmitanie povrchu. Moderné trojsmerové záznamy zo seizmografov umožňujú určiť lokalitu a veľkosť magnitúda, seizmickej voľnej energie zemetrasenia, ktorou je v Richterovej stupnici logaritmicky vyjadrená veľkosť amplitúd na jej dráhe v mierach štandardného Word-Andusenovho seizmografu. Intenzita zemetrasenia sa subjektívne posudzuje podľa účinkov na konštrukcie a podľa pohybu povrchu v lokalite a vyjadruje sa stupnicou MCS, MH, u nás MSK.

Intenzívne zemetrasenia rozdeľujeme do týchto charakteristických skupín: mierne dlhé zónové pohyby od vzdialeného zemetrasenia a pohyby so stálymi deformáciami terénu. Zo záznamov v lokalite alebo v oblasti sa udávajú korelácie parametrov pohybu terénu od magnitúda a vzdialenosti od povrchového a hĺbkového ohniska. Správanie sa konštrukcií závisí od ich tlmiacich účinkov, lokálnych podložných podmienok a energie vzdialeného zemetrasenia. Existujú vzťahy na výpočet možnosti výskytu magnitúda počas niekoľkých rokov v alpskej, strednopacifickej zóne a v zóne nízkej aktivity (naša republika).

Pri predpovedi zametrasenia sa vychádza z geologoidných informácií (zlomové línie) a z historických dokumentov. Namerané alebo pozorované zmeny v rozličných fyzikálnych stavoch svedčia o možnom zemetrasení. Za významné sa pokladajú zmeny koeficienta podielu rýchlosti priečnych a pozdĺžnych vĺn medzi meranými miestami mikroseizmickej aktivity, napätí v geoelektrickom poli, geometrie povrchu, hladiny podzemnej vody; ďalej únik plynov a zvýšenie obsahu radónu v podzemnej vode, geomagnetické anomálie, zvýšenie mikrohluku, zvýšenie napätia v hĺbke horninového masívu, zvýšenie tepelného gradientu po hĺbke, anomálie v správaní sa zvierat a rýb, isté pozície hviezd, asteroidov a škvŕn na slnci. Pri nezvyčajnom správaní sa troch z týchto skupín činiteľov je už výskyt zemetrasenia veľmi pravdepodobný. V Číne v provincii Haicheng (33 mil. ľudí) po anomáliách v geoelektrickom poli, zmenách geometrie povrchu v 580 m dlhej zlomovej línii a po mikroseizmických záchvevoch medzi 30. 1. až 3. 2. 1975 varovali obyvateľstvo pred zemetrasením, ktoré bolo večer o 19,36 hod. m. č. v sile 7,3 Richterovej stupnice, pričom straty na ľudských životoch boli minimálne (asi 5 ľudí). Na základe deformácií povrchu predpokladá A. Dvořák 126—300-ročný výskyt zemetrasenia veľkej sily v okolí Komárna.

Ján Babčan: **Diapirizmus, najmä granitový, a možné súvislosti** (Prednesené v Bratislave 14. 12. 1977)

Doteraz sa diapirizmus väčšinou chápal ako jav charakteristický viac-menej pre soľné ložiská. Mechanizmus vzniku soľných diapírov, ich podobnosť s inými geologickými útvarmi, analogické prejavy a pod. oprávňujú predpokladať, že diapirizmus má oveľa väčší význam, ako sa mu pripisoval doteraz.

Z podrobného výskumu vlastností kamennej soli ako objektu, ktorý diapirizmu podlieha najčastejšie, vychodí, že diapirické premiestňovanie kamennej soli podmieňujú jej nezvyčajne výrazné plastické vlastnosti vyvolávajúce „tečenie" soli.

Tečenie materiálov sa v mechanickej praxi označuje ako plastická deformácia. Plastickú deformáciu kryštálov ako základných stavebných častíc hornín vyvoláva translačný posun, rozličné typy sklzu, zdvojčatenie kryštálov a pod., a to najčastejšie pôsobením tlaku na kryštál.

Plastickú deformáciu kryštálov, ako aj iné druhy deformácií veľmi ovplyvňuje teplota. Napr. pri kamennej soli na rovnakú deformáciu treba pri 150 °C o polovicu nižší tlak ako pri teplote 20 °C, a pri 300 °C stačí dokonca len tretinový tlak.

Ďalším dôležitým činiteľom je čas. Experimenty s kamennou soľou napr. potvrdili, že tisícnásobne dlhší čas vyvoláva rovnakú plastickú deformáciu ako okamžitý dvojnásobný tlak.

Doterajšie experimentálne merania potvrdzujú, že tečeniu, teda plastickej deformácii podliehajú všetky geologické materiály, kryštály aj horniny. Mechanické vlastnosti granitu a iných hornín naznačujú, že aj takéto materiály sa môžu plasticky deformovať podobne ako kamenná soľ a za tých podmienok „tiecť". Je pochopiteľné, že v porovnaní napr. s kamennou soľou granit vyžaduje extrémnejšie podmienky, t. j. predovšetkým vyššiu teplotu a vyšší tlak. Vo všeobecnosti sa však aj pri granite ukazuje možnosť tečenia, a teda aj diapirického prenikania.

Granitová masa vystupuje z miesta svojho vzniku v dôsledku plastického stavu. Preráža okolné horniny a v smere uvoľňovania napätia, najčastejšie v smere nahor, ale aj do bokov, vystupuje. Plastický stav vyvoláva jednak teplota materiálu, jednak jeho zaťaženie tlakom nadložných a bočných hornín. Podľa teploty môže vystupujúci materiál atakovať okolné horniny chemicky (reagovať s nimi) alebo na ne pôsobiť len mechanicky, ak má takú nízku teplotu, že nemôže vyvolať metamorfózu.

Skutočnosť, že granitový diapír môže, ale nemusí pri výstupe vo svojom okolí spôsobovať metamorfózu, vysvetľuje mnohé rozporné javy v prírode. Je to podmienené tým, že masa granitoidných hornín je v plastickom, teda v tekutom stave aj pri relatívne nízkej teplote, keď je jej termický účinok na okolné horniny už veľmi malý. Tak napr. granitoidná masa môže tiecť aj pri teplote okolo 300 °C pri zaťažení tlakom okolo 120—130 kb, čo sa môže posunúť ešte k nižším hodnotám, ak predpokladáme pôsobenie času geologických rozmerov.

Diapirizmus ako geologický jav je dnes predmetom veľmi intenzívneho štúdia. Študujú sa najmä mechanické vlastnosti minerálov a hornín pri zvýšenom tlaku a teplote, aby sa na základe získaných poznatkov dali vysvetliť javy diapirického prenikania hornín rozmanitých typov.

Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 129—142, Bratislava

Fyzikálno-optická charakteristika niektorých hlavných typov granitoidných hornín Západných Karpát

JURAJ MACEK — LADISLAV KAMENICKÝ*

Физико-оптическая характеристика некоторых основных петрографических типов гранитоидных пород Западных Карпат

На основании физико-оптического исследования типичных образцов дюмберского, прашивского, сиглянского, гронцоцкого. трибечского и гемеридного гранита, авторами дана детельная типовая минералогическо-петрографическая характеристика образцов, которые в геологической литературе Карпат имеют всеобще акцентированное приоритетное положение.

Physical and optical characteristics of some main petrographic types of granitoide rocks in the Western Carpathians

Physical and optical investigation of samples representing originally described types of West Carpathian granite species (the Ďumbier, Prašivá, Sihla, Hrončok, Tribeč and Gemeride ones) allowed a nearer mineralogical and petrographical characterisation. These samples representing single granite types have generally accepted priority in geological literature of the Western Carpathians.

Granitoidné horniny Západných Karpát sú trvalým predmetom bádania karpatskej geológie napriek tomu, že výrazné typy intruzívnych hornín boli opísané už v roku 1931 a 1936 v práci J. Koutka o nízkotatranských granitoidoch a V. Zoubka o veporidných granitoidoch.

V súčasnosti problematiku granitoidných hornín Západných Karpát spracúvajú z rozličných hľadísk prakticky všetky geologické pracoviská SSR.

V práci sa zaoberáme fyzikálno-optickou charakteristikou z literatúry najznámejších a všeobecne akceptovaných petrografických typov granitoidných hornín Západných Karpát. Východiskom bádania sú originálne vzorky ďumbierskeho, sihlianskeho, tríbečského, hrončockého a gemeridného typu granitoidov. Príspevok fakticky nadväzuje na prácu J. Koutka (1931) a V. Zoubka (1936), ktorým srdečne ďakujeme za poskytnutie cenného pôvodného vzorkového materiálu.

* RNDr. J. Macek, CSc.. RNDr. L. Kamenický, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

Metodika

Modálne zastúpenie hlavných horninotvorných minerálov sme stanovili na čiarovom integračnom stolíku. Dĺžka meranej línie sa v závislosti od zrnitosti vzorky pohybovala od 1400 do 1900 mm. Meraná plocha predstavuje 16—18 cm^2. Živce sme vzájomne odlíšili farbiacimi skúškami. Bazicitu opticky a röntgenovým mikroanalyzátorom stanovil J. Krištín. Index lomu sa zisťoval imerznou metódou na univerzálnom stolíku A. Novotného (1968). Reprodukovateľná presnosť pri živcoch a sklách pretavených hornín s obsahom do 5 % Fe_2O_3 bola 0,0005, pri biotitoch a skalách s obsahom nad 5 % Fe_2O_3 0,001. Hustota sa stanovila jednak na základe hodnoty indexu lomu a špecifickej refraktívnej energie a jednak stanovením vznosu v ťažkých kvapalinách. Triklinita draselných živcov sa merala podľa metodiky F. Fediuka (1961) a M. Fioventiniho (1969). Genetická interpretácia tejto informácie nie je ešte presná a nie je ani jasné, do akej miery ju ovplyvňovala teplota vzniku, rýchlosť kryštalizácie a ochladzovania a množstvo prchavých komponentov.

Podľa S. S. Kunejeva (1971) je kolísanie triklinity typické pre intrúzie, stabilita pre neintruzívne horniny; E. H. Panov a L. G. Fedorov (1966) prikladajú pri rozčleňovaní rozličných intrúzií korelačný význam triklinite. P. V. Bordet a L. Chauris (1965) poukazujú na nerovnaký stupeň triklinity v závislosti od deformačných procesov. A. I. Grabežev a A. Julikov (1969) predpokladajú závislosť hĺbky od triklinity atď. Stupeň usporiadania plagioklasov sa stanovoval podľa metodiky D. B. Slemmonsa (1962) a indikuje pôvodnú teplotu kryštalizácie plagioklasu (vysokoteplotný — nízkoteplotný) v kyslej oblasti. Granitoidné sklá sú výsledkom pretavenia primárnych hornín pri teplote 1600 °C. Použila sa superkantalová pec. Pomer KMg_3 $(AlSi_3$ $O_{10})$ $(OH)_2$ ku KFe_3 $(AlSi_3O_{10})$ $(OH)_2$ sa pri biotitoch stanovil opticky podľa F. Fediuka (1962) a rtg mikroanalyzátorom ho skontroloval J. Krištín stanovením celkového železa a draslíka, ktoré sa prepočítali na Fe_2O_3 a K_2O.

Výsledky

1. Ďumbiersky granodiorit

Spracovaná bola originálna vzorka J. Koutka opísaná v roku 1931. Lokalita: vrchol Ďumbiera, kóta 2043, Nízke Tatry. Chemická analýza je v autorskej charakteristike. Hlavné horninotvorné minerály sa pohybujú v takomto rozmedzí:

Kremeň 27 až 30 %, K-živec 8 až 12 %, plagioklas 47 až 43 %, biotit 14 až 11 %, $Q = 33—35$, $A = 9—14$, $P = 58—55$.

Index lomu pretavenej horniny je 1,512 a hustota skla 2,42.

Plagioklasy. Spravidla sú idiomorfné, menej hypidiomorfné. Tvoria výrastlice, ale aj drobné, idiomorfné zrná. Jadrá sú intenzívne premenené, okrajová zóna čistá. V niektorých prípadoch je hranica medzi premenenou a nepremenenou časťou veľmi ostrá, inokedy možno pozorovať pozvoľné zosilňovanie premeny. Zonálnosť oscilačného charakteru (pozorovaná rtg mikroanalyzátorom) má tendenciu ustavičného postupného zvyšovania bazicity smerom do stredu. Inverzná zonálnosť sa nezistila. Dvojčatenie podľa albitového a periklinového zákona je

bežné, ale neprevláda. Plagioklasy obsahujú akcesórie, ktoré sa presnejšie neurčovali. Uzatvorený biotit sa nenašiel.

Bazicita je $Ab_{60}An_{38}Or_2$ až $Ab_{73}An_{24}Or_3$, index lomu $n\beta$ je 1,544 až 1,552, hustota 2,65 až 2,67, stupeň usporiadania *Oi* je 90.

K-živce. Našli sa alotriomorfné pertitické ortoklasy s triklinitou $T = 20—30$ (stanovenou opticky). Často obsahujú uzavreniny drobných idiomorfných plagioklasov už opísaného zloženia. V dvoch prípadoch bol spozorovaný drobný mriežkovaný mikroklín. Chemické zloženie ortoklasu bez odmiešanej fázy pertitu zodpovedá pomeru $Or_{88-93}Ab_{10-6}$. Plocha odmiešaného pertitu stanovená kvantimetom je 12 %, čo zodpovedá celkovému podielu $Or_{77-83}Ab_{21-17}$.

Biotit. Je idiomorfný až hypidiomorfný, silne pleochroický od tmavohnedej až po svetložltohnedú farbu. Typové rozdiely sa nespozorovali. Je slabo premenený, sagenit je zriedkavý.

Index lomu $n\gamma$ je 1,633—1,639, hustota 2,93—2,95, obsah K_2O stanovený rtg mikroanalyzátorom 9,70—10,10 %, obsah Fe stanovený rtg mikroanalyzátorom prepočítaný na Fe_2O_3 16,80—18,30 %.

2. Prašivský granodiorit

Pretože sa originálny vzorkový materiál nezachoval, bola spracovaná vzorka prašivského granodioritu od B. Cambela (in L. V. Tauson et al. 1974) s indexom ZK-25. Lokalizácia: cesta Hronov—Sopotnica, záver doliny, Nízke Tatry. Hlavné horninotvorné minerály kolíšu v rozmedzí: kremeň 33—35 %, plagioklas 38—36 %, K-živec 16—19 %, biotit 9—7 %, $Q = 37—39$, $P = 43—39$, $A = 20—22$.

Chemická analýza

SiO_2 70,58; TiO_2 0,36; Al_2O_3 13,30; Fe_2O_3 1,51; FeO 1,73; MnO 0,09; MgO 0,89; CaO 1,95; Na_2O 4,10; K_2O 3,46; H_2O^- 0,03; H_2O^+ 0,87; P_2O_5 0,15; suma 100,02. Index lomu skla získaného pretavením horniny je 1,503, hustota skla 2,40.

Plagioklasy. Tvoria väčšie aj menšie idiomorfné až hypidiomorfné zrná. Sú nerovnomerne, pomerne silne premenené, ale selektívny výber premeny sa nezistil. Drobné plagioklasy sú spravidla uzatvorené vo veľkých K-živcoch spolu s biotitom, kremeňom a muskovitom. Bežne sa vyskytovali myrmekity. Uzatvorený biotit nebol spozorovaný. V niektorých prípadoch sa našiel tlakovo porušený plagioklas vyhojovaný K-živcom. V tejto asociácii sa zistili drobné čiré polysyntetický albitický zdvojčatené plagioklasy bazicity Ab_{92} An_6 Or_2 (určené rtg mikroanalyzátorom). Primárne plagioklasy majú pravdepodobne takúto charakteristiku: bazicita je Ab_{87} An_{10} Or_3 až Ab_{80-78} An_{16-18} Or_2, index lomu $n\beta$ 1,537—1,541, hustota 2,63—2,64, stupeň usporiadania *Oi* 65—70.

K-živce. Zistili sa 10—17 mm veľké alotriomorfné slabo pertitické mikroklíny uzatvárajúce všetky hlavné horninotvorné minerály. Výskyt K-živca sa viaže hlavne na tlakovo porušené miesta, v ktorých uzatvára a stmeľuje všetky prítomné minerály. Stanovené zloženie je Or_{86-90} Ab_{10-14}, index lomu $n\beta$ 1,523, triklinita 0,75—0,80 (stanovená opticky). Zistil sa aj mriežkovaný mikroklín s triklinitou 0,90—1,0, slabo zatláčaný pertitickým ortoklasom. Bližšie sme ho neanalyzovali.

Biotit. Je pomerne intenzívne premenený, hypidiomorfný, menej idiomorfný, silne pleochroický od nepriesvitne tmavohnedej po žltohnedú farbu. Sagenit je bežný. Súčasne sa našiel tzv. zelený biotit.

1. Tmavohnedý biotit. Zloženie: 62—66 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 34—38 % $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, index lomu $n\gamma$ 1,633—1,638, hustota 2,92—2,95, suma K_2O stanovená rtg mikroanalyzátorom je 9,60—10,10 %, suma Fe stanovená rtg mikroanalyzátorom a prepočítaná na Fe_2O_3 16,90—18,50 %.
2. Zelený biotit (našiel sa v dvoch prípadoch).
   Zloženie: 70 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 30 % $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, index lomu $n\gamma$ je 1,627, hustota 2,90, suma Fe_2O_3 = 15,0 %, suma K_2O = 9,20 %.

3. Tonalit z Tríbeča

Hornina je masívnej povahy, stredne hrubozrnná, hypidiomorfne zrnitá. Lokalita: Tríbeč, zárez cesty, Jánova Ves, 183°/5 km od V. Kľže. Podľa E. Krista vzorka reprezentuje bázický typ granitoidu (v zmysle práce z roku 1960).

Modálna charakteristika: kremeň 24 až 26 %, plagioklas 50 %, K-živec akcesoricky, biotit 21 %, Q = 32, P = 68.

Chemická analýza

SiO_2 62,44; TiO_2 0,81; Al_2O_3 15,88; Fe_2O_3 2,15; FeO 2,94; MnO 0,13; MgO 2,12; CaO 4,12; Na_2O 4,66; K_2O 2,12; H_2O^- 0,09; H_2O^+ 2,02; P_2O_5 0,32; suma 99,77.

Index lomu skla pretavenej horniny je 1,527 a hustota 2,52.

Plagioklasy. Vystupujú v dvoch generáciách. Primárne idiomorfné až hypidiomorfné výrastlice sú intenzívne až nemerateľne premenené. Bazicita meraná Becke-Beckerovou metódou zodpovedá An_{33} až An_{37}. Premena nesleduje výrazne zonálnosť, ale istá selektívnosť premeny je zjavná. Obsahujú bližšie neidentifikované uzavreniny, ale uzatvorený biotit sa nevyskytol. Nenašli sa ani výrazne individualizované sekundárne muskovity v plagioklasoch. Reakčné lemy okolo plagioklasov sú bežné, neprekračujú však hrúbku 100 μ. Druhotné plagioklasy vystupujú na okraji primárnych výrastlíc ako novotvary a reakčné lemy, ale tvoria aj samostatné alotriomorfné zrná veľkosti 0,3—0,8 mm. Sú číre a majú slabú zonálnosť. Hranica medzi primárnym intenzívne premeneným plagioklasom a novotvarom je mimoriadne ostrá. Vystupuje v asociácii drobnozrnných minerálov spolu s muskovitom, kremeňom, epidotom — zoisitom, granátom a tvoria výplň medzi výrastlicami plagioklasov, biotitu a kremeňa. Túto asociáciu minerálov neuzatvára pomerne veľký (5—7 mm) kremeň, ktorý inak uzatvára drobné primárne plagioklasy, zriedkavejšie biotit. Našiel sa uzatvorený titanit idiomorfného vývinu. Bazicita týchto plagioklasov zodpovedá Ab_{93} An_5 Or_2 až Ab_{87} An_{11} Or_2, index lomu $n\beta$ = 1,534—1,537.

Biotit. Je hypidiomorfný, menej idiomorfný, spravidla slabo premenený. V oblastiach prítomnosti druhej generácie plagioklasov je silne vybielený. V niektorých prípadoch bolo vidieť sagenit. Obsahuje veľa bližšie neidentifikovaných uzavrenín.

Pleochroizmus je tmavohnedozelený až svetlohnedozelený. Viditeľné boli slabé tlakové prejavy. V dvoch prípadoch sa vyskytol uzatvorený titanit hypidiomorfného obmedzenia. Z hľadiska veľkosti sú prítomné lupienky od 150 μ až do 3,5 mm tohto zloženia:

66 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 34 % $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Index lomu je $n\gamma = 1{,}632$, hustota 2,93, suma K_2O stanovená rtg mikroanalyzátorom 9,75—9,81 %, suma Fe stanovená rtg mikroanalyzátorom prepočítaná na Fe_2O_3 16,40—16,50 %.

4. Granodiorit typu Sihla

Spracovávali sme originálnu vzorku od V. Zoubka z roku 1936. Lokalizácia: zárez cesty medzi Klementkou a Sihlou na východnom úpätí chrbta juhozápadne od Sihličky. Modálna analýza poskytla tieto výsledky: kremeň 24 %, plagioklas 54 %, K-živec 4 %, biotit 16 %, $Q = 29$, $P = 66$, $A = 5$.

Chemická analýza je v kapitole o autorskej charakteristike. Pre nedostatok vzorkového materiálu sa vzorka netavila.

Plagioklasy. Vzorkový materiál poukazuje na prítomnosť len jednej generácie plagioklasov. Ide o veľké idiomorfné, redšie hypidiomorfné plagioklasy s náznakmi korózie. V niektorých prípadoch boli pozdĺž okrajov plagioklasov spozorované zoskupenia muskovitu a biotitu. Sú intenzívne selektívne premenené. Bazicita intenzívne až nemerateľne premeneného jadra meraná Becke-Beckerovou metódou zodpovedná An_{33}—An_{35}. Bazicita strednej, zreteľne slabšie premenenej časti, meraná rtg mikroanalyzátorom zodpovedá bazicite: $Ab_{78}\ An_{20}\ Or_2$ až $Ab_{82}\ An_{16}\ Or_2$. Index lomu $n\beta$ je 1,539—1,542, hustota 2,64, stupeň usporiadania *Oi* 75.

Okrajová zóna je intenzívne až nemerateľne premenená rovnako ako v oblasti jadra, čo svedčí o opätovnom zvýšení bazicity. Tento poznatok poukazuje na možnú prítomnosť inverznej zonálnosti, s ktorou sa progresívna metamorfóza spravidla spája. Na styku s okolím sú niekedy, ale vcelku zriedkavo prítomné albitické reakčné lemy.

K-živce. V študovanom vzorkovom materiáli rtg mikroanalyzátor zistil slabo pertitický až nepertitický ortoklas optickej triklinity $T = 0{,}40$ a zloženia $Or_{72}\ Ab_{24}\ An_{24}$ až $Or_{80}\ Ab_{17}\ An_3$.

Plocha pertitu stanovená kvantimetom je 9 %, čo zodpovedá celkovému zloženiu $Or_{64-72}\ Ab_{25-32}$. Uzatvára drobné, pravdepodobne sekundárne muskovity, biotit, plagioklas, ale aj alotriomorfný kremeň.

Biotit. Je hypidiomorfný až idiomorfný, pomerne silne pleochroický od tmavozelenohnedej až po svetložltozelenohnedú farbu. Opticky nebol bádateľný rozdiel medzi voľnými biotitmi a biotitmi uzatvorenými v plagioklasoch. Rtg mikroanalyzátor však zistil značnú chemickú nejednotnosť.

a) Biotit uzavretý v plagioklase má zloženie:
   73 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. 27 % $KF_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ a celkovú sumu prepočítanú na Fe_2O_3 13,20 %.
b) Voľný biotit má zloženie: 68 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 32 % $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, index lomu $n\gamma$ 1,630, hustotu 2,92. Suma K_2O stanovená rtg mikroanalyzátorom je 9,60—9,90 %, suma Fe stanovená rtg mikroanalyzátorom a prepočítaná na Fe_2O_3 15,20—15,50 %.

5. Granit typu Hrončok

Spracovali sme originálnu vzorku od V. Zoubka z roku 1936. Lokalita: Kamenistá dolina, 16 km od lesnej železnice, juhovýchodne od Hrončoka v zárezе.

Stanovilo sa takéto modálne zloženie: kremeň 29 %, plagioklas 30 %, K-živec 30 %, biotit 7 %, $Q = 32$, $P = 34$, $A = 34$.

Chemická analýza je v autorskej charakteristike.

Plagioklasy. Sú idiomorfné až hypidiomorfné, s náznakmi korózie. Vystupujú izolovane, ale z väčšej časti ich uzatvárajú veľké K-živce. Sú stredne až silne premenené a merateľné. Drobné uzavreniny biotitu a muskovitu (muskovit, pravdepodobne sekundárneho pôvodu) sme bližšie neanalyzovali. Zonálnosť je nevýrazná, bežné je albitické polysyntetické dvojčatenie. Prítomnosť vysoko individualizovaného muskovitu naznačuje vysoký stupeň rekryštalizácie a zmenu pôvodnej primárnej bazicity plagioklasu. Rtg mikroanalyzátor zistil slabú zonálnu bazicitu v rozmedzí $Ab_{92}An_6Or_2$ až $Ab_{84}An_{11}Or_5$ s indexom lomu $n\beta = 1{,}534—1{,}537$.

Pozoruhodný je vysoký podiel ortoklasovej zložky v bázickejšej časti plagioklasov.

K-živce. Vo vzorke boli veľké alotriomorfné pertitické mikroklíny uzatvárajúce hlavne plagioklas, kremeň a biotit. Zloženie je Or_{90} Ab_{10}. Plocha pertitu stanovená kvantimentom je 20 %, čo zodpovedá celkovému zloženiu K-živcov Or_{72} Ab_{28}.

Pozoruhodné je, že mikroklíny sú prerážané, resp. pukliny v nich vyhojované kremeňovo-muskoviticko-mikroklínovými žilkami s prevahou kremeňa. Táto asociácia však má aj samostatné hniezda vzniknuvšie pravdepodobne zatlačením pôvodného K-živca. Plagioklasy vyskytujúce sa v ich blízkom okolí sú najintenzívnejšie premenené, až úplne rozložené. Drobné slabo pertitické až nepertitické mikroklíny vystupujúce v tejto asociácii sme bližšie neanalyzovali.

Biotit. Je hypidiomorfný, s prejavmi čiastočného usmernenia tlakových javov, zohýbaný, lámaný, stredne silne premenený so sagenitom. V oblasti mechanických deformácií, vyhojovaných minerálnou asociáciou kremeň—muskovit—mikroklín, je v mnohých prípadoch maximálne rozložený na zmes presnejšie neidentifikovaných minerálov.

a) Voľný biotit s príznakmi slabej premeny má zloženie:
52—54 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 48—52 % $(KFe_3O_{10})(OH)_2$. Index lomu $n\gamma$ je 1,652—1,660, hustota 3,00—3,05. Suma K_2O je 9,90—10,50 %, suma Fe prepočítaná na Fe_2O_3 23,40—25,10 %.

b) Biotit uzavretý ako lišta v muskovite analyzovaný rtg mikroanalyzátorom obsahoval 20,80 % Fe prepočítané na Fe_2O_3.

6. Gemeridný granit z Hnilca

Vzorka je zo štruktúrneho vrtu GÚDŠ HG-1 pri Hnilci z hĺbky 300 m pod označením ZK-33 a z hĺbky 900 m pod označením ZK-34. Za možnosť odobrať tieto vzorky z vrtu ďakujeme vedeniu GÚDŠ a J. Gubačovi.

Hlavné horninotvorné minerály majú takéto modálne zastúpenie:

ZK-33: kremeň 40—42 %, plagioklas 15 %, K-živec 34—32 %, biotit 2—3 %, $Q = 46$, $P = 17$, $A = 37$.

ZK-34: kremeň 33 %, plagioklas 28 %, K-živec 26 %, biotit 8 %, $Q = 37$, $P = 32$, $A = 30$.

Chemická analýza: SiO_2 75,04; TiO_2 0,30; Al_2O_3 12,77; Fe_2O_3 0,58; FeO 1,53;

MnO 0,58; MgO 0,23; CaO 0,78; Na_2O 3,68; K_2O 4,46; H_2O^- 0,04; H_2O^+ 0,67; P_2O_5 0,16; Suma 100,33.
Index lomu skla tavenej vzorky je 1,486 (ZK-33) a 1,494 (ZK-34), hustota 2,35 (ZK-33).

Plagioklasy. V hĺbke 300 m boli:

a) Drobnozrnné až strednozrnné alotriomorfné až hypidiomorfné, číre, albiticky zdvojčatené plagioklasy zloženia Ab_{92-94} An_{4-6} Or_2, index lomu $n\beta$ je 1,534, stupeň usporiadania Oi 80.

Vystupujú v asociácii s jemnozrnným kremeňom a muskovitom, tvoria nepravidelné hniezda a zhluky, ale aj žilky pretínajúce veľké (10 až 17 mm), pravdepodobne metasomatické mikroklínové pertity s rozmanitými uzavreninami.

b) Pravdepodobne primárne magmatické, morfologicky neucelené plagioklasy, úplne rozložené, nemerateľné relikty pôvodných plagioklasov.

c) Šachovnicové albity metasomatického pôvodu s rozličným stupňom intenzity albitizácie pôvodného K-živca zloženia Ab_{92-94} An_{6-4} Or_2 so zachovanými reliktmi pôvodného draselného živca.

V hĺbke 900 m sa našli:

a) Drobnozrnný nepremenený až slabo premenený alotriomorfný až hypidiomorfný albiticky a periklinovo zdvojčatený plagioklas zloženia Ab_{90} An_{5-6} Or_{4-5}. Index lomu $n\beta$ je 1,534, stupeň usporiadania Oi 65.

b) Primárne idiomorfné až hypidiomorfné plagioklasy, viac-menej úplne premenené, ale merateľné nezdvojčatené zloženia An_{14} až An_{16}. Index lomu $n\beta$ je 1,539.

V niektorých prípadoch obsahujú uzavreniny biotitu a dobre individualizovaný sekundárny muskovit.

Vystupuje v zhodnej asociácii ako v hĺbke 300 m.

c) Šachovnicové metasomatické albity s nerovnakým stupňom intenzity Na-metasomatózy rovnakého zloženia, ako majú drobnozrnné albity.

K-živce. V hĺbke 300 a 900 m bol veľký (10—17 mm), pravdepodobne metasomatický alotriomorfný až hypidiomorfný, pertitický maximálny mikroklín zloženia
Or_{90} Ab_9 An_1 až Or_{92} Ab_7 An_1, s indexom lomu $n\beta$ 1,527, s odmiešanou fázou Ab_{95} An_4 Or_1.

Uzatvára spravidla plagioklas „a", biotit a kremeň. Navyše ho pretínajú žilky plagioklasu „b", muskovitu a jemnozrnného kremeňa. Kvantitatívne zastúpenie odmiešanej fázy a sekundárneho pertitu je nerovnomerné a kolíše od 20 do 50 %. V hĺbke 900 m pristupuje drobný, bližšie neanalyzovaný K-živec.

Biotit. Biotity vystupujúce vo vzorke z hĺbky 300 m sme bližšie neanalyzovali. Sú idiomorfné až hypidiomorfné, pleochroické od tmavohnedej až nepriezračnej po svetloslamovožltú farbu s veľmi slabým odtieňom do zelena. Biotity v hĺbke 600 m sú tmavozelené až svetlozelené so slabým hnedým odtieňom. V hĺbke 900 m opäť vystupujú tmavohnedé až svetlohnedé biotity, ale s výraznejším zeleným odtieňom ako v hĺbke 300 m.

Jeho zloženie je 52 % $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$: 48 % $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$,

index lomu $n\gamma$ 1,652, hustota 3,00, suma K_2O 9,60—9,70 %, suma Fe prepočítaná na Fe_2O_3 : 23,5—23,7 %.

Obsahujú množstvo bližšie neanalyzovaných uzavrenín, najmä apatitu a zirkónu. Sagenit je bežný. Premena je nestabilná a kolíše v značnej šírke.

Pôvodná autorská charakteristika

V záujme čo najpresnejšej charakteristiky a ucelenosti predloženej práce o základných petrografických typoch granitoidných hornín Západných Karpát podávame stručnú originálnu autorskú charakteristiku bádaných typov.

1. Ďumbiersky typ (J. Koutek 1931). Strednozrnný štvorzložkový granodiorit s prevládajúcim idiomorfným oligoklasom bazicity An_{27} a menej zastúpeným ortoklasom a kremeňom. Biotit je vedľajší, s hnedými pleochroickými farbami, čiastočne chloritizovaný. Ako akcesórie vystupujú: apatit, magnetit, zirkón. Výsledky chemickej analýzy granodioritu z vrcholu Ďumbiera (F. Veselý): SiO_2 67,71; TiO_2 0,49; Al_2O_3 15,14; Fe_2O_3 0,03; FeO 4,42; MnO 0,09; CaO 2,77; MgO 2,00; K_2O 2,95; Na_2O 3,37; H_2O^+ 0,63; H_2O^- 0,10; P_2O_5 0,46; S 0,04; suma 100,20 %.
2. Prašivský typ (J. Koutek 1931). Granit je strednozrnný až hrubozrnný, s týmito podstatnými zložkami: kremeň, plagioklas (oligoklas bielej farby s obsahom An_{16-20}), ružový ortoklas a mikroklín v rovnováhe alebo v prevahe nad plagioklasom, biotit zväčša premenený na chlorit. Ako akcesórie sú lokálne prítomné: muskovit, apatit, zirkón, magnetit, hematit, rutil a pyrit. Výsledky chemickej analýzy vzorky granitu z Križianky (F. Veselý): SiO_2 68,53; Fe_2O_3 1,12; FeO 1,68; MnO 0,06; CaO 1,94; MgO 0,97; K_2O 4,42; Na_2O 3,60; H_2O^+ 0,55; H_2O^- 0,20; P_2O_5 0,31; S 0,03; Cl 0,04; suma 99,98 %.
3. Sihliansky kremitý diorit až granodiorit (V. Zoubek 1936). Všesmerne zrnitá hornina má tieto hlavné zložky: kremeň, plagioklas (bázický oligoklas až oligoklas — andezín An_{27-31}), biotit čiastočne chloritizovaný a epidotizovaný. Akcesóriami sú: muskovit, apatit, magnetit, titanit, zirkón. Výsledky chemickej analýzy vzorky (F. Veselý): Sio_2 63,65; TiO_2 0,74; Al_2O_3 16,97; Fe_2O_3 2,55; FeO 2,09; MnO 0,06; MgO 1,81; CaO 3,90; K_2O 2,50; Na_2O 4,24; H_2O^+ 1,12; H_2O^- 0,04; P_2O_5 0,31; suma 99,98 %.
4. Tríbečský kremeňový diorit až granodiorit (E. Krist 1960). Hrubozrnná masívna hornina tohto zloženia: alotriomorfný undulózny kremeň, hypidiomorfný sericitizovaný plagioklas (oligokls An_{21-29}), čiastočne chloritizovaný a epidotizovaný biotit s podielom sagenitu. V akcesorickom množstve sú zastúpené: ortoklas, amfibol, z akcesórií titanit, apatit, zirkón, rutil, magnetit a titanomagnetit. Chemická analýza vzorky z lokality 750 m východne od kóty Krásny vrch (570 m; A. Vnuková): SiO_2 61,78; TiO_2 0,57; Al_2O_3 16,17; Fe_2O_3 1,55; FeO 5,02; MnO 0,04; MgO 2,33; CaO 3,52; K_2O 2,13; Na_2O 4,45; H_2O^+ 1,28; H_2O^- 0,17; P_2O_5 0,39; suma 99,90 %.
5. Granit typu Hrončok (V. Zoubek 1936, veporský typ s. l., 1964). Dynamometamorfne usmernená hornina s prevládajúcim mikroklínovým pertitom hrubého zrna, premeneným plagioklasom, mozaikovým kremeňom a vedľajším biotitom, s odmiešaným sagenitom a muskovitom. Z akcesórií je zastúpený najmä apatit a zirkón. Výsledky chemickej analýzy (F. Veselý): SiO_2 72,39; TiO_2 0,18; Al_2O_3 14,25; Fe_2O_3 0,04; FeO 2,28; MnO 0,04; MgO 0,46;

CaO 1,44; K_2O 4,70, Na_2O 3,36; H_2O^+ 0,71; H_2O^- 0,03; P_2O_5 0,13, suma 100,01 %.

6. Veporský typ granitu (V. Zoubek 1950, 1964). Svetlý, na biotit chudobný granit. Často porfyrovitý, niekedy až s mäsovočervenými výrastlicami. Často je šmuhovitý, diferenciačného alebo asimilačného pôvodu šmúh. Vzácne sú vyvinuté aj bázickejšie diferenciáty. Vcelku robí dojem okrajovej fácie alebo okrajovej intrúzie rozsiahleho plutónu centrálnych Karpát.
7. Gemeridný granit (J. Kamenický — L. Kamenický 1955). Masívna, strednozrnná až hrubozrnná hornina a častou tendenciou k porfyrovitému vývoju. Zloženie: kremeň (25—34 %), draselný živec (33—45 %), oligoklas—albit (18—25 %), biotit (2—5 %), muskovit (0,5—5 %). Akcesóriami sú: turmalín, apatit, zirkón, rutil, magnetit. Okrem hlavného typu sú zastúpené granitporfýry, leukokratné muskovitické a muskoviticko-turmalínické granity až greiseny. Výsledky chemickej analýzy základného typu z lokality Petrova dolina severne od Poproča, kameňolom (J. Jarkovský): SiO_2 73,58; TiO_2 0,30; Al_2O_3 13,06; Fe_2O_3 2,18; FeO 0,84; MnO 1,46; CaO 1,70; K_2O 3,58; Na_2O 2,30; H_2O^+ 0,10; H_2O^- 0,76; P_2O_5 0,16; suma 100,07 %.

Rozbor výsledkov

Podali sme bližšie mineralogicko-petrografické charakteristiky vzoriek granitoidov, ktoré uvádza staršia literatúra a ktoré sa všeobecne uplatnili. Z modálneho zloženia uvedeného prašivského typu granodioritu z lokality Nízke Tatry, Sopotnica, zárez lesnej cesty vidieť, že nezodpovedá plne opisu od J. Koutka (1931), ktorý ho charakterizoval rovnováhou až prevahou K-živcov. Na druhej strane vzájomné vzťahy prašivského a ďumbierskeho typu definovali rozliční autori rozlične. J. Koutek (1931) nezistil priame kontakty ďumbierskeho a prašivského typu a priklonil sa k náhľadu, že vznikli diferenciáciou in situ. V iných pohoriach, napr. vo Vysokých Tatrách, sa podobné typy granitoidov označovali za autometamorfné (A. Michalík 1951, G. Gorek 1954, 1956, 1959) a predpokladalo sa, že vznikli autometamorfózou vysokotatranského typu granodioritu až kremeňového dioritu. Naproti tomu M. Ivanov a L. Kamenický (1957) predpokladajú, že v Malej Fatre ide o metasomatické premeny hybridného granodioritu pod vplyvom samostatnej intrúzie magurského typu, ktorý je sám lokálne autometamorfovaný. V. Zoubek a D. Kubíny (1956) a D. Kubíny (1958) prašivský granit označili za samostatnú intrúziu. Rovnaký náhľad vyjadril A. Skupiński (1975), ktorý predpokladá, že ide o metasomatické pôsobenie tzv. pegmatoidových granitov na plagioklasovo-biotitické tonality vzniknuvšie pri metamorfóze zo sedimentov. Z prístupných geochronologických údajov nemožno vzájomný vzťah jednotlivých typov granitoidov vyčerpávajúco definovať, pretože údaje o jednotlivých mineráloch, resp. horninách sa navzájom prekrývajú a nie sú ekvivalentné. Poznatky z terénu, napr. prenikanie ružových pegmatitov a aplitov cez biele, prenikanie imbibičných zón s ružovými K-živcami priečne cez imbibičné zóny s bielymi porfyroblastmi plagioklasov, existencia magmatických typov muskovitických až dvojsľudových granitov s ružovými draselnými živcami a podobne, svedčia o tom, že za istých okolností mohla nastať samostatná intrúzia prašivského granitu. Potom však existujú aj autometamorfované variety ďumbierskeho granodioritu alebo analogických ďalších typov, ktoré sa pre

prítomnosť ružových K-živcov niekedy zaraďujú do prašivského typu. Najextremnejší, aj keď nemožno tvrdiť, že neoriginálny, je náhľad A. Skupińského. Ide o to, že za rozličných podmienok vzniku a obnaženia sa istý fenomén prejavuje intenzívnejšie ako druhý.

Z predchádzajúceho štúdia vyplýva samostatné typové postavenie tríbečského kremeňového dioritu (podľa novej klasifikácie tonalitu). Jeho osobitné vlastnosti dovoľujú pokladať ho za samostatný, dobre odlíšiteľný typ variských granitoidov, tak ako ho opísal E. Krist (1960).

Aj keď mnohé črty veporského a sihlianskeho typu granitoidov veporíd javia podobnosť s prašivským a tríbečským typom tatríd, je nateraz vhodnejšie posudzovať ich samostatne, pretože majú niektoré odlišné črty a geochronologické stanovenie veku sihlianskeho kremeňového dioritu (podľa novej klasifikácie tonalitu) metódou U—Pb dalo hodnotu 380 mil. rokov (B. Cambel et al. 1977). Pokiaľ interpretácia tohto údaju nebude jednoznačne hovoriť o variskom veku, samostatnosť týchto typov je naďalej opodstatnená.

Nemožno popierať ani samostatnosť gemeridného granitu (J. Kamenický — L. Kamenický 1955), a to tak pre jeho látkové zloženie, intenzitu autometamorfózy a metalonosnosť, ako aj geochronologický vek, kolíšuci v rozmedzí od 141 do 70 mil. rokov, ktorý je alpínsky.

Okrem uvedených typov je nevyhnutné spomenúť dva výrazné typy, a to granit typu Kralička a apliticko-pegmatitické granity Suchého, Malej Magury a Braniska, ktoré svojimi osobitými vlastnosťami vhodne dopĺňajú škálu granitoidov centrálnych Západných Karpát.

Samostatné postavenie granitu typu Kralička je zdôvodnené nielen látkovým zložením, ale aj geochronologicky stanoveným vekom, ak berieme do úvahy, že vekový údaj monazitu spadá na izochrónu 595 mil. rokov (B. Cambel et al. 1977, s. 253). Granit podrobnejšie charakterizoval V. Zoubek (1950, 1951, 1964). Vystupuje v Nízkych Tatrách v synkinematických migmatitoch typu *D — E* a vyznačuje sa daktylickými synplektitmi muskovitu a kremeňa v prítomnosti sillimanitových ihličiek, čo podľa autora azda svedčí o anatektickom pôvode žuly ako autochtónneho až subautochtónneho magmatického intruzívneho granitu. Zo živcov prevláda oligoklas až oligoklas — andezín nad K-živcom.

Existenciu samostatného typu apliticko-pegmatitických granitoidov (M. Ivanov 1957, A. Michalík 1951, G. Gorek 1954, L. Kamenický 1963) potvrdzuje ich osobitné látkové zloženie, a to, že lokálne samostatne intrudujú do plášťa. Aj geochronologicky sú podľa niektorých náznakov tieto granitoidy podstatne mladšie ako iné typy. Charakteristiku apliticko-pegmatitického granitu až granodioritu podal M. Ivanov (1957). Označil ho za intruzívny typ tvoriaci samostatnú, tretiu sukcesívnu intruzívnu fázu kryštalinika Suchého a Magury. Sú to biele horniny jemnozrnného až hrubozrnného charakteru tohto zloženia: živce (55—70 %) a kremeň. Albity prevládajú nad ortoklasmi a mikroklínmi (pozn. autorov — ak posudzujeme horninu vrátane pegmatoidných variet, potom draselné živce sú zrejme v rovnováhe až v prevahe nad plagioklasom). Akcesórie tvoria: muskovit, granát, podradne turmalín, biotit a oligoklas — andezín.

Záver

Nesústredili sme sa na otázky vzájomného vzťahu jednotlivých typov granitoidov (aj keď v odbornej literatúre sú protirečivé náhľady), ale usilovali sme sa uprednostniť látkové charakteristiky základných typov granitoidov, t. j. takých, ktoré tvoria aj samostatné geologické telesá a vznikali v istom časovom intervale. Z literatúry je známych ešte viac typov, ale časť z nich sa dá paralelizovať s uvedenými, príp. netvoria samostatné geologické telesá. Cieľom práce bolo rozšíriť údaje o zložení základných typov granitoidov, aby na ich detailnejšiu typizáciu bol primeraný porovnávací materiál. Je pravdepodobné, že sa pri podrobnejšom petrografickom bádaní ukáže potreba redefinovať zaužívané typy podľa nových poznatkov, ale je možné aj to, že presnejšie definície nebudú vyžadovať v každom prípade nové termíny.

Doručené 23. 2. 1978
Odporučil J. Kamenický

LITERATÚRA

Bordet, P. V. — Chauris, L. 1965: Triclinisme lié a une zone d'ecrasement dans les feldspaths, potassiques du granite de l'Aber-Ildut (Finister). Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr., 88, 3, p. 527—528.
Cambel, B. — Ščerbak, N. P. — Kamenický, L. — Bartnickij, E. N. — Veselský, J. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannych U—Th—Pb metoda. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 28, 2, s. 243—259.
Dudek, A. — Fediuk, F. — Palivcová, M. 1962: Petrografické tabulky. Praha, ČSAV. 303 s.
Fediuk, F. 1961: Fjodorova mikroskopická metoda. Praha, ČSAV. 185 s.
Fiorentini, M. P. 1969: Non equilibrium mixing in natural alkali feldspars. Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York), 21, No. 1, 1.
Gorek, G. 1956: Geologická stavba Západných Tatier. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 7, 1, s. 125—130.
Gorek, G. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 10, 1, s. 49—76.
Grabežev, A. I. — Julikov, A. 1969: Stepeň triklinnosti kalievogo polevogo špata kak odin iz kriteriev glubiny formirovanija endogennych rudnych mestorožděnij. Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 188, 1, s. 198.
Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii. Geol. práce, (Bratislava), Správy 49.
Ivanov, M. 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 47, s. 87—115.
Kamenický, J. Kamenický, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 41, s. 1—73.
Kamenický, L. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Vysoké Tatry. Bratislava, s. 23, 56.
Krist, E. 1960: Granitoidné horniny Tríbeča. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 4, s. 183—221.
Kubíny, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického nízkotatranského granitoidného masívu. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 14, s. 129—132.
Kunejev, S. S. 1971: O triklinnosti polevych špatov granitov. Sb. Kalmyc. Un. Geol. str. i polez. iskop., № 1, p. 91.
Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sbor. Stát. geol. úst., 9, s. 413—453.
Michalík, A. 1951: Brezna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej. Biul. Państw. Inst. geol., 61.

Panov, E. H. — Fedorov, L .G. 1966: Izučenije stepeni uporiadočenija kali-natrovych polevych špatov granitoidov s pomošču infrakrasnoj spektroskopii. Zap. Vsesojuz. mineral. Občš., 2. Serija (Leningrad), № 6, s. 739—743.
Skupiński, A. 1975: Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr zachodnich miedzy Orniakem i Rohaczami. Stud. geol. pol., 49, s. 7—105.
Slemmons, D. B. 1962: Observation on order-disorder relations of natural plagioklase. I. A Method of evaluating order-disorder. Norsk. geol. Tidsskr, 42, p. 533—554.
Tauson, L. V. — Cambel, B. — Kozlov, V. D. — Kamenický, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenije olovonosnych granitov vostočnogo Zabajkaľa, Krušnych gor (Češskij massiv) i Spišsko-gemerskogo rudogorija (Zapadnyje Karpaty). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 25, 1, s. 1—24.
Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst., 12, s. 207—227.
Zoubek, V. 1950: Zpráva o přehledném mapování na listu generální mapy Banská Bystrica. Věst. Stát. geol. úst., 25, s. 230—232.
Zoubek, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. Ústř. úst. geol., 26, s. 162—166.
Zoubek, V. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Banská Bystrica. Bratislava, s. 32—70.
Zoubek, V. — Kubíny, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. práce. Spr. (Bratislava), 9, s. 107—108.

Physical and optical characteristics of some main petrographic types of granitoide rocks in the Western Carpathians

JURAJ MACEK — LADISLAV KAMENICKÝ

Samples of granitoide rocks defined originally in older Carpathian geological literature were submitted to new mineralogical and petrographical investigation by the authors. These granitoide types became commonly used since their original description.

The new modal analysis of the Prašivá granodiorite at the Sopotnica locality (cut of forest road), Nízke Tatry Mts., revealed a deviation from the original J. Koutek's (1931) description. The described equilibrum to overweight of potash felspar has been recently not proved. On the other hand, mutual relations of the Prašivá and Ďumbier granodiorite were defined by different authors in various manner. Direct contacts of both granodiorite types were not found by J. Koutek (1931) who inclined to the opinion that both originated by in situ differentiation. In other mountain ranges, e. g. in the Vysoké Tatry Mts., similar granitoide samples were described as autometamorphic ones (A. Michalík 1951, G. Gorek 1954, 1956, 1959). It was supposed that these granitoids originated by autometamorphism of the Vysoké Tatry type granodiorite to quartz diorite. However, M. Ivanov — L. Kamenický (1957) suppose a metasomatic process leading to alterations of hybride granodiorite in the Malá Fatra Mts. caused by an independent intrusion of the Magura type (which itself is locally autometamorphosed). V. Zoubek — D. Kubíny (1956) and D. Kubíny (1958) assumed the Prašivá type to represent a single intrusion. A. Skupiński (1975) is of the opinion

supposing metasomatic influence of so called pegmatitoide granite on plagioclase-biotite tonalite the latter originated by metamorphism of sediments. Available geochronological data do not allow unambiguous definition of mutual relations between granitoids since data on single minerals or rock specimens mutually overlap and they are sometime ambiguous. Field evidence, e. g. penetration of pink potash felspar-bearing pegmatite through white one, penetration of imbition zones containing pink potash felspar through similar zones of white plagioclase porphyroblasts, the existence of magmatic types of muscovite to two-mica granite with pink potash felspar and others, prove that under certain conditions, an independent intrusion of the Prašivá granite may have occured. Yet, then also autometamorphic varieties of the Ďumbier granodiorite or of analogous other types should exist, which sometime have been enlisted among the Prašivá type due to the appearance of pink potash felspar. The most extreme but by no means uncorrect is the opinion of A. Skupiński (1975). Surely, under certain conditions of origin, or in some outcrops, a sole phenomenon may be represented as the most intense one.

An independent position of the Tribeč quartz diorite (tonalite according to the new classification) follows from the accomplished investigation as well. Its peculiar features allow to classify it as an independent and clearly distinguishable Variscan granitoide type in the Western Carpathians in accordance with E. Krist's (1960) description.

Although several features of the Vepor and Sihla granitoide types are similar to the Prašivá and Tribeč ones in the Tatrides, it is more suitable consider them as independent types up to present. These granitoids have some different features supported by geochronology of the Sihla quartz diorite (tonalite according to the new classification) which is 380 m. y. (U—Pb age determination; B. Cambel et al. 1977). Until the interpretation of this age determination will not unambiguausly prove the Variscan age, an independence of both types may be accepted.

Similarly, there are no doubts on the independence of the Gemeride granite (J. Kamenický — L. Kamenický 1957). It is due to its chemical composition, intensity of autometamorphism and ore-bearing quality but also due to its geochronological age between 141 and 70 m. y. appearing as an Alpine one.

Behind indicated types, further two pronounced granite types should be mentioned. Such types are the Králička granite and the aplitic to pegmatitic granite of Suchý and Malá Magura Mts. or that of the Branisko Mts., which by their peculiar characteristics complete the spectrum of granitoids in the Western Carpathians.

The idependent positions of the Králička granite type is supported besides composition also by its geochronology. Ascertained age, according to isochrone yielded by monazite is 505 m. y. (B. Cambel et al. 1977, p. 253). Detailed description of the granite is given by V. Zoubek (1950, 1951, 1964). The granite outcrops in the Nízke Tatry Mts. in a complex of synkinematic migmatite (*D — E* variety) and contains dactylitic symplektite of muscovite and quartz in presence of sillimanite needles testimonying on probable anatectic origin of the probably autochtonous to subautochtonous magmatic intrusive granite, according to the mentioned author. Oligoclase to oligoclase-andesine prevails over potash felspar in the rock.

The existence of an independent granitoide group of aplite to pegmatite composition (M. Ivanov 1957, A. Michalík 1951, G. Gorek 1954, L. Kamenický 1963) is proved besides peculiar composition by local distinct intrusions of such granite into its mantle rock. According to some symptoms, granitoids are also geochronologically considerably younger as the remaining ones. The description of an aplite to pegmatite type granite to granodiorite is given by M. Ivanov (1957). He described this granitoide from the Suchý and Malá Magura Mts. as an intrusive type forming the independent, third successive intrusion phase of the crystalline. These fine to coarse grained whitish rocks contain 55—70 p. c. of felspar and quartz. Albite prevails over orthoclase and microcline in the rock.

Mutual relations of granitoids have been omitted in the paper giving preference to the compositional characteristics of granitoids which form independent bodies. Some further granitoide types have been also described from the Western Carpathians. These do not form independent huge bodies or they may be parallelized with previous ones. It may be supposed that further investigation will necessitate redefinitions of so far used granitoide types.

Preložil I. Varga

RECENZIE

Z nových publikácií Geologického ústavu D. Štúra

Z geologických publikácií Geologického ústavu vyšli v rámci edície Západné Karpaty v prvom polroku 1978 tri nové čísla: séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza 4, séria geológia 2 a séria palentológia 2—3 (264 s., 111 tab.) a v edícii Geologické práce Správy 70.

V edícii Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza 4 (279 s., 12 tab., 95 obr.), vyšlo monotematické číslo, v ktorom sa J. Gubač zaoberá premenami okolorudných hornín ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

V práci autor analyzuje proces hydrotermálnej premeny, ktorý tvorí s procesom hydrotermálneho vývoja nerastných surovín genetický celok. Vychádza zo všestranného mineralogického a geochemického hodnotenia hydrotermálne premenených hornín, pričom paragenetické vzťahy charakterizuje na báze fyzikálno-chemických procesov. Osobitnú pozornosť si zasluhuje kapitola, v ktorej pri hodnotení nameraných hodnôt používa štatistické metódy. Pre ne vypracoval všeobecnejšie platné programy.

Práca je v slovenskom jazyku s anglickým a ruským resumé a má teoreticko-aplikačné zamerania.

V sérii Západné Karpaty, Geológia 3 (101 s., 20 tab.) sú štyri príspevky, z ktorých prvý (E. Planderová) je o mikrofloristických zónach v neogéne centrálnej paratetýdy, kým druhý (J. Nemčok) má všeobecnejší význam. Zaoberá sa deformáciami flyšových sedimentov a ich vzťahom k poruchovým systémom.

Pokračovanie na s. 158

Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 143—158, Bratislava

Interpretace leteckých snímků při studiu glaciálních jevů v horských oblastech

(10 obr. v textu)

ANTONÍN SVATOŠ*

Интерпретация аэросъёмок при изучении глациальных явлений в гористых районах

На основании трёх примеров автор доказывает, что интерпретацию аэросъёмок можно применить при изучении глациальных явлений в гористых районах. Для этого использовал аэросъёмки Высоких и Низких Татьер а также Скалнатых гор.

Interpretation of aerial photographs as a tool for examination of glacial features in montaneous regions

On three examples, the author emphasizes possibilities of aerial photograph analysis as a tool for examination of glacial features in montaneous regions. Possibilities of interpretation are explained on aerial photographs taken from High Tatra Mts., Low Tatra Mts. and from the Rocky Mountains.

Úvod

Geologická interpretace leteckých snímků přináší nejvíce použitelných poznatků především v územích bez vegetace nebo jen s minimálním vegetačním krytem. Tomuto požadavku vyhovují oblasti aridního, popř. semiaridního klimatu, dále oblasti subpolární a horské masívy vystupující nad pásmo lesů. V takových územích jsou horniny předkvartérního podkladu obvykle jen málo zakryty zvětralinovými plášti, což usnadňuje určení horninových typů a lokalizaci geologických rozhraní. Čtvrtohorní uloženiny v uvedených oblastech obvykle tvoří typické terénní tvary, jako např. přesypy, suťové kužele, morény apod., které nejsou zastírány rostlinstvem ani rozrušovány obdělávání půdy. Morfologická analýza, která je hlavním nástrojem geologické interpretace leteckých snímků, potom umožňuje určit druh i původ těchto sedimentů. Proto lze i v naší republice úspěšně využít leteckých fotografií při průzkumu glaciálních jevů v horských oblastech zaledněných v pleistocénu. Je to jeden z mála příkladů účelního uplatnění geologické interpretace leteckých snímků

* †Ing. Antonín Svatoš, CSc., Stavební geológie, n. p., 113 09 Praha 1, Gorkého 7.

u nás, kde tato jinak efektivní nepřímá průzkumná metoda nemá příhodné podmínky pro širší aplikaci.

Hlavní zásady využití leteckých fotografií při studiu glaciálních jevů lze najít ve všech učebnicích snímkové interpretace v geologii. Sem patří např. práce Leudera (1959), Raye (1960), W. C. Millera a C. F. Millera (1961), Petruseviče (1962) nebo Schneidera (1974). V těchto učebnicích jsou také jako názorné ilustrace uvedeny i letecké fotografie zachycující současně nebo v minulosti zaledněná pohoří. Dále existuje celá řada studií, v nichž autoři popisují konkrétní výsledky snímkové analýzy při zkoumání glaciálních jevů v různých pohořích světa. Tak již v létech 1930—1940 bylo použito leteckých fotografií pro topografické a geologické mapování ledovců na Aljašce, jak se o tom zmiňuje Washburn (1941). Hagen(1952) publikoval obsáhlejší práci o geologické interpretaci letckých snímků, v níž uvedl všeobecně platné zásady této průzkumné metody a jako příkladu použil výsledků snímkové analýzy z pohoří Säntis ve Švýcarsku, které bylo v minulosti zaledněno. Na leteckých fotografiích této oblasti mohl velmi dobře sledovat průběh morén a objevil i některé nové morénové valy, které nebyly zjištěny při běžném pozemním mapování. V polských Tatrách sloužily letecké i pozemní snímky při mapování čtvrtohorních uloženin v dolině Pěti stavů polských, jak to popsal Hakenberg (1959). Pracoval přitom s fotografiemi v měř. 1 : 20 000, na nichž byl mimo jiné dobře vidět i průběh morén. Upozornil i na to, že plochy ležící v hlubokém stínu hřebenů nelze analyzovat, což je nevýhodou snímků z vysokohorských oblastí. Jak vyplývá ze zprávy Guzika (1961), byly letecké i pozemní fotografie podkladem pro sestavení geologické mapy polských Tater v měř. 1 : 10 000. Analýzou leteckých snímků v měř. 1 : 12 000 až 1 : 15 000 z vysokohorského území Vysokých Tater se zabýbal Holzer (1960). Při snímkové interpretaci se mu podařilo rozlišit pleistocenní morénové valy od recentních, dále skalní zřícení, sutové kužele a osypy i terasy z přemístěného morénového materiálu. Dibner (1962) zkoumal oblasti současného zalednění v Zemi Františka Josefa, přičemž analýzu leteckých fotografií doplnil i přímým pozorováním z letadla. V Kanadě, v oblasti Jukonu, použil ke glaciologickým studiím svislých i šikmých leteckých snímků Krinsley (1965). Velmi názornou stereoskopickou trojici leteckých fotografií s typickými glaciálními akumulačními i erozními formami z And v Volumbii uveřejnili Khobzi a Pichot (1970). Současně uvedli i výsledky snímkové interpretace z tohoto v minulosti zaledněného území. Khobzi (1970) sám publikoval obdobně zpracovanou stereotrojici leteckých snímků z jiné části And v Columbii, na nichž analyzoval glaciální jevy současného zalednění. Movia a Holvoet (1976) porovnávali fotografie z družice ERTS 1, pořízené ve dvou pásmech záření. Tyto snímky v měř. 1 : 000 000 zachycovaly část jižní Argentiny a byly na nich zobrazeny též glaciální sedimenty dobře rozlišitelné jen v pásmu 0,6—0,7 μm. Konecny (1964) se zabýval využitím leteckých snímků k topografickému mapování ledovců a sledování rychlosti jejich pohybu v západní Kanadě.

V oblastech vysokohorského zalednění se vyskytují také kamenné ledovce, které představují přechod mezi formami glaciálními a formami vytvořenými svahovými pohyby. Protože mají typické morfologické tvary, lze je velmi dobře sledovat na leteckých snímcích. To prokázali Wahrmaftig a Cox (1959) ve své klasické studii o kamenných ledovcích na Aljašce. Leteckých fotografií použil jako ilustrací k článku o kamenných ledovcích v Mount Mestas v Coloradu Johnson (1967).

U nás upozornil na možnost využití snímkové interpretace při studiu glaciálních jevů Svatoš (1959), který uveřejnil leteckou fotografii Velické doliny spolu s její interpretací. Nemčok a Pašek (1969) uvedli ve své studii o gravitačních deformacích horských svahů tři snímky ze z. části Vysokých Tater, na nichž jsou kromě zkoumaných procesů zachyceny též glaciální jevy. Zjišťováním gravitačního porušení horských svahů na leteckých fotografiích se zabýval Svatoš (1974). Při snímkové analýze věnoval pozornost i ledovcovým jevům. Týž autor (1975) poukázal také při

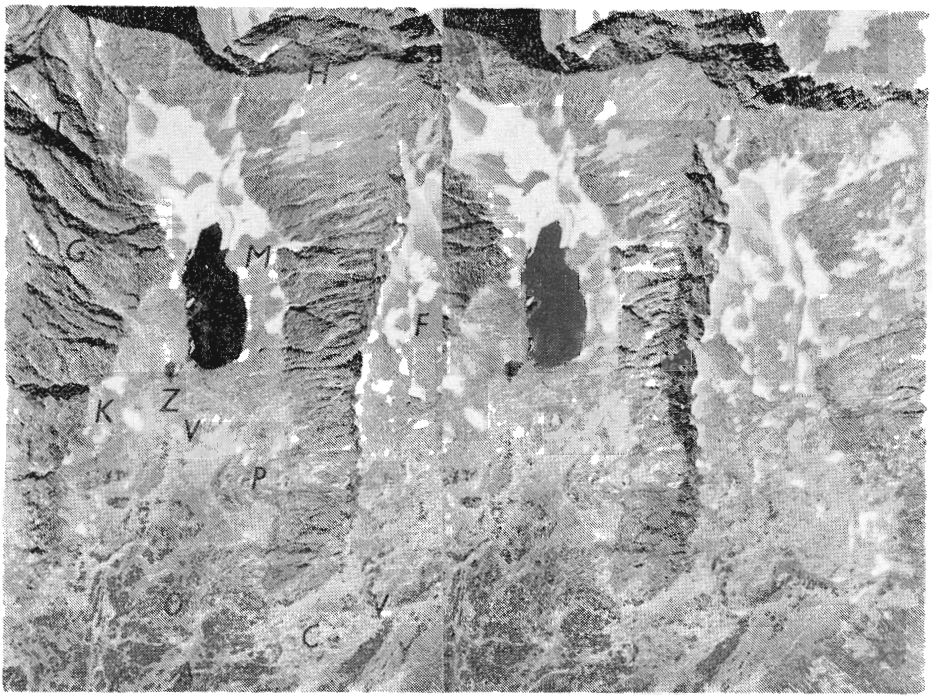
rozboru leteckých fotografií zobrazujících rozsáhlou deformaci horského hřebene Grešové na to, že snímkové analýzy lze využít i k studiu glaciálních forem. Mohr a Baliak (1974) předložili mapu fosilních kamenných ledovců ze s. svahu Ďumbieru, k jejímuž sestavení zřejmě použili leteckých fotografií. Nemčok a Mahr (1974) studovali s pomocí leteckých snímků fosilní kamenné ledovce ve Vysokých a Nízkých Tatrách. Ve své práci uveřejnili tři fotografie těchto forem povrchového ploužení a několik detailních map, v nichž byly kamenné ledovce zakresleny podle interpretace.

Z uvedeného přehledu je patrné, že se u nás dosud nikdo nezabýval přímo rozborem zásad interpretace leteckých snímků při studiu glaciálních jevů. Pokusil jsem se proto na několika příkladech vysvětlit principy snímkové analýzy, zaměřené na vyhledávání akumulačních i erozních ledovcových forem v horských oblastech.

Význam používaných termínů z oboru snímkové interpretace je vysvětlen v již dříve citovaných zahraničních učebnicích nebo česky např. v práci Svatoše (1974) či Dorniče (1975).

Vysoké Tatry v oblasti Važecké a Suché doliny

Na obr. 1 je stereoskopická dvojice leteckých fotografií v měř. 1 : 12 000 zachycující oblast Važecké (vlevo s plesem) a Suché doliny (vpravo) ve Vysokých Tatrách v. od Kriváně (2494 m n. m.). Obrázek 2 ukazuje výsledky geologické interpretace těchto snímků. Obě doliny byly v minulosti zaledněny, takže jde o vysokohorské území modelované převážně ledovcovou činností. I bez stereoskopu lze na fotografiích snadno rozlišit horské hřebeny a jejich svahy budované pevnými horninami předkvartérního podkladu *(G)* od čtvrtohorních uloženin vyplňujících dna obou dolin. Horské hřebety mají tmavší fotografický tón a jako další rozpoznávací znak je na nich vidět charakteristická kresba tvořená sítí erozních rýh. Textura jejich obrazu je až hrubá. Na dně dolin lze rozeznat suťové kužele *(K)* spojené často v souvislé osypy, které lemují úpatí svahů. Místy jsou vidět i morénové valy *(V)* jako např. při ústí Suché doliny. Jsou zdůrazněny obvykle porostem kleče. Také jezero (Zelené kriváňské pleso — J) je na snímku snadno rozeznatelné podle černého fotografického tónu. K podrobné interpretaci snímků je však třeba použít stereoskopu. V něm můžeme pozorovat prostorový optický model celého zkoumaného území a podrobit jej morfologické analýze. Protože tento prostorový model je značně převýšen, lze na něm dobře rozlišit jednotlivé erozní i akumulační terénní tvary. Jasně je patrný ledovcový původ obou dolin, které mají typický tvar trogu s podříznutými svahy. Hrany trogů i karů *(T)* lze ve stereoskopu dobře vymezit. Typ hornin, budujících horské hřbety a údolní svahy, nelze analýzou snímků přesně určit. Protože na obrazech rozsáhlých výchozů *(G)* není patrné žádné usměrnění ani střídání různých poloh hornin, lze soudit, že horský masív je budován nějakými hlubinnými vyvřelinami nebo silně metamorfovaným krystalinikem (ve skutečnosti jde o granodiority). Na horských svazích lze vymezit i úseky nedotčené ledovcovou erozí *(B)*. Mají poněkud světlejší fototón a jemně zrnitou texturu obrazu. V stereoskopu jsou dobře patrné i hřebenové linie *(H)*. Při stereoskopické analýze lze rozeznat val staré würmské morény *(W)*, napojující se na pravý svah Važecké doliny. Tento val má na rozdíl od mladších morén zaoblený tvar a větší rozměry. Na prostorovém modelu vystupují dále

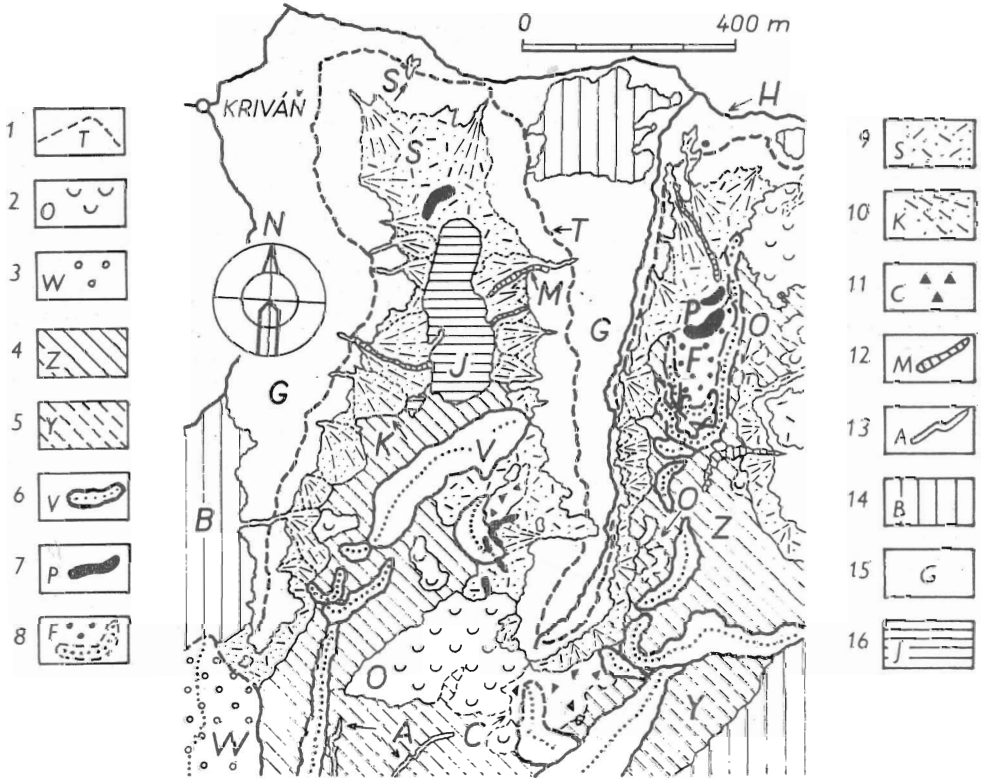


Obr. 1. Letecké snímky Važecké a Suché doliny ve Vysokých Tatrách — měř. ca 1 : 12 000. Foto Vojenský topografický ústav
Vysvětlivky (význam písem) viz obr. 2

Fig. 1. Aerial photographs of the Važecká dolina and Suchá dolina valleys in the High Tatra Mts. Approximative scale 1 : 12,000. Photo by Military topographic service. Explanations on the Fig. 2.

zřetelně morénové valy ústupových stadií zalednění *(V)*. Mívají obvykle poněkud tmavší fotografický tón a často jsou porostlé kleči. Někdy jsou také vidět bělavé erozní zátrhy v morénových uloženinách (např. pod Zeleným kriváňským plesem). Drobné valy firnových morén *(P)* se prozradí při stereoskopickém pozorování svým tvarem. Jako další poznávací znak může sloužit vzájemný vztah pozorovaných objektů, neboť tyto morény přiléhají k patám větších suťových kuželů. Uloženiny základních morén *(Z)* mají světlý fotografický tón, hrubě zrnitou texturu obrazu a nepravidelně zvlněný povrch. Částečně rozplavené základní morény *(Y)* v nižších částech doliny mají tmavší fotografický tón, poněkud jemnější texturu obrazu a jsou místy porostlé kleči. Při stereoskopickém pozorování lze vymezit na dně dolin výchozy hornin ohlazené ledovcem do oblíků *(O)*. Tyto plochy mívají tmavší fotografický tón a jemnější texturu než morénové sedimenty. Ve zvětšujícím stereoskopu je patrný i tvar oblíků. V závěru Suché doliny se vytvořil malý kamenný ledovec *(F)*, jehož jazykovitý tvar je vidět i na jednotlivém snímku. Stereoskopická analýza však odhalila i koncentrické valy prohnuté ve směru pohybu a ukázala morfologii celého jevu, který vypadá, jako by vznikl stékáním velmi viskózní kapaliny. Ze svahových sedimentů jsou ve stereoskopu dobře viditelné suťové

kužele (*K*), neboť mají typické tvary. Kromě toho se vyznačují světlým fotografickým tónem a jemně zrnitou texturou obrazu. Závěry karů obou dolin jsou zakryty souvislou vrstvou suti (*S*), která se vytvořila splynutím sutových kuželů. Na některých větších kuželech jsou patrné murové proudy (*M*), vyznačující se světlejším tónem. Naopak murový proud nateklý na základní morénu v Suché dolině má tmavší fotografický tón než okolní uloženiny. Na jeho původ lze soudit z toho, že vychází z nápadné erozní rýhy. U zakončení hřebene oddělujícího obě doliny lze vymezit skalní zřícení (*C*). Má velmi hrubou texturu obrazu, nepravidelně zvlněný povrch a při zvětšení ve stereoskopu jsou vidi-

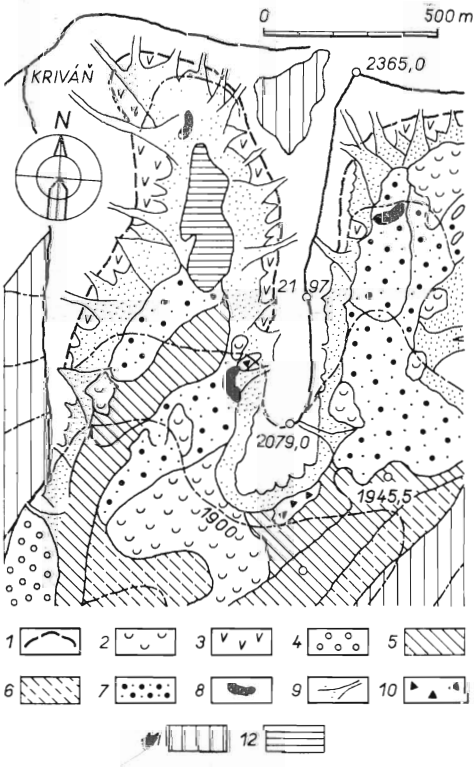


Obr. 2. Interpretace leteckých snímků Važecké a Suché doliny z obr. 1
1 — hrany karů a trogů, 2 — oblíky, 3 — moréna würmského zalednění, 4 — základní morény, 5 — základní morény částečně rozplavené, 6 — morénové valy, 7 — firnové morény, 8 — fosilní kamenný ledovec (s valy), 9 — kamenité suti, 10 — sutové kužele, 11 — skalní zřícení, 12 — sutové proudy (mury), 13 — údolní nivy, 14 — horské svahy nedotčené ledovcovou erozí, 15 — granodiority, 16 — vodní plochy

Fig. 2. Interpretation of aerial photographs of the Važecká dolina and Suchá dolina valleys in the High Tatra Mts. Explanations: 1 — cirque and trough stairway, 2 — ice-dressed rock, 3 — moraine of the Würm glaciation, 4 — subglacial moraine, 5 — partly floated subglacial moraine, 6 — moraine wall, 7 — firn moraine, 8 — fossil rock glacier and its wall, 9 — stone debris, 10 — talus fan, 11 — rock-fall, 12 — debris flow (mud tongue), 13 — alluvial plain, 14 — mountain slope undisturbed by glacial erosion, 15 — granodiorite, 16 — water surface

telné i jednotlivé bloky zřícených hornin. Při stereoskopické analýze byly vymezeny dvě úzké údolní nivy malých potoků (*A*), které na snímku mají velmi světlý fotografický tón. Na horním okraji fotografií je dobře vidět, že hřebeny vrhají na svahy velmi tmavý až černý stín, v němž nejsou patrny žádné podrobnosti. To je nevýhodou snímků z vysokohorských oblastí, neboť zastíněných ploch nemůže být využito k interpretaci. Hakenberg (1959) proto doporučoval pracovat s fotografiemi pořízenými za lehkého oparu, který zmírňuje intenzitu stínů.

Glaciální jevy ve Važecké a Studené dolině studovali Ksandr (1954) a nověji Zaťko (1961). Obě doliny jsou popsány i v práci Lukniše (1973). Na obr. 3 je výsek z mapy, kterou zpracoval Zaťko (1961). Zachycuje území zobrazené na leteckých fotografiích z obr. 1 a proti publikovanému originálu je zvětšen tak, aby jeho měřítko bylo podobné měřítku použitých snímků. Potom lze porovnat výsledky snímkové analýzy z obr. 2 s výsledky přímého terénního výzkumu. Toto porovnání ukazuje, že oběma metodami se dosáhlo prakticky stejných poznatků. Při interpretaci leteckých fotografií se podařilo přesněji vymezit některé morénové valy a podrobně zakreslit jednotlivé suťové kužele. Je ovšem třeba poznamenat, že Zaťko (1961) patrně použil jako topografického podkladu mapy 1 : 25 000, což mu pochopitelně nedovolovalo zakreslit detaily dobře patrné na snímcích mnohem většího měřítka. Na rozdíl od výsledků snímkové analýzy považoval Zaťko (1961) dobře zachované valy v závěru Suché doliny za morény ústupového stadia zalednění. Letecké fotografie však ukázaly, že ve skutečnosti jde o fosilní kamenný ledovec, který také ve své mapce zakreslili Němčok a Mahr (1974).

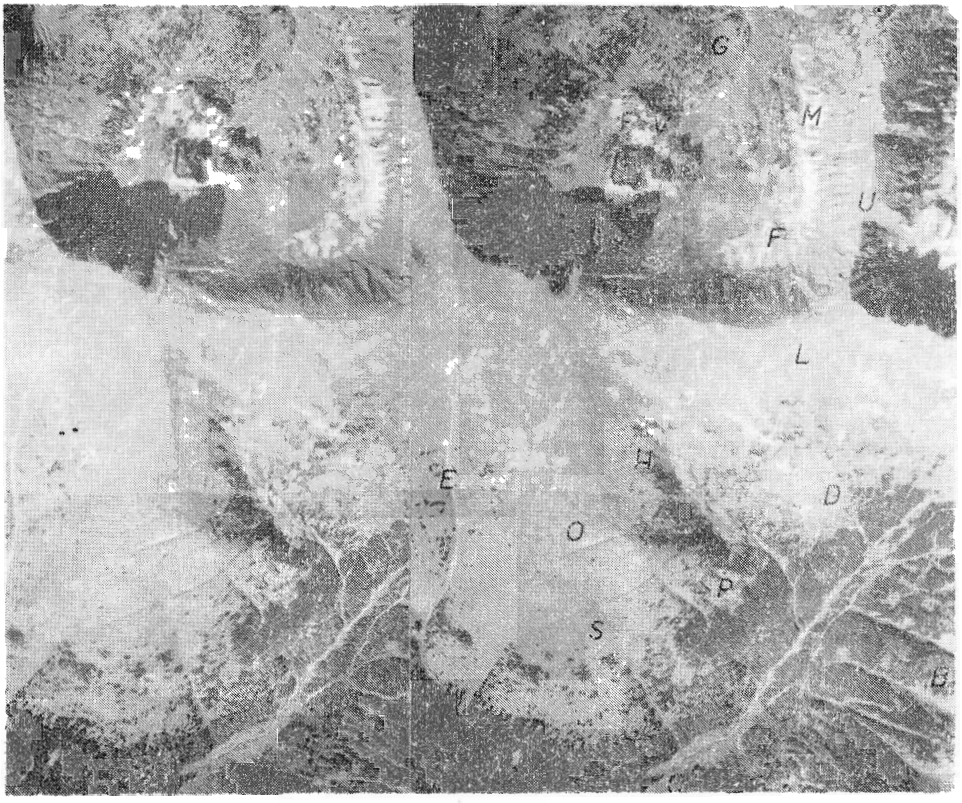


Obr. 3. Geomorfologická mapa Važecké a Suché doliny, zachycující území z obr. 1 a 2 (: zvětšený výřez z mapy Zaťka 1961 :) 1 — hrany kotlů a trogů, 2 — oblíky, 3 — firnovo-nivační obrusy, 4 — morény W_2, 5 — morény na dně trogů, mladší než W_2, 6 — rozplavené morény mladší než W_2, 7 — postglaciální karové morény, 8 — firnové morény, 9 — suťové kužele a skalní suť vcelku, 10 — skalní zřícení, 11 — „hôľny" reliéf, 12 — jezero

Fig. 3. Geomorphological map of the Važecká dolina and Suchá dolina valleys pictured in Fig. 1. and Fig. 2. (enlarged section of the J. Zaťko's 1961, map). Explanations: 1 — cirque and trough stairway, 2 — ice-dressed rock, 3 — firn-alluvial abbrasion, 4 — moraine W_2, 5 — moraine on trough bottom younger than W_2, 6 — flooded moraine younger than W_2, 7 — post-glacial cirque moraine, 8 — firn moraine, 9 — talus fan and debris, 10 — rock-fall, 11 — "smoothed" hilly alpine relief, 12 — lake

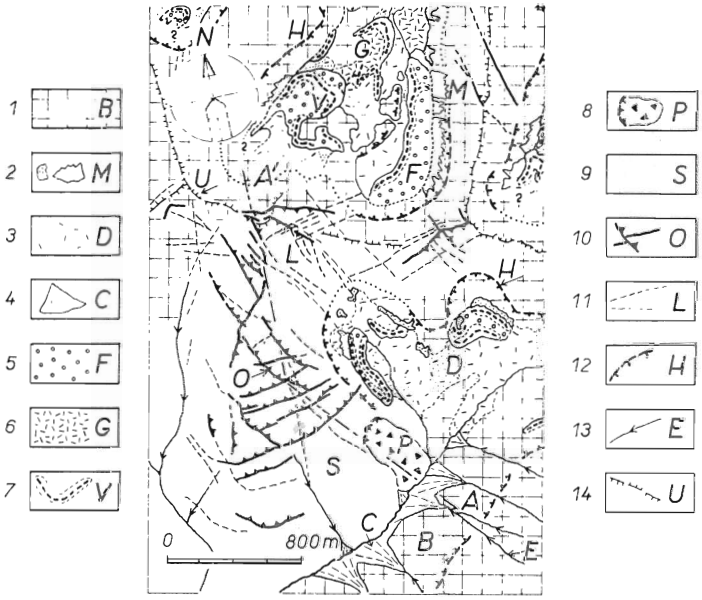
Stereoskopická dvojice leteckých snímků v měř. ca 1 : 23 000 z obr. 4 zachycuje část hřebene Nízkých Tater v oblasti Chabence (1963,0 m n. m.). Na obr. 5 jsou zakresleny výsledky geologické interpretace pravé z obou fotografií. Jde opět o pohoří, které bylo v pleistocénu zaledněno, ledovce však měly malý rozsah a vytvořily se především na s. svazích horského pásma. Proto také hřeben Nízkých Tater není rozrušen ledovcovou erozí a typické glaciální formy lze najít hlavně v s. dolinách.

Hořejší část snímku z obr. 4 zachycuje právě závěr jednoho takového ledovcového údolí (dolina Chabenec). Při prohlídce jednotlivé pravé fotografie lze vyznačit průběh hlavního hřebene i k S vybíhající boční rozsochu *(U)*. Hlavní hřeben a jeho j. svahy mají jednotný, poměrně světlý fotografický tón a jemnou texturu obrazu. Z toho lze soudit, že celý horský hřeben je budován ně-



Obr. 4. Letecké snímky hřebene Chabence v Nízkých Tatrách — měř. ca 1 : 23 000. Foto Vojenský topografický ústav
Vysvětlivky (význam písmen) viz obr. 5

Fig. 4. Aerial photographs of the Chabenec hill ridge in the Low Tatra Mts. Approximative scale 1 : 23,000. Photo by Military topographic service. Explanations in the Fig. 5



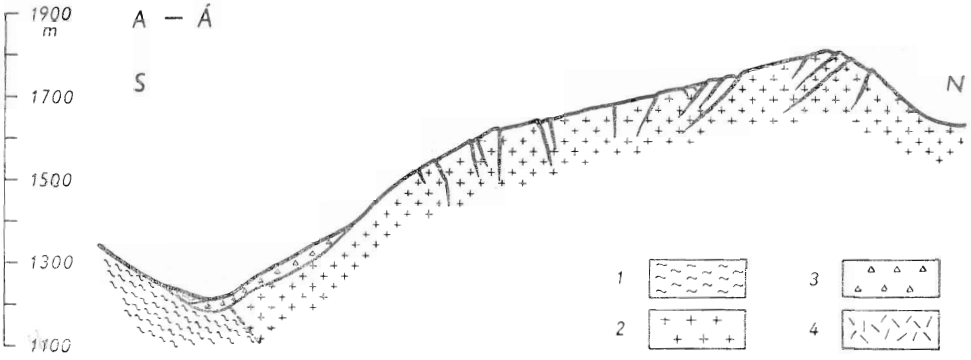
Obr. 5. Interpretace leteckých snímků z oblasti Chabence
1 — granodiority a křemenné diority (v pravém dolním rohu obr. též ortoruly), 2 — kamenná moře — sutové kužele, 3 — svahové suti, 4 — naplavené kužele, 5 — fosilní kamenné ledovce, 6 — morénové a fluvioglaciální uloženiny, 7 — morénové valy, popř. valy v kamenném ledovci, 8 — skalní zřícení, 9 — horninový masív porušený hlubokým svahovým pohybem, 10 — rýhy — trhliny, 11 — lineární stopy, 12 — hrany karů a trogů, 13 — erozní rýhy, 14 — hřebenové linie.
Pozn.: *A — A'* značí linii řezu z obr. 6

Fig. 5. Interpretation of aerial photograph of the Chabenec hill ridge in the Low Tatra Mts. Explanations: 1 — granodiorite and quartz diorite (in the lower right edge even ortogneiss), 2 — block-field and debris fan, 3 — slope debris, 4 — alluvial fan, 5 — fossil rock glacier, 6 — moraine and fluvioglacial deposit, 7 — moraine wall and starway of the rock glacier, 8 — rock-fall, 9 — mountain massif disturbed by deep slope-motion, 10 — striae and fissures, 11 — linear traces, 12 — cirque and trough stairway, 13 — erosion rill-mark, 14 — mountain ridge, *A — A'* — profile line of the Fig. 6

jakou hlubinnou vyvřelinou nebo nějakým silně metamorfovaným krystalinikem *(B)*. Sedimenty by se totiž prozradily střídáním měkčích a tvrdších poloh nebo změnami tónu obrazu. V západní polovině závěru doliny v horní čtvrtině snímku je vidět morénový val, zdůrazněný porostem kleče. Směrem k S od této morény lze i bez stereoskopu odhalit podle tvaru splaz malého fosilního kamenného ledovce *(F)*, zakončený valem *(V)*. Avšak teprve analýza prostorového optického modelu umožní odhalit všechny glaciální erozní i akumulační tvary. Především je patrné, že závěr doliny v horní třetině snímku se vlastně skládá ze dvou karů, přičemž východní je od západního oddělen skalním stupněm. Dobře lze určit hrany trogů i karů *(H)*, s výjimkou zastíněné části hřebene. (Na obr. 5 je předpokládaný průběh těchto linií ve stínu vytečkován). Těsně u horního okraje fotografií je patrný nízký val ústupové morény *(G)*. Stereo-

skopická analýza také potvrdila, že v závěru z. části doliny se vytvořil malý kamenný ledovec, již dříve zmíněný. Další fosilní kamenný ledovec lemuje úpatí v. karu doliny *(F)*. Má nepravidelně zvlněný povrch s několika valy a poněkud výraznější val na obvodu. Také je nápadný světlým fotografickým tónem a zčeřenou texturou obrazu. Nemá však typický tvar připomínající splaz vzniklý pohybem velmi husté kapaliny. Na prostorovém modelu jsou také dobře patrné suťové kužele a osypy pod v. svahem karu *(M)*. Mají velmi světlý fotografický tón a jemně zrnitou texturu obrazu.

Též na j. svahu horského hřbetu se vyskytují stopy bývalého zalednění, které však odhalí jen pozorování ve stereoskopu. Podle morfologie lze vymezit dva malé, nedokonale vyvinuté kary a vyznačit jejich hrany *(H)*. Na dnech těchto karů ukázala stereoskopická analýza snímku nepříliš zřetelné valy, které mohou patřit buď k zbytkům morén malých ledovců, nebo firnovým morénám, popř. nedokonale vyvinutým kamenným ledovcům. Zalesněná dolina (Lomnistá) v dolním pravém rohu snímků byla rovněž modelována ledovcovou erozí. Při stereoskopické analýze je to dobře vidět hlavně na jejím levém svahu, kde lze vymezit hranu trogu. Jinak jsou na jejím dně patrné naplavené kužele *(C)* pod vyústěním erozních rýh *(E)*.



Obr. 6. Řez jižním svahem Chabence, porušeným gravitační deformací (podle Nemčoka 1972)
1 — ortoruly, 2 — křemenné diority a granodiority, 3 — skalní zřícení, 4 — svahové suti

Fig. 6. Profile of the Chabenec hill southern slope disturbed by gravitational deformation (according to A. Nemčok 1972). Explanations: 1 — orthogneiss, 2 — quartz diorite and granodiorite, 3 — rock-fall, 4 — slope debris

Při interpretaci snímku nemohou uniknout pozornosti světlé lineární stopy *(L)*, které lze pozorovat hlavně na j. svahu hřebene. Mnohem nápadnější a také významnější jsou příkopovité deprese *(O)*, které mají tmavý fotografický tón. Hlavní z nich probíhají v dolní třetině snímku paralelně se svahem. Jde o typický příznak hlubokého gravitačního porušení celého hřebene Chabence *(S)*. Dolní, tj. do svahu zapadající stěny zmíněných příkopových rýh totiž představují výchozy smykových ploch, podle nichž se celý masív vějířovitě rozpadl, jak to názorně ukazuje obr. 6. Toto porušení, vzniklé hlubinnými plouživými pohyby popsal podrobně Nemčok (1972). Mahr a Baliak (1974) uveřejnili také geologickou mapu uvedené deformace. Svatoš (1974) vysvětlil na příkladu Chabence identifikační znaky, podle nichž lze při interpretaci leteckých fotografií rozeznat hluboké porušení svahů tohoto typu. Při

úpatí horských hřbetů postižených hlubinnými plouživými pohyby často vznikají v porušených horninách skalní zřícení. Na leteckém snímku z obr. 4 lze takové zřícení (*R*) odhalit při stereoskopické analýze asi uprostřed jeho dolní třetiny. Má poněkud světlejší fotografický tón a hrubou texturu obrazu. Na prostorovém modelu je vidět odlučnou stěnu a v zalesněné části tvoří zřícené horniny typickou haldu.

Uvedený příklad ukazuje, že ke studiu glaciálních jevů v horských územích lze s úspěchem použít také leteckých fotografií v měř. asi 1 : 23 000. I při tomto poměrně malém měřítku lze při interpretaci snímků odhalit všechny podstatné erozní i akumulační ledovcové formy, vyskytující se v zobrazené oblasti.

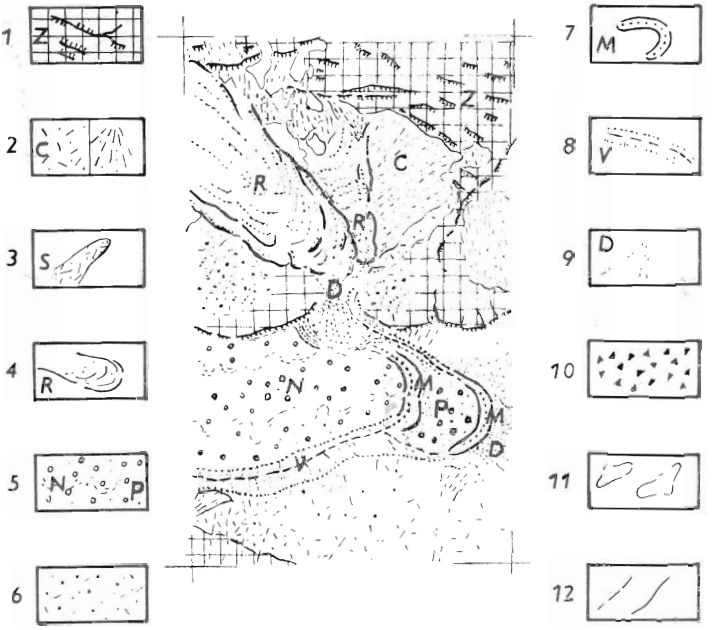
Skalnaté hory v Banffském národním parku

Obrázek 7 ukazuje výřez z leteckých fotografií v měř. ca 1 : 22 000, které zachycují část Skalnatých hor mezi Kaufmann Peaks (3096 m n. m.) a Mt. Chephren (3268 m n. m.) v Banffském národním parku (Alberta, Kanada). Jde o dosud zaledněné pohoří s reliéfem modelovaným ledovcovou erozí. Většina glaciálních forem je proto dobře rozpoznatelná, neboť není ještě rozrušena erozními pochody ani příliš zakryta svahovými sedimenty. Na obr. 8 jsou



Obr. 7. Letecké snímky Skalnatých hor v oblasti mezi Kaufmann Peaks a Mt. Chephren — měř. ca 1 : 22 000 (Foto Air Photo Division — Energy, Mines and Resources) Vysvětlivky (význam písmen) viz obr. 8

Fig. 7. Aerial photographs of the Rocky Mountains between Kaufmann Peaks and Mt. Chephren. Approximative scale 1 : 22,000 (Photographed by Air Photo Division — Energy, Mines and Resources Dpt.). Explanations on the Fig. 8



Obr. 8. Interpretace leteckých snímků Skalnatých hor z obr. 7
1 — předkvartérní horniny s vyznačenými hřebenovými liniemi a morfologicky výraznými stupni, 2 — svahové suti a kužele, 3 — kamenný proud, 4 — kamenný ledovec s vyznačenými valy, 5 — základní moréna s vyznačenými koryty podledovcových toků; splazová pánev, 6 — fluvioglaciální uloženiny, 7 — čelní morénové valy, 8 — boční morénové valy, 9 — výplavové kužele, 10 — bloky — kamenná moře na skalním podkladu, 11 — ohraničení firnových polí, 12 — erozní rýhy

Fig. 8. Interpretation of aerial photographs of Rocky Mountains on the Fig. 7. Explanations: 1 — pre-Quarternary rock with marked ridge lines and morphological steps, 2 — slope debris and talus fan, 3 — rock-stream, 4 — rock glacier and its wall, 5 — subglacial moraine, 6 — fluvioglacial sediment, 7 — terminal moraine wall, 8 — lateral moraine wall, 9 — outwash fan, 10 — block and stone field on rocky bottom, 11 — limit of firn basin, 12 — erosion striae

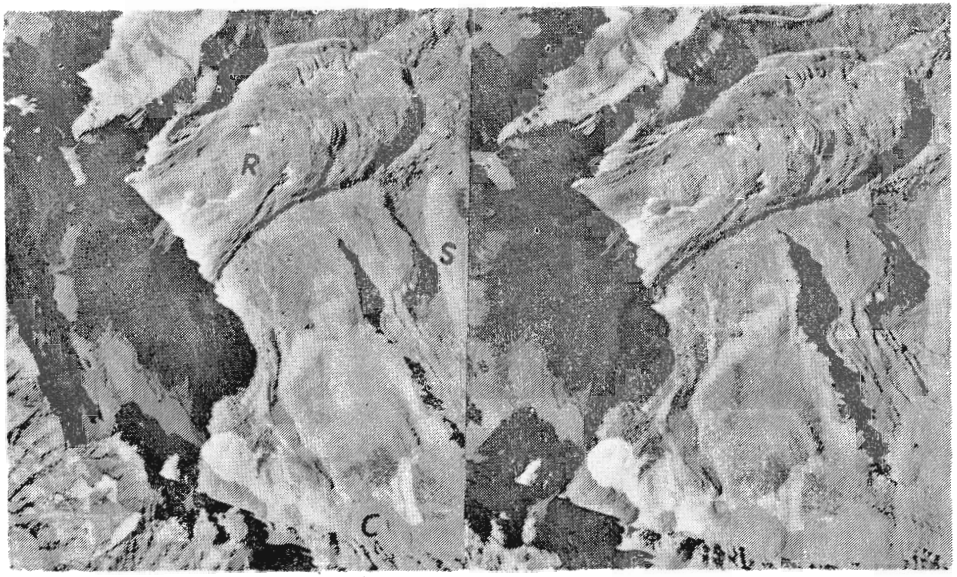
výsledky interpretace leteckých snímků z obr. 7. Tyto fotografie, stejně jako fotografie z obr. 9, interpretovala ve spolupráci se mnou M. Prosová. Současně pořídila i interpretační zákresy na obr. 8 a 10.

V dolní třetině snímku na obr. 7 je i bez stereoskopu podle tvaru rozeznatelný val pravé boční morény *(V)*, který přechází do zřetelné koncové morény *(M)*. V horní levé polovině snímku lze rovněž podle tvaru a podle textury obrazu rozeznat aktivní kamenný ledovec *(R)*. Analýza optického prostorového modelu dovolí odhalit další detaily. Především je patrné, že zmíněné morénové uloženiny vyplňují dno trogu. Morfologicky vystupuje velmi nápadně val pravé boční morény s ostrým hřebenem, minimálně porušeným erozí. Na tento val navazují dvě koncové morény *(M)*, představující oscilaci ustupujícího ledovcového splazu. Starší z obou koncových morén je sice nižší; avšak velmi typicky vyvinutá a napojuje se na val levé boční morény. Při zvětšení ve stereoskopu lze dobře pozorovat val druhé koncové morény *(M)* a spodní morénu *(N)*.

V předpolí koncové morény je patrný přechodový kužel ledovcového výplavu *(D)*. Prostorová analýza umožní také vymezit i levou boční morénu, která se přimyká těsně ke stěně trogu, a není proto bez stereoskopu rozlišitelná. Dále lze dobře pozorovat val druhé koncové morény *(M)* a spodní morénu *(M)*. V ní je vidět meandrující koryto, které patrně vytvořily vody tekoucí pod ledovcem. Morénové sedimenty mají světlý fotografický tón a zrnitou texturu obrazu. Podle čerstvých forem popsaných glaciálních akumulací lze soudit, že byly uloženy ve velmi mladém ústupovém stadiu ledovce.

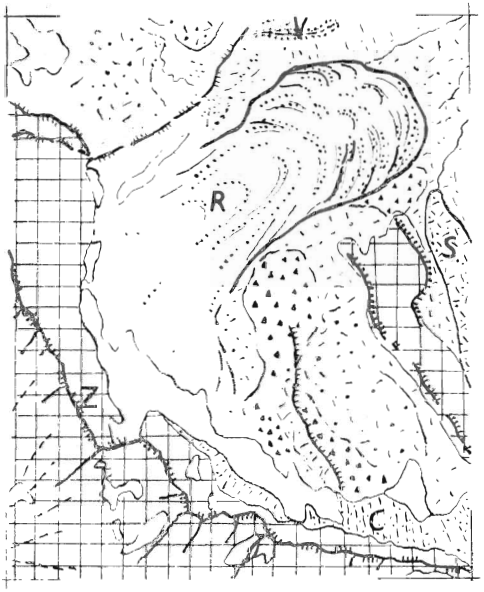
Při prostorovém pozorování lze dále velmi snadno vymezit kamenný ledovec *(R)*. Jde vlastně o dva splazy, které se spojují. Levý (podle polohy na snímku), větší, přitom odtlačuje pravý, menší *(R')*. Na původních snímcích, tj. mimo publikované výřezy, bylo patrné, že každý z obou ledovců vzniká v samostatném karu. Na prostorovém modelu je dobře vidět rozdíl mezi kamenným ledovcem a morénovými uloženinami. Povrch kamenného ledovce je zvlněný a jsou na něm četné drobné paralelní valy, prohnuté ve směru pohybu. Tyto valy, na rozdíl od čerstvých morénových valů, nemají ostré hřebeny. Splaz kamenného ledovce vyplňuje dno visutého glaciálního údolí, které se napojuje zleva na hlavní trog. Podle tvaru i podle světlého fotografického tónu lze rozeznat i kužele ledovcového výplavu *(D)*, které se vytvořily před čelem kamenného ledovce.

V pravém horním rohu snímku lze podle velmi hrubé textury obrazu a podle



Obr. 9 — Letecké snímky Skalnatých hor v oblasti mezi Kaufmann Peaks a Mt. Chephren — měř. ca 1 : 22 000 (Foto Air Photo Division — Energy, Mines and Resources)
Vysvětlivky (význam písmen) viz obr. 8

Fig. 9. Aerial photographs of the Rocky Mountains between Kaufmann Peaks and Mt. Chephren. Approximative scale 1 : 22,000 (Photographed by Air Photo Division — Energy, Mines and Resources Dpt.). Explanations on the Fig. 8



Obr. 10 — Interpretace leteckých snímků Skalnatých hor z obr. 9
Vysvětlivky (význam písmen) viz obr. 8
Fig. 10. Interpretation of aerial photographs of Rocky Mountains on the Fig. 9. Explanations on Fig. 8

morfologie svahu ohraničit výchozy hornin předkvartérního podkladu *(Z)*. Protože je na nich patrná kresba naznačující zvrstvení a je vidět i střídání poloh různé odolnosti vůči erozi, lze soudit, že tyto výchozy jsou tvořeny nějakými poměrně tvrdými sedimenty. Ve skutečnosti jde nejspíše o dolomity a vápence s vložkami břidlic středního a svrchního kambria (B a i r d (1967). Pod skalní stěnou vytvořenou těmito horninami se uložily velké osypy *(C)*, které mají světle šedý fotografický tón a jemně zrnitou texturu obrazu.

Obrázek 9 je opět výřezem z těchže snímků jako obr. 7. Na obr. 10 jsou zakresleny výsledky interpretace fotografií z obr. 9. Na levém snímku je i bez stereoskopu patrný kar, jehož podstatná část je zastíněna hřebenem. Z tohoto karu sestupuje velmi zřetelně vyvinutý aktivní kamenný ledovec *(R)*, dobře rozpoznatelný podle jazykovitého tvaru a zvlněné textury obrazu. Jeho morfologii je velmi dobře vidět na prostorovém modelu zobrazeného území. Splaz kamenného ledovce má v dolní části vypuklý povrch, shrnutý do záhybů a valů prohnutých směrem po svahu, tj. ve směru pohybu hmoty. Naopak v horní části je povrch ledovce vydutý, s valy lemujícími splaz. Popsaný kamenný ledovec se vytvořil v místech původního karového ledovce, který po sobě zanechal zbytek levé boční morény *(V)*.

Na snímcích lze dále rozlišit, podle stejných znaků jako na obr. 7, horský hřeben *(Z)*, tvořený sedimenty. Pod hřebenem, resp. pod karovou stěnou, se uložily osypy *(C)*. Z nich se vytvořil i malý kamenný proud *(S)*, patrný podle světlého fotografického tónu a podle tvaru.

Závěr

Rozbor tří příkladů z různých pohoří jasně ukazuje, že geologickou interpretaci leteckých fotografií lze s úspěchem uplatnit při studiu glaciálních jevů v horských oblastech jak se soudobým, tak i s pleistocenním zaledněním. Dokládá to i porovnání výsledků snímkové analýzy s výsledky terénního průzkumu u prvého případu. Z tohoto porovnání vyplývá, že se oběma metodami dospělo k totožným poznatkům. Studium glaciálních jevů na leteckých fotografiích se opírá především o morfologický rozbor zkoumaného území. Při

pozorování snímkových dvojic ve stereoskopu lze velmi dobře rozeznat podle tvaru všechny hlavní erozní i akumulační ledovcové formy, jak je to popsáno u jednotlivých vybraných příkladů. Také lze rozlišit fosilní i aktivní kamenné ledovce od morénových akumulací. Fotografický tón a textura obrazu mají pro identifikaci glaciálních jevů mnohem menší význam. Při studiu projevů zalednění je nejvýhodnější pracovat se snímky v měř. asi 1 : 12 000 až 1 : 23 000. Výhodou použití snímků je také velmi snadná orientace v terénu při kontrolních pochůzkách, které lze zaměřit na předem vybraná klíčová místa studovaného území. Tím lze dosáhnout i časových úspor v porovnání s klasickým terénním průzkumem. Nevýhodou práce s leteckými fotografiemi je to, že nemají ustálené měřítko, neboť na rozdíl od mapy jsou centrálním průmětem zobrazené oblasti. Proto je třeba při přenosu údajů ze snímku do topografických podkladů použít některého z vyhodnocovacích strojů.

Závěrem bych chtěl poděkovat RNDr. M. Prosové, CSc., za obstarání některé literatury, hlavně však za obětavou pomoc při interpretaci snímků ze Skalných hor a nakreslení příslušných obrázků, což jsem sám pro nemoc nemohl uskutečnit.

Doručené 20. 3. 1978
Odporučil M. Hrašna

LITERATÚRA

Baird, D. M. (1967): Banff national park. — Pap. Geol. Surv. Canada.
Dibner, V. D. (1962): Primenenije aerometodov v issledovanii vysokoširotnych rajonov sovremennogo oledenenija. — Izv. Vses. geogr. Obšč., 94, s. 61—65.
Dornič, J. (1975): Aerofotogeologie. Praha, Academia.
Guzik, K. (1961): Wykorzystanie zdjec lotniczych i naziemnych przy kartowaniu i opracowaniu mapy geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 10 000. Kwart. geol. (Warszawa), 5, 1, s. 182—195. Warszawa.
Hagen, T. (1952): Das westliche Säntisgebirge photogeologisch gesehen und bearbeitet. — Mitt. Geod. Inst. Eidg. techn. Hochsch. Univ. Zürich, 6.
Hakenberg, M. (1959): Wykorzystanie zdjeć lotniczych i naziemnych przy kartowaniu czwartorzędu w dolinie Pięciu stawów polskich w Tatrach. Przegl. geol., 2, s. 96—98.
Holzer, H. (1960): Geologische Luftbildinterpretation (Photogeologische Karte des Raumes Radhausberg — Hohe Tauern). Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergb. Hüttenwes. Montan. geol. (Berlin), 1, S. 329—331.
Johnson, R. B. (1967): Rock streams on Mount Mestas, Sangre de Cristo Mountains, Southern Colorado. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 575 D, D 217—D 220.
Khobzi, J. (1970): Morphologie glaciaire dans les Andes Colombiennes. Photo-interprétation (Paris), 9, 1, 1—7.
Khobzi, — Pichot, J. (1970): Modèle glaciare equatorial en structure plissées. — Photointerprétation (Paris), 9, 2, 1—7.
Koneczny, G. (1964): Glacial Surveys in Western Canada. Photogram. Eng. Washington), 30, 1, p. 64—82.
Krinsley, D. B. (1965): Pleistocene geology of the South-west Yukon Territory, Canada. — J. Glaciol., 5, 40, 385—397. Cambridge.
Ksandr, J. (1954): Geomorfologická studie dolin jižního svahu V. Tater. Rozpr. Čs. Akad. Věd, R. 64, Ř. mat. přír. Věd, 5, Praha.
Lueder, D. R. (1959): Aerial photografic interpretation (Principles and application). Mc Graw-Hill. New York.

Lukniš, M. (1973) Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Bratislava, Vyd. Slov. akad. vied.
Mahr, T. — Baliak, F. (1974): Regional investigation of slope deformations in the high mountain area of the West Carpathians.Proc. 10th Congr. Carpathian — Balkan Geol. Assoc., sect. V, Bratislava, p. 169—178.
Miller, W. C. — Miller, C. F.: Photogeology. New York, Mc Graw Hill.
Movia, C. P. — Holvoet, M. M. (1976): Study of a region of Patagonia (Argentine) by comparing ERTS 1 satellite channels 5 and 7. Photointerprétation (Paris), 15, 3, p. 53—60.
Nemčok, A. (1972): Gravitačné svahové deformácie ve vysokých pohoriach slovenských Karpát. Sbor. geol. věd, Ř. HIG, 10, s. 7—38.
Nemčok, A. — Mahr, T. (1974): Kamenné ľadovce v Tatrách. Geogr. čas. Slov. akad. vied, 26, 4, s. 359—374.
Nemčok, A. — Pašek, J. (1969): Deformácie horských svahov. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 50, s. 5—28.
Petrusevič, M. N. (1962): Aerometody pri geologičeskich issledovanijach. Moskva, Gosgeoltechizdat.
Ray, R. G. (1960): Aerial photographs in geological interpretation and mapping. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 373.
Schneider, S. (1974): Luftbild und Luftbildinterpretation. Berlin — New York, Walter de Gruyter.
Svatoš, A. (1959): Užití fotogrammetrie při geologickém průzkumu a mapování. Přírodověd. čas. slez., 20, 3, s. 322—333.
Svatoš, A. (1974): Identification of gravitational slope deformations on aerial photographs. Proc. 2nd Congr. IAEG, Sao Paulo, 2, V — 13, 1—9.
Svatoš, A. (1975): Interpretace leteckých snímků při inženýrsko-geologickém průzkumu svahových pohybů. Praha, Academia.
Wahrmaftig, C. — Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 4, p. 383—436.
Washburn, B. (1941): Aerial exploration of the great glaciers of the Alaskan coast and interior. Bull. Geol. Soc. Amer., 52, 12, 2.
Zaťko, M. (1961): Príspevok ku geomorfológii Furkotskej, Suchej a Važeckej doliny v záp. časti Vysokých Tatier. Geogr. čas. Slov. akad. vied, 13, 4, s. 271—295.

Interpretation of aerial photographs as a tool for examination of glacial features in montaneous regions

ANTONÍN SVATOŠ

Interpretation of aerial photographs may be successfully applied to the examination of glacial features in montaneous regions. As an example, aerial photographs from the Vysoké Tatry Mts., Nízke Tatry Mts. and from the Rocky Mountains were used.

In the first example, photographs represent a mountain range glaciated in the past, where the relief has been modelled by glacier erosion. In the course of interpretation of aerial photographs (scale 1 : 12,000), it succeeded mainly by the means of morphological analysis to discriminate cirque and trough edges and walls of lateral, terminal and firn moraines. Moreover, a subordinate rock glacier has been discriminated, previously believed to represent retreatal moraine. Aerial photograph interpretation results correspond to results of field investigation as it is shown by comparison of the Fig. 2 and 3.

The second example is from the Nízke Tatry Mts. and it concerns a mountain range where the share of glaciers on final modelling was only partial. On

photographs in the scale of 1 : 23,000 (Fig. 4) it was possible, again on the base of a morphological analysis, to follow cirque and trough edges, as well as distinguish remnants of moraine deposits and mainly of subordinate rock glaciers. Moreover, photographs documented deep gravitational disturbance of the Chabenec hill ridge, well distinct already by photograph interpretation.

In the last example from the Rockie Mountains (Fig. 7 and 9) aerial photographs represent a montaneous range with recent glaciation and with glacial forms of the relief. On aerial photographs in the scale of 1 : 22,000 approximately, it succeeded by morphological analysis to delimit walls of lateral and terminal moraines and to discriminate various slope sediments. Finally, advantages and drawbacks of photograph interpretation are briefly evaluated and compared with common field investigation. Evaluation of the material showed usefulness of aerial photographs for the investigation of glacial relief in the scale between 1 : 12,000 and 1 : 23,000.

Preložil I. Varga

Pokračovanie zo s. 142

Články S. Jacka, ako aj J. Forgáča a M. Pulca sú zamerané na regionálnu problematiku. Prvý sa zaoberá litologicko-štruktúrnou charakteristikou centrálnej časti pásma Čiernej hory, druhý vývojom vulkanickosedimentárneho a vulkanogénneho komplexu v centrálnej časti stredoslovenských vulkanitov.

V edícii Geologického ústavu D. Štúra Geologické práce, Správy 70 (263 s., 45 tab.) je 14 odborných článkov o aktuálnej geologicko-stratigrafickej problematike. Osobitnú pozornosť zasluhujú nové poznatky z oblasti bradlového pásma, podľa ktorých sa vymedzila nová sukcesívna litostratigrafická jednotka (Orava group). Ďalšie 3 príspevky sú o najnovších výsledkoch z pribradlového paleogénu, ktorý bol prevŕtaný štruktúrnym vrtom Lubina-1 (Brezovské vrchy). S neogénnou problematikou sú 3 články, z ktorých jeden je o súčasnej svetovej rádiometrickej škále. Najnovšími poznatkami stratigrafie vrchného karbónu veporíd sa zaoberá práca E. Planderovej a A. Vozárovej, problematikou predmagurskej jednotky práce M. Plíčku.

O. Samuel

Dušan Hovorka: **Geochemistry of the West Carpathian alpinotype ultramafic Rocks,** Náuka o Zemi, sér. Geol. 1978. 158 s.

Problematika alpinotypných ultrabázických hornín je v súčasnosti predmetom sústredeného záujmu. Väčšina autorov ich pokladá za fragmenty oceanickej kôry alebo subkrustálneho materiálu a spolu s vankúšovými lávami, gabrami a ďalšími členmi ich označuje ako ofiolitové komplexy. Petrochemická charakteristika týchto hornín môže poskytnúť nepriame dôkazy o zložení vrchného plášťa v danej oblasti.

Významným krokom v poznávaní možného zloženia vrchného plášťa v oblasti styku tatranského a panónskeho bloku je aj recenzovaná práca. Autor v nej podáva základnú petrograficko-geochemickú charakteristiku ultramafických hornín rozličných geologicko-stratigrafických jednotiek Západných Karpát.

Publikácia sa delí na päť častí. V prvej autor podľa príslušnosti ku geologicko-stratigrafickým jednotkám vyčlenil štyri základné skupiny: 1. telesá ultramafitov vyskytujúce sa v metamorfitoch fácie almandinických amfibolitov, príp. v granitoidných masívoch; 2. telesá ultramafitov v metamorfitoch fácie zelených bridlíc; 3. telesá ultramafitov v metasedimentoch mladšieho paleozoika; 4. telesá ultrabazitov v triase Spišsko-gemerského rudohoria. Druhá časť obsahuje petrografickú charakteristiku ultramafických hornín a priemerné chemické zloženie základných horninových typov (dunity, peridotity, pyroxenity, serpentinity,

Pokračovanie na s. 166

Mineralia slovaca, **11** (1979), **2**, *159—166*, Bratislava

SÚBORNÝ REFERÁT

Stopy po štiepení uránu — aplikácie a možnosti

(2 obr. v texte)

JÁN KRÁĽ*

Следы распада урана и возможности их применения в геологии

В работе кратко описана возможность использования следов распада урана в геологии. Хотя этот метод и не сложный он решает очень важные геохронологические и геохимические вопросы.

The fission track method — applications and possibilities

The possibilities and applications of fission track technique in geology are briefly discussed. The method in spite of its simplicity in detection devices solves important geochronological and geochemical problems.

Dnes, v čase rýchleho vývoja nových metód a metodických postupov, nemožno už o metóde stôp po produktoch štiepenia (fission track method, Spaltspurenmethode, metod trekov oskoľkov delenija jader urana) hovoriť ako o novinke. Prvé základné práce tohto druhu vyšli pred pätnástimi rokmi a prvé geologické datovania apatitu sú spred desiatich rokov. Aj keď sa intenzívny rozvoj metódy stôp a jej aplikácií ešte neskončil, jej veľký prínos pre vedy zaoberajúce sa bádaním Zeme a vesmíru je už teraz očividný.

Výskum histórie mesačných hornín, detekcia kozmického žiarenia, určenie rýchlosti rozpínania oceánskeho dna, objav dnes už v prírode neexistujúceho ^{244}Pu, oddeľovanie rakovinových buniek od nerakovinových, zlepšovanie kvality piva, to všetko je výsledkom využívania poznatkov a technologických postupov založených na existencii stôp, ktoré sú výsledkom interakcie nabitých častíc so štruktúrou dielektrických pevných fáz.

Metóda stôp[1] sa v geológii využíva dvojako: a) ako geochronologická metóda na datovanie veku geologických objektov a spoznávanie ich termickej histórie, b) ako analytická metóda na určovanie koncentrácií U, Th a B.

Fyzikálne základy metódy

Väčšina nestabilných nuklidov sa v prírode rozpadá α, β, γ-rozpadmi. Zvyšovaním atómového čísla prvkov narastá pravdepodobnosť iného typu samo-

* RNDr. Ján Kráľ, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

voľného rozpadu — spontánneho štiepenia. Spontánne štiepenie je takým druhom rádioaktívnej premeny, pri ktorej sa jadrá najťažších prvkov samovoľne štiepia na dve časti a rozletia sa v opačných smeroch (trojný rozpad jadier je veľmi nepravdepodobný).

Súhrnná energia štiepnych trosiek, väčšina v podobe kinetickej energie, je okolo 200 MeV. Štiepne trosky predstavujú vlastne silne ionizované jadrá ľahších prvkov, ktoré sa po strate kinetickej energie stabilizujú v okolitom prostredí v príslušnej atómovej forme. Tieto ťažké nabité častice s veľkým elektrickým nábojom ionizujú atómy okolitej štruktúry, čím v dielektrických pevných fázach a v niektorých polovodičoch vznikajú výrazné radiálne poruchy okolitej štruktúry, ktoré sa nazývajú stopami po štiepení (fission tracks). Tieto poruchy, viditeľné v elektrónovom mikroskope pri zväčšení okolo 15 000-krát, sú vo svojej podstate priame reaktívne centrá napätia vytvorené premiestnenými ionizovanými atómami štruktúry. Stopy majú priemer asi 5 nanometrov a ich dĺžka zodpovedá maximálnemu dobehu štiepnych trosiek v okolitom prostredí, čo podľa jeho vlastností predstavuje maximálne 10 μm pre jednu trosku.

V prírode je niekoľko zdrojov ťažkých nabitých častíc s takou hmotou a energiou, ktoré môžu zapríčiniť vznik stôp v minerálach a sklách. P. B. Price — R. M. Walker (1963) však dokázali, že rozhodujúcim zdrojom fosílnych stôp v pozemských minerálach je spontánne štiepenie jadier V mimozemských minerálach je dominantných zdrojov viac (R. L. Fleischer et al. 1967). Množstvo prvkov, ktoré možno brať do úvahy ako zdroj týchto stôp, je veľmi obmedzené a ako dokázali P. B. Price — R. M. Walker (1963), v pozemských minerálach je hlavným zdrojom spontánne štiepenie ^{238}U, ktorého rozpad je známy od roku 1940. Iba v geologicky starých minerálach, v ktorých je vysoký pomer Th : U, sa na celkovej hustote stôp môže významnejšie zúčastňovať aj spontánne štiepenie ^{232}Th.

Aby sa odstránili ťažkosti s pozorovaním stôp v elektrónovom mikroskope, stopy sa zväčšujú leptaním tak, že sú viditeľné v optickom mikroskope. Pretože minerály sú väčšinou fyzikálne anizotropné, konečný tvar vyleptanej stopy závisí od mnohých faktorov. Tvar stopy v minerálach sa od leptaných stôp v sklách odlišuje a stopy môžu mať rozmanitý tvar aj na rozličných kryštalografických plochách toho istého minerálu (obr. 1). Prehľad o spôsoboch leptania uvádza napr. J. A. Šukoljukov (1970), R. L. Fleischer et al. (1975), v slovenskej literatúre I. Repčok (1977).

Fosílne stopy a vek minerálov

Podstata všetkých geochronologických metód využívajúcich rádioaktívny rozpad prvkov a akumuláciu produktov rozpadu spočíva v určení koncentrácie

[1] Termín metóda stôp a naďalej používaný termín vek stôp nie sú presným slovenským prekladom originálneho (anglického) ekvivalentu. V článku dáva autor prednosť stručnosti termínov pred presnosťou a zdĺhavou opisnosťou. Termín stopa sa v článku dôsledne používa na označenie radiálnych porúch v štruktúre dielektrických pevných fáz vznikajúcich prechodom nabitých častíc. Termín všeobecne klasifikuje techniku využívajúcu existenciu týchto stôp bez ohľadu na ich pôvod. Ak si uvedomíme, že na datovanie minerálov využívame stopy vzniknuvšie výlučne spontánnym a indukovaným štiepením ^{233}U, resp. ^{235}U, potom sú obidva termíny aj napriek svojej stručnosti jednoznačné.

materského a dcérskeho prvku. Pomocou známej konštanty rýchlosti rádioaktívnej premeny možno vek vyjadriť všeobecným vzorcom

$$t = \frac{1}{\lambda} ln \left(1 + \frac{D}{P}\right), \tag{1}$$

kde λ je rýchlosť rádioaktívnej premeny materského *(P)* prvku na dcérsky *(D)* prvok. V našom prípade koncentráciu dcérskeho prvku reprezentuje množstvo fosílnych stôp a je zrejmé, že táto hustota je funkciou času, v ktorom sa stopy tvorili, a počiatočnej koncentrácie uránu. Problém stanovenia veku potom spočíva v presnom určení uránovej koncentrácie. P. B. Price — R. M. Walker (1963a) prišli na dômyselnú metódu, ako túto hodnotu určiť. Ožiarením vzorky známou dávkou tepelných neutrónov (za zdroj neutrónov sa používajú jadrové reaktory) sa vo vzorke indukuje rozpad nuklidu ^{235}U, po ktorom vznikajú také isté stopy ako po spontánnom štiepení ^{238}U. Množstvo týchto indukovaných stôp je funkciou veľkosti dávky neutrónov a koncentrácie uránu. Určenie veku spočíva potom v určení množstva spontánnych a indukovaných stôp (na jednotkovú plochu v optickom mikroskope) a v stanovení integrálnej dávky tepelných neutrónov. Vek minerálu určený na základe množstva stôp sa vypočíta zo vzorca

$$t = \frac{1}{\lambda_D} ln \left(\frac{p_s \cdot \lambda_D \cdot l \cdot n \cdot \sigma_f}{p_i \lambda_f}\right), \tag{2}$$

kde λ_f je konštanta rýchlosti spontánneho rozpadu ^{238}U,
λ_D je konštanta na všetky rozpady U,
p_s množstvo stôp vzniknuvšie spontánnym štiepením,
p_i množstvo stôp vzniknuvšie indukovaným štiepením,
l izotopický pomer $^{235}U : {}^{238}U$ v pozemských mineráloch,
n integrálna dávka tepelných neutrónov,
σ_f účinný prierez jadrovej reakcie ^{235}U s tepelnými neutrónmi.

Vek určený touto metódou je často nižší ako pri datovaní inými geochronologickými metódami. Datovanie z mladých vulkanických hornín sú síce často konkordantné, na druhej strane sa však mladšie veky získavajú pri mineráloch z plutonických hornín a polymetamorfovaných oblastí s komplikovanou termickou históriou. Toto zníženie vekov zapríčiňuje nestabilita fosílnych stôp v priebehu geologickej histórie. Experimentmi sa zistilo, že z mnohých činiteľov, ktorým sú minerály počas svojej existencie vystavené, má na miznutie stôp takmer výhradný vplyv teplota. Ostatné vplyvy sú prakticky bezvýznamné. Okrem toho sa zistilo, že výška teploty, pri ktorej začínajú stopy miznúť, a rýchlosť miznutia je v mineráloch rozličná. Spomenuté vlastnosti dávajú tejto geochronologickej metóde isté výhody. V prvom rade možno získané veky ľahšie interpretovať. Lebo čím viac faktorov ovplyvňuje radiačný systém, pomocou ktorého datujeme, tým viac je interpretácia veku zložitejšia. Pri metóde stôp mnoho komplikácií odpadá, lebo hromadenie stôp nezávisí od okolitého tlaku ako napr. pri K-Ar metóde, minerály nemôžu zachytávať „externé" stopy, pretože také neexistujú. Naopak, zachytávanie produktov rozpadu minerálmi z okolitého prostredia pri ich vzniku vedie pri niektorých iných geo-

chronologických metódach k zdanlivým vyšším vekom. Ako vidieť, zistený vek je pri iných izotopových metódach výsledkom rozličných vplyvov. Na druhej strane sa vek stôp vyjadruje výhradne vzájomnou akumuláciou a deštrukciou fosílnych stôp. Pretože stabilitu stôp ovplyvňuje takmer výlučne teplota, vek stôp reprezentuje vek schladnutia minerálu na určitú teplotnú úroveň.

Mnoho minerálov stráca stopy už pri nižšej teplote, ako je teplota ich vzniku, čo použitie tejto metódy na datovanie vzniku minerálov značne obmedzuje. Túto zdanlivú nevýhodu možno ľahko obrátiť v jej prospech, lebo takého datovanie môže priniesť cenné údaje o termickej histórii horniny. Kombinácia minerálov s rozličnou retenciou stôp z tej istej vzorky umožňuje sledovať tepelnú históriu horniny v širokom rozpätí teploty. Napokon treba spomenúť, že sa vypracovali metódy na korekciu zdanlivého veku stôp, pričom najmodernejšie z nich umožňujú získavať údaje o výške teploty a o dĺžke pôsobenia kvantitatívne.

Interpretácia veku stôp v apatitoch granitoidných a metamorfovaných hornín — príklad

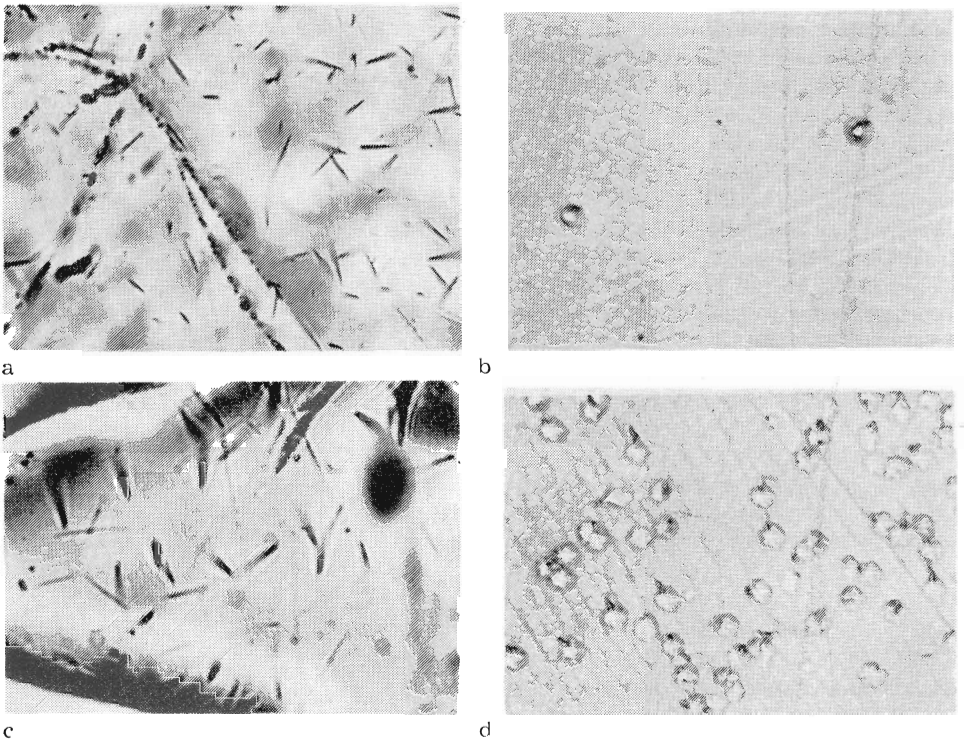
Je známe, že vek stôp v apatitoch môže byť úplne rozdielny od veku formovania tohto minerálu. Táto skutočnosť vychodí z faktu, že v geologickom čase stopy v apatite miznú pri relatívne nízkej teplote 100—150 °C. Túto vlastnosť v apatitoch možno využiť na štúdium tektonických procesov. G. A. Wagner — G. M. Reimer (1972) na vzorkách z kryštalinika Álp zistili nielen geografickú distribúciu vekov, lež aj veľké rozdiely vo vekoch z jednej oblasti. Tento zdanlivý rozpor sa vyriešil, keď sa ku geologickej lokalizácii pridal tretí rozmer — nadmorská výška. Autori dospeli k uzáveru, že rozdiely vo vekoch zapríčiňuje rozdielny vek schladnutia na istú teplotnú úroveň. Najjednoduchším vysvetlením schladnutia v tejto oblasti je tektonický výzdvih. Takáto interpretácia veku vedie k týmto regionálnym uzáverom:

— Vek apatitu v tejto oblasti reprezentuje vek schladnutia na 125 °C. Z rozdielov vekov a nadmorskej výšky lokalít v jednom stĺpci nad sebou možno vypočítať absolútnu rýchlosť výzdvihu.

— Ak sú vzorky z istej oblasti a z jednej nadmorskej výšky, dá sa určiť vek výzdvihu v regionálnom meradle.

— Datovaním apatitov možno sledovať pohyb na tektonických poruchách. Akýkoľvek skok medzi vekmi na dvoch stranách tektonickej poruchy dokazuje jej tektonickú aktivitu.

Takýto model intepretácie veku apatitov možno použiť aj v oblasti kryštalinika Západných Karpát. J. Burchart (1972) interpretoval veky apatitov z kryštalinika poľskej strany Tatier ako veky výzdvihu a denudácie masívu v miocéne. Zaujímavé sú zvýšené veky z oblasti Goryčkovej, ktoré indikujú, že tieto horniny boli bližšie k denudačnej úrovni masívu ako okolité horniny kryštalinika. Miocénne veky výzdvihov niektorých kryštalinických jadier datoval J. Kráľ (1977). Zistené rozdiely vo veku výzdvihov medzi jadrovými pohoriami a veporidami znamenajú, že tektonická história oboch tektonických jednotiek nebola rovnaká. Výzdvih veporidného kryštalinika už prebiehal koncom kriedy, zatiaľ čo výzdvihy jadrových pohorí sú oveľa mladšie. Tieto zistenia nevylučujú existenciu recentných výzdvihov.



Obr. 1. Stopy po rozpade uránu v štruktúrne rozdielnych
a — spontánne stopy v titanite, b — indukované stopy v skle, c — stopy v apatite, d — stopy v apatite leptané na ploche *(0001)*. Replika.

Fig. 1. The fission tracks in different substancies
a — the fossil fission tracks in titanite, b — the fission tracks in glass, c — the fission tracks in apatite, d — the fission tracks in apatite on *(0001)* plane. Replica.

Možnosti stôp v geochemickej analýze

Metóda stôp ako analytická metóda na zisťovanie obsahu U, Th, B má medzi inými analytickými metódami špecifické postavenie, ktoré vyplýva z fyzikálnej podstaty metódy. Umožňuje získať analytické údaje z rôznorodých materiálov, pre ktoré je typické veľmi malé množstvo potrebné na analýzu. Aj keď táto metóda využíva nestabilitu ťažkých jadier, nepoužíva nákladné detekčné zariadenia.

V zásade možno na zistenie koncentrácie uránu použiť dva spôsoby:

a) stopy po indukovanom rozpade uránu sa zisťujú v analyzovanej vzorke, a to po jej naleptaní na vnútorných plochách;

b) použitie externého detektora, ktorý umožňuje sledovať obsah uránu a jeho distribúciu v látkach, v ktorých sa stopy nezachovajú aj v horninách na veľkých plochách. Technika spočíva v priložení detektora citlivého na registráciu štiepnych fragmentov na povrch vzorky. Po ožiarení sa fólia selektívne leptá,

pričom sa získava opticky viditeľný presný odtlačok distribúcie uránu v skúmanej vzorke (obr. 2). Ako detektor možno použiť alebo vhodný minerál, alebo plastické detektory patriace väčšinou k polykarbonátom a polytereftalátom etylénu.



Obr. 2. Odtlačok distribúcie uránu v zirkóne na externom detektore. Ako detektor sa použil polyetylén tereftalát

Fig. 2. Distribution of uranium using external detector print (polyethylenetephtalate)

Fakt, že táto metóda nie je deštrukčná a že sa pri nej vlastne opticky určuje množstvo stôp (t. j. koncentrácia uránu), ju v porovnaní s inými metódami robí jedinečnou. Umožňuje totiž určovať obsah uránu v mineráloch po zrnách, pričom sa v celom priebehu analýzy nestráca vizuálny kontakt s inými vlastnosťami kryštálov a kryštálmi samotnými. Tak možno od seba odlišovať rozličné populácie kryštálov na základe rozličných optických či chemických vlastností. Takýto spôsob analýzy umožňuje opustiť stredné hodnoty, ktoré genetickú informáciu zastierajú. Ďalšou výhodou je, že sa opticky zisťuje výskyt stôp v kryštáli, a teda možno rozlišovať formu distribúcie uránu v minerále, hornine, rozlišovať rozličné druhy väzby, a to spájať s primeranou koncentráciou uránu. Uvedená výhoda dokazuje, že výsledky analýzy požadujúcej objemovú vzorku môžu byť v závislosti od foriem výskytu uránu dosť skreslené. Za výhodu možno pokladať aj detekčný limit metódy, ktorý je pri uráne 10^{-11} g/g (G. A. Wagner 1973). Vysoká citlivosť metódy umožňuje riešiť geochémiu uránu v horninách a mineráloch s veľmi nízkym obsahom U (K. C. Condie et al. 1969, A. N. Komarov — N. V. Skovorodkin 1969).

Záver

Načrtnuté možnosti metódy stôp a jej aplikácie v geológii svedčia o tom, že táto metóda posúva doterajšie možnosti geochronologických a analytických metód o stupienok vyššie.

Ako geochronologická metóda dáva možnosť datovať aj také geologické procesy, ktoré sú pod hranicou citlivosti iných geochronologických metód. Ako analytická metóda umožňuje netradičné prístupy k riešeniu geochemických problémov.

Z množstva datovaní sme vybrali príklad, ktorý sa dotýka záujmov geológov pracujúcich v Západných Karpatoch. Predbežné údaje potvrdzujú, že datovanie apatitu z oblasti Západných Karpát môže pomôcť pri riešení paleogeografických problémov dokonca aj v oblastiach, v ktorých je použitie tradičných výskumných metód obmedzené. Podľa predbežných údajov (I. Repčok 1977) môže metóda stôp riešiť aj stratigrafiu mladých vulkanických hornín. Veľké možnosti má aj v geochemickej praxi.

Hlavnou prednosťou metódy stôp nie je len jednoduchosť a nenáročnosť detekčného zariadenia a relatívne nízka cena analýzy, ale fakt, že obohacuje geochronologické a geochemické metódy kvalitatívne novým spôsobom, ktorý rozširuje možnosti výskumu minerálov, hornín a ich geologickej histórie.

Doručené 13. VI. 1978
Odporučil B. Cambel

LITERATÚRA

Burchart, J. 1972: Fission track age determination of accessory apatite from the Tatra mountains, Poland. Earth Planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 15, p. 418—422.
Condie, K. C. 1969: Uranium Distribution in Separated Clinopyroxenes from four eclogites. Science (Washington), 165, p. 57—59.
Fleischer, R. L. et al: 1967: Origins of Fossil Charged-Particle Tracks in Meteorites. J. Geophys. Res. (Washington), 72, p. 331—353.
Fleischer, R. L. — Price, P. B. — Walker, R. M. 1975: Nuclear Tracks in Solids. 1st., ed., Berkeley University of California Press. 605 p.
Komarov, A. N. — Skovorodkin, N. V. 1969: Issledovanije soderžanija i rozpredelenija urana v ultraosnovnych i osnovnych porodach metodom registracii trekov oskoľkov inducirovannogo delenija urana. Geochemija (Moskva), 2, s. 170—176.
Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 28, 2, p. 269—276.
Price, P. B. — Walker, R. M. 1963: Fossil Tracks of Charged Particles in Mica and the Age of Minerals, J. Geophys. Res. (Washington), 68, p. 4847—4862.
Price, P. B. — Walker, R. M. 1963a: A simple method of measuring low uranium concentration in natural crystals. Appl. Phys. Lett. (New York), 2, s. 23—25.
Repčok, I. 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, séria mineral. (Bratislava), 3, s. 175—196.
Šukoljukov, J. A. 1970: Delenije jader urana v prirode. Moskva, Atomizdat. 266 s.
Wagner, G. A. 1973: Die Anwendung anätzbarer Partikelspuren zur geochemischen Analyze. Fortschr. d. Mineral. (Stuttgart), 51, 1, S. 68—93.
Wagner, G. A. — Reimer, G. M. 1972: Fission track tctonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. Earth Planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 14, p. 263—268.

The fission track method — applications and possibilities

(A comprehensive report)

JÁN KRÁĽ

The fission track technique is used in geology commonly in two ways:

a) as a geochronological method for the fission track dating of the geological subjects (minerals, volcanic glasses etc.) and recognizing of their geological history.

b) as an analytical method to determine U, Th, B concentration.

Stability of fission tracks in minerals varies from substance to substance. This characteristics enables to obtain valuable data concerning thermal history of minerals and rocks in wide temperature range. Examples presented in this paper prove that fission track dating of apatites brings new information about young tectonic processes. According to preliminary results from West Carpathian samples these data may be of great use for paleogeographic reconstruction in the regions where the application of other traditional methods is restricted.

One of the main contribution of this method is the determination of low U, Th, B concentration in any substancies. Other advantage is the optical study of elements distribution among different grains. Therefore the fission track method is able to distinguish the different populations of grains and to obtain valuable genetic informations.

Preložil autor

Pokračovanie zo s. 158

mastencové, aktinolitické a chloritické bridlice). V tretej časti sú výsledky štúdia distribúcie niektorých prvkov uvedených typov ultramafitov Západných Karpát na základe 110 silikátových analýz a 226 spektrálnych kvantitatívnych stanovení Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu. Okrem nich sa v niekoľkých desiatkach vzoriek stanovil obsah Na, K, Li a Au metódou atómovej absorpcie. Podrobne je zhodnotený obsah prvkov v základných petrografických typoch v rámci každej jednotky samostatne. Vo štvrtej časti autor porovnáva chemické zloženie ultrabázických hornín Západných Karpát s údajmi z literatúry. Podľa obsahu petrogénnych a stopových prvkov vyčlenil dva základné genetické typy ultrabazitov Západných Karpát: 1. telesá ultrabazitov gabroperidotitovej formácie jarabskej série severne od muránskeho zlomu; 2. telesá peridotitovej (lherzolitovo-harzburgitovej) formácie južne od uvedeného zlomového systému. V oblasti jedného alpinotypného pohoria teda môžu existovať telesá rozličnej genézy a rozličného stratigrafického postavenia. Posledná (tabuľková) časť obsahuje lokalizáciu a opis analyzovaných vzoriek (resp. doplnkové stanovenia niektorých prvkov), prepočet chemických analýz na katiónovú formu, CIPW, Niggliho prepočty a výpočet pomerov najdôležitejších stopových prvkov.

Publikácia D. Hovorku patrí medzi základné práce regionálno-geochemického charakteru. Po práci B. Cambela — G. Kupča (1965) je druhým uceleným dielom tohto druhu. Náplň a množstvo faktografického materiálu, ktorý práca obsahuje, ju predurčujú ako základnú príručku pre všetkých geológov, ktorých práca sa z rozličných aspektov dotýka alpinotypných ultrabázických hornín.

Záverom treba dodať, že nepružnosť, s akou sa práce tohto druhu vydávajú, je v rozpore s rýchlym rozvojom poznatkov v tejto oblasti.

Ján Spišiak

Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 167—172, Bratislava

METODIKA VÝSKUMU

Metodika geofyzikálnych meraní pri vyhľadávaní rudonosných zón v Malých Karpatoch

(3 obr. v texte)

VILIAM PAŠTEKA — VIKTOR JANOTKA — JOZEF LANC*

Методы геофизических измерений при поисках рудоносных зон в Малых Карпатах

Самостоятельно геофизические методы при поисках антимонитовых месторождений в районе Малых Карпат использовать нельзя. Антимонитовая минерализация здесь имеет рассеянный характер и это не позволяет использовать физические свойства антимонита (особенно его специфическое электрическое сопротивление) для определения антимонитовых руд во вмещающих породах. Геофизические методы позволяют определить лишь структуры на которые приурочены антимонитовая минерализация. Эти структуры с антимонитовой минерализацией в дальнейшем можно изучать геохимическими методами.

Methodics of geophysical measurements used by prospecting for antimonite ore-bearing zones in the Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia)

Direct geophysical measurements are unsuitable for prospecting of antimonite mineralisation in the Malé Karpaty Mts., as low concentrations of antimonite do not allow to utilize its some physical parameters (mainly its specific electric resistivity) and so distinguish antimonite ore from the environment. Geophysical methods, especially geoelectric ones (spontaneous and induced polarization, resistivity profiling and superlong wave measurements) as well as magnetometry and gammaspectrometry, allow the delimitation of structures containing antimonite mineralisation. To such structures further geochemical sampling may be focused.

Zrudnenie v pezinsko-perneckom kryštaliniku v Malých Karpatoch sa viaže na dva od seba nezávislé a geochemicky odlišné metalogénne procesy, ale vyskytujúce sa veľmi často spoločne. Ide o staršie kýzové (predhercýnske) a mladšie (hydrotermálne) požulové zrudnenie. Asociácia prvkov hydrotermálnych roztokov ložísk v Malých Karpatoch je typickou rudnou asociáciou charakte-

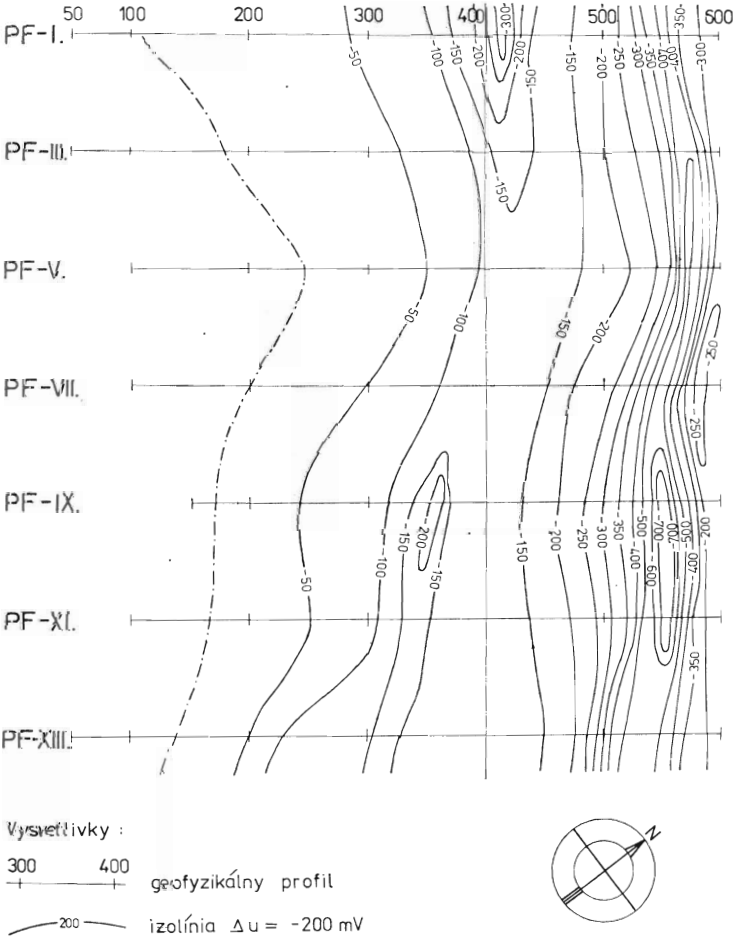
* Doc. Ing. Viliam Paštéka, CSc., RNDr. Viktor Janotka, CSc., RNDr. Jozef Lanc, Katedra aplikovanej geofyziky Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Budyšínska 3, 801 00 Bratislava.

ristickou pre metalogenézu kyslej magmy (zlato, arzenopyrit, antimonit, olovené a oloveno-strieborné sulfosoli antimónu, sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrit).

V ostatnom čase sa antimonitovému zrudneniu opäť venuje pozornosť. Najbohatšie zrudnenie v Malých Karpatoch bolo na lokalite Kuchyňa a na Kolárskom vrchu.

Drobnejšie výskyty antimonitového zrudnenia sa našli v produktívnej zóne Ryhová—Augustín—Čmele pri starších prieskumných prácach na sulfidy železa. Novšie sa antimonitové zrudnenie zistilo pri geochemickom výskume.

Aj keď sa samotný antimonit niektorými fyzikálnymi vlastnosťami (najmä vysokým merným elektrickým odporom) od sulfidického zrudnenia, príp. od okolitých hornín, odlišuje, jeho pomerne slabá koncentrácia neumožňuje vy-



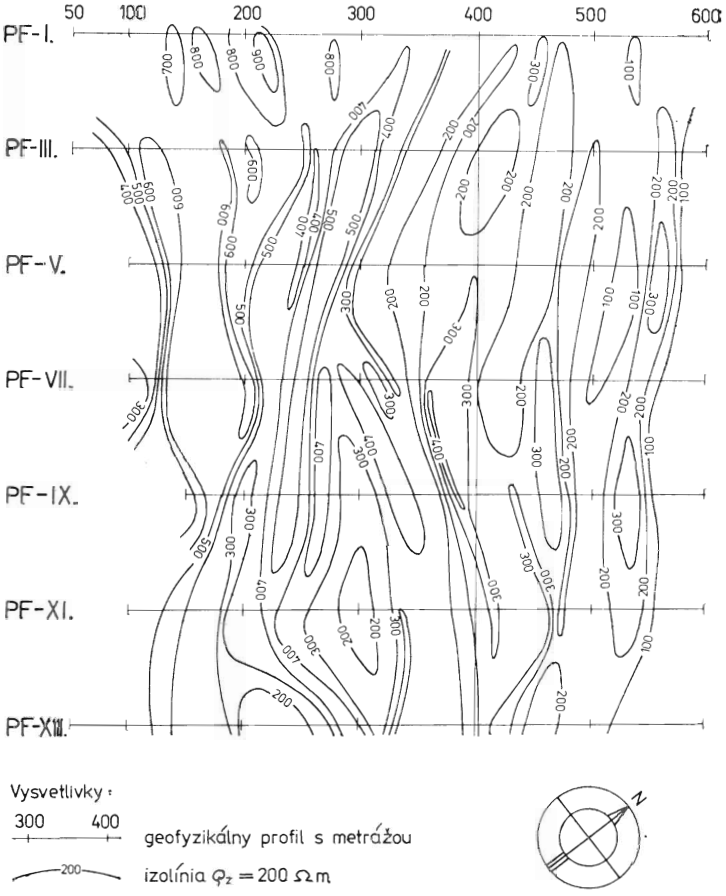
Obr. 1. Mapa izolínií SP

Fig. 1. Map of spontaneous polarization isolines

hľadávať ho priamo geofyzikálnymi metódami. Geofyzikálny prieskum sa zameral na zistenie magmatogénnych a magmatogénno-sedimentogénnych bridličnatých metamorfitov v malokarpatskom kryštaliniku, zahŕňajúcich hlavne amfibolity, aktinolitické bridlice a grafitické bridlice, v ktorých sa kýzové a hydrotermálne zrudnenie vyskytuje.

Amfibolity ako metamorfované diabázy submarinného charakteru sa z fyzikálnej stránky, najmä magneticky od okolitých rúl, príp. granitov a mezozoických sedimentov, ako aj aktinolitických bridlíc, ktoré sú vlastne metamorfovanými diabázovými pyroklastikami, pomerne dobre odlišujú. Fyzikálne sú od týchto hornín podstatne rozdielne grafitické bridlice, ktoré sa vyznačujú nižším merným elektrickým odporom a zvýšenou rádioaktivitou. Fyzikálne sa osobitne výrazne odlišujú polohy sulfidov železa, pyritu a pyrotínu elektrickou vodivosťou a pyrotín ešte aj výraznými magnetickými anomáliami.

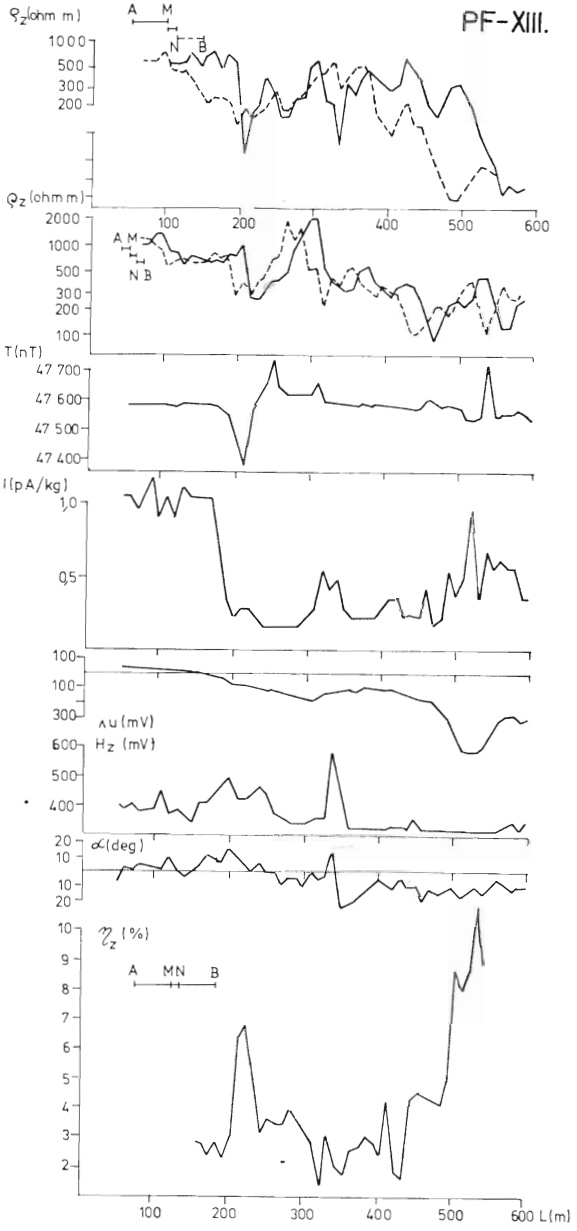
Podľa uvedených známych fyzikálnych vlastností hornín a rúd, ako aj nie-



Obr. 2. Mapa izoohm ϱ_z (AB = 110 m)

Fig. 2. Map of isoohms ϱ_z (AB = 110 m).

ktorých fyzikálnych procesov (elektrochemická polarizácia) prebiehajúcich v sulfidoch železa sme zvolili overovací komplex geofyzikálnych meraní posky-



Obr. 3. Profil XIII. Krivky ρ_z, T, J, U, H_z a η_z.
Fig. 3. Profile No. XIII. Curvesof ρ_z, T, J, U, H_z and η_z.

tujúcich potrebné informácie o geologicko-petrografických a ložiskových pomeroch skúmaného územia.

Jednou z najjednoduchších a najrýchlejších metód poskytujúcich základné informácie je metóda spontánnej (prirodzenej elektrochemickej) polarizácie (SP), ktorá indikuje existenciu elektrochemicky aktívneho prostredia sulfidov železa a grafitických bridlíc (obr. 1; krivka SP, obr. 3). Anomálie SP pri sulfidoch železa dosahujú —300 až —500 mV, pri grafitických bridliciach —700 až 900 mV.

Na určovanie polôh sulfidov sa veľmi dobre osvedčila umele vytvorená elektrochemická polarizácia, ktorá tvorí základ metódy vyvolanej polarizácie (VP). Anomálie tzv. zdanlivej polarizovateľnosti η_z (krivka η_z, obr. 3) vo väčšine prípadov zodpovedajú anomáliám SP, ale môžu vzniknúť aj tam, kde nie sú podmienky na vznik prirodzenej polarizácie (horizontálna poloha telesa, chýbanie oxidačnej alebo redukčnej zóny, hlavne však pri impregnáciách v nevodivom alebo slabo vodivom prostredí). Meranie VP sa vykonalo v modifikácii VP — SOP a VP — KOP a extrémna hodnota η_z dosiahla 9 %.

Výsledky merania merného elektrického odporu ρ_z dobre korelujú s výsledkami meraní SP. Elektrochemicky aktívnym zónam zodpovedajú zóny zníženej hodnoty ρ_z (200—300 Ωm), v nevodivých zónach okolo 1000 Ωm a priesečníky kriviek KOP (obr. 3). Hodnoty ρ_z umožňujú určiť aj hranice medzi jednotlivými „nevodivými" horninami.

Elektromagnetická metóda veľmi dlhých vĺn (VDV, krivka H_z, obr. 3), ktorá umožňuje indikovať vodivé zóny, nepriniesla očakávané výsledky. Pri použití VDV s možnosťou určiť ρ_z sa dajú od tejto metódy očakávať priaznivejšie výsledky.

Meranie ΔT umožňuje nielen indikovať prítomnosť magnetického pyrotínového zrudnenia, ale aj pomôcť spresniť geologické mapovanie, určiť rozhranie magneticky silnejších a slabších hornín. Typická kontaktová anomália zodpovedajúca styku amfibolitov s rulami (vľavo) je na krivke ΔT na obr. 3.

Ako doplnková metóda sa osvedčila rádiometria. Merali sme úhrnnú aktivitu (krivka J, obr. 3) a vykonali sme aj gamaspektrometrické merania. Zistila sa zvýšená koncentrácia U od profilu XV až po profil XXXI vo vodivom, tzv. augustínskom pruhu, kde je hodnota väčšia ako 5,9 ppm. Zvýšený obsah U je aj medzi PF — XXV až PF — XXXV, kde je súvislý vodivý pruh od 290—380 m. Lokálne zvýšenie obsahu U bolo na PF — VII/390. Zvýšený obsah U vcelku dobre koreluje vodivé zóny. Z rozboru mapy izolínií obsahu Th možno konštatovať, že zvýšený obsah Th sa vyskytuje len lokálne. Extrémne hodnoty dosahujú veľkosť okolo 9 ppm. Podľa výsledkov, ktoré sme získali pri obsahu K, možno jednotlivé typy hornín rozčleniť.

Pomocou základných geofyzikálnych metód, a to metódy SP, odporového profilovania a magnetometrie, ako aj doplnkovými metódami (metóda VP, gamaspektrometria, príp. metóda VDV) sa dajú vyčleniť zóny, v ktorých je možný výskyt antimonitového zrudnenia. Zistiť ho priamo v koncentráciách na skúmanom území možno len geochemickými metódami, ktoré sa môžu obmedziť na nádejné oblasti zistené geofyzikálnymi metódami.

Doručené 13. 7. 1978
Odporučil I. Marušiak

Methodics of geophysical measurements used by prospecting for antimonite ore-bearing zones in the Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia)

VILIAM PAŠTEKA — VIKTOR JANOTKA — JOZEF LANC

Ore mineralisation in the Pezinok—Pernek crystalline of the Malé Karpaty Mts. has been produced by two independent and geochemically different metallogenetic processes although they frequently occur together. The older sulphidic mineralisation has a pre-Variscan age and it is represented by massive sulphide ores of pyrite-pyrrhotite composition. The younger hydrothermal mineralisation developed after the Malé Karpaty granitoide body intrusion. Mineral assemblages and therefore also relative elements of ore-bearing hydrothermal solutions on deposits are typical ones of deposits produced by acid magmatic activity (antimonite, arsenopyrite, native gold, lead and lead-silver sulphosalts of antimony, sphalerite, galenite, chalcopyrite and pyrite). The mineralisation occurs in amphibolite, actinolite and graphitic shale wallrock and frequently also inside of the massive sulphide ore.

Basic geophysical methods were used to delimit condutive zones containing probable antimonite mineralisation. The following methods were used: spontaneous polarization, resistivity profiling and magnetometry, as complementary ones the induced polarization, gamma-spectrometry and by chance also the method of superlong wave measurements has been applied. Direct detection of the mineralisation in question is possible only using geochemical sampling in perspective areas delimited by geophysical methods.

Preložil I. Varga

OZNAMY

Antimónové (bizmutové) okre, nie okry

Pri štúdiu nových názvov minerálov, ktoré nedávno vyšli a majú byť záväzné pre všetkých používateľov mineralogickej terminológie v slovenčine (M. Kodéra — S. Ďurovič — I. Masár — V. Judinová: Slovenské názvy minerálov, Mineralia slovaca, príloha, 9, 1977, 82 s.), sme si povšimli termín antimónové okry, ktorý sa vysvetľuje ako „spoločný názov pre sek. minerály, vznikajúce oxidáciou Sb minerálov" (s. 17), a bizmutové okry, „spoločný názov pre sek. minerály, vznikajúce oxidáciou Bi minerálov" (s. 22). V obidvoch prípadoch je substantívum oker v nom. pl. v tvare okry, ktorý je z hľadiska platnej jazykovej kodifikácie jednoznačne nesprávny.

Z jazykovej kodifikácie vychodí, že slovo oker má v spisovnej slovenčine týchto dvanásť korektných tvarov: oker, okra, okru, oker, (o) okri, okrom; okre, okrov, okrom, okre, (o) okroch, okrami.

Správna a záväzná podoba názvov, ktorými sa v poznámke zaoberáme, je antimónové okre a bizmutové okre.

P. Kušnír

Mineralia slovaca, 11 (1979), 2, 173—178, Bratislava

DISKUSIA

Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom

MICHAL MAHEĽ*

Критика названий „штурецкий покров", „гроникум", „фатрикум" и „скицовский глубинный разлом"

В статье и в остальных заметках уделяется внимание хочскому покрову, который состоит из нескольких отдельных единиц.

Далее обсуждается название „гроникум" (включает частичные тектонические единицы-покровы, которые в основном составляют хочский покров) и „фатрикум" (который включает отдельные покровы крижнянского покрова). Эти названия М. Магель считает неподходящими заменяющими лишь старые вжитые названия а именно хочского и крижнянского покровов. Поэтому предлагает употреблять лишь эти названия.

В заключении обсуждений уделено внимание ястрабянскому нарушению, которое отделяет Поважский Иновец от Стражовских гор и Трибеч од Втачника, считаю что это нарущение нельзя сопоставлять с нарушением скицовско-градецким, которое существовало уже перед осадконакоплением перьми и разделяет на блоки Трибеч и Поважский Иновец. Тут имеем ввиду генетически, временно и пространственно различные системы нарушений.

Быстрицки—Биелы—Фузан предлагают, чтобы применялись точно определённые названия для вычленения новых стратиграфических, литологических и тектонических единиц, чтобы таким образом исключить их взаимные заменения..

Critical remarks on terms of the Šturec nappe, the Hronic, the Fatric and the Skýcov deep-seated fault — a discussion

The discussion is focused towards the Choč nappe of the Western Carpathians comprosing of several partial units.

Further discussion concerns the term of the Hronic (comprising of partial tectonic units, i. e. nappes assembled under the name of the Choč nappe) and the Fatric (comprising partial nappes of the Krížna nappe). M. Maheľ thinks these terms to be superfluous and substituting the old habitual terms of the Choč and Krížna nappes. Therefore he suggest to abandon the terms of Hronic and Fatric and to use further the habitual names.

Finally, the difference between the Jastrabá fault (delimiting mutually both the Považský Inovec Mts. from the Strážovská hornatina Mts. and the Tribeč Mts. from the Vtáčnik Mts.) and the Hrádok — Skýcov fault (existing already before the sedimentation of the Permian and dividing the Tríbeč and Považský Inovec Mts. into separate blocks) is emphasized. These

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

fault systems differ mutually according to genetic, spatial and chronological points of view.

J. Bystrický — A. Biely — O. Fusán suggest that in case when new names of stratigraphical, lithological or tectonic units are used, the mode of their delimitation should be unambiguously expressed. This should prevent their mutual confusions.

V ostatných rokoch sa zaviedli nové názvy šturecký príkrov, hronikum a fatrikum (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973; J. Bystrický 1973). Názov šturecký príkrov sa používa na označenie samostatnej tektonickej jednotky, ktorú buduje čiernovážsky typ triasu alebo čiernovážska séria. Chápe sa teda ako čiastkový príkrov celokarpatského významu. Zaužívaný názov chočský príkrov by mal zostať v platnosti pre ďalšiu čiastkovú jednotku, ktorú buduje bielovážska séria.

Zdanlivo je takýto postup logický, veď názov chočský príkrov sa ponecháva pre jednotku, pri ktorej na jej vyčlenenie zostávajú v platnosti staršie kritériá (reiflingské vápence, mocnejšie lunzské vrstvy). Slabinou je chápanie príkrovov (čiastkových) ako monofaciálnych telies. Skutočnosť je však iná. V niektorých oblastiach, napr. v strednej časti Nízkych Tatier, tak čiernovážska, ako aj bielovážska séria budujú viac tektonických elementov, viac čiastkových jednotiek (A. Biely 1963). A niektoré z nich dostali už aj mená (bociansky, malužinský, svarínsky; D. Andrusov 1968). Vždy však ide o čiastkové jednotky, šupiny lokálneho významu. Druhým typom oblastí sú tie, v ktorých jednotné teleso chočského príkrovu budujú dve série — bielovážska a čiernovážska, príp. ich zmiešaný typ (severovýchodná časť Strážovskej hornatiny), bielovážska a novovyčlenená bebravská a ich prechodné typy (revúcka depresia), príp. až tri série, čiernovážska, bielovážska a bebravská (stredná časť Strážovskej hornatiny). V týchto prípadoch je chočský príkrov polyfaciálnym telesom. Ako celok je teda chočský príkrov miestami súborom čiastkových jednotiek — šupín lokálneho významu, inde faciálne pestrým, viac-menej jednotným telesom. Názov šturecká jednotka nie je v nijakom prípade štruktúrnym elementom so zodpovedajúcim obsahom čiernovážskej sérii. Šturecký príkrov s čiernovážskou sériou nemožno stotožniť ani preto, že vo Veľkej Fatre a v západnom cípe Nízkych Tatier nepredstavuje dolomitový vývin čiernovážska séria, ale bebravská séria s wettersteinskými (a nie ramsau) dolomitmi a s polohami wettersteinských vápencov uprostred nich. Názov šturecký príkrov by mohol zostať na označenie lokálnej čiastkovej jednotky v prípade, ak sa preukáže štruktúrna samostatnosť šupiny či čiastkového príkrovu budovaného bebravskou sériou, príp. ďalšími typmi vo Veľkej Fatre, resp. v revúckej depresii. Vnútorná stavba chočského príkrovu v tejto oblasti však doteraz nie je podrobne známa. Menšie šupiny v podloží jednotky, ktorú budujú hlavne dolomitové masy bebravskej série, nie sú vylúčené (napr. oblasť Tajova).

Bielovážsky typ (séria) chočského príkrovu nie je priebežnou karpatskou jednotkou. V priečnom páse východnej časti (Chočské vrchy — stredná časť Nízkych Tatier) je mohutne zastúpený a buduje viac tektonických telies — šupín, resp. čiastkových príkrovov (A. Biely 1963). V iných oblastiach celkom chýba, napr. v priečnom páse Malá Fatra, veľká časť Veľkej Fatry — Žiar — východná časť Strážovskej hornatiny, ale aj vo veľkej časti Inovca a severnej

časti Malých Karpát. V Strážovskej hornatine (v strednej a západnej časti) bielovážsku sériu laterálne zastupuje čiernovážska séria; vytvára s ňou jednotné teleso. Zúžiť názov chočský príkrov na bielovážsku sériu, podľa odporúčania uvedených autorov, by znamenalo len nahradiť názov bielovážsky príkrov druhým, chočským príkrovom, teda takým, ktorý sa používal v inom rozsahu. Nezodpovedá to potrebám a nevystihuje stav nových poznatkov. Za takých okolností sa nám zdá logické ponechať vžitý názov chočský príkrov pre súbor čiastkových jednotiek budovaných čiernovážskou, bielovážskou a bebravskou sériou, teda pre tektonickú jednotku vyššieho radu. Ide v podstate o rozsah doterajšieho chočského príkrovu. Podrobnejšie jeho členenie na faciálne typy — série, rovnako ako podrobnejšie členenie na štruktúrne jednotky je prirodzeným dôsledkom podrobnejšieho poznania. Novovymedzené série, ale aj čiastkové štruktúrne jednotky sú však jednotkami nižšieho radu. Pre série čiže litologicko-stratigrafické jednotky sme už skôr zaviedli názvy čiernovážska séria a bielovážska séria a rozširujeme ich o nové — bebravské séria a ludrovský vývin (s reiflingskými vápencami, raminskými vápencami a tenkými lunzskými vrstvami). Pre čiastkové tektonické jednotky — šupiny sa postupne s bližším poznávaním ich stavby zavádzajú názvy, ako je bocianska, malužinská tektonická jednotka atď. Pravda, sú pri tom ťažkosti, lebo rozsah toho-ktorého geometrického telesa či čiastkovej jednotky nie je vždy známy.

Myslíme si, že zdôvodnením vhodnosti vžitého názvu chočský príkrov (D. Andrusov 1936, 1968) sme zároveň dokázali, že názov hronikum nie je potrebný. Tento termín hodnotíme ako nevhodný. Termín hronikum mal by byť ekvivaletný termínu tatrikum a gemerikum, teda pojmom zahŕňajúcim a tým aj vyjadrujúcim genetickú spätosť pripovrchových mezozoických jednotiek s jednotkami podkladu, kryštalinika. V prípade hronika (teda chočského príkrovu v našom i v staršom ponímaní), sa však rozumejú len mezozoické príkrovové jednotky včítane permu — karbónu, ale bez kryštalického podkladu, ktorý je neznámy. A to sa do istej miery týka aj názvu fatrikum namiesto krížňanského príkrovu. Tu je situácia ešte komplikovanejšia, závisí od postoja ku koreňovým zónam krížňanského príkrovu. Obsah pojmu fatrikum sa v ostatných rokoch stáva nejasným. Pri jeho zavádzaní sa vychádzalo z predstavy o zakorenení krížňanského príkrovu na čertovickej línii, teda z toho, že koreňová zóna tohto príkrovu je pohltená (A. Biely — O. Fusán 1967).

Séria Veľkého boku, ktorú autori termínu fatrikum pokladajú už za súčasť veporika, sa ukazuje neoddeliteľnou súčasťou krížňanského príkrovu. Jej podstatná časť sa viaže so severnými zónami veporského kryštalinika. Pri dôslednom postupe by teda pojem fatrikum mal zahŕňať aj severné zóny veporidného kryštalinika, koreňové zóny krížňanského príkrovu. Rozsah veporika by sa v takom prípade podstatne zúžil, ale aj obsahovo zmenil, a preto by pre južné zóny veporika s mezozoickým obalom struženickej jednotky bolo potrebné nové pomenovanie. Pri dnešnom stave poznatkov nie je jasné, kde je hranica medzi touto južnou oblasťou (veporika) a tzv. fatrikom v širšom slova zmysle (včítane severných zón veporského kryštalinika).

Tak hronikum ako fatrikum neznamenajú zmenu obsahu doterajších termínov, ale iba zámenu zaužívaných názvov novými. Potreba zmeny nevyplynula z nijakej novej syntézy ani hlbšej analýzy. To, že je chočský i krížňanský príkrov súborom čiastkových jednotiek, sme zdôvodnili už skôr

(M. Maheľ 1962). Do širšieho povedomia geológov to preniklo s Regionálnou geológiou (M. Maheľ 1967), pričom sa zachovali tradičné názvy krížňanský príkrov, resp. jednotka, a chočský príkrov.

Výber samotných názvov hronikum a fatrikum vzbudzuje podozrenie, že sa ich zavedením sledoval cieľ negovať etymologicky analogické názvy hronské synklinórium a fatranský typ obalových jednotiek. Aj preto, i keď nie v prvom rade, treba názvy hronikum a fatrikum pokladať za nevhodné. Nejde o nové termíny. Na hronské synklinórium môžu byť, prirodzené, rozličné náhľady (V. Zoubek 1961, M. Maheľ 1964, 1967), ale popierať jeho existenciu sotva možno. Pritom je však zakotvený v takých významných prácach, ako bol Tektonický vývoj ČSR a Regionální geologie ČSSR II, Karpaty. Pojmu fatrikum blízky pojem fatranský typ obalových sérií sa použil na označenie hlbokovodnejšieho vývinu jury a spodnej kriedy obalových jednotiek v prácach medzinárodného významu, v tektonickej mape Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie (M. Maheľ 1973; vydanej za spoluúčasti UNESCO) a vo vysvetlivkách k tejto mape (M. Maheľ 1974). Zavádzať etymologicky v podstate rovnaký názov, ale pre inú tektonickú kategóriu by viedlo k dezorientácii nielen v domácej literatúre.

A ešte pár slov k názvu skýcovský zlom či zlomový systém. Termín skýcovský zlom sa objavil v období zostavovania generálnych máp (A. Biely 1963) ako pomenovanie pre zlom smeru SZ—JV rozdeľujúci Tríbeč na dve časti odlišnej stavby: severnú (razdielsku) a južnú (tríbečsko-zoborskú). V takom ponímaní sa hlavne prostredníctvom Regionálnej geológie Západných Karpát (M. Maheľ 1967) dostal do povedomia širokej geologickej verejnosti. Jeho význam umocnila analogická pozícia s hrádockým zlomom v Považskom Inovci. Obidva totiž z juhu obmedzujú mocný permokarbón (v Považskom Inovci) a perm obalovej jednotky Tríbeča a kryhy kryštalinika výraznejšie postihnuté alpínskym prepracovaním. Preto sa obidva zlomy často spájali do jedného a význam obidvom zlomom sa pripisoval už pri sedimentácii permu. V každom prípade ide o zlomy rozpoľujúce dve jadrové pohoria na bloky a zlomy, ktoré hrajú významnú úlohu pri rozložení mladšieho paleozoika a jadrových pohoriach, teda zlomy, ktoré zohrali dôležitú úlohu pri vývoji jadrových pohorí. V samotnej morfoštruktúre sa skýcovský zlom (pozri Geologickú mapu Tríbeča; A. Biely 1975) výraznejšie neprejavuje. A ešte menej výrazný je hrádocký zlom smeru ZSZ—VJV až Z—V.

Názov skýcovský zlom, resp. skýcovský zlomový systém, sa však začal používať (O. Fusán et al. 1971) aj pre zlomový systém rozložený 20—25 km severnejšie, pre zlom predtým v našej literatúre opísaný ako jastrabiansky (M. Maheľ 1969). Ten oddeľuje od seba iné bloky a iné morfoštruktúrne jednotky: Považský Inovec od Strážovskej hornatiny na západe a Tríbeč od Vtáčnika vo východnej časti. Jastrabiansky zlom smeru zhruba SZ—JV prebieha od Trenčína cez mníchovské sedlo popri južnom okraji neovulkanitov Vtáčnika. Podľa O. Fusána sa tento zlomový systém na východe napája na trenčskú kotlinu, prikrytú neovulkanitmi. Ide o zlomový systém, ktorý sa veľmi výrazne prejavuje aj geofyzikálne a vytvára severné obmedzenie hlbinného podunajského bloku. Jeho význam a genézu O. Fusán porovnáva s čertovickou líniu (hlbinným rozhraním bloku tatríd a veporíd). Čertovickej línii pripisuje význačnú úlohu magmatických prívodných ciest už v perme. Také staré založenie a funkciu už v perme predpokladá O. Fusán (1971) aj

pre hlbinný zlom pri severnom okraji dunajského bloku. A keďže s rozložením priečne orientovaných permských depresií sa spájal skýcovský zlom (A. Biely 1963; obdobne ako v Považskom Inovci hrádocký), tento názov O. Fusán pripísal aj prv pomenovanému jastrabianskemu zlomu. Lenže skýcovský a jastrabiansky zlom sú dva štruktúrne elementy vzdialené od seba najmenej 20 km. V stavbe sa prejavujú zásadne odlišne. Prvý obdobne ako hrádocký rozpolcuje kryštalické jadro Tríbeča (hrádocký Považského Inovca), druhý vytvára severný okraj Považského Inovca aj Tríbeča. Jastrabiansky zlom vo svojom západnom úseku oddeľuje Považský Inovec — s vyzdvihnutým kryštalinikom alpínsky silne prepracovaným a s malým podielom mezozoických komplexov, ale s mocným vrchným paleozoikom — od severnejšieho bloku Strážovskej hornatiny, s kryštalinikom alpínsky málo prepracovaným a bez sprievodu mladopaleozoických členov, ale s mocným kompletným zastúpením krížňanského (včítane manínskeho), chočského i strážovského príkrovu. Východnejšie v Bánovskej kotline sa jastrabiansky zlom prejavuje mocným miocénom v južnej kryhe, s výstupom paleogénu v severnej kryhe. A pokiaľ ide o vzťah k rozloženiu obalového permu, skýcovský a hrádocký zlom predstavujú južnú hranicu jeho rozšírenia, jastrabiansky zrejme jeho severnú hranicu.

Jastrabiansky zlom v nijakom prípade nemožno stotožňovať so skýcovským. Hlbinný zlomový systém, čiže okraj dunajského bloku sa povrchovo prejavuje v priestoroch priebehu jastrabianskeho zlomu, sčasti severnejšie paralelne s trenčiansko-teplickým zlomom. Z uvedeného vychodí, že hrádocko-skýcovský zlomový systém a jastrabiansky systém sú dva geneticky aj morfoštruktúrne odlišné systémy. Ich zamieňanie vnáša do našej literatúry dezorientáciu.

A ešte k etymológii názvov. Väčšinu našich zlomov pomenúvame podľa názvu dediny, cez ktorú prebiehajú. A tak je to aj so skýcovským a jastrabianskym. Bolo by čudné, keby sa skýcovským nazýval zlom, ktorý prebieha až 20 km severnejšie od obce Skýcov. Z uvedeného teda vyplýva, že hlbinný zlom pri severnom okraji dunajského bloku nemožno stotožňovať so skýcovským zlomom. Jedným z jeho povrchových prejavov je jastrabiansky zlom. Tento názov navrhujeme používať v uvedenom zmysle.

Doručené 24. 7. 1978

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpathica I (Praha), s. 3—33.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik des Nordlichen Karpathen. Bratislava, Vyd. SAV. 188 s.

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. X. Congres Carpathian-Balcan Association. Bratislava, GÚDŠ. 44 p.

Biely, A. in Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 M-34-XXXI Nitra. Bratislava, Geofond.

Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, s. 69—78.

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

Biely, A. 1975: Geologická mapa Tríbeča. Bratislava, GÚDŠ.

Bystrický, J. 1973: Triasic of the West Carpathians Mts. X. Congres of Carpathian-Balcan Association. Bratislava, GÚDŠ. 137 s.
Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 1—123.
Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. mineral. geol., 9.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty I. Ústř. úst. geol. 486 s.
Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 47, s. 7—29.
Maheľ, M. (edit.) 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. Bratislava, GÚDŠ — UNESCO — Kartografia Praha.
Maheľ, M. et al. 1974: Tectonic of the Carpathian-Balcan system. Explanation of the tectonic map of Carpathian-Balcan mountain system and adjacent areas 1 : 1,000.000. Bratislava, GÚDŠ 453 s.
Zoubek, V. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha, Ústř. úst. geol.

K článku akademika M. Maheľa Kriticky o názvoch.....

J. BYSTRICKÝ — A. BIELY — O. FUSÁN

Znovu zdôvodňovať opodstatnenosť nových názvov tektonických jednotiek, ktoré sme zaviedli v r. 1973 (fatrikum, hronikum, šturecký príkrov, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973), nepokladáme za potrebné. Ich zavedenie vyplynulo z vtedajšieho stavu stratigrafických, faciálnych i tektonických poznatkov o triase Západných Karpát (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968a, 1968b), teda útvaru, ktorý je ešte aj dnes hlavným kritériom v definíciách tektonických jednotiek — príkrovov (A. Tollmann 1976, p. 473).

Pri zavádzaní týchto názvov sme nesledovali cieľ negovať názvy hronské synklinórium a fatranský typ obalových jednotiek, čo vyplýva z nasledujúceho:

a) Názov „hronské synklinorium" (M. Máška — V. Zoubek 1961, p. 163) nemá s definíciou hlavnej tektonickej jednotky, ktorú sme nazvali hronikum, nič spoločné z genetického ani priestorového hľadiska. Aj keď sú obidva termíny odvodené od toho istého názvu (od rieky Hron), odlišujú sa tak, že si ich nemožno zamieňať.

b) Termín „fatranský typ obalových jednotiek" ("The euxinic Fatra type development" — M. Maheľ 1973, p. 14, "The Fatra type of envelope" — M. Maheľ 1974, p. 113, 114) sa vzťahuje na fácie liasu až spodnej kriedy, zahŕňa teda aj definovanú šiprunskú fáciu (D. Andrusov 1967, p. 1047) a je teda termínom pre faciálnu, nie tektonickú jednotku. Okrem toho v čase, keď sme názov fatrikum zavádzali, tento termín ešte neexistoval.

Nové termíny sme zaviedli uvážene po podrobnej analýze všetkých nám známych faktov a je samozrejmé, že sme pri voľbe názvu vzali do ohľadu aj prioritu. Myslíme si, že náš postup nebol len „zdanlivo logický", za aký ho pokladá akademik M. Maheľ, aj keď pripúšťame, že sa voľba názvov nemusí každému zdať najprilieha-vejšia.[1]

[1] V roku 1968 sme zaviedli názvy hlavných tektonických jednotiek — ultratatridy, ultraveporidy (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968a, p. 296). Tie podľa diskusie s akademikom D. Andrusovom by mohli, podobne ako termín „subtatrikum" (D. Andrusov 1968, p. 87), viesť k nesprávnej korelácii s Alpami. Preto sme v r. 1973 utvorili nové názvy podľa orografických jednotiek.

Akademik M. Maheľ zaiste uzná, že pre slovenskú geológiu nie je práve najlepšou vizitkou, ak sa v knižných vydaniach regionálnej geológie ČSSR, ktoré majú informovať o úrovni našej geologickej vedy celú svetovú verejnosť (D. Andrusov 1959, 1965, 1968; M. Maheľ 1967, 1968, 1974), stretáme s rozdielnym chápaním tohože termínu a so zamieňaním jednotiek rozdielnych kategórií.

Rozvoj mnohých geologických disciplín, ktorého sme svedkami (stratigrafia, paleogeografia, tektonika atď.), priniesol, a je to celkom prirodzené, rad nových alebo modifikovaných, príp. emendovaných termínov. Napriek tomu, že niektoré inojazyčné termíny (napr. anglické) nemajú ešte svoje slovenské znenie, myslíme si, že sa už teraz dajú terminologicky odlíšiť litostratigrafické jednotky od faciálnych a tie zase od tektonických jednotiek. Každá z uvedených kategórií jednotiek má totiž nielen vlastnú terminológiu, ale aj vlastné kritériá na ich definovanie. Litostratigrafická jednotka najvyššieho radu — „séria" (podľa návrhu čs. stratigrafickej komisie sa tento termín najnovšie nahrádza termínom „skupina", angl. group) sa môže členiť len na litostratigrafické jednotky nižšieho radu (súvrstvie = angl. formation, vrstvy = angl. member), teda nie na fácie, ako je to napr. v Regionálnej geológii ČSSR.[2] Ak sa pod termínom „séria" rozumie litostratigrafická jednotka, potom aj v zmysle pôvodného návrhu čs. stratigrafickej komisie (D. Andrusov — E. Scheibner 1964, p. 169) anglické znenie tohto termínu musí byť group, nie „subunit", ako je to v anglickom znení Regionálnej geológie ČSSR.[3]

Priestorové rozšírenie litostratigrafickej jednotky a jej vzťah k susediacim oblastiam rozšírenia inej litostratigrafickej jednotky (ale tej istej hodnoty) je jednotkou inej kategórie, faciálnou oblasťou, ktorá sa v prípade pásmových pohorí, akými sú Alpy a Západné Karpaty, nazýva aj faciálna zóna (Fazieszone, A. Tollmann 1976, p. 461 n.) a tá sa môže ďalej členiť na jednotky nižšieho radu.

Jednou z takýchto faciálnych oblastí triasu je aj tzv. bielovážska séria (Biely Váh subunit — M. Maheľ 1968). V tomto zmysle bola totiž aj definovaná, ako to vyplýva z nasledujúceho: „...možno odlíšiť tri vývyny, — série..." a ďalej „Pre jej vývin... nazveme ho bielovážsky..." (M. Maheľ 1961, p. 7).[4]

„Bielovážska séria", ako vychodí z anglického i slovenského textu, nebola definovaná ako litostratigrafická jednotka, za akú sa bez vysvetlenia pokladá v Regio-

---

[2] M. Maheľ (1967) na s. 14 píše: „Každá tektonická jednotka má svojrázny obsah litostratigrafických jednotiek — sérií" a ďalej (s. 59): „Pri vyčleňovaní sérií vychádzame predovšetkým z charakteru stratigraficko-litologických celkov, nie iba z odlišností niektorých fácií. Odlišnosti, ktoré sa týkajú len niektorých členov, považujeme za kritériá pri odlišovaní vývojov." V zmysle toho člení M. Maheľ (l. c., s. 96—98) napr. veternícku sériu na vápenický vývoj, havranický vývoj, jablonický vývoj a nedzovský vývoj.

[3] Slovenské znenie anglického textu (M. Maheľ 1968) na s. 11: „Každá tektonická jednotka má osobitné litologicko-stratigrafické vrstevné sledy („sequences") (ktoré sa ďalej nazývajú subunit), typické súbory fácií ako aj zvláštny vývoj a pozíciu" a ďalej na s. 51: „Každá z nich (rozumej tektonických jednotiek) pochádza zo zvláštnej sedimentačnej panvy s niekoľkými zvláštnymi črtami, ktoré sa odrážajú v charaktere príslušných komplexov (tieto sa ďalej označujú ako „subunits") regionálneho alebo lokálneho rozsahu". Aký je rozdiel medzi terminom fácia a vývoj, sa neuvádza.

[4] Definícia „bielovážskej série" v anglickom znení textu (M. Maheľ 1961, p. 20) je tá istá ako definícia „čiernovážskej série" v slovenskom znení textu, teda nasledujúca: "The Biely Váh series with dolomites predominating even in the Middle Triassic, without limestones of the Reifling type and without the ticker strata of Lunzian beds; but often with insertions of variegated Keuper schists" a ďalej "Thus it is possible to suppose that Triassic masses of the Biely Váh series represent here-and-there — the bottom constituents of the Zliechov series". V slovenskom texte (s. 7) sa však píše: „Možno teda usudzovať, že triasové masy čiernovážskej série miestami zastupujú spodné členy zliechovskej série."

nálnej geológii ČSSR (M. Maheľ 1967, „Biely Váh subunit" — M. Maheľ 1968, 1974, "The Biely Váh group"[5] M. Maheľ 1973, p. 16), ale ako faciálna jednotka, za akú sme ju aj pokladali[6] a ako sme to vyjadrili aj terminologicky: „Le Faciès du Váh Blanc" (A. Biely 1967, p. 1089), „Le faciès du Biely Váh" (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968b, D. Andrusov 1968), „Biely Váh Entwicklung" (J. Bystrický — A. Biely 1966, J. Bystrický 1966, 1972) a za akú ju pokladá aj A. Tollmann („Lunzer Fazies = Weisswaagfazies", A. Tollmann 1972, p. 189, 1976, p. 470). V podstate je to iba náhrada za termín Lunzer Fazies, ktorý v Západných Karpatoch ako prvý použil E. Spengler (1932, p. 223).

Spätosť faciálnych jednotiek „čiernovážskej a bielovážskej série" s tektonickými jednotkami, ktorú v Nízkych Tatrách zistil A. Biely (1962, p. 208, 1963, p. 71), a nové stratigrafické poznatky o tzv. chočskom dolomite (A. Biely — J. Bystrický 1964, J. Bystrický 1967) boli základom redefinície chočského príkrovu ako jedného z čiastkových príkrovov hlavnej tektonickej jednotky, hronika.[7]

Akademik M. Maheľ uvádza, že už v roku 1962 zdôvodnil, „že je chočský i krížňanský príkrov súborom čiastkových jednotiek". Neuvádza, o akú kategóriu jednotiek ide, lebo v práci, v ktorej okrem iného rozoberá problematiku centrálnych Západných Karpát (1962a, s. 49), uzatvára: „Na základe nových poznatkov sa snažíme postaviť novú koncepciu stavby centrálneho pásma, založenú na hypotéze o archipelovom charaktere v geosynklinálnom štádiu" (porov. 1962b, s. 196), čo konkrétnejšie vyjadril už v roku 1960 (fig. 2, s. 123).

Domnienka, že sa názvom chočský príkrov iba nahrádza názov „bielovážsky príkrov", je mylná. Názov „bielovážsky príkrov" akademik M. Maheľ v nijakej zo svojich publikácií — pokiaľ vieme — nepoužil.[8] Zrejme má na mysli termíny „Biely Váh subunit", príp. „Choč — Biely Váh unit", ktoré používal v tektonických profiloch (M. Maheľ 1968, 1973, 1974). Tie však podľa textu, ktorý sme citovali (sub_3 — pod čiarou), sa vzťahujú na litostratigrafickú jednotku vyššieho radu.

Spoločný základ názvu litostratigrafickej jednotky, faciálnej oblasti a tektonickej jednotky je prípustný, ale v každom prípade musí názov vyjadrovať, o akú kategóriu jednotky v tom-ktorom prípade ide (napr. Lunzer Schichten, Lunzer Fazies, Lunzer Decke). V poslednom prípade teda „bielovážska séria" (skupina), „bielovážska fácia", „bielovážsky príkrov". Použitý termín „bielovážska séria", „Biely Váh subunit" pre všetky tri kategórie jednotiek je nesprávne, vedie k chaosu pojmov. Ak by sme termín „Choč — Biely Váh unit" pokladali za názov tektonickej jednotky, aj ten by sa podľa priority musel zahrnúť do pojmu chočský príkrov (A. Matějka 1925, p. 85), podobne ako bol zahrnutý názov svarínsky príkrov („La nappe partielle supérieure-celle du Svarín"; A. Biely 1967, p. 1089).

O problematike monofaciálnych a polyfaciálnych tektonických jednotiek sa už skôr zmienil J. Bystrický (1972, 1973, p. 15). Je celkom pochopiteľné, že pojem

---

[5] Termín „Biely Váh group" ako názov litostratigrafickej jednotky nemožno používať, pretože v danom prípade ide o neformálnu litostratigrafickú jednotku. Podľa International Stratigraphic guide (1976, p. 35): "Geographic names should be combined with the terms "Formation" and "Group" only in formal nomenclature."

[6] D. Andrusov (1968, s. 99) v kapitole o stredrom subtatriku explicitne uvádza: „wurden zwei Faziestypen unterscheiden — die Dolomitfazies und die Lunzerfazies... M. Maheľ hat erstere als „Schwartzváhserie", letztere als „Weisváhserie" bezeichnet. Wir behalten die ausdrücke vom M. Maheľ bei, aber nur als Faziesbegriffe".

[7] „In unserer Auffassung ist also... die Choč Decke eine aus der Gruppe der ultraveporiden Decken und die Strážov Decke eine von den gemeriden Decken" (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968a, p. 296).

[8] Termín „bielovážsky príkrov" v znení „Biely Váh partial nappe (= Choč nappe)" použil J. Bystrický (1973, p. 19, 82), teda len ako synonymum chočského príkrovu.

monofaciálny a polyfaciálny príkrov vyplýva jednak zo štádia preskúmanosti, ale aj z voľby kritérií. Z hľadiska fácie vrchného triasu je napr. krížňanský príkrov monofaciálnym príkrovom, z hľadiska jury zase polyfaciálnym. Prvá definícia príkrovu, opierajúca sa o obmedzenú geografickú oblasť, je zvyčajne definíciou monofaciálneho príkrovu. Až postupným získaním ďalších poznatkov o jeho regionálnom rozšírení a o laterálnych zmenách vo fáciách triasu sa ukáže, či tento príkrov je monofaciálny alebo polyfaciálny.

Výčitka akademika M. Maheľa, že naša definícia čiastkových príkrovov sa vzťahuje na monofaciálne telesá, je neoprávnená. Hlavná tektonická jednotka — hronikum — je polyfaciálna, veď čiastkové príkrovy sme definovali presne týmiže fáciami ako on. To však vonkoncom neznamená, ako sme už spomenuli, že by sa ďalším výskumom v týchto čiastkových príkrovoch nemohlo zistiť aj zastúpenie ďalších lokálnych faciálnych oblastí (ako je to napr. v prípade ramingského vápenca, tzv. korytnický vývin sensu M. Maheľ), príp. prechody jednej faciálnej oblasti do druhej.

S náhľadom akademika M. Maheľa, že „zavádzaním etymologicky v podstate rovnakého názvu, ale pre inú tektonickú kategóriu by viedlo k dezorientácii nielen v domácej literatúre", môžeme súhlasiť. Myslíme si však, že ťažisko „dezorientácie" nie je v termínoch fatrikum a hronikum, ale práve v nevhodnom zavádzaní rovnakých termínov pre všetky kategórie jednotiek, o ktorých diskutujeme, a v nedodržiavaní základného pravidla korelácie, podľa ktorého možno korelovať len jednotky rovnakej kategórie a rovnakej hodnoty.

Zavedením nových termínov sme chceli aspoň sčasti odstrániť terminologické nepresnosti a podať nové poznatky o stavbe Západných Karpát a ich tektonickom vývoji v zrozumiteľnej forme. Dúfame, že akademik M. Maheľ má rovnakú snahu ako my a že urobí všetko pre to, aby sa v čo najkratšom čase vypracovalo jednotné slovenské odborné názvoslovie.

Pokiaľ ide o kritiku použitia termínu skýcovský zlom (O. Fusán 1971) na severovýchodné obmedzenie podunajského bloku vymedzeného na základe geofyzikálnych údajov, možno ju prijať. Domnievame sa však, že ohraničenie takých blokov, ako je podunajský, by sa azda nemuselo spájať s názvami zlomov zistených na povrchu.

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. Bratislava, Vyd. SAV.

Andrusov, D. 1965: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. II. Berlin — Bratislava, Akad. Verl., Verlag SAV.

Andrusov, D. 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. France (7), 7, p. 1029—1062.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. SAV. 188 S.

Andrusov, D. — Scheibner, E. 1964: Návrh slovenskej stratigrafickej klasifikácie terminológie. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 15, s. 167—172.

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. excursions. X. Congr. of CBGA. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, p. 1—47.

Biely, A. 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbeča. Geol. práce, Spr. (Bratislava), s. 205—218.

Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), S. 69—78.

Biely, A. 1967: Coupe de la Basse Tatra. Bull. Soc. géol. France, (7), 7, p. 1089—1092.
Biely, A. — Bystrický, J. 1964: Die Dasycladazeen in der Trias der Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, S. 173—188.
Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968a: Zur Problematik der „Subtatrischen Decken" in den Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 19, S. 295—296.
Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968b: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. 23. Internation. Geol. Congr., 3, Prag, p. 87—92.
Bystrický, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der trias in den Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, S. 257—266.
Bystrický, J. 1967: O veku „chočských dolomitov". Čas. Mineral. Geol., 12, s. 247—252.
Bystrický, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Geseel. Geol. Bergb. (Innsbruck), 21, S. 289—310.
Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D, X. Congr. of Carpathian-Balkan geol. Assoc. Bratislava.
Bystrický, J. — Biely, A. 1966: Trias der Westkarpaten. Exkurzionsführer Koloquium über die Stratigraphie der Trias. KBGA. Bratislava.
Maheľ, M. 1960: The Question of Nappes in the Central West Carpathians from the Point of View of Paleogeography of the Mesozoicum. Report of Twenty-First Sess. Norden, Part XVIII, Copenhagen, p. 117—129.
Maheľ, M. 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 5—28.
Maheľ, M. 1962a: Problémy a cesty ďalšieho rozvoja geologického výskumu v československých Karpatoch. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 13—54.
Maheľ, M. 1962b: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. Geol. práce, Spr. (Bratislava), s. 187—204.
Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. II — Západní Karpaty (1). Praha, Ústř. úst. geol.
Maheľ, M. 1968 (in Maheľ, M. — Buday, T.): Regional Geology of Czechoslovakia. II. The West Carpathians. Geol. Surv. of ČSSR.
Maheľ, M. 1973: Tectonical Structures of the West Carpathians. Guide to excursion A, X. Congr. of Carpathian-Balkan geol. Assoc. Bratisslava.
Maheľ, M. 1974: The Carpathians of Czechoslovakia. The Inner West Carpathians. In: Tectonic of the Carpathian-Balkan Regions. Bratislava, GÚDŠ, p. 91—133.
Máška, M. — Zoubek, V. 1961: Základní tektonické členení Západních Karpát (československých) a jejich předneoidní základ. In Tektonický vývoj Československa, ÚÚG, Praha, p. 157—171.
Matějka, A. 1925: Předběžná správa o geologickém mapovaní v okolí Ružomberka na Slovensku. Věstn. SGÚ, 1, Praha, p. 84—89.
Spengler, E. 1932: Ist die „Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? Věstn. SGÚ, 8, Praha, p. 215—225.
Tollmann, A. 1972: Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 64. Wien, p. 173—206.
Tollmann, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Fr. Deuticke-Wien, Wien.
International stratigraphic guide, 1976. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedur. Ed. H. D. Hedberg. New York—London—Sydney—Toronto, John Wiley and Sons.

Niekoľko doplnkov a vysvetlení k diskusnej odpovedi dr. J. Bystrického, DrSc., dr. A. Bieleho, CSc., a člena korešpondenta O. Fusána, DrSc.

MICHAL MAHEĽ

1. Vzťah sérií čiastkových tektonických jednotiek je zložitý. Už dávnejšie som chcel o tejto problematike pripraviť osobitný príspevok. Ale K článku... si vynucuje niekoľko stručných poznámok:

a) Základom na vyčleňovanie litostratigrafických a paleogeografických jednotiek je ich obsah. Séria (ako základná litostratigrafická jednotka) je odvodená práve tak z litostratigrafického obsahu ako paleografický typ (napr. tróg, prah a pod.), ako aj faciálne oblasti. Litostratigrafické a faciálne jednotky sú dve stránky jednej mince, v prvom prípade so zdôraznením časovej, v druhom priestorovej zložky.

Faciálne jednotky rakúskych geológov nie sú inou kategóriou ako série. V rakúskej literatúre sa termín Lunzer Facies, Triesting Facies a pod. používa v analogickom význame ako naše série, teda litostratigrafickom. Série sme vyčlenili tam, kde sú viaceré odlišné fácie (skôr súbory fácií), ktoré naznačujú podmienky vzniku v inom geotektonickom prostredí, v inom paleogeografickom priestore.

Vyzdvihnutie významu fácie pri členení litostratigrafických a paleogeografických jednotiek rakúskych geológov vychodí z osobitostí Východných Álp, v ktorých je trias najrozšírenejším mezozoickým útvarom braným za základ pri členení jednotiek. A rozdiely vo vývine v triase v celých alpidách sú výrazné hlavne podľa niektorých fácií, napr. podľa lunzských vrstiev — Lunzer Facies. Lenže v Západných Karpatoch, kde je pre severné jednotky charakteristická hlavne jura a spodná krieda s pestrými súbormi fácií, a to dokonca aj paleogeograficky veľmi kontrastnými (prah — tróg), sa už dávno používa členenie na série, napr. czorsztynská a pieninská a ďalšie. A keďže pravidlá terminológie pripúšťajú používať termín séria dokonca aj na základe výrazných rozdielov jednej fácie, nevidím dôvod, prečo by sme pre trias mali u nás preberať historicky zakotvené postupy rakúskych geológov. Rešpektujeme ich, pokiaľ je reč o Alpách, ale pri Karpatoch treba používať jednotný postup pre všetky útvary; taký, ktorý historicky vyplynul z osobitostí Karpát, t. j. nie členenie na fácie, ale na série.

b) K sériám, ktoré som vyčlenil, ako je bielovážska atď., iba toľko: Po preštudovaní príspevku O. Samuela — A. Begana Niekoľko poznámok k významu pojmu séria... Geol. práce, Spr. (Bratislava), 68, s. 243—247, sa mi nevidí, že by ich vyčlenenie nebolo v zásade v súlade s Hedbergovým kódom. Litologicko-stratigrafická charakteristika sa spracovala viackrát a je doložená aj litologicko-stratigrafickými profilmi (pozri napr. Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Zoš., Bratislava, 60, 1961).

Diskutovať o tom, či bielovážska séria je doložená alebo nie, nemáme v úmysle. Veď už len Regionálna geológia litostratigrafickú charakteristiku tejto série s udaním osobitostí v jednotlivých pohoriach podáva viackrát. Podstata našej diskusie nie je v tom, či sme tú-ktorú sériu, a to aj bielovážsku, doložili všetkým, čo sa podľa terajších pravidiel žiada, a už vonkoncom nie v tom, že sa zamenili názvy sérií pri zrejmej redakčnej, resp. tlačovej chybe.

c) Chočský príkrov ako súbor čiastkových jednotiek. K poznámke J. Bystrického et al., že som pri zdôvodňovaní chočského a krížňanského príkrovu ako súborov čiastkových jednotiek neuviedol, o akú kategóriu jednotiek ide, pokladám za potrebné odkázať na prácu iste čítanejšiu, ako je ktorákoľvek iná, na Regionálnu geológiu, na s. 65, odst. 3. „Chočský príkrov leží na krížňanskej jednotke a jeho čiastkové jednotky majú tektonický štýl veľkých šupín odlišujúcich sa navzájom najčastejšie rozdielnymi sériami" alebo na s. 309, odst. 4: „Chočská jednotka je

zložená z troch čiastkových jednotiek, šupín, oddelených navzájom tektonickými poruchami nižšieho radu (A. Biely 1963). Šupiny majú odlišný litologicko-stratigrafický obsah a ...".

2. Poznámka k monofaciálnosti a polyfaciálnosti príkrovov. Z môjho príspevku je jasné, že ide o postoj k čiastkovým jednotkám (čiastkovým príkrovom), nie k príkrovu vyššieho radu. Vo svojich novších prácach podrobne dokladám (pozri Bebravská séria v časopise Mineralia slovaca a Chočský a strážovský príkrov v Geol. zbor. Geologica carpath.) laterálne zmeny jednotlivých sérií v tomže geometrickom telese, teda aj v čiastkovom príkrove. Povedané inými slovami, čiastkový príkrov často zodpovedá jednej sérii, ale v rade prípadov jednu sériu laterálne zamieňa druhá a ešte častejšie prechodné sekvencie, vývíny. Popritom sú oblasti, a nie malé, v ktorých je členiť a zaraďovať masy chočského príkrovu podľa kritérií z klasického územia Nízkych Tatier neľahké. Ale je zreteľné, že ide o príkrov, kmeňový príkrov, ktorý už generácie geológov poznajú ako chočský.

3. Podstata problému zmien zaužívaných termínov je v tom, ako postupovať pri zavádzaní názvov, keď sa rozširuje počet jednotiek, podľa ktorých sa tektonická jednotka na čiastkové jednotky člení. D. Andrusov, J. Bystrický, O. Fusán a A. Biely redefinujú tektonické jednotky tak, že zamieňajú názov, v danom prípade chočský príkrov, vyššieho radu za jeho časť — čiastkový príkrov — preto, že sa jeho prvotná obsahová charakteristika ukázala ako priúzka. Ale sami autori K článku... zdôrazňujú, že faciálna pestrosť tohto príkrovu bola známa už r. 1932, keď ju opísal Spengler, a uvádza sa aj v ďalších prácach, aj keď nedocenená. Je pravda, že výskumy z ostatných desaťročí ukázali na zúžený význam reiflingských vápencov a mocnejších lunzských vrstiev, znakov charakteristických zväčša len pre čiastkový príkrov. Meniť význam a rozsah poznávacích kritérií je však pri výskume prirodzené. A tu sme pri koreni rozdielov nášho prístupu k terminológii.

Autori K článku... dávajú prednosť poznávacím znakom, čiže zamieňajú v názve časť za celok (pars pro toto). Pri takomto postupe treba meniť názvy väčšiny jednotiek, hlavne tektonických, a pri dnešnom prudkom rozvoji poznatkov, ktoré upravujú kritériá, ide o zmeny takmer permanentné.

Sám pokladám za logickejšie a praktickejšie dávať nové názvy novovyčleneným jednotkám a starý názov meniť len tam, kde by ponechanie vžitého názvu nebolo únosné. Na podporu takého postoja uvádzam:

a) v prípadoch chočský príkrov, krížňanský príkrov, fatrikum, hronikum ide o tektonickú kategóriu jednotiek. Pri ich posudzovaní sa má na prvom mieste brať do ohľadu geometrický charakter telesa, jeho rozsah a rozloženie. Sami autori K článku... sa dovolávajú odlišných kritérií pre jednotlivé kategórie jednotiek, t. j. pri tektonických jednotkách treba vychádzať z geometrických kritérií. V takom poňatí je chočský príkrov (v zaužívanom rozsahu) a hronikum to isté.

b) V podstate rovnaký postup, aký bránim, je zaužívaný v karpatskej geológii. Ako príklad uvediem pomenovanie príkrovov bradlového pásma, napr. czorsztynský, pieninský (pozri M. Książkiewicz, 1972, Tektonika, Karpaty), aj keď každý z týchto príkrovov zahŕňa viaceré čiastkové tektonické jednotky i viaceré série.

c) Názvy chočský príkrov a krížňanský príkrov sú vžité. Netreba meniť názvy tam, kde sa meniť nemusia.

d) Nové názvy hronikum, fatrikum sú definované ako tektonické pojmy nadradené čiastkovým príkrovom (chočský s. s., šturecký atď.). V mnohých oblastiach Západných Karpát je veľmi ťažko, v niektorých to zrejme ešte dlho bude, zaradiť mocné sekvencie do toho či onoho čiastkového príkrovu. Ako chočský či krížňanský príkrov sa chápu nielen súbory vyhranených čiastkových príkrovov s novými názvami (svarínsky, vysocký a pod.), ale aj celé masy bez bližšieho podrobnejšieho tektonického začlenenia.

e) Nové názvy fatrikum a hronikum sú práve pre navrhnuté tektonické jednotky

vonkoncom nevýstižné. Ale dali by sa veľmi vhodne použiť pre jednotky, pri ktorých by boli oveľa priliehavejšie.

f) Nové názvy potrebujeme na označenie kategórie tektonických jednotiek radove vyšších, ako je krížňanský a chočský príkrov. Skoro bude treba zaviesť termín pre geotektonickú jednotku zahŕňajúcu krížňanský príkrov (t. j. spodný subtatranský v celom rozsahu), manínsky príkrov, ale aj jednotky Veľkého boku a príkrov (príp. príkrovy) severogemeridného kryštalinika, teda nový názov pre tektonickú kategóriu zahŕňajúcu nielen príkrovy mezozoika, ale aj príslušného koreňového kryštalinika. Ako by sa práve pre túto jednotku hodil názov hronikum! Prízvukujem, ide o jednotku v oveľa širšom zmysle, so širšími vzťahmi, ako je krížňanský príkrov. Analogická jednotka sa črtá aj po vyriešení širších vzťahov spolupatričnosti chočského, strážovského a severogemeridného príkrovu.

4. Svoj postoj k štureckému príkrovu som podrobnejšie zdôvodnil v práci Bebravská séria... v časopise Mineralia slovaca (11, s. 1—19). Pripomínam, že sám J. Bystrický (1973) i D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán (1973) pre šturecký príkrov pokladajú za charakteristickú čiernovážsku sériu.

5. Prehodnocovať termíny treba, ale podľa rovnakých kritérií pri jednotlivých typoch jednotiek a navyše opretých o správny metodologický prístup. Sám začínam diskusiu k „pálčivým" termínom, lebo ako vysokoškolský učiteľ geológie čs. Karpát, ktorý sa podobral napísať pre tento predmet učebnicu, pociťujeme potrebu aspoň základných termínov relatívnej ustálenosti. Pritom zdôrazňujem, že vecnosť diskusie nie je v množstve citácií — s tými sa dá manipulovať, ale v hľadaní podstaty na stanovenie správnych kritérií.

OZNAMY

Paleogeografický vývoj Západných Karpát

(Materiály z konferencie v novej edícii)

Redakcia Geologických prác, ktorých editorom je Geologický ústav Dionýza Štúra, začala vydávať novú odbornú edíciu. Jej úlohou je publikovať materiály z vedeckých konferencií, sympózií a seminárov, ktoré usporadúva Geologický ústav D. Štúra v Bratislave.

V novej edícii vyšiel prvý zborník Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Obsahuje materiály zo seminára, ktorý sa na počesť 50. výročia narodenia významného slovenského prírodovedca a geológa Dionýza Štúra konal 5.—6. apríla 1977.

Zborník je monotematický a skladá sa z troch častí, úvodnej, ďalej z časti obsahujúcej základné témy o problematike paleografie Západných Karpát a napokon z časti s pôvodnými referátmi o paleogeografii jednotlivých útvarov. Ich doplnkom sú bohaté grafické i farebné prílohy. Je tam prierez najnovšími výsledkami paleografického bádania. Všetky príspevky majú resumé v angličtine.

Zborník zostavil RNDr. Jozef Vozár, CSc., v spolupráci s RNDr. Róbertom Marschalkom, CSc., prof. RNDr. Milanom Mišíkom, DrSc., RNDr. Jánom Nemčokom, CSc. a s redaktorkou prom. fil. Irenou Broučkovou.

Zborník Paleografický vývoj Západných Karpát si možno objednať na tejto adrese: Geologický ústav Dionýza Štúra, redakcia Geologických prác, Mlynská dolina, 1, 809 40 Bratislava.

Nové údaje o izotopickom zložení olova z ložiska Zlatá Baňa (Slanské vrchy)

RUDOLF ĎUĎA

Новые сведения о изотопном составе свинца на месторождении Злата Баня (Сланские горы)

В последнее время были получены первые информации о изотопном составе свинца в галените полиметалической минерализации в Златой Бане. Результаты свидетельствуют о третичном возрасте минерализации и ювенильном происхождении свинца. Возрасты всех трёх изучаемых образцов одинаковые, в пределах ошибок изотопного анализа.

First data on the isotopic composition of lead from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts. Eastern Slovakia)

The paper presents first information on the isotopic composition of lead in galenite samples. Results point to a juvenile source of lead as well as to Cainozoic age of mineralization on the deposit. Ages of three samples are the similar fluctuating only in limits of the analytical error.

Zlatobanské rudné pole je súčasťou centrálnej vulkanickej zóny rozsiahleho vulkanicko-plutonického aparátu severnej časti Slanských vrchov. Vulkanicko-magmatickú činnosť a s ňou spätú mineralizáciu podmienil tektonický režim a stupeň diferenciácie magmy. Časovo prebieha v štyroch oddelených etapách. Podľa chronologického datovania niektorých hornín vulkanického aparátu (J. Slávik et al. 1976) prebiehala v období spodný sarmat — spodný panón. M. Kaličiak (1977) vyčlenil v tejto oblasti štyri etapy vulkanickej činnosti a ich odrazom sú efuzívne a intruzívne členy hornín. Z metalogenetického hľadiska bola najvýznamnejšia II. a III. etapa (pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické andezity, dioritové porfyrity dajkovitého typu atď.), s ktorou je späté hydrotermálno-metasomatické (žilníkovo-impregnačné) a hydrotermálne zrudnenie (brekciovité, žilné) polymetalického charakteru.

Mineralizáciu vo vrchnej časti prevažne tvorí sfalerit, galenit, pyrit s prímesou tetraedritu, antimonitu, chalkopyritu, Ag-teluridov, Sb—Pb-sulfosoli, markazitu atď. Z nerudných minerálov ich sprevádza kalcit, manganokalcit, baryt, kremeň, rodochrozit a chalcedón. V strednej časti má mineralizácia žilníkovo-impregnačný ráz (450—800 m) a tvorí ju prevažne sfalerit, pyrit s prímesou chalkopyritu, pyrotínu a galenitu. Galenit má zároveň tendenciu akumulovať sa v drobných kalcitovo-galenitových žilkách, iba zriedka hrubších ako 1 cm. Ojedinelé sú 0,2—0,3 m hrubé polymetalické žily s rovnakým charakterom mineralizácie ako žilníkovo-impregnačnej časti (KSV-5/573,0 m). V žilníkovo-impregnačnej zóne smerom do hĺbky sfaleritu ubúda a mineralizácia postupne dostáva pyritovo-pyrotínovo-chalkopyritový charakter. Nad 900 m sa doteraz overilo prevažne len žilníkovo-impregnačné pyritovo-chalkopyritové zrudnenie (± sfalerit, galenit), pričom sa ojedinele zistili aj drobné kremeňovo-molybdenitové žilky. Pod touto zónou mineralizácie vrt KSV-15 dosiahol v hĺbke 1513,0 m znovu polymetalickú žilu hrubú 0,3 m, ktorú tvorí sfalerit, galenit a chalkopyrit.

Celkový vývoj mineralizácie v zlatobanskej vulkanotektonickej depresii mal veľký časový a termálny rozsah, pričom sa jednotlivé etapy vzájomne zastierali a ovplyvňovali. Na spresnenie poznania časového vývoja mineralizácie sa odobrali tri vzorky z rozličných typov zrudnenia. Prvá vzorka sa odobrala z polymetalickej žily (vrt

KSV-5, 573 m), ktorá sa nachádza v žilníkovo-impregnačnej zóne. Žila je tvorená sfaleritom, galenitom, pyritom (± chalkopyrit). Druhá vzorka je z polymetalickej žily (vrt KSV-15, 1513 m). Táto žila, zložená zo sfaleritu, chalkopyritu a galenitu (± pyrit, pyrotín), leží v podloží žilníkovo-impregnačnej zóny. Tretia vzorka (KSV-7/289,9 m) zodpovedá polymetalickej mineralizácii brekciovitého typu. Skladá sa zo sfaleritu, galenitu, pyritu (± chalkopyrit, tetraedrit atď.).

Izotopický rozbor galenitu vykonal Legierski na ÚUG v Prahe podľa metodiky publikovanej v starších prácach. Výsledky zhŕňa tab. 1. Poukazujú na terciérny vek

Tab. 1

Vrt	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
KSV-5/573,0	18,90	15,83	39,18
KSV-15/1513,0	18,87	15,81	39,33
KSV-7/289,9	18,93	15,87	39,30

zrudnenia a približne zodpovedajú analýze z terciérnych zrudnení Európy. Modelový vek podľa metódy, ktorá sa používa na ÚUG, sa pohybuje od 10—70 mil. r. Zároveň sa zdá, že tu nejde ani o regenerované staršie zrudnenie (variské), ani o zrudnenie mobilizované z okolitých hornín. Všetky tri vzorky poukazujú na rovnaký zdroj olova. Vek všetkých vzoriek je rovnaký a je v medziach chýb izotopického rozboru. Je prirodzené, že rozbor treba doplniť o ďalšie typy mineralizácie lokality Zlatá Baňa, resp. o neovulkanity východného Slovenska.

Geologický prieskum, n. p.
Geologická oblasť Košice

AKTUALITY

Výskyt vulkanických hornín v kysuckej sérii bradlového pásma

E. JABLONSKÝ — M. SÝKORA*

Вулканические породы в Кисуцкой серии пиенинского утёсового пояса

Нахождение вулканитов андежитового состава было обнаружено в керне буровой скважины, которая пробурила кисуцкую серию пиенинского утёсового пояса. Приведена краткая минералогическая характеристика и химический состав этих пород. Это нахождение вулканитов было установлено на месторождении Горне Срнье.

Volcanic rock in the Kysuca group of the Pieniny klippen belt

An occurence of volcanic rock having andesite composition has been found in a drill-hole located in the Kysuca group of the Pieniny klippen belt. Brief mineralogy and results of chemical analysis are given. The locality is on the Horné Srnie cement raw material deposit.

Na ložisku Horné Srnie boli počas prieskumných prác na overenie geologicko-technologických vlastností cementárskej suroviny situované vrty aj v kysuckej

sérii bradlového pásma. Pritom sme vo vrte V-404 zistili prítomnosť mladého vulkanitu, ktorý sa podrobnejšie skúma laboratórnymi metódami.

Vrt v povrchovej časti prechádza hlinou a sutinou, potom slienitým vápencom a slieňom neokómu kysuckej série. V hĺbke 16,0—18,3 m sa nachádza zvetraním neporušená vulkanická hornina. Kontaktné termické účinky sme nespozorovali. Hornina je rozpukaná priečne na priebeh vrtu, a to na segmenty 10—20 cm.

Vulkanická hornina je sivá až hnedosivá, jej základná masa je holokryštalická až trachytická, s porfyrickými výrastlicami najmä plagioklasov, ktoré sú zonárne a majú časté albitové a karlovarské zrasty. Rovnako časté sú aj výrastlice hyperténov. V menšej miere je zastúpený amfibol a pyroxén. Bežnou súčasťou je aj rudný minerál, najpravdepodobnejšie magnetit.

Chemické zloženie vulkanickej horniny:

SiO_2	52,56 %	MgO	2,37 %
TiO_2	0,66 %	Na_2O	1,38 %
Al_2O_3	16,20 %	K_2O	2,30 %
Fe_2O_3	6,04 %	P_2O_5	0,20 %
MnO	0,09 %	SO_3	0,04 %
CaO	11,84 %	str. ž.	5,67 %

Podľa opisu a chemickej analýzy možno horninu zaradiť do skupiny andezitu.

Geologický prieskum, n. p.,
Geologická oblasť, Žilina
Katedra geológie a paleontológie PFUK
Bratislava

AKTUALITY

Nový výskyt uránu a zlata južne od Prakoviec v Spišsko-gemerskom rudohorí

LADISLAV NOVOTNÝ — PETER ČÍŽEK*

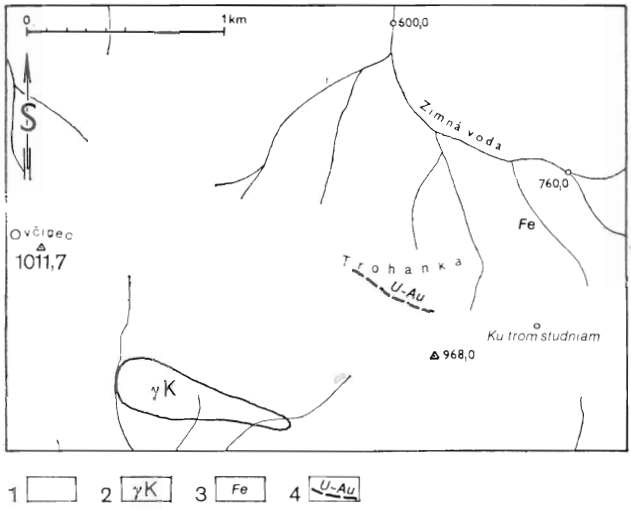
Новое местонахождение урано-золотой минерализации южнее деревни Праковце в СГР

Новое местонахождение ураново-золотой минерализации (ассоциация браннерит—смолинец—золото) в экзоконтакте гемеридных гранитов было обнаружено 5,5 км южнее деревни Праковце. Были определены чешуи золота в кварцевой жиле а также анализами золото было определено и в сопровождающих породах-кварцитах. Похожее распространение имеют и урановые минералы.

New occurence of uranium — gold mineralisation to the south of Prakovce village in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

A new occurence of uranium and gold mineralisation (assemblage of brannerite — pitchblend — native gold) has been found to occur in exocontact zone of granite in the Gemeride unit. The locality lies 5.5 km to the south from Prakovce village. Macroscopic grains of native gold were ascertained in quartz vein filling as well as analytically also in the quartzite wall-rock. Similar occurence have the uranium minerals.

V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sa v roku 1975 zistil nový výskyt mineralizácie uránu a zlata. Lokalita sa nachádza v závere doliny Zimná voda v blízkosti výskytu magnetitu na Trohanke (obr. 1).



Obr. 1

1 — gelnická séria 2 — gemeridný granit; 3 — výskyt magnetitu; 4 — žilná štruktúra s U—Au-mineralizáciou

Detailné geologicko-geofyzikálne práce v prítokoch potoka Zimná voda a neskôr na svahoch zistili sekundárnu aureolu dlhú viac ako 1 km, ale s veľmi malou koncentráciou mineralizovaných úlomkov kvarcitov a žilného kremeňa. Primárny zdroj sa zistil a ďalej sledoval geofyzikálnymi a kutacími ryhami malého rozsahu.

Žilná štruktúra je v komplexe zelenkastých chloriticko-sericitických fylitov a je v podstate konformná s bridličnatosťou. Vo fylitoch sú ojedinelé šošovkovité polohy kvarcitov. Sú svetlosivé, jemnozrnité, miestami s výraznými sedimentárnymi laminami. Južnejšie tvoria súvislé polohy. Horniny hlavne v západnej časti a južne od štruktúry postihla kontaktná metamorfóza, čo možno pripísať blízkej apofýze gemeridných granitov.

Žilnú štruktúru sme zistili na dvoch zjavne súvisiacich 50 m úsekoch vzdialených od seba 300 m. Žilu sme ďalej nesledovali, hoci pokračuje. Má smer ZSZ a sklon 60—70° na juh. Tvorí ju sivobiely a hnedastý kremeň a sprevádzajú tenké žilky kremeňa, príp. má charakter žilníka s mocnosťou 0,2—1 m. Mineralizácia uránu a zlata tvorí zhluky, resp. vtrúseniny v hnedastom žilnom kremeni alebo v blízkosti žily v kvarcitoch. Uránové minerály smolinec a brannerit tvoria v žile malé, veľmi nepravidelne a málo sa vyskytujúce zhluky. Pri prechode žily cez šošovkovité polohy kvarcitov sú miestami hojne impregnované uránovými minerálmi, pravdepodobne branneritom. Bežný je výskyt uránovej sľudy. Makroskopicky viditeľné zlato je len v žile a koncentruje sa do zhlukov uránových minerálov. Predbežný mineralogický výskum uránových minerálov a zlata (C. Varček 1975, M. Háber 1977, písomná informácia) potvrdil aj bohaté mikroskopické vtrúseniny zlata. Analyticky sa obsah zlata určil zo žilnej výplne a z kvarcitov prežilnených kremeňom (tab. 1), ktoré sú uránovými minerálmi impregnované. Ako vychodí z prehľadu analýz, nie vo všetkých vzorkách s anomálnym obsahom uránu je zlato. V nijakej vzorke sa však nezistil samostatný obsah zlata, aj keď takýto prípad nemožno vylúčiť.

Zo sprievodných prvkov sme zistili (maximálny obsah uvádzame v percentách): As — > 1; Pb — 0,06; Sb — 0,03; Ti — > 1; Sn — 0,001; Ni — 0,006; Bi — 0,1; Y — 0,06; Cu — 0,01; Ag — stopy; Co — 0,01; La — 0,03; Zr — 0,1; B — > 1; Cr — 0,03; Fe — > 1.

Tab. 1

Por. č.	Označenie vzorky	Obsah Au g/t	Obsah U v relat. číslach	Prostredie výskytu	Miesto odberu vzorky
1.	111L-2	0,07	68,0	kvarcit prežil. kremeňom	sek. aureola
2.	111L-3	0,68	20,2	kvarcit prežil. kremeňom	sek. aureola
3.	111L-4	—	5,6	kvarcit	sek. aureola
4.	111L-16	—	19,0	žil. kremeň s kvarcitom	žila
5.	111L-GR2a/2Z	0,65	7,2	žilný kremeň	žila
6.	111L-GR2a/6Z	—	5,6	žilný kremeň	žila
7.	111L-GR2a/12Z	82,0	2,2	kvarcit prežil. kremeňom	nadložie
8.	111L-GR2a/13Z	—	5,1	kvarcit prežil. kremeňom	nadložie
9.	111L-GR2a/14Z	—	3,7	žilný kremeň	žila
10.	111L-10	0,90	7,1	žilný kremeň	sek. aureola
11.	111L-11	—	9,3	kvarcit	sek. aureola
12.	111L-14	0,05	97,5	žilný kremeň	žila
13.	111L-15	109,0	33,8	žilný kremeň	žila
14.	111L-GR4/1Z	—	1,2	fylit prežil. kremeňom	nadložie
15.	111L-GR4/2Z	—	4,3	žilný kremeň	žila
16.	111L-GR4/3Z	0,55	0,4	fylit prežil. kremeňom	podložie

Poznámka: vzorky č. 1—9 — východný úsek žily, č. 10—16 — západný úsek žily.

Mineralizácia uránu a zlata (asociácia brannerit — smolinec — zlato) v zóne exokontaktu gemeridných granitov je analogická doteraz známym výskytom tejto mineralizácie v širšom okolí Hnilca a pravdepodobne aj Čučmy. Predpokladáme, že početné výskyty a v niekoľkých prípadoch aj bohaté koncentrácie zlata sú dostatočným dôvodom na začatie samostatného prieskumu. Asociácia uránu a zlata umožňuje vyhľadávať zlato rádiometrickými metódami, ktoré sú v takom prípade neporovnateľne rýchlejšie ako klasické prospekčné metódy.

Uránový prieskum, závod IX
Spišská Nová Ves

INFORMÁCIE

Seminár pri príležitosti 25. výročia spolupráce v geológii medzi PĽR a ČSSR

Vedeckotechnická spolupráca sa v oblasti geológie medzi PĽR a ČSSR začala v máji 1953. Pri príležitosti 25. výročia geologickej spolupráce sa 2.—5. 10. 1978 uskutočnil vo Vratislavi seminár dokumentujúci jej výsledky.

Po slávnostnom otvorení seminára dostali ďakovné listy predstavitelia čs. geológie (pozri prílohu), ktorí sa o rozvoj spolupráce najviac zaslúžili. Spolupráca je veľmi široká a uskutočňuje sa rozličnými formami, konzultáciami až spoločným riešením tematických úloh.

Inż. Ján Kuraň
Prezes Słowackiej Rady Geologicznej

Z okazji dwudziestopięciolecia współpracy naukowo-technicznej między służbami geologicznymi Czechosłowackiej Republiki Socjalistycznej i Polskiej Rzeczpospolitej Ludowej oraz w uznaniu zasług, Kierownictwo Centralnego Urzędu Geologii przyznaje Słowackiej Radzie Geologicznej medal im. Karola Bohdanowicza.

Niech to symboliczne odznaczenie będzie wyrazem głębokiego szacunku i uznania geologów polskich dla osiągnięć geologów czechosłowackich w dziele rozwijania i umacniania współpracy między naszymi służbami.

Trwająca od dwudziestu pięciu lat współpraca między służbami geologicznymi naszych Krajów przyczyniła się do wymiany doświadczeń i myśli naukowej w wielu dziedzinach geologii.

Na szczególne podkreślenie zasługuje współpraca przy rozwiązywaniu zagadnień surowcowych związana z poszukiwaniem i dokumentowaniem złóż surowców mineralnych w celu poszerzania bazy surowcowej naszych Krajów oraz ujednolicania i wzbogacania metodyki badań geologicznych.

Nadając Słowackiej Radzie Geologicznej medal im. Karola Bohdanowicza, wyrażamy głębokie przekonanie, iż służby nasze rozwijać będą nadal współpracę dla dobra gospodarki narodowej obu Państw oraz zacieśniać więzy przyjaźni między naszymi Narodami.

Kierownictwo i Kolegium
Centralnego Urzędu Geologii

V pracovnej časti boli referáty o fluritovo-barytových ložiskách, o cínových a iných rudných ložiskách, ďalej o uhlonosnosti vnútrosudetskej depresie, stratigrafii a stavbe flyšových oblastí Karpát, o hydrogeologických a iných problémoch.

Záver seminára patril dvojdňovej exkurzii v Dolnom Sliezsku. Najväčší záujem bol o niklové rudy ložiska Szklary, o cínové rudy (Krobica), ako aj o známe ložisko nefritu (Jorganów śl.).

Seminár okrem hodnotenia doterajších úloh ukázal aj na ďalšie možnosti spolupráce medzi geologickými službami PLR a ČSSR. Želáme si, aby táto spolupráca bola úspešná aj v ďalších rokoch.

Ivan Dianiška

MINERALIA SLOVACA, roč. 11, č. 2 (58)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32
Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice
Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11
Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava
The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1979

DISKUSIA — DISKUSSION

Michal Maheľ: Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom — Critical remarks on terms of the Šturec nappe, the Hronic, the Fatric and the Skýcov deep-seated fault — a discussion . . . 173
Ján Bystrický — Anton Biely — Oto Fusán: K článku akademika M. Maheľa Kriticky o názvoch 178
Michal Maheľ: Niekoľko doplnkov a vysvetlení k diskusnej odpovedi dr. J. Bystrického, DrSc., dr. A. Bieleho, CSc. a člena korešpondenta O. Fusána, DrSc. 183

AKTUALITY — NEWS

Rudolf Ďuďa: Nové údaje o izotopickom zložení olova z ložiska Zlatá Baňa (Slanské vrchy) — First data on the isotopic composition of lead from the Zlatá Baňa deposit (Slanské vrchy Mts. Eastern Slovakia) 186
E. Jablonský — M. Sýkora: Výskyt vulkanických hornín v kysuckej sérii bradlového pásma — Volcanic rock in the Kysuca group of the Pieniny klippen belt 187
Ladislav Novotný — Peter Čížek: Nový výskyt uránu a zlata južne od Prakoviec v Spišsko-gemerskom rudohorí — New occurence of uranium — gold mineralisation to the south of Prakovce village in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia) 188

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

A. Bakoň: Paleogeografický prehľad numulitovej fauny Bakonského lesa . . 114
O. Samuel: Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti 126
Roman Ravinger: Seizmické javy, ich účinky, výskyt a možná predpoveď . . 127
Ján Babčan: Diapirizmus, najmä granitový, a možné súvislosti 128

RECENZIE

O. Samuel: Z nových publikácii Geologického ústavu D. Štúra 142
Ján Spišiak: Geochemistry of the West Carpathian alpinotype ultramafic Rocks (Dušan Hovorka) 158

OZNAMY

P. Kušnír: Antimónové (bizmutové) okre, nie okry 172
Paleogeografický vývoj Západných Karpát (Materiály z konferencie v novej edícii) 185

INFORMÁCIE

Ivan Dianiška: Seminár pri príležitosti 25. výročia spolupráce v geológii medzi PLR a ČSSR 190

49374

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

