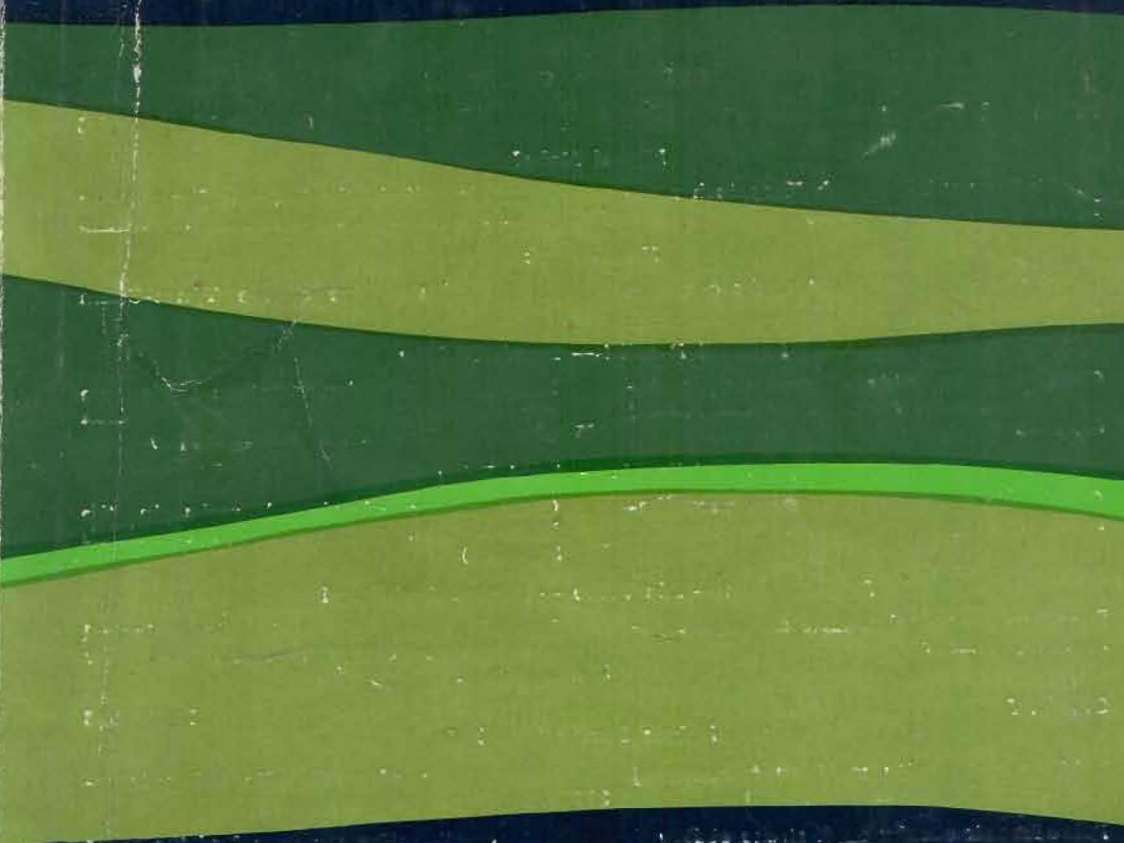


MINERALIA SLOVACA

13

1981

4



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

REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav ČAMBEL
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL

Ing. Ivan MARUSIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPAK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Michal Mahel

Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky

Penninic units in the Western Carpathians from the point of view of global tectonics
289

Kamil Bilek

Ložisko ropy a plynu týnecko-cunínske elevácie vo vídeňskej pánvi

Geological structure of the Týnec-Cunin elevation
307

Lubomil Pospíšil — Tamás Bodoky

Charakteristika hĺbnej stavby a neogénny magmatizmus v oblasti transkarpatskej depresie

Deep structure and magmatism of Neogene age in the Transcarpathians depression (Eastern Slovakia and NE Hungary)
325

Jozef Forgáč — Aurel Brlay

Geochemia premenených hornín neovulkanického komplexu Vtáčnika

Geochemistry of altered rocks in the Vtáčnik Mts. volcanic complex (Middle Slovakia)
337

Milan Matula — Ján Vlčko — Zuzana Rychlíková

Špeciálne mapy ražonizácie zostrojené pomocou počítačov

Special maps of engineeringgeological rayonization designed using computer technique
351

SPRÁVY

REPORTS

Helena Gerthofferová

Štúdium antimonitu metódou transmisnej elektrónovej mikroskopie (TEM)

Investigation of antimonite using transmission electron microscopy
363

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky

MICHAL MAHEL

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

(3 obr. v texte)

Doručené 27. 4. 1981

Пенниникум Западных Карпат с точки зрения глобальной тектоники

Новая глобальная тектоника произвела интерес о продолжении пенниника из Альп до Карпат. При этом всё-таки ясно, что офиолитовые комплексы мелиатской серии и буккид составляют южную зону, т. е. язык динарид с членённой океаническо-параокеаническо-сиалической корой триасовой эмбриональной геосинклинальной стадии. Продолжение южного пенниника до Западных Карпат проходит в почве кристаллического комплекса Малых Карпат, в почве приутёсовой зоны и северной оллохтонной части татриума.

Пиениды являются продолжением среднего пенниника, главная часть флишевого пояса продолжением северного пенниникума.

Периферийная зона флишевых покровов послееско-жданицких являются аналогом гелветикума. В Западных Карпатах показательным является историческая связь палеотектонических элементов алпийской геосинклинали (трогов, порогов, членённых типов) на отдельные типы раннегерцинского фундамента. Имеются ввиду проявления наследственности при составлении особенностей строения.

Penninic units in the Western Carpathians from the point of view of global tectonics

The new plate tectonics aroused the interest for continuation of Penninic units from the Alps into the Carpathians. Nevertheless, ophiolite-like complexes of the Meliata group or that of the Bükk Mts. create a more southern zone representing the extension of Dinaric units upon dissected oceanic to paraoceanic and sialic crust during the embryonal geosynclinal stage. Extension of the southern Penninicum into the Western Carpathians occurs beneath the crystalline core of the Little Carpathians and of the Peri-Klippen belt as well as beneath the northern, i. e. allochthonous, portion of the Tatrídes. Penninic units represent the continuation of the Middle Penninic domain whereas considerable part of the flysch belt corresponds to the Northern Penninicum. The outer belt of flysch nappes (the Podsliezsko-Zdánice unit) is a Carpathian analogy to Alpine Helvetic units.

In the Western Carpathians, the historical continuity of paleotectonic elements within the Alpine geosyncline (troughs, ridges and dissected areas) upon distinct types of pre-Variscan basement is conspicuous. Such signs of heredity were decisive for the creation of recent peculiarities in the general structure.

Vplyv globálnej tektoniky sa v našej literatúre prejavil predovšetkým:

— v dynamickejšom prístupe k sedimentácii, najmä významu flyšových sekvencií a v náhľadoch na nesený sedimentačný priestor (Marschalko, 1978, 1979, Maheľ, 1978, 1979);

— v pozornosti venovanej exotikám a „ultrapieninskej kordilére“, hlavne úlomkom z bázik a ultrabázik (Mišík et al., 1980);

— v dynamickejšom pohľade na sedimentáciu, sedimentológiu a stavbu aj predflyšových komplexov spodnej kriedy (Michalík in Borza et al., 1980);

— v posudzovaní vrásnenia ako viac-aktového procesu s periódami paleo-mezo-neoalpínskou (Maheľ, 1973, 1974, 1980).

Globálna tektonika sa odráža najmä v dynamickejšom pohľade na geologické procesy. Viaceré fenomény sa javia mnohostrannejšími a viactypovými, čo sa azda najzložitejšie prejavuje pri hodnotení paleogeografických elementov. Tie v našich predstavách prerastajú na paleotektonické a ich paleografická stránka je iba krátkodobým prejavom. Ich historické opodstatnenie a význam sú podmienené hlbinnjšími tektonickými činiteľmi.

Nová etapa, poznačená tendenciou spájať zákony a princípy novej globálnej tektoniky s geosynklinálnou teóriou, orientuje pozornosť na hľadanie historickej nadväznosti fenoménov, ale najmä paleotektonických elementov, a to aj tým, že priniesla nový parameter v geológii — typ kôry. K závažným problémom Západných Karpát teda prichodí pristupovať aj z nových teoretických pozícií.

Problémy južného penninika v Západných Karpatoch

S globálnou tektonikou sa zvýšil záujem aj o hľadanie pokračovania penni-

ka z Álp do Západných Karpát. Treba povedať, že v Západných Karpatoch prakticky niet pásma, ktoré by sa na základe raz jedného, inokedy iného znaku nestotožňovalo v Karpatoch s penninikom. Najčastejšie to bolo bradlové pásmo, ktoré pre bizarnosť svojej stavby a rozloženia medzi vonkajšími a vnútornými Karpatmi vzbudzuje dojem tektonickej melanže šrovej zóny, zvyšku po subdukovanom penniniku (Dewey et al., 1973, Szádecky-Kardoss, 1973, Grubič, 1974, Sandulescu, 1975, 1980).

Z. Kotaňski (1979), verný vsojím starším náhľadom i náhľadom J. Debel-masa (1950), opierajúc sa o niektoré analógie vývinu triasu, paralelizuje tatranskú zónu so stredným penninikom, a to s ultrabriançonskou zónou, bezprostredne nadväzujúcou na južnú piemontskú zónu. Tá však podľa jeho predstáv na prechode z Álp ku Karpatom vykliňuje. Naopak, bradlové (pieninské) pásmo stotožňuje so subbriançonskou zónou a ultrapieninský chrbát s briançonskou zónou. A. Tollmann (1975, 1978) pokladá tatrikum za pokračovanie stredného penninika a pokračovanie južného penninika z tektonického okna Rechnitzer do priestoru medzi tatrikom a krížňanským príkrovom.

Originálny je prístup I. Horvátha et al. (1977), ktorí bradlové pásmo považujú za severný okraj presunutého austroalpinika. Analogón severného penninika je magurský oceán, stredného penninika veporikum a južného penninika lubenícky oceán (pri južnom okraji veporika).

Aj pri známom nedostatku ofiolitovej triády v Západných Karpatoch uvedené dôvody nabádajú pátrať po penniniku v Západných Karpatoch. Nečudo, že preukázaním telies bázik a ultrabázik a metamorfovaného mezozoika s rádiolaritmi a navyše prítomnosť glaukofanitov v meliatskej sérii upútali

pozornosť a viedli k paralelizácii s penninikom Álp i s domnelým penninikom na Zakarpatskej Ukrajine (Leško et al., 1977, Leško — Varga, 1980, Wein, 1978). Táto paralelizácia je geologicky neprijateľná z nasledujúcich dôvodov:

Neveľká vzdialenosť rozloženia meliatskej série od tektonického okna Rechnitzer paralelizáciu priam ponúka. Lenže v geológii sa treba riadiť geologickými meradlami a tými sú čas a priestorové postavenie.

V časovom parametri je penninikum, a to i v tektonickom okne Rechnitzer, kriedou, sčasti aj jurou, kým meliatska série je triasová. Aj parameter priestoru je iný ako v geografii. To je priestorová pozícia v geosynklinále. Aj podľa toho je penninikum severnou jednotkou, meliatska jednotka ako súčasť bükkíd patrí medzi najjužnejšie jednotky. Je dokonca južnejšia ako austroalpinikum. Pravda, spomenutí autori operovali aj porovnaniami s ofiolitovými sekvenciami Východných Karpát na Zakarpatskej Ukrajine. A takéto postupy sú už vonkoncom neprijateľné ani z hľadiska formálnej logiky. Geotektonické postavenie prevažne jurských, sčasti triasových sekvencií s bázikami na Zakarpatskej Ukrajine, zistené v ostatných desaťročiach, je predsa neznáme, a to rovnako ako početa rozloženie vnútrokarpatských jednotiek v podloží neogénu.

Meliatska série tak ako podstatná časť bükkíd vrátane bázik a sprievodných rádiolaritov je triasová (Mock, 1978, Kovacs, 1980) a mladšie členy nie sú preukázané. Triasový charakter týchto ofiolitových sekvencií odráža aj paleotektonickú členitosť a paleografickú nestálosť. Prakticky každý profil meliatskej série vykazuje osobitný sled členov (Mock, 1978). A to je charakteristické pre začiatkové štádium oceanizácie alpinskej geosynklinály, typické pre trias vnútorných zón dinaríd (Ma-

heľ, 1974). Dinaridný charakter ofiolitoidných sekvencií sa tak prejavuje nielen triasovým vekom, nekompletnosťou ofiolitových sekvencií (Bajaník — Reichwalder, 1979), ale aj paleotektonickou členitosťou a nestabilitou. Bükkidy predstavujú členitú zónu s oceanickou — paraoceanickou až sialickou kôrou.

Ani severnejšie rozložené gemerikum a veporikum nemajú znaky penninika. Slabinou zaradenia gemerika do penninika je v prvom rade typ jeho paleozoickej gelnickej a rakoveckej série, ale aj typ severogemerického karbónu, ktoré aj napriek istým osobitostiam generácie geológov paralelizovali s oberostalpinským paleozoikom. Smelou je aj paralelizácia veporika s penninikom (Leško — Varga, 1980). Tu totiž už vonkoncom niet mezozoika, ktoré by vykazovalo afinitu k južnému penniniku. Pritom severoveporské jednotky kryštalinika sprevádzajú zvyšky koreňovej časti krížňanského príkrovu. A juhoveporské kryštalinikum — kráľovohorský príkrov má vlastný obal — struženickú jednotku vyložene prahového charakteru.

Spoločným znakom veporika a penninika je alpinsky metamorfizmus, ktorý penninikum postihol v podstatnej časti Álp (ale nie v celom rozsahu), pričom nejde o znak typický len pre penninikum. Alpinským metamorfizmom je postihnutý i „unterostalpin“ a sčasti i „mittelostalpin“. Navyše výrazná alpínska metamorfóza (diaforéza kryštalinika a progresívna metamorfóza mezozoika je v koreňových zónach helvetských príkrovov v masívku Tavetsch medzi Aarským a Gotharským masívom (Trümpy, et al., 1980). Z Álp je známe, že pásma alpinskej metamorfózy prebiehajú diagonálne na štruktúrne zóny a jej vek je paleoalpínsky, ale predovšetkým mezoalpínsky (ale vo veporiku len paleoalpínsky). Alpínsku metamor-

fózou veporika možno najlepšie vysvetliť prekrytím mocnými komplexmi (tisícky metrov) nielen subatranských prikrývov, ale aj tatrika (Vrána, 1980). Lenže s geologickými jednotkami sa nedáarábať ako so škatuľami, ktoré sa dajú zaradiť tak, ako sa to hodí do modelu vysvetľujúceho nejaký proces. Tektonické jednotky majú svoje členenie a štruktúrne i genetické vzťahy. A geologický prístup k problematike je taký, že sa analýzou týchto vzťahov dospieva k paleotektonickým rekonštrukciám a len na základe toho k posúdeniu vhodnosti či odchýlok od dobových modelov. Doteraz zistené vzťahy na základe stratigrafického obsahu a náplne mezozoických jednotiek dosť jednoznačne poukazujú na platnosť sledu jednotiek mezozoika od S na J, ako ho stanovili staršie generácie: tatrikum — krížňanský a krakľovský či severoveporský príkrov — struženická jednotka ako obal juhoveporskej kráľovohoľskej jednotky — austroalpínske jednotky počnúc chočským príkrovom po severogemerskú jednotku. Každé úsilie po zaradení veporika severnejšie od tatrika by sa malo vyrovnáť najmä s faktom, že struženickej jednotke pozvoľne od helpianskeho mezozoika (šupina v čelnej časti kráľovohoľského príkrovu) na J keuper vyznieva. Bolo by treba aj vyvrátiť, vysvetliť, prečo mezozoikum zavrásnené uprostred hronskej série krakľovského príkrovu vykazuje prinajmenej pribuzenstvo s krížňanským príkrovom včítane typického keupru.

Klasická predstava o rozložení tektonických jednotiek tatrikum — veporikum — gemerikum vyplynula aj z ich vzájomných tektonických vzťahov. Pri riešení štruktúrneho vzťahu tatrikum — veporikum nemožno obísť čertovickú líniu, ale ani východné ukončenie Ľumbierskeho masívu, jeho axiálne ponorenie sa pod veporikum dokumentované generáciami geológov, detailne najmä

V. Zoubkom (1960), neskôr K. Sieglom (1978) a A. Klincom (1979). Pripísať násun veporika na tatrikum mladšiemu poprikrývovému vrásneniu je vierohodné pre toho, kto nepozná alebo nechce poznať význam štruktúrnych elementov pre rozuzlenie histórie geologických procesov vrátane veku vrásnenia. Nejde len o to, že centrálnokarpatský paleogén nie je zvrásnený, ale treba vedieť, že mladšie pohyby vo Vnútrotných Karpatoch sú juhovergentné a prejavujú sa prešmykmi na J (dokumentované v Stratenskej hornatine, Maheľ, 1967) a v posledných rokoch na rade miest (v Slovenskom kráse, Mello — Reichwalder, 1979), vo veporiku hlavne na styku série Veľkého boka a kryštalinika (Plašienka, 1979). Za najvýrečnejší fakt svedčiaci o presune veporika cez Ľumbierske jadro pokladáme zhodu vergencie čelných digitácií (digitácie Zubra, Zoubek, 1960), s vrchnými štruktúrami podložného Ľumbierskeho jadra so synklinálami Veľkého a Malého Gáňa (Kliniec, 1979). Také štruktúry nevznikajú dosúvaním a nemožno ich vznik pripisovať pyrenejskému alebo sávskeму vrásneniu.

Charakteristickým znakom penninika sú ofiolitové jursko-spodnokriedové sekvencie a ich bezprostredná nadväznosť na mocný strednokriedový a vrchnokriedový flyš. V takom smere prichádzajú v Západných Karpatoch do úvahy severnejšie jednotky. Je predsa známe, že najjužnejšou západokarpatskou jednotkou s prítomnosťou albsko-cenomanského flyšu je krížňanský príkrov. Lenže ani ten neprichádza do úvahy. V jursko-spodnokriedových sekvenciách, a to aj trogového typu (zliechovská séria) chýbajú ofiolity. Celým súborom členov počnúc rétom pripomína frankfelský príkrov (Maheľ, 1967, Prey, 1978). A keďže krížňanský príkrov je svojimi tylovými časťami zakorenený vo veporiku, hlavne v severnej časti, ne-

možno veporikum pokladať za penninikum. Alpínsku metamorfózu kryštalinika a koreňových častí mezozoika nemožno brať ako znak typický pre penninikum.

Po vyčlenení skupiny čiastkových príkrovov vysokého typu v križňanskom príkrove a priradením k nim aj manínskeho príkrovu pri pátraní po pokračovaní južného penninika nepriechádza do úvahy ani zóna na rozhraní tatrika a veporika (Tollmann, 1975, Kortaňski, 1979). Uvedené čiastkové príkrovy križňanského kmeňového príkrovu štruktúrne, ale hlavne paleotektonicky nadväzujú na južné tatranské jednotky tatrika. Zaberajú pozíciu ultratatrika a typom jurských a spodnokriedových členov ukazujú na splytčenie severne od zliechovského trogu (Maheľ, 1978).

Aj v tatríckom mezozoiku sa videli analógie s centrálnopenninským a briançonským mezozoikom, najmä na základe analógií triasu (Debelmas, 1960, Kortaňski, 1979). Ale pohľad na toto pásmo a jeho členenie sa v ostatných rokoch od základu mení (Maheľ, 1979). Predovšetkým sa zmenil náhľad na rozsah geantiklinálneho charakteru tatrika. Podstatná, a to severnejšia časť tatrika vykazuje mezozoikum s hlbokovodnejšími členmi jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1967, 1979). Členy tohto, pre paralelizáciu rozhodujúceho obdobia, však výraznejšiu afinitu k penniniku neprejavujú. V kryštalickom podklade sa podľa typu kôry vyčleňujú dve odlišné pásma: severnejšie s metamorfitmi a hojnými bazickými telesami a južnejšie pásmo s telesami granitoidov a migmatitov (Maheľ, 1980). Mení sa aj náhľad na rozsah autochtónnosti tatrika; značnej, hlavne vonkajšej časti tatrika s príkrovovým charakterom. Ale hlbinný tektonický štýl alpínskych štruktúr (Siegl, 1978), výrazný hlavne v dŕmbierskom kryštalinickom jadre (s výnimkou oblasti Prašivej), svedčí o tom,

že vnútorné časti tatrika sú zakorenené, najjužnejšie prekryté nasunutým veporickým kryštalinikom.

Viaceré typy mezozoika, skôr opisované ako vývinu obalových sérií, napr. štyri vývinu malokarpatskej série, tri-štyri vývinu vysokotatranskej série, dnes chápeme ako obal šupín — lokálnych príkrovov kryštalinika tatrika.

Za najsevernejší typ fatranského obalového mezozoika s istým priblížením sa k penniniku pokladáme hlbší vývoj obalovej série Malých Karpát s mariánskymi vrstvami a s tmavými silicitmi dogeru a malmu i so slabšími prejavmi metamorfózy rovnako ako analogický typ jury pri južnom rohu Inovca.

Súčasťou tejto okrajovej jednotky tatrika, nadväzujúcej bezprostredne na penninikum, by mohla byť aj nová, selecká obalová séria v severnej časti Považského Inovca, ktorú sme nedávno vyčlenili (Maheľ, 1978), a šupiny, azda súčasť tejto série pri Drietome (keuper — rét — jura), a komplexy triasu a „čiernej jury“, zastihnuté vo vrte pri Soblahove v podloží manínskej jednotky.

Aj šupiny permu „antiklinály“ Kozla a sprievodné triasové aj jurské členy (vrátane jury pri Kunerade a metamorfovaných čiernych slieňovcov a ílovcov v tiesňave pri Strečne), teda členy obalového mezozoika rozložené západne od kuneradského zlomu, patria azda do tejto pripieninskej jednotky mezozoika.

Pre riešenie otázky pokračovania penninika do Západných Karpát, majú kľúčové postavenie Malé Karpaty, s osobitnosťami stavby aj v rámci jadrových horstiev Západných Karpát so známymi priblíženiami k Alpám (Maheľ et al., 1967). A k nim patria aj mocné paleozoické, prevažne epimetamorfované a mezometamorfované série paleozoika (pezinsko-pernecká, harmónska). Tie vykazujú analógie s wechelskou sériou, najspodnejšou jednotkou unterostalpín-

ských príkrovov, tou, ktorá vytvára bezprostredné nadložie penninika v tektonickom okne Rechnitzer (Pahr, 1979). Za tatrckú osobitosť sme aj v Malých Karpatoch pokladali viac-menej autochtónne granitoidné telesá. Ale predbežné štúdiá naznačujú príkrovovú pozíciu granitoidných „masívov“ Malých Karpát (Maheľ, 1980; obr. 1). Naznačuje to aj rozloženie ťažkých hmôt v nehlbokom podloží pod celým kryštalic-kým jadrom (obr. 2); Pospíšil — Filo, 1980). Nie bezvýznamným je aj alpský štýl stavby juhozápadného rohu Západ-ných Karpát s podsunom jednotiek von-kajších Karpát prinajmenej po peripieninský lineament, t. j. po západný okraj horstva (Maheľ, 1980).

Nový pohľad na stavbu kryštalickeho jadra nás vedie k hľadaniu pokračova-nia južného penninika v podloží presu-nutých severných častí tatrika a južne od bradlového pásma. Našu predstavu opierame o rad takýchto faktov:

— Klastiká pôvodom z ultrabázik, hlavne vo flyšových sekvenciách albu-cenomanu križňanského príkrovu, ma-nínskeho a klapského príkrovu, ale aj tatrckých jednotiek (Mišík et al., 1980) dosť zreteľne poukazujú na existenciu väčších telies južne od pieninskej zóny (obr. 3c).

— Hojné obliaky exotík kyslých a bázičských magmatitov, efuzív a intru-zív, a to veku doger — spodná krieda (Kantor — Rybár, 1979) osobitne hojné v klapskom príkrove, ale aj vo flyšo-vých sekvenciách manínskeho a križ-ňanského príkrovu, ako aj v tatrckých jednotkách naznačujú, že „ultrapienin-skú kordinéru“ je najlogickejšie vysvet-ľovať ako vulkanicky aktívny okraj oceanického trogu počas albu a ceno-manu tektonicky rozbitý a zmenený na obdukované šupiny (obr. 3d).

— Mocný albsko-cenomanský flyš klapského príkrovu bohatstvom zlepen-cov s exotickým materiálom a pritom-

nosťou organogénnych vápencov pre-zrádza nielen najvýraznejšie vplyvy obdukovaných šupín „ultrapieninskej kordiléry“, ale aj genetickú nadväznosť na mobilný podklad. A ten zrejme pred-stavovala zóna s oceanickým typom kô-ry, pokračovateľ južného penninika Álp. Tento flyš s hojnými chrómspinelmi pripomína kriedový flyš južného penni-nika príkrovov Simen a flyš Verspala (Oberhauser, 1968).

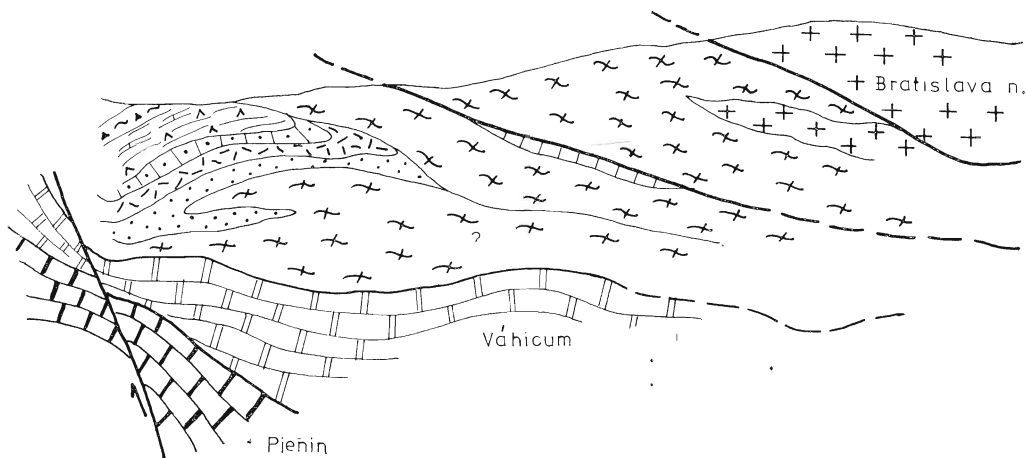
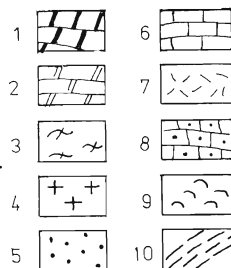
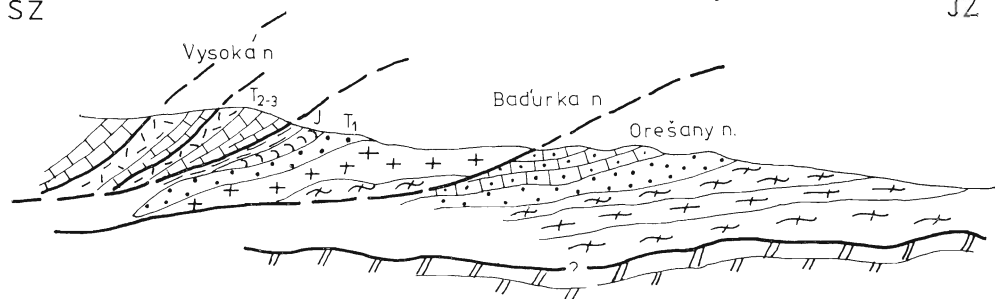
Aj prítomnosť vrchnokriedového fly-šu v pribradlovej zóne (Maheľ, 1979) vedie k úvahe o jeho podmienenosti existenciou postupne subdukujúceho oceanického trogu.

Z gravimetrickej mapky (Pospíšil — Filo, 1980) možno predpokladať rozlo-ženie jednotky s ťažkou hmotou (bázi-kami a ultrabázikami) južne od bradlo-vého pásma zhruba v pribradlovej zóne a pod severným okrajom časti tatrika (obr. 2). Túto jednotku stotožňujeme s pokračovaním južného penninika. Ná-padná je pritom súhra priestorového rozloženia týchto ťažkých telies s troma typmi styku vonkajších a vnútorných Karpát (v zmysle Maheľa, 1980). V ju-hozápadnom rohu, kde je bradlové pás-mo presunuté cez flyšové, peripienin-ský lineament prebieha asi 40 km juho-východne od neho, rovnako aj vonkajší okraj pásma ťažkých hmôt. Naopak na východnom Slovensku ťažké hmoty rovnako ako peripieninský lineament siahajú severnejšie od bradlového pás-ma. V podstatnej časti Západných Kar-pát aj severný okraj ťažkých hmôt sa zhruba kryje s okrajom bradlového pás-ma, príp. pribradlovej zóny.

Viacštádiová subdukcia ťažkých hmôt pod tatrikum dáva odpoveď na príčinu vzniku hlbokovodných tylových trogov centrálneokarpatského flyšu. Nástup tohto flyšu, sprevádzaný náhlým pre-hĺbením, poklesom sedimentačného pro-stredia, zmenou molasovej sedimentácie za hlbokovodnú, ilovcovú potom až fly-

SZ

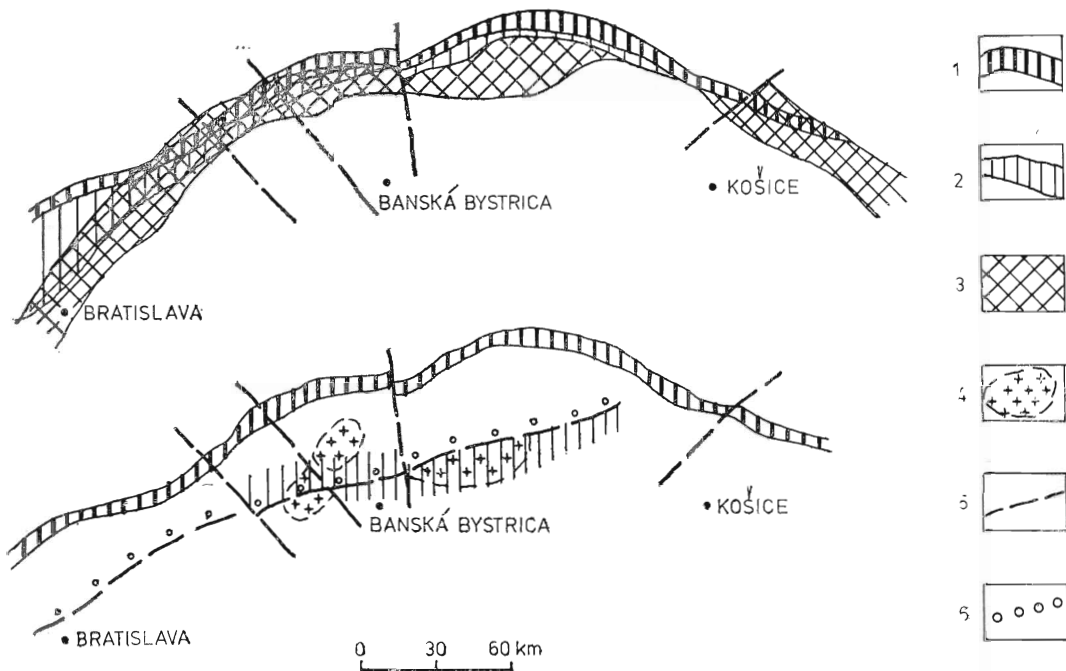
JZ



Obr. 1. Geologické profily kryštalinického jadra Malých Karpát

1 — pienidy, 2 — váhikum (pokračovanie južného penninika), 3 — kryštalinikum — ruly až fylity s telesami bázik, 4 — granitoidy, 5 — kremence T₁, 6 — vápence rozmanitej fácie J₁, 7 — plytkovodné pestré fácie vápencov J₁—J₃ (séria Kadlubka), 8 — neokóm — alb, 9 — vápenec — dolomit, brekciovitý vápenec; trias až lias, 10 — dolomit

Fig. 1. Geological profiles through the Malé Karpaty (Little Carpathians) crystalline core
1 — Pienides, 2 — Váhicum, 3 — Crystalline complex, gneisses to phyllites with layers of basic rocks, 4 — Granitoids, 5 — Lower Triassic, quartzites, 6 — Limestones of variegated facies J₁, 7 — J₁₋₃ Shallow-water variegated limestones, 8 — Neocomian — Albian, 9 — Limestones, dolomite limestones, brecciated limestones — Triassic-Liassic, 10 — Dolomites



Obr. 2. Mapové skice nepriamych prejavov váhiku v Západných Karpatoch

1 — bradlové pásmo, 2 — príbradlová zóna, 3 — pásmo „ťažkých hmôt“ v podloží (na základe gravimetrie), 4 — ľahké hmoty, granitoidy v podloží; 5 — severný okraj hlbinného tektonického štýlu tatrického kryštalinika, 6 — južný okraj bazénov centrálnokarpatského flyšu

Fig. 2. Sketch map of some indirect manifestations of the Váhikum in the West Carpathians

1 — Klippen Belt, 2 — Periklippen Belt, 3 — Belt of heavy masses in the basement (according to gravimetry), 4 — Light masses — granitoids in the basement, 5 — Northern margin of the deep tectonic style of the Tatríde crystalline complex, 6 — Southern margin of the basins of the Central Carpathian Flysch

šovú, je dôsledok kolapsu v kôre. Zároveň možno konštatovať, že južná hranica rozloženia týchto trogov viac-menej koinciduje s hranicou pripovrchového (príkrovového) štýlu kryštalinika tatrika. Južné časti tatrika, hlavne Nízkyh Tatier, vykazujú hlbinný tektonický štýl, sú zakorenené.

Predstava o pokračovaní južného penninika južne od bradlového pásma je spätá so zmenou náhľadov na stavbu a postavenie nielen tatrika, ale aj manínskeho príkrovu, ktorý sa pokladal za „spojku“ bradlového pásma s tatrikom (Andrusov, 1938, 1968). Priestor pre iný geotektonický element sa mohol uvoľniť až po zaradení predalbských, pred-

flyšových členov manínskeho príkrovu ako čiastkového príkrovu, súčasť kmeňového križňanského príkrovu (Maheľ 1979) a po preukázaní priehlbeninového typu jury a spodnej kriedy severných tatrických jednotiek — fatranskej skupiny. Tým sa rozplynula predstava o geoantiklinálnom prahu pri vnútornej okraji bradlového pásma (Rakús, 1978, Salaj et al., 1978, Samuel et al., 1972).

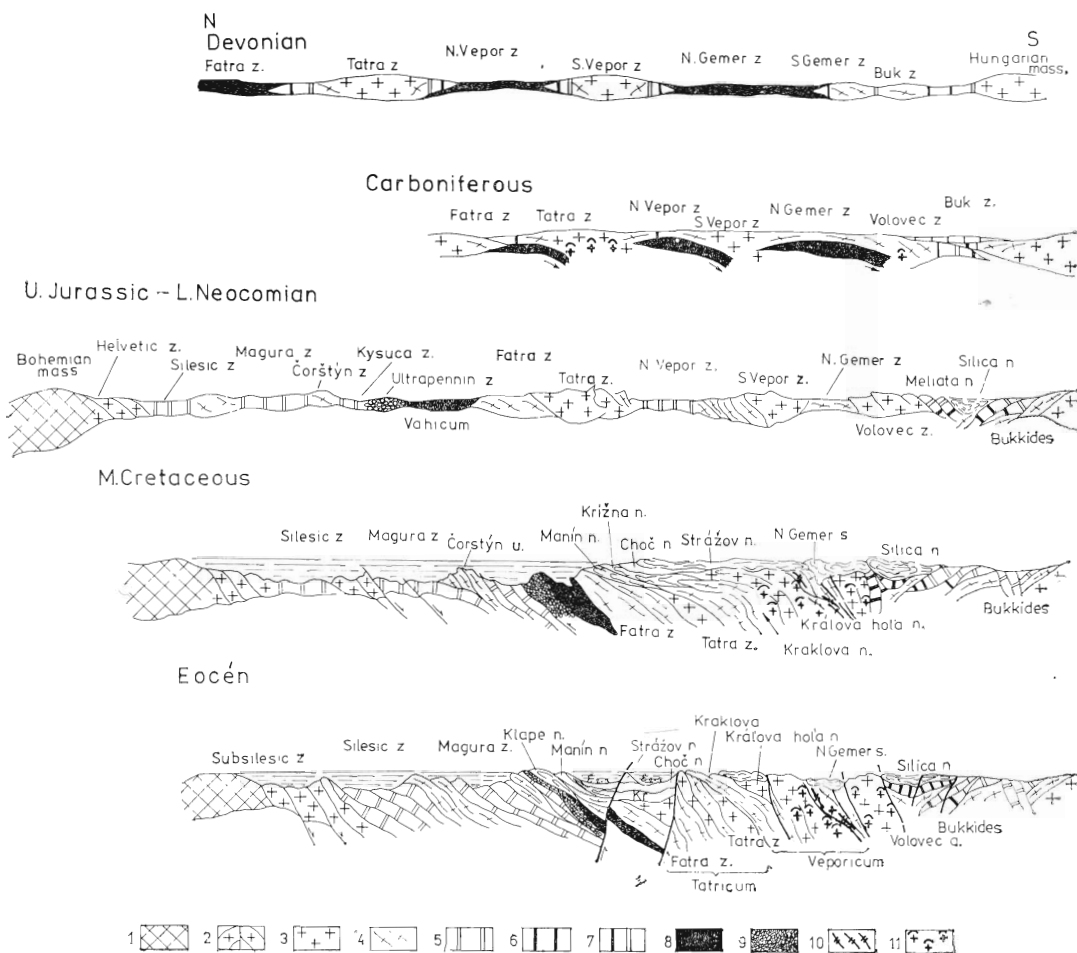
Nový paleotektonický element, pokračovateľ južného penninika do Západných Karpát, sme nazvali váhikum (M. Maheľ, v tlači). Najvýraznejšie sa prejavuje na Považí. Nový názov sme zvolili preto, lebo v stavbe aj v preja-

voch váhika v porovnaní s peninikom Álp je zrejme celý rad osobitostí.

Vyčlenením váhika sa mení náhľad na genézu a postavenie radu jednotiek.

V prvom rade sa to týka klapského príkrovu a celého bradlového pásma.

Klapský príkrov považujeme rovnako ako mladšie členy manínskeho príkro-



Obr. 3. Schéma paleotektonického vývoja Západných Karpát

1 — platforma (Český masív), 2 — alpský aktivizovaný starší masív, a) okraj platformy, 3 — hrubá sialická kôra (granity) intraoceanických prahov, 4 — ťažšia sialická kôra s bázikami, 5 — tenká sialická kôra trogov, 6 — paraoceanická kôra, 7 — nerovnomerne rozčlenená paraoceanická, často oceanická, ale aj sialická kôra (embryonálne geosynklinálna), 8 — oceanická kôra, 9 — paraoceanická kôra vulkanického ostrova, 10 — zóny intenzívnej intrasialickej subdukcie, 11 — prieniky alpských granitov

Fig. 3. — Scheme of paleotectonic development of the West Carpathians in the period of the Jurassic to Eocene

1 — Platform (Bohemian Massif), 2 — Alpine — activated older massif, a) margin of platform, 3 — Thick sialic crust (granitoids) of intraoceanic ridges, 4 — Heavier sialic crust (with basic rocks), 5 — Thin sialic crust of troughs, 6 — Paraoceanic crust, 7 — Unequally dissected paraoceanic (partly oceanic) to sialic crust, 8 — Oceanic crust, 9 — Paraoceanic crust of volcanic island, 10 — Zones of intensive intrasialic subduction, 11 — Penetrations of Alpine granites

vu, strednokriedové a vrchnokriedové členy flyšovej sekvencie za dedičov váhika tektonicky včlenených do bradlového pásma laramským vrásnením a neskoršími vrásneniami. Všetky členy pribradlovej zóny včítane brezovskej kriedy a pribradlového paleogénu sú nasledovateľmi váhika.

Vyčlenením váhika a pribradlovej zóny, a najmä zaradením flyšových komplexov klapského príkrovu do nej sa rozsah pieninskej zóny zužuje a vyčleňuje sa z neho podstatná časť flyšových komplexov. Tak sa rozdiely pieninského pásma medzi považským a pieninským úsekom značne zmenšujú a čelinitý charakter sa prejavuje zreteľnejšie.

Ostrovny charakter pieninskej zóny dokladá v Karpatoch inde nezvyčajné bohatstvo makrofauny a mikrofauny v karbonátových faciách mimoriadnej pestrosti. Osobitne markantne sa to prejavuje v porovnaní barémsko-aptských vápencov manínskeho príkrovu a synchrónnych vápencov v obliakoch albsko-cenomanských zlepcov (Andrusov, 1968, Borza et al., 1980). Nie menšie sú v tomto smere rozdiely aj pri porovnaní hlbokovodnejších jursko-spodnokriedových členov kysuckej jednotky a manínskeho príkrovu, ale aj rozdiely vo faunistickej pestrosti kosteleckých krinoidových vápencov a priestorovo blízko rozložených krinoidových vápencov liasu chočského príkrovu.

S pohľadom na pieninskú zónu ako na členitý ostrovny oblúk sa podľa nášho náhľadu stáva pochopiteľným aj taký charakteristický znak, ako je heterogénnosť a faciálna kontrastnosť. Dávno je známe, že každý z útvarov predstavuje paletu facií od plytkovodných po hlbokovodné. Osobitne prichodí vyzdvihnúť početnosť prechodných sekvencií od základných paleotektonických typov czortynského — kordilérového — po hlbokovodný — kysucký až pieninský (Andrusov, 1938, Birkenmajer, 1965).

Po vyčlenení podstatnej časti flyšových komplexov (klapský a manínsky príkrov) z bradlového pásma sa pieninská zóna ešte viac približuje k centrálnemu penniniku jednotiek Sulzfluh a Falknis, a to hlavne prevahou couche-rouge od albu až po eocén, prítomnosťou pestrých detritik od aptu a hiátmi v spodnej kriede, ale aj bizarnou stavbou typu tektonickej megabrekcie, tektonickej melanže s osobitným bradlovým štýlom. Rovnako ako v Alpách i južné okraje pieninskej zóny charakterizuje „ultrapieninská kordiléra“ (Trauth, 1934, Andrusov, 1938, 1968, Oberhauser, 1968).

Pri formovaní štruktúrnej zložitosti pieninskej zóny zohral dôležitú úlohu jeho ostrovny charakter, a to až v dvoch smeroch:

a) v náhlych zmenách typu facií, a tým aj v zmenách materiálnej heterogénnosti a v zmenách hrúbky jednotlivých komplexov;

b) v priestorovom zovretí, obklopení heterogénneho úzkeho pásma medzi homogénnejšími komplexmi magurského pásma a váhika, resp. pribradlového pásma. Pieninská zóna vďaka pomerne malej šírke, ale pestrému heterogénnemu obsahu zovretá uprostred homogénnejších celkov poskytla vhodné podmienky na drobenie počas skracovania, ktoré sa odohralo vo viacerých fázach. Vytvoril sa rad štruktúrnych elementov od väčších vrás a šupín až po malé bloky a útržky, ktoré prekonávali voľné pohyby. Výsledkom je melanž charakteristická zložitou a chaotickou stavbou v malom, ale v zachovaní poriadku pri rozložení základných jednotiek a pri zachovaní základných črt stavby po celej dĺžke (viac ako 800 km).

Bradlové pásmo vo svojej podstatnej časti sleduje skok v hrúbke kôry (miestami viac ako 10 km), známy ako peripieninský lineament. Aj ten, rovnako ako štruktúrny charakter, pokladáme za

prejav súvisiaci s pôvodným geotektonickým charakterom ostrovného oblúka, na ktorom sa najvýraznejšie prejavilo skrátenie sedimentačných priestorov a kôry. Skok k hrúbke kôry predstavuje azda jazvu po viacnásobných subdukciách pri zóne s kontinentálnou kôrou ostrovného oblúka. Štruktúrny typ tektonickej melanže bradlového pásma svedčí o nakopení más na ostrovnej bariére.

V súlade s náhľadmi radu iných geológov treba podstatnú časť flyšového pásma pokladať za pokračovanie rhenodanubického flyšu, a tým za priameho či nepriameho pokračovateľa severného penninika (Maheľ, 1978, Roth, 1980). Ale karpatská flyšová geosynklinála je kompletnejšia v časovom rozsahu, je v nej zastúpené štádium predflyšu, vrcholového a neskorého flyšu, ale je aj členitejšia, lebo má vnútorné, stredné aj vonkajšie zóny. Prítomnosť typického predflyšu v sliezskom príkrove, navyše mocná těšinitová asociácia naznačujú paraoceanický typ kôry, ktorý je logické predpokladať v strednom sliezskom pásme aj vo vnútornom magurskom pásme. Naopak podslezska skupina príkrovov, bez výraznejšieho zastúpenia predflyšu a s osobitným podielom flyšoidných členov, naznačuje vznik na hrubšom type kôry. Pritom sprievodné mezozoikum, hlavne „vo vonkajšom bradlovom pásme“ Pavlovských vrchov, naznačuje analógiu s helvetikom Álp. Treba uvažovať, či alpinsky akvizované časti kryštalinika v susedstve lednickej línie gravimetrického minima (Roth, 1980) nepredstavujú zvyšky helvetika, ale nie kryštalinikum Českého masívu, s ktorým je geneticky spätá čelná predhlbeň (obr. 3d, e).

Tendencie novej globálnej tektoniky a náš príspevok do teórie

Ani pri zdôrazňovaní priebežnosti te-

týdneho oceánu v duchu princípov novej globálnej tektoniky sa nevyklučuje jeho členitosť na viac vetiev oddelených zónami so sialickým typom kôry. Nová teória stále viac nadväzuje na geosynklinálnu teóriu. Ale pôvodná predstava o geosynklinále sa rozširuje o ďalšie typy trogov, a to o trogy s oceanickým a paraoceanickým typom kôry. Náš prínos k teórii vidíme v dvoch smeroch:

Prvým môže byť vyjasnenie vývinu a stavby bükkíd a rozpracovanie typu embryonálneho štádia geosynklinály s nerovnomerne členitým oceanickým — paraoceanickým tenkým sialickým typom kôry v nadväznosti na intrageosynklinálny maďarský masív (obr. 3c).

Druhý náš prínos vidíme v riešení historickej nadväznosti trogov s paraoceanickým, príp. oceanickým typom kôry na zóny kryštalinika bez granitoidov a naopak intraoceanických prahov na zóny s hercýnskymi a staršími granitoidmi a zón s embrionálno-oceanicko-paraoceanickým typom kôry na zóny slabšej hercýnskej stabilizácie (Maheľ, 1980). Západné Karpaty s dávnejšie známou členitosťou mezozoickej geosynklinály, poskytujú vhodný podklad na riešenie historických nadväzností alpínskych paleotektonických elementov na prehercýnske typy kôry, a to po rozčlenení predalpínskeho podkladu na rad siedmich zón (Maheľ, 1980). Je totiž málo prípadov v alpidách s takou výraznou členitosťou kryštallického podkladu, ale aj takých výrazných nadväzností tohto fenoménu na členitosť a pestrosť permu aj mezozoika. Možno hovoriť o znakoch dedičnosti (Maheľ, 1980a, b, obr. 3a—3c). Pritom nejde o permanentné prejavy istých znakov, ale o odraz v type kôry a paleotektonických elementov, ktorý sa prejavuje v obdobiach globálnych prejavov paleotektonických zmien v „krízových“ obdobiach; v južných zónach výraznejšie v triase, v severnejších zónach v jure

a v spodnej kriede.

Globálne činitele určujú trend a zaisťujú jednotnosť vývinu alpínskych jednotiek v celom systéme. Pritom typ kôry, jej členitosť a heterogénnosť sa uplatňujú ako „protihráč“, určovateľ vývinových osobitostí v segmentoch (Maheľ, 1981). Povedané inými slovami, prejavy globálnych činiteľov sa uplatňujú najmä v istých časových úsekoch. V priestore sú však modifikované charakterom podkladu, lokálnymi zdedenými činiteľmi. Stretáme sa tu teda s uplatňovaním sa protirečivých činiteľov: časových, globálnych a lokálne priestorovo obmedzených.

Lokálne činitele, hlavne rozdielna členitosť kôry v jednotlivých segmentoch a alpidných jednotiek, vytvárajú základ osobitosti prejavujúcej sa v členitosti geosynklinály a v počte tektonických jednotiek. Sú teda aj základom odlišnosti stavby Západných a Východných Karpát. S nimi sú späté aj rozdiely v intenzite vrásnenia medzi jednotlivými segmentami alpíd. Pravda, vrásnenie nemožno chápať len ako tvorbu štruktúr, ako to robí B. Leško — I. Varga (1980). Vrásnenie je aj formovateľom podmienok následnej paleogeografie a paleotektoniky, usmerňovateľom sedimentácie a spoluúčastníkom konsolidácie kôry. Vo všetkých týchto svojich prejavoch sa zúčastňuje na formovaní osobitostí aj dedičných dispozií.

V prospech dedičnosti hovorí aj zistenie polyfázovosti granitizácie a meta-konca aj v mladoalpínskych granitoch, ako sú naše gemerické, alebo dokonca aj v mladoalpínskych granitoch typu adamelitov v Západných a Východných Alpách, sú rádiometricky preukázané aj hercýnske granity (Kováč et al., 1979, Kantor — Rybár, 1979, Maheľ, 1978, Feninger, 1976, Trümpy et al., 1980). V rade priestorov alpíd, u nás vo veporiku, ako sprievod hercýn-

ských granitoidov vystupujú alpínske granity. Pri vyhľadávaní rudných ložísk sa potvrdzuje staré „pravidlo“ — „rudu hľadať pri rude“ a „ruda rodí“. Ale to naznačuje, že prejavy dedičnosti nie sú len dôsledkom mechanických vlastností kôry. Pravda, aj hmotnosť kôry hrá vo vývine geosynklinály úlohu; granitoidy majú tendenciu stúpať, báziká, ako ťažké hmoty, klesať.

Uvedené historické nadväznosti (vzťah alpínskych paleotektonických elementov k typu hercýnskej konsolidácie kôry, aktivizácia geosynklinály v triase v nadloží slabšie stabilizovaných hercýnskych komplexov, polyfázovosť granitizácie a metalogenézy) poukazujú na vzťahy zakotvené v podstate látkových procesov. Pri bližšom pátraní sa azda možno opierať o poznatok z priestorového rozloženia hlavných reprezentantov typov kôry, hlavne o spilitdiabázové a granitoidné formácie. Vo väčšine prípadov vytvárajú samostatné zóny. Kyslé a bázické formácie vykazujú tendenciu navzájom sa vyhybať. Z toho dedukujeme, že nositele síl usmerňujúce rozloženie typov kôry treba hľadať v procesoch riadiacich diferenciáciu aj rejuvenizáciu magmy. Tam kdesi sú skryté „gény“ neživej prírody, ktoré vplývajú na ďalší vývoj kôry a jej paleotektonické elementy.

Recenzoval P. Reichwalder

LITERATÚRA

- Andrusov, D. — 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales III. Tectonique. *Praha*, p. 1—135.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava*, Vyd. Slov. akad. vied. 188 S.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bati des Carpathes occidentales. 10th Kongress of the Carpathian-Balkan Geological association. *General proceedings. Bratislava*, Geol. úst. D. Stúra, pp. 95—108.

- Auboin, J. — Debeldmas, K. 1980: L'Europe alpine: les chaines prémediterranéennes: Intraduction. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Téthys*, p. 62—66.
- Bajaník, Š. — Reichwalder, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. *Bratislava, Veda*, pp. 141—154.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk. Gebirges. *Magy. áll. földt. Intéz. Évk.*, S. 555—705.
- Balla, Z. — Baksa, C. — Földessy, J. — Havas, L. — Szabo, J. 1980: The tectonic setting of ophiolite in the Bükk mountains (North Hungary). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 465—494.
- Began, A. — Salaj, J. 1979: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava. *Geol. úst. D. Štúra*, s. 161—174.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 35, 401 p.
- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Cz.*, A-2 101, pp. 43—53.
- Borza, K. — Gašparíková, V. — Michalík, J. — Vašíček, Z. 1980: Upper Jurassic — Lower Cretaceous sequence of the Križna nappe (Fatric) in the Strážovce, section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 541—562.
- Debeldmas, J. — Oberhauser, R. — Sandulescu, M. — Trümpy, R. 1980: L'arc' alpino-carpatique. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Théthys*, pp. 86—96.
- Debeldmas, J., 1960: Comparaison du trias haut-tatruque avec celui des alpes occidentales. Zone intraalpine. *Acta geol. pol.*, 10, 2, pp. 107—121.
- Dolenko, G. N. — Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosinklinalach i jeho primenije v Ukrajinskich Karpatoch. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 27, s. 1—10.
- Dewey, J. F. — Pitman, W. C. — Bonnin, J. 1973: Plate tectonics and evolution of the alpine system. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, pp. 3137—3180.
- Feninger, E. 1976: Karavenken tonalit. *Rozprava Geologija, Poročila*, 19, Ljubljana, p. 192—210.
- Fušan, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic Bloks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 187—192.
- Grecula, P. — Varga, J. 1979: Variscan and Pre-variscan events in the Western Carpathians represented along a geotransverse. *Mineralia slov.*, 11, pp. 289—297.
- Grubič, A. 1974: The Serbian-Macedonian mineralogic province in the light of the nealpine activation. Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Jugoslavia. *Beograd*. 311 p.
- Hovorka, D. 1956: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 16, S. 129—142.
- Horváth, F. — Vörös, A. — Onuoha, K. M. 1977: Plate-tectonics of the Western Carpatho-panonian region: A working Hypothesis. *Acta Geol. Acad. Sci. hung.*, 21, 4, pp. 207—221.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometrické veku granitov zo Spišsko-gemerského rudohoria a príľahlej časti veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 73, s. 213—234.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath.*, (Bratislava), 30, pp. 433—447.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty (Bratislava)*, 6.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*, s. 167—176.
- Kotański, Z. 1979: Pozycja Tatr w obrebie Karpát Zachodnih. *Przeg. geol. (Warszawa)*, 27, 7/315, s. 359—369.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Série des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, S. 365—374.
- Książkiewicz, M. 1972: Budowa geologiczna Polski. *Tektonika, Karpaty*. Warszawa, *Inst. Geol.*, 4, 3, 228 p.
- Książkiewicz, M. 1977: The Tectonics of the Carpathians. In: *Geology of Poland IV*. Warszawa, *Tectonics Publ. house Wydawnictwo Geologiczne*, pp. 476—671.
- Kovács, A. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. *Földt. Közl.*, 110, 4, pp. 360—381.
- Kovach, A. — Svingor, E. — Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov.*, 11, s. 71—77.
- Leško, B. et al. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov.*, 9, s. 221—233.
- Leško, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty. *Praha, Ústř. úst. geol.*, 486 p.

- Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan regions. Introductory articles. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, pp. 9—52.
- Maheľ, M. 1978: Niektoré otázky paleogeografie Západných Karpát vo svetle novej globálnej tektoniky. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 23—33.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, Geol. (Bratislava)*, 4, pp. 1—165.
- Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relation of Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 197—214.
- Maheľ, M. 1979: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 179—186.
- Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, s. 263—277.
- Maheľ, M. 1979b: Development and structure of the Czechoslovak Carpathians in the light of principles of global tectonic. *Bratislava, Veda*, pp. 9—26.
- Maheľ, M. 1980: Periklippen zone: nearer characterization and significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 193—207.
- Maheľ, M. 1980a: The West Carpathians a view of structural facial dissection from the view point of new global tectonics. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Théthys*, p. 97.
- Maheľ, M. 1980b: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? Represent the granitoids of the Malé Karpaty Mts. Nappes? *Mineralia slov.*, 12, s. 185—187.
- Marschalko, R. 1979: Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene (West Carpathians). *Bratislava, Veda*, pp. 103—114.
- Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatride Foreland. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 243—252.
- Marschalko, R. — Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou; Geology and tectonics of the Pieniny klippen belt and of the Manín unit between Žilina and Považská Bystrica. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 41—58.
- Mello, J. — Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. časťou Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlou časťou Slovenského krasu. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 193—198.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 147—160.
- Mišík, M. — Jablonský, J. — Fejdi, P. — Sýkora, M. 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia slov.*, 12, pp. 209—228.
- Mock, R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: J. Vozár (ed.): *Paleogeographical evolution of the West Carpathians*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 321—341.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpen-raum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, Bd 111, S. 115—145.
- Plašienka, D. 1979: Tektonické profily stružnickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 179—184.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1980: Centrálné tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. *Mineralia slov.*, 12, s. 149—164.
- Prey, S. 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gessel.*, 69, 6 Abb. S. 1—25.
- Roth, Z. 1967: Die structurellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten: *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, S. 29—49.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy. *Praha, Ústř. úst. geol.*, 128 s.
- Rozložník, L. 1977: Problems of Alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia). *Mineralia slov.*, 10, s. 311—320.
- Rozložník, L. 1979: Alpine metallogenesis in the West Carpathians and global tectonics. *Bratislava, Veda*, pp. 234—244.
- Salaj, J. — Kysela, J. — Gašparíková, V. — Began, A. 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 70, s. 57—81.
- Samuel, O. — Borza, K. — Köhler, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, 846 p.
- Sandulescu, M. 1975: Essai de reconstitution des éléments préparaux alpins des Dacides (Intermides) orientales. *Rev. roum. Géol. Geophys., Géogr., Sér. Géol.*, 17, 1.
- Sandulescu, M. 1980: Analyse géotectonique des chaines alpines situées autour de la mer noire occidentale. *Ann. Inst. geol. geoph. Bucuresti*, 56, p. 5—54.

- Siegl, K. 1978: Fault in the contact area of the Dumbier and Kraklová crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 29, pp. 147—160.
- Sikora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol. (Kraków)*, 46, pp. 3—27.
- Szadecky-Kardoss, E. 1973: The Subduction Zones of the Carpatho-Pannonian Region. *Földt. Közl. (Budapest)*, 103 p.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikum. *Tectonic problems of the Alpine system, Bratislava, Veda*, pp. 109—120.
- Tollmann, A. 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien)*, 69, S. 291—351.
- Trauth, F. 1934: Geologische Studien in dem westlichen niederösterreichischen.
- Trümpy, A. et al. 1970: Aperçu général sur la Géologie des grisons. *C. R. Soc. géol. France*, pp. 330—364.
- Trümpy, R. et al. 1980: An outline of the geology of Switherland. *Basel — New York*.
- Wein, Gy. 1978: A Kárpát-medence alpi tektonogeneze. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent.*, p. 245—256.
- Wein, Gy. 1978: Alpine Type Tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hung.). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, pp. 245—256.
- Veizer, J. 1970: Contribution to Tectogenesis and Orogenesis of the Slovak Part of the High Tatras Mantle Series. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 2, pp. 309—326.
- Vrána, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Věst. Slov. geol. úradu*, 25, pp. 41—54.
- Zátopek, A. 1979: On Geodynamical Aspects of Geophysical Synthesis in Central Europe. *Bratislava, Veda*, pp. 91—104.
- Zoubek, V. 1960a: Geological sections across the axial depression of the Nízke Tatry Mts. east of Čertovica Pass (2—4) and the Dumbier elevation (1). In: *Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (edit). et al., Tectonic development of Czechoslovakia. Praha*.

Plate tectonics and extension of Penninikum in West Carpathians

MICHAL MAHEĽ

In West-Carpathian literature the influence of plate tectonics led to intensified search for the continuation of the Penninikum in the West Carpathians. Most attention was paid to the areas of basic and ultra-basic rocks in the Meliata Group and in the Bükkides, and to the Klippen Belt with well known bizarre tectonic style of the tectonic melange type.

Some geologists (Leško et al. 1978; Leško — Varga 1980; Wein 1977) were inspired to parallelization of the Meliata Group with the area of the Rechnitzer tectonic window because of a comparatively short distance between them. Such parallelization is however, unacceptable from geological standpoint.

The Penninikum is — even in the Rechnitzer window — Cretaceous, partly Jurassic whereas the Meliata Group is Triassic. In respect of their position the Penninikum is a northern unit and the Meliata Group as a part of the Bükkides belongs among the southernmost units and is even farther south than the Austroalpinikum. The above mentio-

ned authors also discussed ophiolite sequences in Eastern Carpathians in Transcarpathian Ukraine and used them for comparisons. And this is even against formal logic principle. Geotectonic position of mostly Jurassic, partly Triassic sequences with basic rocks in Transcarpathian Ukraine is, in fact unknown as well as the number distribution of Inner-Carpathian units in the basement of the Neogene.

Both the Meliata Group and the most part of the Bükkides including basic rocks and radiolarites, are Triassic (R. Mock 1970; A. Kovács 1980). Younger members were not determined. The Triassic character of these ophiolitoid sequences also reflects paleotectonic dissection and paleogeographic instability. Practically each profile of the Meliata Group shows a particular succession of its members (R. Mock 1978). This is characteristic of the initial stage of oceanization of the Alpine geosyncline, typical of the Trias of the inner zones of the Dinarides (M. Maheľ 1974). So the Dinaride character of the

ophiolitoid sequences is not only in their Triassic age and incompleteness (Š. Bajaník — P. Reichwalder 1979) but also in paleotectonic dissection and paleogeographic unstableness. The Bükkides are a dissected zone with oceanic-paraoceanic to sialic crust. In the northerner Gemicum and Veporicum the characters of the Penninicum are also absent. They are: Jurassic-Lower Cretaceous ophiolite sequences and their immediate association with thick- Middle Cretaceous and Upper Cretaceous Flysch. In this respect the northern units of the West Carpathians are interesting.

In the problem of continuation of the Penninicum in the West Carpathians, the Malé Karpaty Mts. have the key position because of their particular structure within West Carpathian core mountains, and their relation to the Alps (M. Maheľ et al. 1967). The Malé Karpaty comprise first of all thick Paleozoic, mostly meso — and epimetamorphosed series (the Pezinok — Pernek and Harmonia Groups). They show analogues to the Wechsel Group — the lowest unit of the Unterostalpine nappes, which is the immediate overlier of the Penninicum in the Rechnitzer window (A. Pahr 1979). More-or-less autochthonous granitoid bodies in the Malé Karpaty Mts. are regarded as a Tatric particularly, but the existing data are indicative of the overthrust position of granitoid "massifs" of the Malé Karpaty Mts. (M. Maheľ 1980; Fig. 1), and also of the distribution of heavy masses in the basement beneath the entire crystalline core (Fig. 2) (L. Pospíšil — M. Filo 1980).

Clastic material from ultrabasic rocks, mainly in flysch sequences from the Albian-Cenomanian of the Krížna nappe, of the Manín and Klappe nappes and of Tatrid units (M. Mišík et al. 1981) are indicative of the existence of a zone with ultrabasic rocks at the south of the Pieniny zone.

Plentiful exotic pebbles of acid and basic magmatites, effusive and intrusive rocks of Dogger-Lower Cretaceous age (J. Kantor — M. Rybár 1980) — abundant in Alb-Cenomanian Flysch sequences of the Klappe, Manín and Krížna nappes, and in Tatrid units may be explained most properly as a volcanic-active margin of an oceanic trough, tectonically broken in the Albian and Cenomanian times, and changed into obducted slices (Fig. 3 c-e).

Thick Albian-Cenomanian flysch of the Klappe nappe, analogous to the Cretaceous flysch of the Simen nappe and Verspala flysch (R. Oberhauser 1976, 1980), is in genetical

relation to the mobile basement which is evidently the zone with an oceanic type of crust — the extension of the South Penninicum in the Carpathians.

Gravimetric map (L. Pospíšil — M. Filo 1980) also shows the distribution of heavy masses (basic and ultrabasic rocks) south of the Klippen Belt, approximately in the Periklippen zone and partly below the northern periphery of the Tatrides (Fig. 2).

Subduction of heavy masses beneath the Tatricum proceeded in several stages, facilitated explanation of formation of deep-sea back troughs of the Central Carpathian flysch (Fig. 3 d-e). The southern border of the troughs partly coincides with the contact of two tectonic styles of crystalline complex of the Tatrides: perisurficial and deep. Southern parts of the Tatrides, mainly of the Nízke Tatry Mts. display deep tectonic style, they are rooted-in.

The idea of the extension of the South Penninicum south of the Klippen Belt is associated with changing opinions about the structure and position of the Tatricum and also of the Manín nappe, regarded formerly as a "conjunct" between the Klippen Belt and the Tatricum (D. Andrusov 1938, 1968). Then there was a place made free for other geotectonic element only after the pre-Albian, pre-flysch members of the Manín nappe were defined as a subordinate nappe — a part of the trunk (primary) Krížna nappe (M. Maheľ 1979), and after the depression type of the Jurassic and Lower Cretaceous of the northern Tatric units — the Tatricum was evidenced. And this was a denial of the idea about a geanticlinal ridge along the inner side of the Klippen Belt (M. Rakús 1978; J. Salaj — O. Samuel 1977).

The new paleotectonic element — extension of the South Penninicum in the West Carpathians — is called the Vahicum (M. Maheľ — in print). We have chosen the new term because in comparison with the Penninicum of the Alps there may be many particularities in the structure and character of the Vahicum.

Determination of the Vahicum leads to changes in opinions about genesis and position of many units, particularly of the Klappe nappe and the entire Klippen Belt.

We regard the Klappe nappe — like younger members of the Manín nappe (Middle and Upper Cretaceous members of the flysch sequence) — as "heirs" of the Vahicum tectonically enclosed in the Klippen Belt by Laramian and later orogenies. All members of

the Periklippen zone including the Cretaceous of Brezová and the Periklippen Paleogene are successors of the Vahicum.

After the determination of the Vahicum and the Periklippen zone, and after ranging the Klape nappe flysch complexes to this zone, the extent of the Pieniny zone gets reduced and most of flysch complexes of the Klape and Manín nappes are excluded from them. Thus the Pieniny zone get in a closer relation to Central Penninikum of the units Sulzfluh and Falknis, mainly because of the couche-rouge dominating from the Albion to the Eocene, then for variegated detrital material from the Aptian, hiatuses in the Lower Cretaceous and because of their bizarre structure of the type of tectonic megabreccia, tectonic melange with a particular klippen style. Like in the Alps, the southern margins of the Pieniny zone are characterized by the "ultrapieninian cordillera" (F. Trauth 1920; D. Andrusov 1938, 1968; R. Oberhauser 1968). Formation of complicated structure of the Pieniny zone was conditioned by their island-arch character. This affected a) sudden changes of facies types and thus also in material heterogeneity and in thickness of the individual complexes; b) in spatial enclosure of a narrow heterogeneous belt between homogeneous complexes of the Magura zone and of the Vahicum, and the periklippen zone. Comparatively narrow Pieniny zone, with varied heterogeneous content, enclosed by homogeneous complexes, were favourable for disintegration in the course of shortening proceeding in several phases. This resulted in structural elements like larger folds, slices, smaller blocks and shreds that made free movements to form melange with complicated and chaotic structure in a small extent but with well organized distribution of principal units, and with well preserved basical features of the structure over a length of more than 800 km.

In accordance with opinions of other geologists, the most part of the Flysch Belt is to be regarded as the extension of the Rhenodanubic flysch and thus for a direct or indirect continuation of the North Penninikum (M. Maheř 1978; Z. Roth 1980). As for time span, the Carpathian flysch geosyncline is more complete with its pre-flysch stage, with the culmination stage of flysch and with the late flysch. It is also more dissected, with its inner, central and outer zones. Typical pre-flysch in the Silesian nappe, and the thick teschenite association are indicative of the paraoceanic type of crust which can logically be expected in the central zone and

in the inner Magura zone. And the Sub-silesian nappes without any significant pre-flysch representatives, and with quite numerous flyschoid members prove the origin from a thicker crust type. The associated Mesozoic, mainly in the outer "Klippen" Belt of the Pavlovské vrchy Mts. shows analogues with the Helveticum of the Alps. There is a problem for consideration, namely that the alpine-activated parts of a crystalline complex adjacent to the Lednice line of the gravimetric minimum (Z. Roth 1980) could be rests of the Helveticum and not the crystalline complex of the Bohemian Massif to which the foredeep is genetically related.

New plate tectonic trends; our contribution to theory

The emphasis on the continuous course of the Tethys ocean in the sense of the principles of new plate tectonics cannot exclude its dissection in more branches separated by zones with sialic type of the crust. The new theory is still more closely associated with the geosynclinal one, and the original concept is widened by troughs with oceanic and paraoceanic crust. Our contribution is as follows:

a) The explanation of the development and the structure of the Bükkides as a type of embryonal stage of geosyncline with irregularly dissected oceanic — paraoceanic — thin sialic types of crust and its relation to the intrageosynclinal Hungarian Massif (Fig. 3 c).

b) I see another contribution in solving the problem of historical relationships between troughs with paraoceanic or oceanic type of crust to crystalline zones without granitoid rocks, and the relation of intraoceanic ridges to zones with Hercynian and older granitoid rocks; and zones with embryonal — oceanic — paraoceanic type of crust to zones of weaker Hercynian stabilization (M. Maheř 1980). The West Carpathians — after the division of the pre-Alpine basement into several zones according to types of the crust — with their well known dissection of the Mesozoic geosyncline, facilitate the explanation of historical relations of Alpine paleotectonic elements to the individual Hercynian types of the crust. In fact in the Alpides there are few examples of so intensely dissected crystalline basement and of such conspicuous association of this phenomenon with the dissection and variegatedness of the Permian and of the Mesozoic. We may speak about

the signs of heredity (M. Maheľ 1980 a, b). Here we do not mean permanent manifestations of certain signs but a reflection in the type of the crust and of paleotectonic elements in the time of plate tectonic manifestations of paleotectonic changes in "critical" periods. The changes were more intense in the Triassic period in southern zones; in the Jurassic and Lower Cretaceous times in northern zones (Fig. 3 a, b, c). The plate-tectonic factors control the trend and provide the unified history of the Alpides in the entire system. Types of the crust, its dissection and heterogeneity are a "counterpart", a determinant of the historical, particularities in the individual segments (M. Maheľ 1981). In other words, the plate-tectonic factors are active mainly in certain time intervals. They are, however, spatially modified by the nature of the basement, by local inherited factors.

The local factors, mainly different dissection of the crust in the individual segments of the Alpides are cause of particularities in dissection of the geosyncline and in the number of tectonic units. So the different structure of the West Carpathians and the East Alps is also due to these local factors, as well as differences in the intensity of folding in the individual segments of the Alpides. Naturally, folding cannot be regarded only the "creator" of structures — as done by B. Leško — I. Varga (1980). Folding forms conditions of the subsequent paleogeography and paleotectonics, controls deposition and participates in crust consolidation. Thus it also affects formation of particularities and hereditary dispositions.

The idea of heredity is also supported by

polyphasic granitization and metallogeny. In typically Alpine granites — like the Gemerike granites — and in nealpine granites — like adamellites in the West and East Alps also Hercynian granites were radiometrically evidenced (J. Kantor — M. Rybár 1980). In many areas of the Alps and in the Veporides, the Hercynian granitoid rocks are associated with Alpine granites (M. Maheľ 1978; R. Trümpy et al. 1960).

It follows that heritage is not only result of mechanical properties of the crust. Naturally, the weight of the crust has its role in the history of the geosyncline as well: granitoid rocks show ascending trend; basic rocks — heavy mass — will sink.

The historical relations: association of Alpine paleotectonic element with the type of Hercynian consolidation of the crust, Triassic activation of the geosyncline in the overlier of less stabilized Hercynian complexes, polyphasic granitization and metallogeny are indicative of relationships resulting from the substance of deep geological processes. Detailed examination may be based on spatial distribution of the main representatives of types of the crust: spillite-diabase formations and granitoid rocks. In most cases they form independent zones; acid and basic formations avoid each other. It follows that the bearers of forces controlling distribution of types of the crust should be sought in processes controlling differentiation and rejuvenation of magma. This may be where the "genes" of anorganic nature affecting further history of the crust and of its paleotectonic elements are hidden.

Preložila: E. Jassingerová

Ložisko ropy a plynu týnecko-cunínské elevace ve vídeňské pánvi

KAMIL BÍLEK

Naftový a plynárenský priemysel, koncern, GR, Votrubova 1, 896 42 Bratislava

(8 obr. v texte)

Doručené 18. 2. 1980

Месторождение нефти и газа в толщах оттангу и флиша тинецко-пунинской элевации

В моравской части венской впадины находятся аккумуляции углеводородов в нижнем миоцене и в флише палеогена на месторождении Тинец. Их добыча и буровые работы были закончены в 1964 г. Новые разведочные работы подтвердили, что флиш палеогена и нижний миоцен нарушают разломы северо-западного направления предбаденского возраста. Разломы моложе северо, северо-восточного направления относятся к баденскому и панонскому возрасту. Элевация почвенного палеогенного флиша и осадки оттанангу возникли благодаря штаерскому орогенезу. Коллектором нефти являются пачки песков в оттанангу, пески и трещины в песчанниках и конгломератах в элевации флиша. Газ накапливается в пачках песка верхнего оттананга. Ловушки нефти и газа экранированы разломами и литологически. Нефть из флиша лёгкая, парафиническая, из оттанангу тяжёлая.

Geological structure of the Týnec — Cunín elevation

In the Moravian part of the Vienna basin, hydrocarbon accumulations have been discovered and exploited from Lower Miocene and flysch beds of Paleogene age at the Týnec deposit. Exploitation and drilling terminated in 1964. A new prospection campaign discovered faults of NW course cutting both Paleogene flysch beds and Lower Miocene. These faults originated during pre-Badenian time. Younger faulting of Badenian and Pannonian age occurred in NNE direction. An elevation of the underlying Paleogene flysch and of Ottnangian strata originated due to the Styrian folding. The main collectors to hydrocarbon accumulation are sand intercalations in the Ottnangian, sand layers and fissures confined to sandstone or conglomerate within elevated structure of the flysch beds. Gas accumulated in sandy intercalations of Upper Ottnangian age. Hydrocarbon traps are sealed by faults or lithologically. The oil trapped from flysch beds is a light and parafinic one whereas a heavy and naftenic oil occurs in Ottnangian beds.

Ve vídeňské pánvi byly objeveny a těženy akumulace uhlovodíků v souvrství spodního miocénu a magurského flyše ložisek Týnec a Cunín. Jejich těžba a

vrtní práce v prostoru ložisek byly v roce 1962—1964 z důvodů geologických, technických a ekonomických zastaveny. V dalších letech přinesl obnovený průzkum ložiska Cunín nové poznatky o geologické stavbě souvrství spodního miocénu, flyše a jejich produktivních obzorech, které podstatně mění názory na perspektivitu a těžbu ložiska Týnec. Tyto poznatky usnadnily řešení geologické stavby týneckého ložiska ropy a plynu. Získané geologické informace, nové podmínky ekonomické a pokrok ve vrtní technice a technologii umožnily obnovení vrtního průzkumu a průmyslové těžby uhlovodíků z produktivních obzorů spodního miocénu a z flyše týnecké elevace.

Geologická stavba týnecké elevace

Neogén týnecko-cunínské oblasti je součástí gbelsko-hodonínské hráště ohraničené na Z zlomy lužickými, brodskými a na V zlomem gbelsko-hodonínským. Sedimenty neogénu s redukovanými mocnostmi otnangu, karpátu, bádenu, sarmatu a panonu leží na elevačním reliéfu magurského flyše. Starší (otnang až karpát) a mladší (báden až panon) stupně neogénu se uložily v rozdílných sedimentačních prostorech tektonicky podmíněných a proto se oba sedimentační cykly liší uložitelnými poměry a zlomovou tektonikou.

Strukturní stavba a stratigrafie panonu a sarmatu byla v průběhu války a po válce prozkoumána mělkými strukturními vrty (Kolesík 1948) a spolu s výsledky prvních seizmických měření byla podkladem k lokalizaci prvních průzkumných vrtů. Hlubinnými vrty byl provrtán celý neogén až do svrchních souvrství magurského flyše. Tímto průzkumem byla poznána stavba bádenu až panonu, avšak zlomová a vrstevní

stavba spodního miocénu, zastoupeného souvrstvím otnangu a spodního karpátu, zůstala nevyřešena. Teprve průzkumem cunínského ložiska byl poznán styl stavby souvrství spodního miocénu, resp. otnangu, karpátu a částečně i podložního flyše.

Litologie a stratigrafie

V profilu neogénu týnecké elevace jsou zastoupeny sedimenty otnangu, karpátu, bádenu a panonu. V podloží neogénu leží magurský flyš s bělokarpatskou a račanskou jednotkou.

Otnang

Souvrství spodního miocénu (dříve lužické vrstvy), stratigraficky zastupující stupně egenburg až otnang (Jiříček 1975), se uložilo v s. části pánve v mocnosti až 770 m v prostoru ložiska Lužice. Směrem na J se mocnost tohoto souvrství postupně zmenšuje ca na 650 m v mikulčické depresi. V prostoru týnecké elevace (250—400 m) i cunínského ložiska (120—240 m) je uložena svrchní část souvrství otnangu. U Gbel se mocnost souvrství otnangu redukuje ca na 50 m.

Postupná transgrese na morfologicky členitou elevační oblast flyše začíná bazálními slepenci. Jejich rozšíření je velmi nestálé. Klastickou část slepenců tvoří úlomky flyšových hornin. Slepence přecházejí do nadloží v hrubozrnné písky a šterky, které jsou uloženy ve větších mocnostech spolu s přemístěnými jíly a písky v depresích a na svazích elevace (tzv. suťové slepence, Špička 1956). Ve vrcholech dílčích elevací jsou slepence rozšířeny nepravidelně a v malých mocnostech. Písčitéjší vývoj mají bazální vrstvy v cunickém ložisku. V mikulčické depresi (T-28, 29, 30) a v s. části elevace (T-49) zastupují slepence až 200 m mocné plochy resedi-

mentovaných jííl s malými vložkami Karpát
slepenců a písků.

Nadložní vrstevní sled otnangu tvoří šedé vrstevnaté jíly s poprašky až vrstvičkami písků na vrstevních plochách (tzv. šlír). V celém souvrství jsou četné tenké polohy jemnozrnných až středně zrnitých písků, zčásti čočkovitého vývoje, s max. mocností do půl metru (obr. 3).

Monotonní, převážně pelitický vývoj souvrství, s nedostatkem mocnějších poloh písků na EK diagramech, byl považován za nekorelovatelný (Němec et al. 1956). Teprve korelací cunínských vrtů byly zjištěny v EK diagramech souvrství otnangu konstatní charakteristické výchylky křivek elektrického odporu a spontánní polarizace tzv. litologické koreláty, které označují stratigraficky synchronní souvrství (Bílek — Okénka 1971). Jimi bylo umožněno řešení vrstevní a zlomové stavby. Obdobné koreláty jsou také v EK diagramech týneckých vrtů a s jejich pomocí byla řešena stavba souvrství otnangu v týnecké oblasti.

Podle obsahu mikrofauny byly sedimenty otnangu cunínského ložiska rozčleněny na 3 zóny (Bílek 1965): spodní zóna s bazálními slepenci a nadložními písků byla stratigraficky řazena do egenburgu, střední zóna cibicidovo-elfidiová a svrchní zóna silikoplacentinová do otnangu. Novým stratigrafickým výzkumem (Jiříček 1975) byla stratigrafie otnangu týnecko-cunínské oblasti upravena takto: svrchní otnang — zóna se *Silocoplacentina* sp., spodní otnang (— zóna *cibicidovo-elfidiová*), který se dále člení na svrchní část — zóna s *Robulus echinatus* a na spodní část — zóna s *Robulus cultratus* a *Gyroidina soldanii*. Bazální slepenice a písků jsou přerazeny do spodního otnangu. V širší oblasti souvrství otnangu týnecko-cunínské elevace odpovídá vyššímu souvrství lužických vrstev.

Na abraďovaný povrch souvrství otnangu transgredovaly sedimenty karpátu místy až 50 m mocnou polohou bazálních písků. Nadložní vrstvy budují vápnité jíly s ojedinělými polohami písků v z. a j. části elevace. Jíly v prostoru elevace patří stratigraficky spodnímu karpátu. Na svazích ve směru do pánve přecházejí sedimenty do mělkovodních facií s polohami vyklíňujících písků (tzv. týnecké písků).

V elevační části struktury (T-13A, T-49) bazální písků vyklíňují a mocnost karpátu se silně redukuje (na 60 m ve vrtu T-49). V tomto prostoru se předpokládalo úplné vyklínění karpátu (Špička 1956). Podle výzkumu mikrofauny (Jiříček 1975) se uložily sedimenty karpátu dále v mikulčické depresi v mocnosti do 250 m. Hranice otnang-karpát je tu však pro nedostatek bazálních vrstev nezřetelná.

Báden až panon

Na silně abraďovaném povrchu souvrství karpátu leží sedimenty bádenu až panonu. Na elevační reliéf karpátu postupně transgredovaly v redukovaných mocnostech jíly spodního bádenu, které vyklíňují na z. svazích struktury (obr. 4, 6). V nadloží leží 80—100 m mocné souvrství středního až svrchního bádenu, rozšířené na celé struktuře. Litologicky jej budují slínité jíly s nepravidelnými polohami písků. V západní části struktury se v jejich podloží vytvořily útesy litotamniových vápenců, které stratigraficky odpovídají zóně aglutinancí ve středním bádenu.

Báden přechází intervalem pestrých slinitých jííl do nadložních sedimentů sarmatu. Část pestrých vrstev byla řazena k bádenu (resp. k tortonu, Špička 1957). V současné době předpokládáme hranici báden—sarmat na bázi pestrých

vrstev.

Sedimenty sarmatu v úplném stratigrafickém zastoupení mají mocnost ca 400 m. Vyznačují se pravidelnou sedimentací s konstatními polohami písků střídajících se s intervaly slinitých jíílů. V týnecké oblasti je souvrství sarmatu překryto sedimenty panonu, který transgredoval v této okrajové části pánve na částečně abradované vrstvy povrchu sarmatu. Panonské vrstvy, které na týnecké struktuře dosahují mocnosti 80—150 m, v. směrem k okraje pánve vyklíňují. Naopak z. směrem do pánve se postupně uložily vyšší souvrství středního až svrchního panonu.

Týnecko-cunínská oblast se nachází v široké údolní nivě řeky Moravy. Sedimenty sarmatu a panonu jsou tu překryty až 10 m mocnými kvarténními terasovými šterky a náplavovými jíily řeky Moravy.

Podloží neogénu

Podloží neogénu celé týnecko-cunínské oblasti tvoří magurský flyš. V týnecké oblasti je to račanská jednotka magurského flyše, na níž je nasunuta v prostoru cunínské struktury šupina bělokarpatské jednotky v mocnosti ca 150 m (Buday — Menčík — Špička 1967).

V račanské jednotce byly navrtány spodní a svrchní zlínské vrstvy středního až svrchního eocénu a solánské vrstvy paleocénu až středního eocénu (Pesl, 1960). Svrchní zlínské vrstvy se litologicky vyznačují střídáním poloh slinitých jíilovců s polohami vápnitých a glaukonitických pískovců. V jejich podloží byly několika vrty navrtány i spodní zlínské vrstvy s vložkami arkózových pískovců. Solánské vrstvy budují převážně křemité pískovce s glaukonitem, které se v EK diagramech projevují v křivkách elektrického odporu jako mocné komplexy od-

dělené polohami jíílů a proplástky jíilovců.

Zlomová a vrstevní tektonika

Ve stavbě neogénu se výrazně odlišují sedimenty spodního miocénu až karpátu od sedimentů bádenských až panonských. Mladší tektonika byla řešena mělkým strukturním průzkumem. Jejím projevem jsou zlomy karpatského tj. j.jz.—ssv. směru. Výsledky strukturního průzkumu ukazují stoupání souvrství panonu až sarmatu k východu. Na strukturní mapě Cf-vrtů tvoří podél gbelsko-hodonínského zlomu poloklenbovitou stavbu.

Báden v podloží sarmatu má souhlasné uložení, poněkud již ovlivněné doznívající starší zlomovou tektonikou. Na strukturní mapě báden—karpát (obr. 2) je patrná vrstevní stavba mladšího neogénu s poloklenbovitými strukturami v bádenu vázanými na mladší zlomy. V souvrství bádenu doznívají některé starší příčné zlomy.

Vrstevní a zlomovou stavbu souvrství otnangu týnecko-cunínské elevační struktury znázorňuje strukturní mapa na rozhraní flyš—otnang (obr. 1). Morfologicky členitý povrch flyše je rozčleněný germanotypní zlomovou tektonikou spodního miocénu do dílčích elevačních a depresních pásem a struktur vázaných na zlomy. Tato stavba se promítá částečně i do souvrství nadložního karpátu. V hiátu po ústupu karpatského moře končí i zlomové pohyby většina starších zlomů. Transgresí bádenského moře začíná nová směrově odlišná zlomová tektonika a sedimenty bádena zakrývají starší zlomovou a vrstevní stavbu karpátu a otnangu.

Stavba otnangu a karpátu týnecko-cunínské elevace

Sedimenty spodního miocénu v roz-

sahu egenberug až otnang jsou uloženy v prostoru ložiska Lužice a v mikulčické depresi. Do oblasti týnecko-cunínské elevace transgredovaly pouze sedimenty otnangu. Jejich zlomová stavba spolu s vrstvami karpátu byla řešena v průběhu průzkumu ložiska (1951—1962) převážně na základě mladších zlomů (Němec et al. 1956, Špička 1954—1956).

Novými studiemi (Bílek 1976, 1977a) byly zpřesněny hranice souvrství otnangu a karpátu a pomocí litologických korelátů zjištěna chronologicky identická souvrství v jednotlivých vrtech. Konstrukcí geologických řezů (obr. 4—8) byly prokázány četné zlomy porušující souvrství otnangu spolu s podložním flyšem a další zlomy prokazatelné i ve stavbě karpátu.

Zjištěné spodnomiocenní zlomy jsou směrově odlišné od zlomů bádenských. Mají převážně sz. směr, s malými odchylkami do směru zv. nebo sj. Jejich úklony jsou větší (ca 60°) než úklony mladších zlomů. Ve flyši dosahuje úklon zlomů 70 a více stupňů. Amplitudy spodnomiocenních zlomů jsou různé, od desítek do několika set metrů. Největší zlomy v s. části elevace, kde podmiňují vznik mikulčické deprese, dosahují skoku až 300 m.

Funkce těchto zlomů v neogénu je buď omezena na období sedimentace vrstev otnangu nebo pokračuje i v karpátu. Starší zlomy, jejichž pohyby doznívají v bádenu nebo výjimečně v malých amplitudách i v sarmatu až panonu, se uplatňují ve stavbě bádenu (obr. 2). Poklesy po zlomech se projevují synsedimentárním narůstáním vrstev na pokleslých krátech. Rozdíl v mocnostech souvrství otnangu vznikly také sedimentací bazálních vrstev v morfologických depresích flyšového reliéfu nebo abrazí povrchu jeho sedimentů.

Elevační struktura flyšového reliéfu (obr. 1) a s ní korespondující souvrství otnangu je spodnomiocenními zlomy

rozčleněna na několik elevačních a depresních pásem s poloklenbovitou stavbou souvrství otnangu u omezujících zlomů. Centrální týnecko-cunínské elevační pásmo (A), spojující cunínskou strukturu a elevační poloklenbu s vrcholem v prostoru vrtů T-63A, 75, 80, a paralelní elevační pásmo (B), vázané na tzv. cunínský zlom (c) (Buday — Menčík — Špička 1967), je odděleno depresním pásmem (C). Severní elevační pásmo (D) má vrchol u vrtu T-78.

Zlomovou a vrstevní stavbu celého souvrství neogénu dokumentují geologické řezy (obr. 4—8). Oba spodnomiocenní stupně souvrství otnangu a karpátu jsou uloženy diskordantně vzhledem k podložním i nadložním útvarům.

K mladší tektonice bádenského stáří patří gbelsko-hodonínský zlom (a) s menšími zlomy odštěpnými ve v. části struktury a zlomy lužické (b) v z. části. Tyto zlomy porušují souvrství otnangu a karpátu epigeneticky a jejich stavbu podstatně neovlivňují.

Stavba magurského flyše týnecko-cunínské elevace

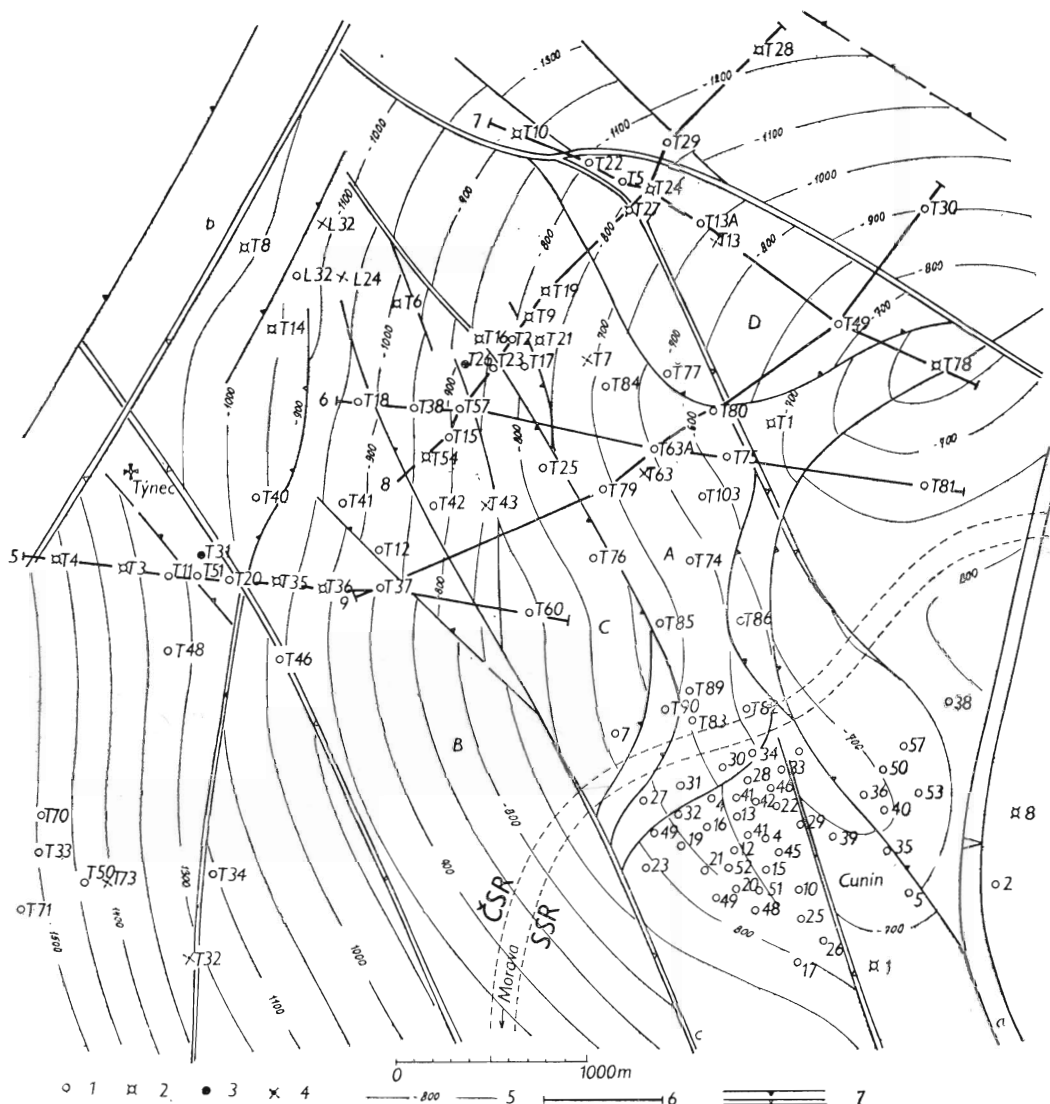
Téměř všechny vrty dosáhly povrchu flyše a některé z nich provrtaly i několik stovek metrů jeho svrchních vrstev, jejichž litologii, stratigrafii a zčásti i stavbu řešilo několik autorů (Pesl 1960, Stránek — Eliáš 1957, Stránek — Benešová 1959).

Většina týneckých vrtů navrtala v podloží neogénu svrchní zlínské vrstvy račanské jednotky. Spodní zlínské vrstvy zastihly na povrchu flyše vrty T-28, 30 a v podloží svrchních zlínských vrstev i vrt T-80. V prostoru cunínského ložiska a v j. části týnecko-cunínského elevačního pásma (T-82, 89, 90) byla navrtána šupina bělokarpatské jednotky a v jejím podloží pak zlínské vrstvy račanské jednotky.

Stratigrafie flyše a jeho korelace na

EK diagramech byla podkladem k po- Benešová 1959). Stavba flyše byla inter-
kusu o řešení jeho stavby (Stráník — pretována jako střídání antiklinálních a

✚ Mor Nová Ves

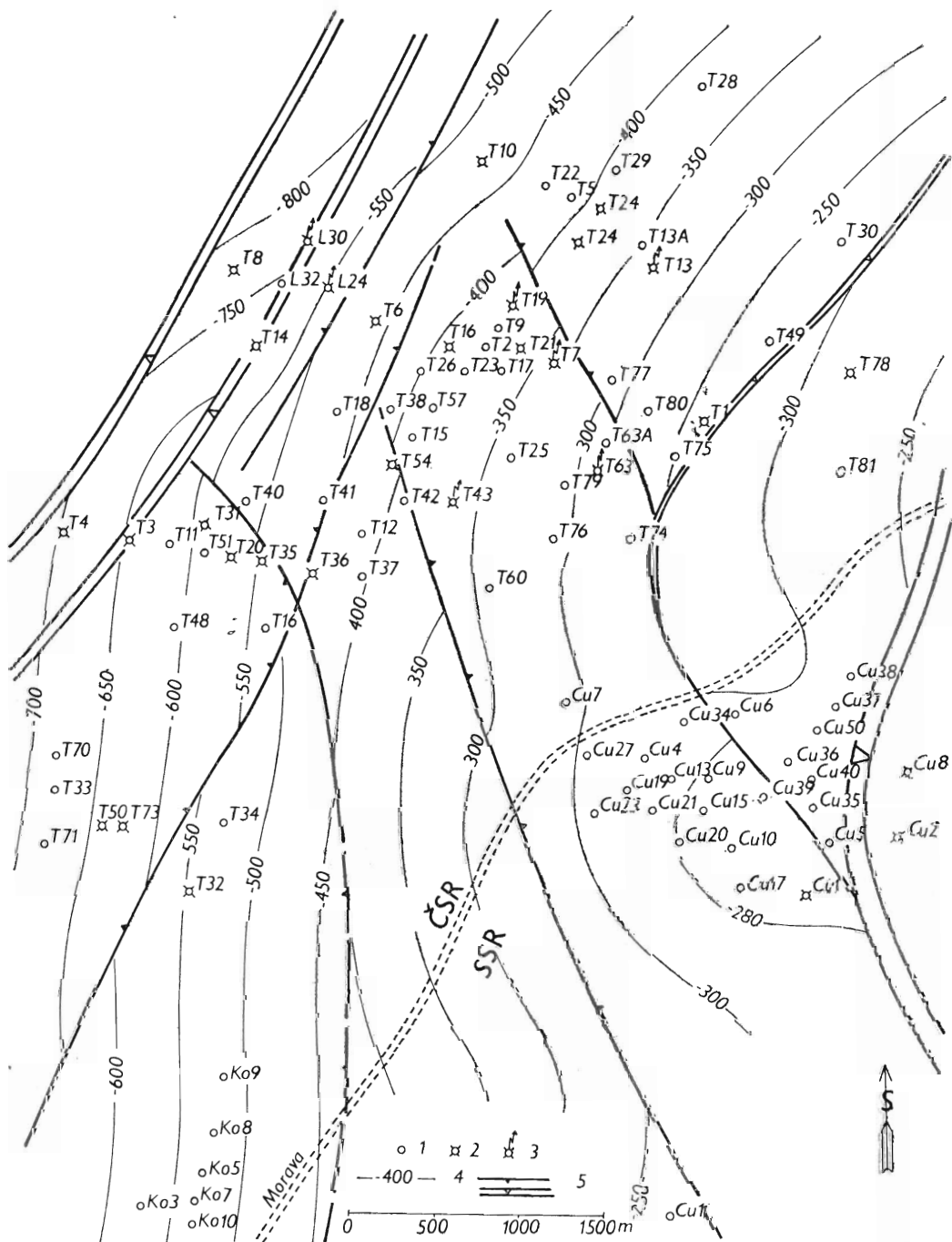


Obr. 1. Strukturální mapa povrchu flyše

1 — pozitivní vrt, 2 — negativní vrt, 3 — mělký vrt, 4 — likvidovaný mělký vrt, 5 — strukturální linie, 6 — geologické řezy, 7 — zlomy, a — gbelsko-hodonínský zlom, b — lužické zlomy, c — cunínský zlom, A — týnecko-cunínské elevační pásmo, B — paralelní elevační pásmo, C — depresní pásmo, D — severní elevační pásmo

Abb. 1. Strukturkarte der Flyschoberfläche

1 — positive Bohrung, 2 — negative Bohrung, 3 — seichte Bohrung, 4 — liquidierte seichte Bohrung, 5 — Strukturlinie, 6 — geologische Schnitte, 7 — Brüche, a — Gbely-Hodonín Bruch, b — Lužice Brüche, c — Cunín Bruch, A — Týnec-Cunín Elevationzone, B — parallele Elevationzone, C — nördliche Elevationzone



Obr. 2. Strukturní mapa rozhraní báden-karpat

1 -- pozitivní vrt, 2 -- negativní vrt, 3 -- erupovaný vrt, 4 -- strukturní linie, 5 -- zlomy

Abb. 2. Strukturkarte der Grenze Baden-Karpat

1 — positive Bohrung, 2 — negative Bohrung, 3 — eruptierte Bohrung, 4 — Strukturlinie, 5 — Brüche

T 84

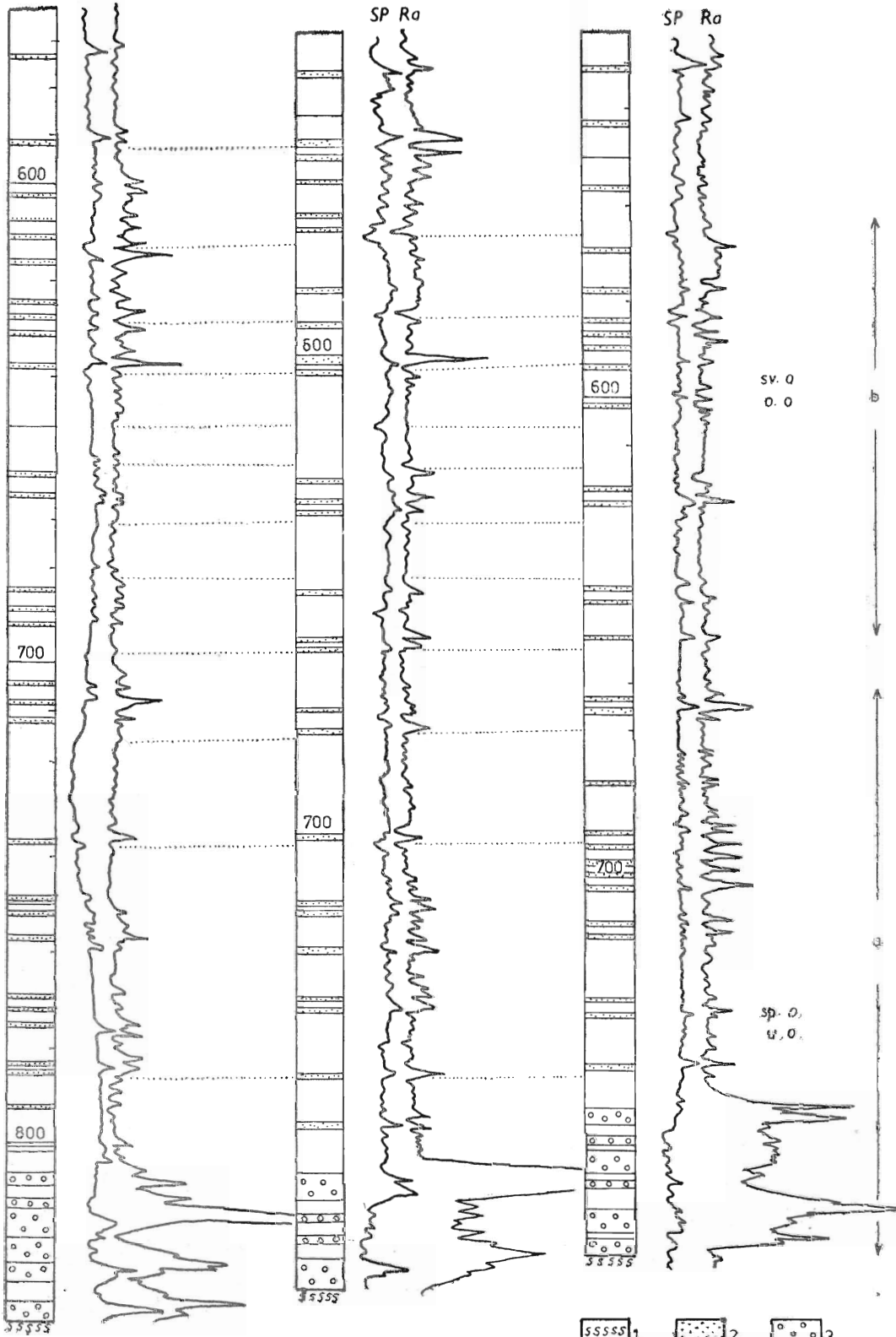
SP Ra

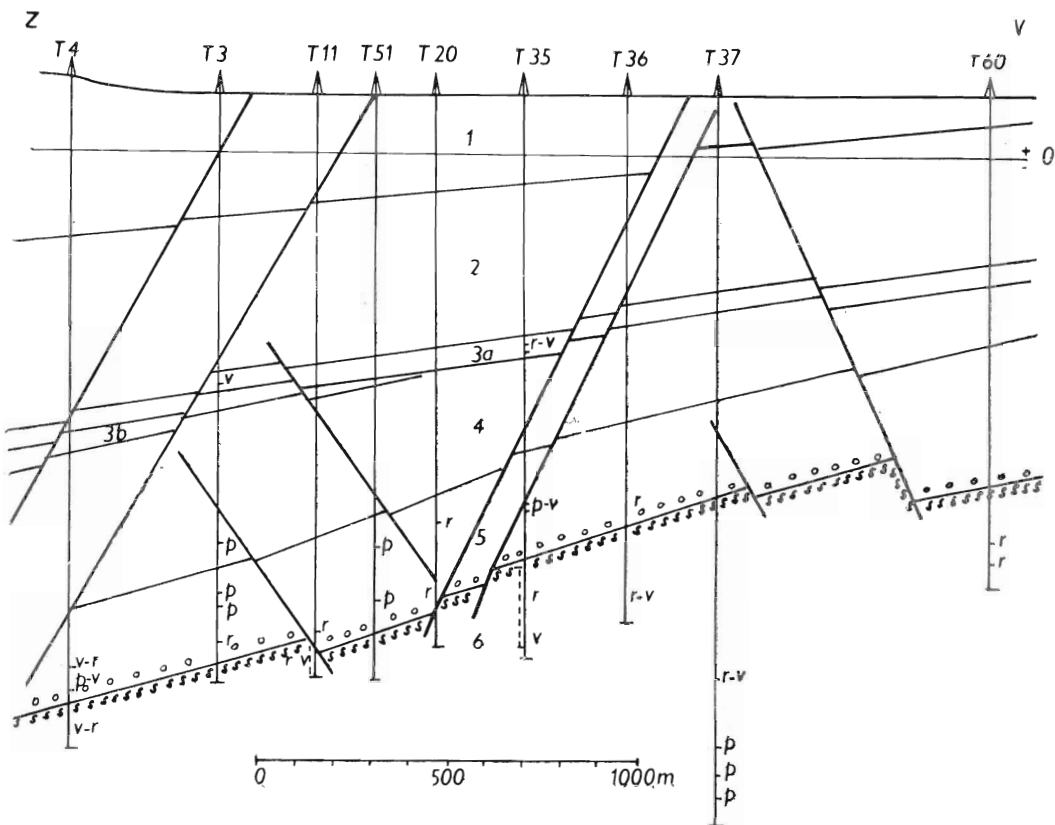
T 63A

SP Ra

T 103

SP Ra





Obr. 4. Geologický řez neogénem a flyšem vrtů Týnec 4-3-11-51-20-35-36-37-60. Vysvětlivky k obrázkům 4—8

1 — panon, 2 — sarmat, 3a — svrchní bádén, 3b — spodní bádén, 4 — karpát, 5 — otnang, 6 — flyš, r — ropa, v — voda, r-v — ropa s vodou, v-r — voda s ropou, p — plyn, p-v — plyn s vodou, p-r — plyn s ropou, r-p — ropa s plynem, o — bez přítoku, so — solánské vrstvy

Abb. 4. Geologischer Schnitt durch das Neogen und Flysch der Bohrungen Týnec 4-3-11-51-20-35-36-37-60. Erläuterungen zu den Abb. 4-8

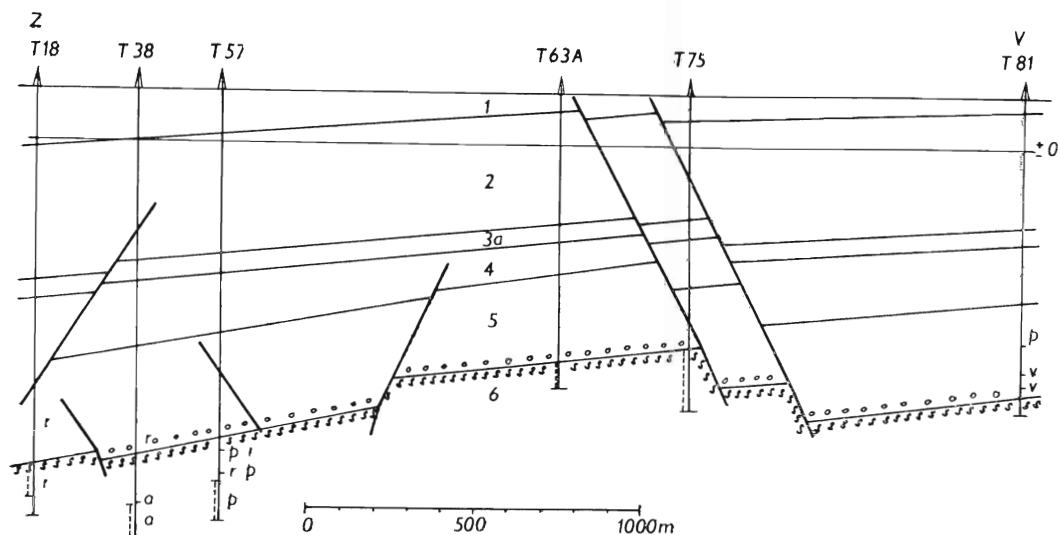
1 — Panon, 2 — Sarmat, 3a — Oberbaden, 3b — Unterbaden, 4 — Karpát, 5 — Otnang, 6 — Flysch, r — Öl, v — Wasser, r-v — Öl mit Wasser, v-r — Wasser mit Öl, p — Gas, p-v, Gas mit Wasser, p-r — Gas mit Öl, r-p — Öl mit Gas, o — ohne Zufluss, so — Solánschichten

Obr. 3. Korelační schéma elektrokarotážních diagramů souvrství otnangu ve vrcholové části ložiska

1 — povrch flyše, 2 — poloha písku, 3 — slepenec, Ra — odporová křivka, SP — křivka vlastních potenciálů, a — roponosné souvrství spodního otnangu, b — plynonosné souvrství svrchního otnangu, sp. o. — spodní otnang, sv. o. — svrchní otnang

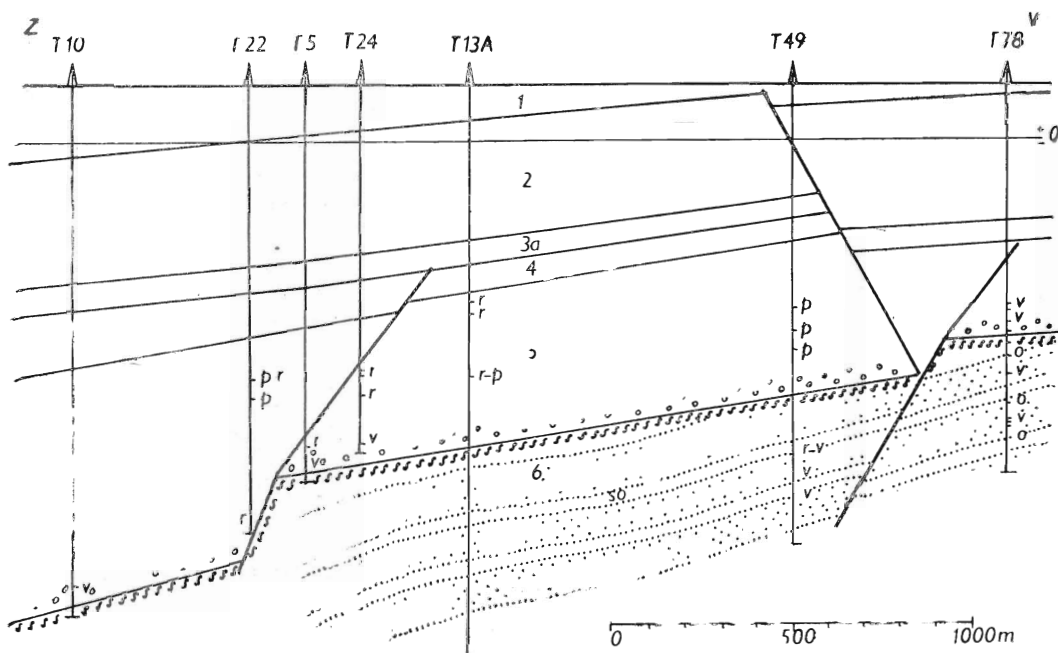
Abb. 3. Korelationschema der Elektrokarottagediagramme der Otnangschichtfolge im Gipfelfelds der Lagerstätte

1 — Flyschoberfläche, 2 — Sandlage, 3 — Konglomerat, Ra — Widerstandskurve, SP — Potentiakurve, a — ölführende Schichtfolge des Unterothnangs, b — gasführende Schichtfolge des Oberothnangs, sp. o. — Unterothnang, sv. o. — Oberothnang



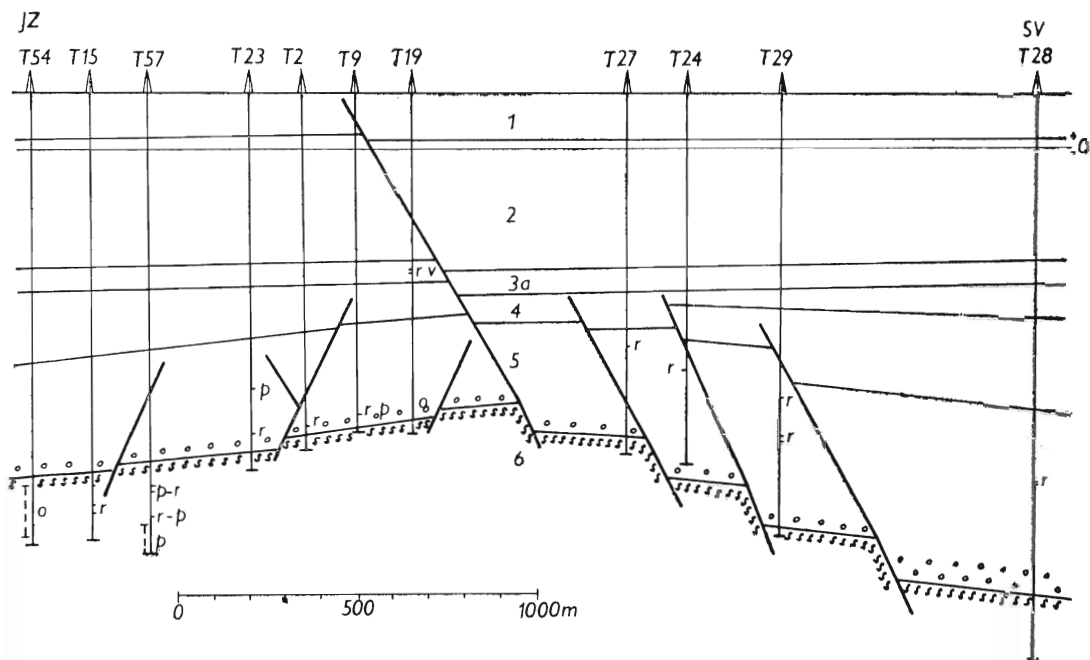
Obr. 5. Geologický řez neogénem a flyšem vrtů Týnec 18-38-57-63A-75-81

Abb. 5. Geologischer Schnitt durch das Neogen und Flysch der Bohrungen Týnec 18-38-57-63A-75-81



Obr. 6. Geologický řez neogénem a flyšem vrtů Týnec 10-22-5-24-13A-49-78

Abb. 6. Geologischer Schnitt durch das Neogene und Flysch der Bohrungen Týnec 10-22-5-24-13A-49-78



Obr. 7. Geologický řez neogénem a flyšem vrtů Týnec 54-15-57-23-2-9-19-27-24-29-28

Abb. 7. Geologischer Schnitt durch das Neogen und Flysch der Bohrungen Týnec 54-15-57-23-2-9-19-27-24-29-28

synklinálních pásme, jejichž vznik byl dán do souvislosti s funkcí neogenních zlomů.

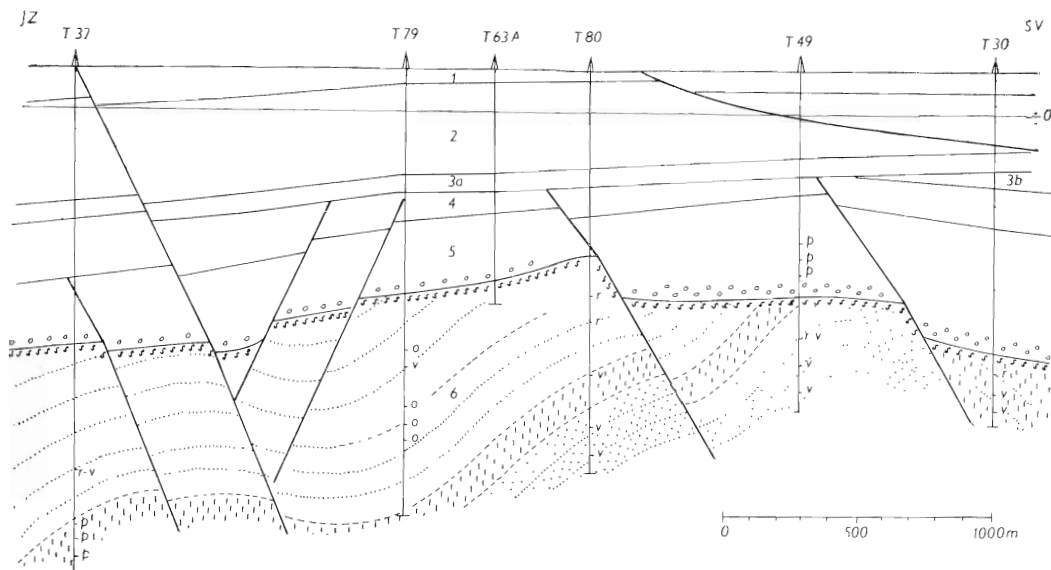
Zjištění zlomové tektoniky souvrství otnangu zpřesňuje představu modelu stavby svrchních souvrství magurského flyše týnecko-cunínské elevace (Bílek 1977b). V EK diagramech flyšových intervalů zlínských i soláňských vrstev blízkých i vzdálenějších vrtů byla potvrzena možnost korelace těchto souvrství a tím i možnost řešení detailní stavby flyše. Konstrukce geologických řezů ukazují, že střídání antiklinál a synklinál ve stavbě flyše koresponduje s elevačními a depresními pásmy ve flyšovém reliéfu a ve stavbě souvrství otnangu vytvořenými účinkem spodnomiocenní zlomové tektoniky.

Stavbu račanské jednotky ve vrcholové týnecké struktury znázorňuje geologický řez (obr. 8). V tomto řezu se

překocená vrása soláňských vrstev příkře noří pod zlínské vrstvy, které šupinou jsou nasunuty do prostoru lokálního vrcholu flyšového reliéfu v prostoru vrtu T-80. Stavba flyše ve vrcholové části týneckého elevačního pásma se ukazuje jako příkře stoupající vrása (s úklony až 50° ve vrtech T-74, 79) s poněkud plošším uložením v jejím vrcholu (ve vrtech T-63A, 75, 103).

Paleogeografický vývoj neogénu

V týnecko-cunínském prostoru transgrezovaly bazální vrstvy otnangu na morfologicky členitý denudací a erozí narušený povrch flyše. Transgrese měla postupný charakter. Starší souvrství egenburského stáří se uložilo v klubších prostorech spodnomiocenní pánve a týnecko-cunínská oblast byla занесена postupně mladšími sedimenty otnan-



Obr. 8. Geologický řez neogénem a flyšem vrtů Týnec 37-79-63A-80-49-30

Abb. 8. Geologischer Schnitt durch das Neogen und Flysch der Bohrungen Týnec 37-79-63A-80-49-30

gu. Dokazuje to zjištění, že na lokální vrchol flyše v prostoru vrtu Cunín 6 sedimentovaly vrstvy až nejvyšší, tzv. silikoplacentinové zóny otnangu. Bazální slepence a písky jsou pak nestejněho stáří (obr. 3). V elevačních prostorech se uložily slepence a písky menší mocnosti, kdežto do mikulčické deprese byly splaveny jíly značné mocnosti promísené písky a vložkami slepenců.

Po uložení bazálních vrstev s nástupem zlomové činnosti se prohloubil sedimentační prostor a ukládaly se jíly s četnými opakovanými náplavy vrstviček písků v celém souvrství otnangu. Pohyby po zlomech, provázenými synsedimentárním narůstáním vrstev na klesajících krátech, byly sedimenty otnangu spolu s flyšem rozčleněny do dílčích ker.

Koncem sedimentace otnangu ustala činnost některých zlomů a povrch sedimentů byl zčásti abradován. Na něj transgredovaly bazální písky karpátu. Současně se obnovila zlomová činnost

starších zlomů a prohloubil se sedimentační prostor, v němž se uložily vápnité jíly. V mělkých oblastech pánve se uložily i polohy tzv. týneckých písků, vyklíňujících na okraji týnecké oblasti (T 33). V období sedimentace středního karpátu se poklesem podloží neogénu rozšířil sedimentační prostor do j. částí vídeňské pánve.

Stýrská horotvorná fáze zasáhla podstatně do vývoje pánve. V týnecko-cunínské oblasti došlo ke zdvihu flyše a nadložních sedimentů, oblast se stala souší a v hiátu před transgresí bádenského moře značná část sedimentů karpátu byla denudována.

S inverzí flyšového reliéfu, se zdvihem souvrství otnangu a s abrazí sedimentů karpátu souvisí vznik vyšších vrstevních tlaků v těchto útvarech (o 15–30 ‰), které byly zjištěny při vrtání a měření v průběhu čerpacích zkoušek a těžby ropy a plynu. V souladu s názory zahraničních odborníků (Hubbert — Rubey 1959, Bradley 1975,

Fertl 1976) se soudí, že současné tlakové poměry ve spodním miocénu a ve flyši tu vznikly v důsledku paleogeografických a tektonických změn v období štýrské orogenetické fáze. V tomto období vystupuje souvrství otnangu a karpátu do podstatně vyšší polohy. Abrází byla značně snížena mocnost karpátu, na který se pak v podstatně redukovaných mocnostech uložily sedimenty bádenu až panonu. Tak byl v podmínkách hydrostatické uzavřenosti původní hydrostatický tlak konzervován ve vyšší strukturní poloze pod pelitickým souvrstvím karpátu (tzv. fosilní tlak). Zjištěné tlakové rozdíly mezi jednotlivými tektonickými krami je možno přičíst snížení vrstevního tlaku erupcemi, těžbou, úniky, ale i propojením vrstev rozdílných poloh dílčích ker.

Důsledkem štýrské orogeneze ve vídeňské pánvi byl vznik mladší tektoniky karpatského směru a nového sedimentačního prostoru, v němž týnecko-cunínská oblast zůstala v mladším miocénu okrajovou oblastí. Sedimentace bádenu až panonu byla provázena ukláňením vrstev z. směrem do poklesávající moravské ústřední prohlubně, poklesy po mladších zlomech a synsedimentárním narůstáním vrstev v ukláňených a poklesávajících krátech. Sedimentaci bádenu v mělkém moři a hloubkové změny dokumentují litotamniové vápence na z. svazích týnecké elevace.

Akumulace ropy a plynu

Průmyslové akumulace ropy a plynu byly zjištěny v souvrství flyše, otnangu, karpátu a ojediněle v obzorech bádenu a spodního sarmatu. V cunínském ložisku byla těžena ropa z puklinových kolektorů povrchu flyše, z bazálních slepenců, písků a propláستkových písků v souvrství spodního otnangu. Doprovodný plyn byl vypouštěn do ovzduší. V týnecké oblasti byly přítoky ropy tě-

ženy několika sondami z různých obzorů ve flyši (T-12, 15, 18, 30, 48, 60, 63A, 75, 80), ve spodním otnangu (T-2, 3, 11, 13A, 17, 18, 20, 22, 23, 24, 28, 29, 38, 41, 79) a v karpátu (T-33, 34, 70, 71, 72). V několika sondách byly konzervovány obzory ve flyši (T-37, 40, 42, 57, 74, 76), v otnangu (T-7, 22, 25, 26, 40, 46, 49, 51, 76, 81), v karpátu (T-48) a plynový obzor ve spodním sarmatu (L-32). Mimo to v četných obzorech ve flyši a v neogénu se zjistily neprůmyslové přítoky ropy a plynu a velký počet obzorů zejména v souvrství otnangu nebyl vyzkoušen.

I přes množství těžících sond a obzorů byla celková produkce ložiska nízká. Příčinou podřadných těžebních výsledků byla, kromě znehodnocení vysokotlakých obzorů nevhodným výplachem, neznalost produktivních etáží a kolektorů otnangu a jejich stavby. Pozitivní obzory ve flyši nebyly pro neznalost, složitost stavby a neúčinnost karotážních metod sledovány.

Poznatky o uložení akumulací ropy a plynu v souvrství flyše a otnangu byly získány otvírkou a těžbou ložiska Cunín (Bílek — Okénka 1971), kde byly samostatně vyčísleny zásoby ropy v puklinových kolektorech povrchu flyše, ve slepencích, v propláстkových pískech nad slepenci a v samostatném obzoru ve spodním otnangu. V nadloží slepenců byly EK měřeními registrovány jen ojedinělé malé polohy písků. Průběžným jádrováním větších intervalů souvrství spodního otnangu bylo však zjištěno, že tu jsou četné propláстky a vrstvičky písků nasycené ropou, které běžné elektrokarotážní měření zejména v křivce spontánní polarizace nezaregistrovalo. Tak byl zjištěn až 150 m mocný roponosný interval se souhrnnou mocností kolektorů až 25 m, odečtených z měření mikrosondami ve velkých měřítkách. Produktivita propláстků písků byla prokázána těžbou pomocí

perforovaných kolon.

Ve flyši týnecké oblasti jsou četné produktivní obzory pískovců ve vnitřní stavbě flyše. Jejich produktivita je podmíněna vznikem pastí u zlomů nebo faciálním uzávěrem. Novými vrty (T-84, 103) byly zjištěny zásoby ropy a plynu nejen v kolektorech otnangu, ale i v puklinových kolektorech flyšového povrchu.

V souvrství spodního otnangu týnecko-cunínského elevačního pásma byla novými vrty zjištěna 100—150 m mocná roponosná etáž, jejíž kolektory tvoří bazální slepence a především komplex vrstviček a proplátek písků (obr. 3). Ve svrchním otnangu je ca 50 m mocné pásmo obzůrků a proplátek písků nasycených plynem.

Souvrství otnangu je spodnomiocenními zlomy rozčleněno do dílčích struktur, v nichž akumulace ropy a plynu jsou vázány na vysoké polohy u zlomů. Z hlediska hodnoty zásob je nejvýznamnější týnecko-cunínské elevační pásmo s roponosnou etáží ve spodním otnangu a plynonosnou etáží ve svrchním otnangu.

Analogická produktivní pásma jsou předpokládána na elevační poloklenbě cunínského zlomu. Ve skleslé kře (C) mezi oběma elevačními pásmy (A, B) je rovněž vyvinuto roponosné pásmo ve spodním otnangu a plynonosné pásmo ve svrchním otnangu. V příčném elevačním pásmu (D) přechází roponosná etáž (T-13A) ve vyšších polohách do plynové etáže (T-49). Na svazích mikulčické deprese je ve svrchním otnangu vyvinuto roponosné pásmo ve svrchním otnangu (T-28, 29). V dílčích krácích na svazích elevace (T-40, 46, 48, 81) převládají plynové akumulace.

Vznik ložiska

Rozložení etáží ropy a plynu v profilu souvrství otnangu a obzorů ve flyši

jednotlivých tektonických ker, jejich vztah ke strukturním pastím, rozdílnost kontaktů ropa—plyn—voda a chemismus rop ukazují na složitý vznik ložiska v průběhu paleogeografického vývoje struktury. Složitost vzniku ložiska se jeví v tom, že jednotlivé tektonické fáze se projevily nejen vznikem zlomů a pastí pro akumulace uhlovodíků, ale i migračními pohyby uvnitř struktury.

Rozdílnosti paleotektonického vývoje a kolektorů flyše a otnangu se uplatňují v rozdílném vzniku ložisek ropy a plynu v těchto útvarech. Vertikální a horizontální přesuny flyšových příkrovů neumožnily uchování větších obsahů uhlovodíků v matečných horninách flyše. Mimoto pórovitost a propustnost flyšových pískovců je tak nízká, že je nemůžeme považovat za potenciální kolektory ropy a plynu. Dále pukliny v pískovcích, vzniklé při pohybech příkrovů, byly zaceleny kalcitem. Magurský flyš byl před transgresí souvrství otnangu dlouhou dobu souší, takže alespoň ve svrchních souvrstvích flyše nemůžeme předpokládat přítomnost živice.

Na základě těchto zjištění vznik akumulací živice ve flyši týnecko-cunínského elevace dáváme do souvislosti s tektonickými pohyby, vznikem kolektorů ve flyši a sedimentací neogénu. Tektonickými pohyby počátkem sedimentace otnangu vznikly zlomy, kterými byly ve flyši vytvořeny migrační cesty pro vertikální migraci uhlovodíků z hlubších souvrství flyše nebo až z podflyšových útvarů. Současně vznikly pukliny v obzorech pískovců, které změnily nepropustné pískovce v kolektory živice. Počátek migrace uhlovodíků uvažujeme po překrytí flyše dostatečnou mocností neogenních vrstev, které svojí hmotností vyvolaly primární migrační procesy. Druhotnou migraci uhlovodíků do svrchních vrstev flyše podmínily tlaky

nadložních neogenních vrstev, ponoření flyše do hloubky a zvýšené teploty.

Přítomnost flyšových rop byla prokázána v bazálních vrstvách otnangu. Od neogenních rop se odlišují chemismem a hmotností. Paleogenní ropy jsou lehké až velmi lehké, parafinické na rozdíl od neogenních nafténických, těžších, málo parafinických až neparafinických rop (Šimánek 1965). Migračními cestami ve flyši jsou pukliny v obzorech pískovců a vertikální pukliny podél zlomů, které byly sledovány také na výchozech paleogénu (Plička 1970).

Přítomnost průmyslových akumulací živíc ve flyši svědčí také o možnosti migrace uhlovodíků z mezozoických hornin pod flyšem (Dolenko 1955). Vezmeme-li v úvahu velikost zjištěných zásob uhlovodíků v neogénu vídeňské pánve vzhledem k objemu matečných hornin, pak v souladu se závěry Pagáče (1974) musíme uvažovati o dotaci živíc z podneogenních formací. Tím je možno vysvětlit extrémní živičnost neogénu vídeňské pánve.

Jiným způsobem vznikly akumulace uhlovodíků v sedimentech otnangu, neboť vysoký obsah organické hmoty v matečných jílech byl zdrojem její přeměny na ropu a plyn. Uhlovodíky vznikly brzy po uložení organických látek v sedimentech. Tlakem nadložních vrstev byly uhlovodíky vytlačovány do četných drobných poloh a vrstviček písků, které se uložily v celém pelitickém profilu souvrství otnangu.

Tektonické pohyby, poklesy po zlomech a úklony vrstev v průběhu sedimentace otnangu vyvolaly migrační pohyby uhlovodíků do vyšších poloh struktury. Migračními cestami byly obzůrky a proplástky písků. Zlomové pohyby rozčlenily strukturu na dílčí kry a pasti, v nichž se akumulovala u zlomů produktivní pásma uhlovodíků. Akumulace uhlovodíků v čočkovitých pískách dokazují jejich autochtonní pů-

vod (Dlabač — Mořkovská 1957).

Koncem sedimentace otnangu ustaly migrační procesy a část souvrství byla abrazována. Po transgresi karpátu se obnovily poklesové pohyby po některých zlomech a v důsledku sedimentárního stlačení hmotností sedimentů se obnovily migrační procesy. Pokračující zlomové pohyby v průběhu sedimentace spodního karpátu diferencovaly dále strukturu a posunuly jednotlivé kry do vzájemných poloh s jejich produktivními pásmy uhlovodíků. V období tektonického klidu hmotností nadložních sedimentů a diagenéz kolektorů byla zčásti přerušena jejich hydrodynamická souvislost a ustal pohyb živíc.

Štýrská fáze vrásnění se projevila zdvihem struktury a následující abrazí povrchu karpátu. Úklony vrstev v období sedimentace bádenských vrstev zintenzivnily migrační pochody zejména v z. části struktury, kde do zlomových pastí na okraji elevace namigrovaly především plyny. V karpátu při z. okraji elevace (T-33) došlo k obrácení vrstevního úklonu a živice se akumulovaly ve vyklíňujících pískách.

V období sedimentace bádenu a spodního sarmatu vznikly ještě v pastích u mladších zlomů nevýznamné akumulace ropy a plynu v litavských vápencích a v čočkovitých pískách.

Závěr

Zjištěním charakteru stavby spodního miocénu, flyše a jejich produktivních obzorů byly získány podklady k obnovení průzkumu akumulací ropy a plynu týneckého ložiska. Z hlediska nových výsledků je významné vyřešení zlomové a vrstevní stavby otnangu. Novými vrty byly v souvrství otnangu zjištěny shodné ložiskové poměry jako v cunínském ložisku. Ve spodním otnangu bylo prokázáno proplástkové ropo-

nosné souvrství a jeho akumulace ropy byly uvedeny do těžby. Ve svrchním otnangu bylo ověřeno plynonosné pásmo propláskových obzorů.

Na základě těchto výsledků byly vypočteny zásoby ropy a plynu v souvrství otnangu a flyše celého ložiska. Jeho geologické zásoby jsou ekonomicky významné, takže jejich ověření a využití pomůže zajistit plánovanou těžbu ropy v další pětiletce. Výsledky nových vrtů s dobrými přítoky ropy s plynem prokázaly i efektivnost těžby tohoto ložiska (Rajec 1977). Současná vrtní technika, technologie vrtního výplachu a možnosti ověřování pozitivitu nadějných obzorů otnangu a flyše v průběhu vrtní mohou zajistit kvalitní otvorku a uvedení ložiska do těžby.

Recenzoval I. Pagáč

LITERATURA

- Bílek, K. 1963: Výsledky a perspektivy průzkumu gbelsko-cunínské oblasti. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 64 s.
- Bílek, K. 1965: Výsledky a perspektivy průzkumu gbelsko-cunínské oblasti a ložiska Cunín. *Manuskript — Geofond*, 60 s.
- Bílek, K. — Okénka, J. 1971: Výpočet zásob nafty ložiska Cunín. *Manuskript — Geofond, Bratislava*, 108 s.
- Bílek, K. 1972: Nová ložiska ropy a plynu v okolí obce Gbely. *Mineralia slov.*, 4, s. 161—172.
- Bílek, K. 1974: Ložiska ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. *Mineralia slov.*, 6, s. 399—498.
- Bílek, K. 1976: Perspektivy dalšího průzkumu a těžby týnecké oblasti. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 94 s.
- Bílek, K. 1977a: Ložiska ropy a plynu v neogénu a ve flyši týnecko-cunínské oblasti. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 250 s.
- Bílek, K. 1977b: Ložiska ropy a plynu ve flyšovém podloží neogénu týnecko-cunínské oblasti vídeňské pánve. *Zemní plyn a nafta*, 12, č. 4.
- Bradley, S. J. 1975: Abnormal Formation Pressure. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 957—973.
- Buday, T. — Menčík, E. — Špička, V. 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí z hlediska stavby a reliéfu podloží Vídeňské pánve. *Rozpr. Čs. Akad. věd*, 77, č. 6, Praha.
- Dlabač, M. — Mořkovská, V. 1957: Výzkum akumulace nafty a plynu ve Vídeňské pánvi. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 267 s.
- Dolenko, G. N. 1955: Uslovija obrazovaniya nefťanyh zalezeh Venskogo bassejna. *Materialy diskuzii po probleme proischozheniya i migracii nefti*. Kijev, Izd. AN. USSR, s. 238—246.
- Fertl, W. H. 1976: Abnormal Formation Pressures. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam — Oxford — New York*, p. 382.
- Hubbert, M. K. — Rubey, W. W. 1959: Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. Overthrust Belt in Geocynklinal Area of Western Wyoming in Light of Fluid Pressure Hypothesis. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 70, p. 167—206.
- Jiříček, R. 1975: Spodní miocén ve Vídeňské pánvi. *Manuskript — archiv Nafty Gbely*, 26 s.
- Kolesík, M. 1948: Zpráva o výsledku strukturních vrteb na území mezi Hodonínem a Lanžhotem. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 4 s., 1 př.
- Němec, F. et al. 1956: Zhodnocení dosažených výsledků průzkumných prací, těžební otvorky a těžby v oblasti Mor. Nová Ves s návrhy na další postup. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 83 s.
- Pagáč, I. 1974: Poznámky ku genézii živíc v západných Karpatoch. *Materialy z II. celoslovenskej geologickej konferencie — sekcia živíc*. SGÚ Bratislava, s. 343—347.
- Pesl, V. 1960: Litologické a stratigrafické zhodnocení flyšového podloží na poli Týnec. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 90 s.
- Plička, M. 1970: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění ve flyši Západních Karpat. *Zbor. geol. Vied, Rad ZK*, 13, s. 7—35.
- Rajec, M. 1977: Geologicko-ekonomické predpoklady rentability prieskumu na živice v týneckej oblasti. *Zemný plyn a nafta*, roč. 1977, č. 2, s. 125—131.
- Stráník, Z. — Eliáš, M. 1957: Zpráva o geol. výzkumech podloží neogénu vnitroalpské pánve vídeňské. *Zpráva ÚÚG, Praha*, 57 s.
- Stráník, Z. — Benešová, E. 1959: Geologie flyše v podloží neogénu v oblasti Týnec. *Zpráva ÚÚG, Praha*, 2 s.
- Šimánek, V. 1965: K otázce geneze ropy a ropných ložisek v čs. části Vídeňské pánve. *Sbor. geol. věd, Ř. LG, sv. 6, Praha*.
- Špička, V. 1954—1955: Výroční geologické zprávy oblasti Týnec za rok 1953 (21 s.), za rok 1954 (26 s.). *Manuskripty — archiv MND Hodonín*.

Špička, V. 1956: Geologické zhodnocení dosavadní vrtní činnosti v oblasti Mor. Nová Ves. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 66 s.

Špička, V. 1957: Příspěvek ke stanovení hranice sarmatu a svrchního tortonu oblasti Brodské—Kostice—Týnec—Lužice—Hodonín. *Manuskript — archiv MND Hodonín*, 16 s.

Die Lagerstätte von Erdöl und Gas Týnec-Cunín Gebietes des Týnec-Cunín Elevation im Wiener Becken Týnec-Cunín Gebietes

KAMIL BÍLEK

Im Raume zwischen den Gemeinden Moravská Nová Ves, Týnec und Kopčany (Abb. 1) wurde im Jahren 1951—1962 die Bohrerkundung des unteren Miozäns auf dem unterliegenden Elevationsrelief des Magura Flysches der Einheit Račanská durchgeführt. Mit den Bohrungen von denen manche nach Flysch vertieft sind, wurden industrielle Zuflüsse von Öl und Gas im unteren Miozän, Karpat und im Flysch festgestellt. Fast die Hälfte der Bohrungen wurden in Folge der Eruption, Havarien und Negativität liquidiert.

Im Jahren 1962—1964 wurde das Bohren und Erdölförderung aus ekonomischen Gründen eingestellt, und zwar auf Grund der niedrigen Förderergebnisse und der Preise des Erdöls, was ekonomische Resultat negativ gestaltet.

Unteres Miozän hat überwiegend pelitische Entwicklung lokal mit den Basalkonglomeraten. Das Erdöl wurde aus sandigen Linsen in Konglomeraten aus einzelnen kleinen Sandhorizonten gefördert. Im oberen Teile der Schichtfolge wurden lokale Akkumulationen von Gas eröffnet. Auch im Flysch sind die produktiven Horizonte von Rohöl und Gas wie im inneren Aufbau so auch in den Schichten der Flyschoberfläche festgestellt.

Die entdeckten produktiven Horizonte im unteren Miozän und im Flysch wurden fazielle Sandlinsen festgestellt. Da der Aufbau des unteren Miozäns und der produktiven Horizonte nicht gelöst wurde, so wurde auch die Perspektivität der weiteren Erforschung und der Förderung untergeordnet gehalten.

Die Auswertung der Forschungsarbeiten und Förderungsergebnisse, welche auf Grund der Erkenntnisse der Lagerstätte Cunín durchgeführt wurde, hat die neuen Ansichten auf den Aufbau des unteren Miozäns, Flysch und auf die Lagerstätte von Erdöl und Gas gebracht (Abb. 3).

Das untere Miozän und Flysch ist durch zahlreiche Brüche in NW Richtung gestört, deren Tätigkeit im unteren Miozän oder Karpat endet und vereinzelt im Baden allmählich

aufhört (Abb. 5—8). Die jüngere Tektonik in NNW Richtung durchdringt epigenetisch den Karpat und das untere Miozän.

Am Ende der Karpatsedimentation geht es zur Inverzion des Flyschreliefs, zur Entstehung der Týnec-Cunín Elevation. Der Karpat ist teilweise denudiert und das Baden in der Randentwicklung transgrediert auf die ausgeglichene Oberfläche des Karpats (Abb. 4). Das untere Miozän ist durch die untermiozäne und jüngere badene Tektonik zu Teilstrukturen geteilt (Abb. 2).

Der unterliegende Flysch der Einheit Račanská bildet eine Decke mit dem Kern der Soláň Schichten (Paleocen bis unteres Eocen) im Relief des Querrückens am Rande der Mikulčice Depression und der Schuppe der Zlín Schichten (Abb. 8).

Die Erdöl und Erdgasvorkommen im unteren Miozän sind vor allem an die mit den Brüchen begrenzte Elevationstrukturen geknüpft. Die Bitumine im Flysch befinden sich in den Spalten des Flyschreliefs und in den Spaltenzonen, welche die Brüche begleiten. Ausserdem sind auch im inneren Flysch in Spalten der Sandsteine Bitumine akkumuliert, welche durch die Flyschbewegungen entstanden sind.

Die Kollektoren des Rohöls und Gas im unteren Miozän sind einerseits Sandlinse im Konglomeraten anderseits die sandigen Zwischenschichten an den Schichtflächen der Tone und dünne Sandeinlagen.

Die Teillagerstätten von Rohöl und Gas im unteren Miozän sind durch den Schichten- und Bituminosen Tönen und durch die Migration des Bitumens in die Elevationstrukturfalten entstanden. Im unteren Teile des Profils in den Zwischenlagen befindet sich Rohöl und im oberen Teile Gas. Auf Grund des untermiozänen und flyschen Aufbaus sind die produktiven Flächen geteilt und die Vorräte von Rohöl und Gas bewertet.

Die höheren Schichtendrucke im unteren Miozän (15 %) sind Resultate der Mächtigkeitsverminderung der oberliegenden Forma-

tionen im Laufe der paleogeographischen Entwicklung des Miozäns. Auf Grund der neuen Erkenntnisse über den Aufbau des unteren Miozäns, des Flysches und auf Grund der Sicherstellung der produktiven Horizonte wird die Erkundung dieses Gebietes herges-

tellt, deren Resultate durch die ungenügende Bohrtechnologie seiner Zeit entstellt wurden. Die Rückvergütung des Investitionsmittels ist durch höhere Preise gesichert.

Preložil autor

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Metódy matematickej štatistiky v geochémii

Seminár na túto tému usporiadala geochemická skupina Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave 26.—27. februára 1981. Na seminári boli nasledujúce referáty:

E. Plško — J. Medveď: **Hodnotenie vplyvu chyby analytického postupu na rozloženie obsahu stopových prvkov v geologických materiáloch** (Bratislava 26. 2. 1981)

Referát obsahoval návrh spôsobu umožňujúceho zhodnotiť vplyv chyby analytického postupu na rozloženie obsahu stopových prvkov v geologických materiáloch.

Na bohatom experimentálnom materiáli sa dokázalo, že rozloženie stopových prvkov v horninách a mineráloch, ako aj chybu analytických výsledkov spektrochemicky stanovených prvkov možno s dostatočnou mierou zhody, opísať logaritmicky normálnym modelom.

Podľa logaritmicky normálneho modelu rozloženia chyby spektrochemického stanovenia stopových prvkov možno hodnotiť štandardnú odchýlku kolísania logaritmu hodnoty koncentrácie na základe výsledkov paralelných meraní vykonaných na rozličných vzorkách toho istého typu sledovaného materiálu použitím rovnice

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log c_i - \log \bar{c})^2}{n-1}}$$

kde c_i — koncentrácia zistená na i -tej vzorke v prvom a c_2 v druhom paralelnom meraní, p — celkový počet vzoriek súvisiacich s počtom meraní n vzťahom $2p = n$.

Štandardná odchýlka, charakterizujúca celkový rozptyl logaritmu hodnoty koncentrácie v celom sledovanom súbore daného typu vzoriek a zahrňajúca rozličné geochemické vplyvy, ktoré sa uplatnili jednak pri ich vzniku a jednak počas ich existencie (tlak, teplota, pH a pod.), ako aj príslušná chyba analytického stanovenia sa zisťuje pomocou známeho vzťahu

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^p (\log \frac{c_i}{\bar{c}})^2}{2p}$$

V súhlase so zákonom o sčítaní chýb je uvedený celkový rozptyl (s^2) pri stochastickej nezávislosti jednotlivých zložiek zložený z rozptylu (s_e^2) spôsobeného geochemickými faktormi a charakterizujúceho hľadaný čistý rozptyl daného prvku v sledovanom materiáli a rozptylu spôsobeného analytickým postupom (s_l^2).

$$s^2 = s_e^2 + s_l^2$$

Z uvedenej rovnice potom možno stanoviť štandardnú odchýlku kolísania logaritmu hodnoty koncentrácie nezafaženej príslušnými chybami analytického stanovenia.

Tento korekčný postup sa využil na zistenie parametrov rozloženia stopových prvkov stanovených spektrochemicky v kyslých, bázičných a ultrabázičných horninách z rozličných lokalít Západných Karpát.

Zistilo sa, že štandardné odchýlky stanovení (s_l) sú oveľa menšie ako štandardné odchýlky charakterizujúce celkový rozptyl (s), a preto vlastný rozptyl (s_e) daných prvkov v sledovaných horninách prakticky nekreslujú, čo potvrdzuje veľmi dobrá zhoda hodnôt s a s_e . Na základe toho možno vyvodit uzáver, že použité spektrochemické analytické metódy sú na dosiahnutie požadovaných geochemických uzáverov dostatočne presné. Použitie presnejších analytických postupov, resp. požiadavky ďalšieho spresnenia použitých spektrochemických postupov, už nevedie k spresneniu výsledkov zodpovedajúcich celkovému zámeru, a preto z vedeckého, ale ani ekonomického nie sú účelné, lebo nové informácie neposkytujú.

Podrobnejší opis uvádza práca E. Plško — J. Medveď 1981: The influence of the analytical error on the distribution of trace elements in geological materials. *Geol. zbor. Geologica Carpath.* (Bratislava), (v tlači).

Charakteristika hlbinej stavby a neogénny magmatizmus v oblasti transkarpatskej depresie

LUBOMIL POSPÍŠII*, TAMÁS BODOKY**

* Geofyzika, Geologická 18, 834 37 Bratislava

** MAELGI Budapest, Columbus u. 17, H-1445 Budapest

(3 obr. v texte)

Doručené 27. 7. 1980

Глубинное строение и неогенный магматизм в районе транскарпатской депрессии

В работе вычленяются основные геофизические аномалии установленные в коре Транскарпатской депрессии. Их анализ и геологическая интерпретация показывает на возможное отношение аномалий к распределению неогенного магматизма. Региональная положительная аномалия тяжести и результаты теплотного течения, магнитометрии и зоны низких скоростей интерпретированы как проявления верхней части диапирового плаща способствовавшего возникновение магматического очага на рубеже коры и плаща.

Deep structure and magmatism of Neogene age in the Transcarpathian depression (Eastern Slovakia and NE Hungary)

Main geophysical anomalies in the crust are outlined for the area of Transcarpathian depression. Analysis of available data used for geological interpretation reveals possible relation between anomalies and the distribution of Neogene magmatism. The regional positive gravimetric anomaly, anomalous heat-flow values, magnetometric data and the presence of low-velocity zones in the crust are interpreted in terms of reflecting apical portions of a mantle diapir that induced the generation of magma reservoir at mantle/crust boundary.

Objasnenie geotektonickej pozície neovulkanitov východného Slovenska a zakarpatskej oblasti je nerozlučne späté s analýzou vývoja neogénnej štruktúry transkarpatskej depresie.

Zložitá štruktúrna stavba, rozmanitosť facií podložia a magmatizmus dávajú podnet na mnohé diskusie o vývoji tejto časti Karpát. Podobný, ak nie ešte zložitejší obraz predpokladáme aj v hlb-

ších častiach zemskej kôry tejto oblasti. Pri jeho analýze vychádzame najmä z geofyzikálnych polí, ktoré poskytujú na modelovanie hlbinej stavby vhodný materiál.

Seizmika

V oblasti východoslovenskej panvy a jej okolí sa uskutočnili iba ropno-pros-

pekčné seizmické merania s úlohou spresniť reliéf predterciérneho podložia pod flyšovými príkrovmi a vo východoslovenskej panve.

Najvýraznejšie reflexy z hlbinných úrovní boli zachytené v pribradlovej zóne pri čase 3,3 s a zodpovedajú hĺbkovým pomerom v 7—8 km. Leško et al. (1977) toto rozhranie považujú za reliéf kryštalinika s bázickými horninami, kým O. Fusán et al. (1971) tu na základe analýzy tiažových anomálií interpretujú povrch granitovej vrstvy. Ak by išlo o väčšie akumulácie bázických hornín, mala by sa táto oblasť prejavovať zvýšeným magnetickým poľom. M. Filo — S. Medo (1977) vyčleňujú túto zónu v Západných Karpatoch ako najmenej magnetickú (amplitúdy pod 40 nT).

Viac informácií poskytujú výsledky z meraní na medzinárodnom profile HSS III a seizmických profiloch RP-5, 6, 17 v ukrajinskej časti transkarpatskej depresie (Čekunov et al., 1979). Mocnosť kôry tu v dôsledku malej mocnosti bazaltovej vrstvy (od 6 do 9 km) dosahuje jednu z najnižších hodnôt (25 km). Povrch kryštalinického podložia v transkarpatskej depresii vytvára klenbovitú štruktúru, ktorej krídla sa ponárajú pod východoslovenskú panvu a solotvinskú depresiu. Transkarpatská depresia sa od ostatných častí Karpát odlišuje nielen značným zmenšením mocnosti kôry, ale aj jej fyzikálnou rôznorodosťou. Napr. v oblasti čopsko-mukačevskej depresie sa pod paleozoickým komplexom vyskytuje vrstva so zníženou rýchlosťou, aká pod solotvinskou depresiou chýba. Druhá vrstva zníženej rýchlosti je v spodnej časti kôry, bezprostredne nad hranicou diskontinuity MOHO. Predpokladá sa (Čekunov, 1969, Slávik, 1974), že existencia zón znížených rýchlostí sa viaže s produktmi magmatických procesov, ktoré sa v tejto oblasti odohrali. Podobné zloženie kôry podľa výsledkov gravimetrie predpokladáme

aj v západnej časti transkarpatskej depresie — v Potiskej nížine, ale tu chýbajú výsledky HSS.

Výsledky HSS potvrdili a v niektorých miestach spresnili pozíciu hlbinných zlomov oblasti. Za najvýznamnejší sa pokladá zakarpatský a pripanónsky hlbinný zlom. V. G. Sviridenko (1976) ich považuje za hlavné, pretože vymedzujú jednotky a štruktúry s odlišným vekom.

Tiažové pole

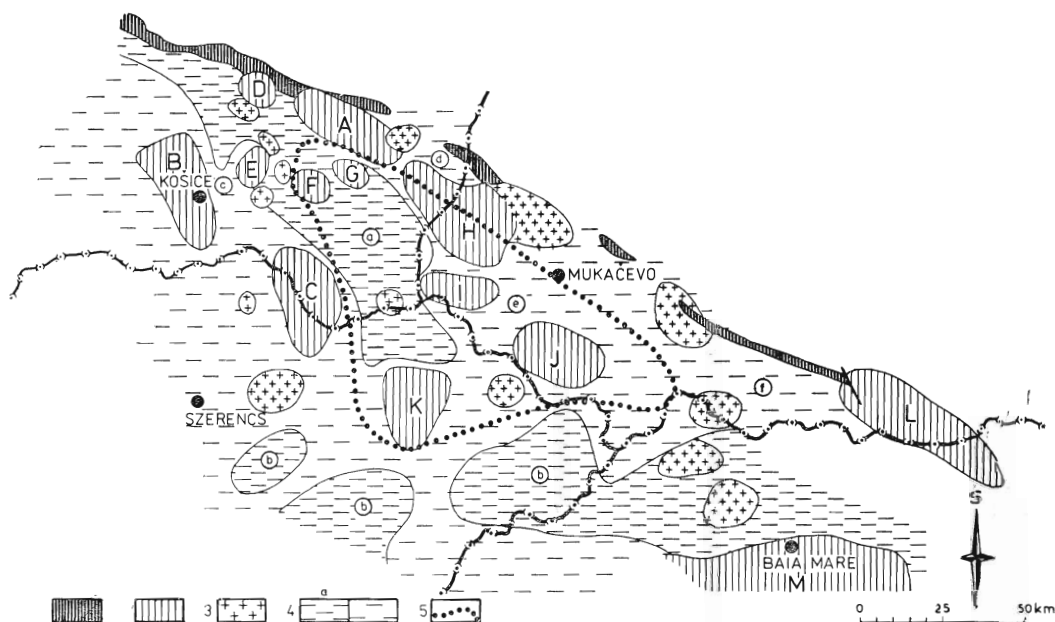
Tiažové pole v Západných Karpatoch silne ovplyvňujú účinky centrálného karpatského tiažového minima, ktorého os prebieha zhruba od Gottwaldova cez Námestovo smerom na SV na poľské územie. V oblasti Vysokých Tatier sa vyklíňuje do vnútorných jednotiek Západných Karpát a zasahuje až do oblasti severne od Banskej Bystrice. Oblasť transkarpatskej depresie sa už nachádza v miestach južného elevačného tiažového pásu, ktorý zahŕňa oblasť južného a východného Slovenska.

Tiažové pole v oblasti východného Slovenska je veľmi členité (obr. 1). Anomálne sa prejavujú tiažové elevácie vyvolané predterciérnym podloží, ktoré vystupuje až na povrch. Tieto tiažové elevácie označuje O. Fusán et al. (1971) ako košickú, humenskú a zemplínsku štruktúru. Ich výrazný prejav je umocnený prítomnosťou sedimentov centrálnokarpatského paleogénu a neogénu, ktoré sa nachádzajú v ich okolí. Nové analýzy tiažového poľa v oblasti východoslovenskej neogénnej panvy a v jej okolí ukázali, že najvýraznejším prvkom tiažového poľa je výrazná pozitívna regionálna tiažová anomália smeru SZ—JV, ktorej vrchol je v juhovýchodnej časti Potiskej nížiny (Pospíšil, 1980) a ktorá pokračuje smerom na zónu pripanónskeho hlbinného zlomu (obr. 1).

Pokračovanie anomálie v severovýchodnej časti MLR a zakarpatskej oblasti je vymedzené z podkladov menších mierok. Jej prejav je zrejmy aj v mapách Bouguerových anomálií. Kým tiažový účinok neogénnych sedimentov Košickej kotliny a solotvinskej depresie približne zodpovedá ich mocnostiam, v centre Potiskej nížiny a čopsko-mukačevskej depresie sa pri zväčšovaní mocnosti sedimentov zväčšuje aj kladná aplitúda

tiažových anomálií. Túto „inverziu“ interpretujeme (Pospíšil, 1980) ako dôsledok účinku čiastkového plášťového diapíru, ktorý vstúpil do spodnej časti kôry po hlbinnom zlome a ktorý môže byť v oblasti transkarpatskej depresie zdrojom neogénneho vulkanizmu.

Ďalší anomálny prvok sa prejavuje v oblasti medzi Košicami a Prešovom, kde sa po zavedení opravy na účinky terciérnych sedimentov nachádza regio-



Obr. 1. Schéma hlavných gravimetrických štruktúr v širšom okolí transkarpatskej depresie

1 — bradlové pásmo, 2 — tiažové elevácie predterciérneho podložja (štruktúry): A — humenská, B — košická, C — zemplínska, D — hanušovská, E — herlianska, F — albinovská, G — pozdišovská, H — užhorodská, I — čopská, J — berehovská, K — kiskvárdská, L — marmarošská, M — bajamarská, 3 — tiažové elevácie vyvolané inými zdrojmi, 4 — hlavné tiažové depresie: a — graben Prešov — Sečovce — Kráľovský Chlmec, b — graben Szolnok — Debrecín, c — Košická kotlina, d — choňkovská depresia, e — čopsko-mukačevská depresia, f — solotvinská depresia, 5 — regionálna tiažová elevácia (čiastkový diapír?), 4a — predpokladaná hĺbka podložja > 3000 m

Fig. 1. Sketch map of main gravimetric features in the wider surroundings of the Transcarpathian depression

1 — the Klippen belt, 2 — gravimetric anomalies of the pre-Cenozoic basement (structures): A — Humenné, B — Košice, C — Zemplín, D — Hanušovce, E — Herľany, F — Albinov, G — Pozdišovce, H — Uzhgorod, I — Chop, J — Berehovo, K — Kiskvárd, L — Maramureș, M — Baia Mare, 3 — gravimetric highs induced by other sources, 4 — main gravimetric depressions: a — Prešov — Sečovce — Kráľovský Chlmec graben structure, b — Szolnok — Debrecen graben structure, c — Košice basin, d — Choňkovce depression, e — Chop — Mukachevo depression, f — Solotvino depression, 5 — regional gravimetric high (partial diapir?), 4a — inferred basement surface isoline

nálna tiažová depresia, pravdepodobne zodpovedajúca ľahšiemu granitoidnému komplexu Čiernej hory. Menej pravdepodobná je prítomnosť rozsiahlych ultrabázických telies s relatívne nízkou hustotou. V prospech takejto interpretácie svedčí pás rozsiahlych a relatívne nízkych magnetických anomálií korelujúcich s už uvedenou tiažovou depresiou.

Anomálnym prvkom tiažovej mapy v severovýchodnej časti Maďarska je pás záporných anomálií zodpovedajúci zakrytým flyšovým sedimentom Szolnok—Debrecín. Jeho ukončenie je ostré a prejavuje sa náhlym zúžením a otočením na V. Lokálne tiažové anomálie v blízkosti elevačnej zóny pripanónskeho hlbinného zlomu sú odrazom pochovaných vulkanických aparátov. Jediným prejavom podložia je elevačná tiažová zóna južne od Kisvárdy. Výsledky seizmiky tu potvrdzujú existenciu vyzdvihutej kryhy (Bodoky et al., 1974).

V sovietskej časti depresie sa výrazne prejavuje berehovská elevačná zóna, patriaca do zóny pripanónskeho hlbinného zlomu (Merlič — Spitkovskaja, 1965). Paleozoická elevácia, potvrdená vrtmi v okolí Užhorodu, sa končí na tiažovom gradiente smeru SV—JZ západne od Mukačeva.

Juhovýchodne od Vyškova, t. j. v solotvinskej časti depresie, nastáva výrazný pokles tiažových anomálií. Spôsobuje ho väčšia mocnosť terciérnych sedimentov a jednak sa tu prejavuje vplyv ukončenia regionálnej tiažovej elevácie. Aj keď v tejto oblasti nevychádzame z podrobných tiažových podkladov, ukončenie zdroja tejto regionálnej anomálie pred solotvinskou depresiou možno vymedziť dostatočne presne.

Slanské vrchy, podobne ako Vihorlat až Gutínske vrchy a ostatné vulkanické horstvá sú po obvode, resp. v osi uvedenej pozitívnej regionálnej tiažovej

anomálie. Vzťah neogénneho vulkanizmu anomálií svedčí o tom, že magmatizmus oblasti transkarpatskej depresie je priamo spätý s vývojom tejto štruktúry.

Magnetické pole

Z priebehu magnetických anomálií vychodí (Filo — Medo, 1977), že najvýraznejšia zmena v orientácii základných magnetických štruktúr je východne od spojnice Poprad—Košice. Táto hranica sa prejavuje ako zóna s najväčším počtom anomálií, a to nielen na území Slovenska, ale aj PLR, MLR a zasahuje aj na územie východoslovenskej panvy. V oblasti východného Slovenska sa amplitúda anomálií pohybuje od 50—100 nT (výnimkou sú účinky vyvolané neovulkanitmi). Výraznejším anomálnym prejavom v centrálnej časti východoslovenskej neogennej panvy je „sečovská“ regionálna magnetická anomália (obr. 2), ktorú detailnejšie analyzovali L. Pospíšil — M. Filo (1977). Účinok anomálie zodpovedá magnetickému prostrediu uloženému v hĺbkovom intervale 5,5 až 11 km. Podobné magnetické anomálie v intenzite 20—80 nT, ktoré odrážajú hlboké magneticky aktívne podlozie, sú v centrálnej časti transkarpatskej depresie (Sobakar et al., 1975).

Magnetické anomálie v severovýchodnej časti panónskeho bazénu sú indikované najmä zakrytými neovulkanickými komplexmi (obr. 2). Magnetické pole v oblasti panónskeho bloku detailne analyzoval K. Possgay (1966). Z interpretácie vyplynulo, že väčšina pochovaných vulkanitov v severovýchodnej časti MLR je v hĺbke od 1,0 až 1,5 km. Len v oblasti Szolnok—Debrecín sú približne o 1 km hlbšie.

Zdroj magnetickej anomálie zistenej v oblasti Kisvárdy (obr. 2) K. Possgay

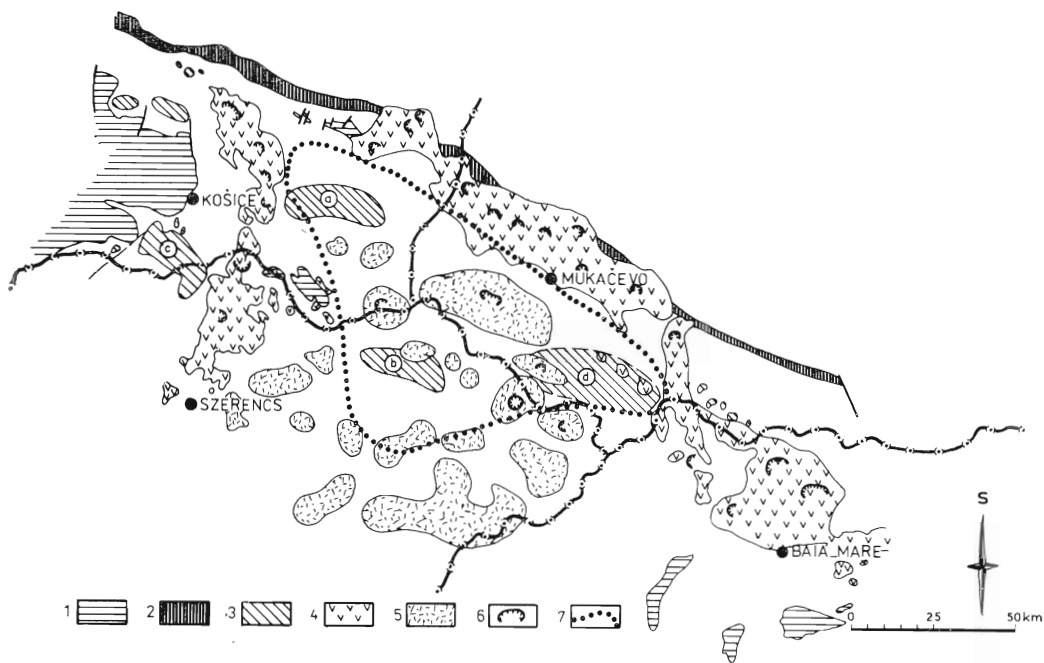
(1966) predpokladá v predterciálnom podloží. Jej zistenie umožňuje hľadať súvislosť medzi pokračovaním rožňavskej línie a prítomnosťou ultrabázických telies v juhovýchodnom smere posledných známych prejavov z okolia Komároviec.

Ďalšie magnetické anomálie, ktoré majú veľké plošné rozšírenie, sú vyvolané neovulkanitmi Slanských vrchov, Vihorlatu, Gutínskych vrchov, pásmom zemplínsko-berehovýchských pochovaných vulkanických vrstiev a Tokajských vrchoch. Ich intenzita sa v aeromagnetických mapách pohybuje v rozmedzí -500 do $+500$ nT.

Tepelné a tlakové pomery

Na indikovanie aktívnych zón zemskéj kôry a osvetlenie príčin je veľmi dôležité poznať zóny tepelných tokov, hlbinných teplôt a tlakov. V ostatných rokoch sa tepelno-tlakovými pomermi v oblasti východoslovenského neogénu podrobne zaoberal R. Rudinec (1978). Toto územie Západných Karpát sa prejavuje vysokými tepelnými tokmi — $110 \text{ mV} \cdot \text{m}^{-2}$ (Čermák, 1979).

R. Rudinec (1978) na základe korelácie intenzity magnetického poľa a veľkosti geotermického stupňa predpokladá existenciu dvoch magnetických ko-



Obr. 2. Schéma hlavných magnetických štruktúr v širšom okolí transkarpatskej depresie
1 — predterciálne podložie, 2 — bradlové pásmo, 3 — magnetické anomálie z predterciálneho podložia: a — sečovská, b — kiskvárdská, c — moldavská, d — berehová, 4 — magnetické anomálie nad neovulkanitmi, 5 — magnetické anomálie nad povrchovými vulkanitmi, 6 — vulkanické centrá, intruzívne komplexy, 7 — regionálna tiažová elevácia (čiastkový diapír?)

Fig. 2. Sketch map of main magnetic structures in the wider surroundings of the Transcarpathian depression

1 — pre-Cenozoic basement, 2 — the Klippen belt, 3 — magnetic anomalies induced by the pre-Cenozoic basement: a — Sečovce, b — Kiskvárd, c — Moldava, d — Beregovo, 4 — magnetic anomalies over buried neovolcanic masses, 5 — magnetic anomalies over volcanic centres, 6 — volcanic centre, intrusive complex, 7 — regional gravimetric high (partial diapir ?)

zubov. Keď si uvedomíme rozmer tele-
sa, ktoré tieto anomálie vyvoláva, javí
sa nám takáto interpretácia ako nereál-
na.

Zaujímavé výsledky poskytuje mapa
plošného rozloženia tlakových pásiem
východoslovenskej panve (Rudinec,
1978), ktorá veľmi dobre koreluje
s vrcholovou časťou pozitívnej tiažovej
anomálie. Túto zónu zvýšeného tlaku
vydeľuje trebišovské a močarianske
zlomové pásmo a zodpovedá zóne naj-
väčšej subsidencie.

Recentné pohyby a seizmotektonické zóny

Súčasnú vertikálnu pohyby zemskej
kôry a seizmoaktívne zóny sa pokladajú
za výsledok vnútorných procesov pre-
biehajúcich vo vrchnej časti litosféry.

Podľa súčasných výsledkov, ktoré vy-
plynuli z analýzy recentných pohybov
a seizmotektonických zón v oblasti Zá-
padných Karpát (Kvítkovič — Plančár,
1977), sa oblasť východoslovenského
neogénu prejavuje ako samostatný blok
(východoslovenský) s intenzívnymi po-
hybmi poklesového charakteru (od 0,0
do 2,0 mm za rok). Výrazné seizmotek-
tonické zóny s ohniskami plytkých ze-
metrasení ohraničujú tento blok zo SV
a JZ. Isté disproporcie sú na styku
s územím MLR a ZSSR, kde rozdiely
v intenzite a smere pohybov voči vý-
chodoslovenskému bloku dosahujú hod-
notu až 2,0 mm za rok (Sobakar et al.,
1975).

Zaujímavé výsledky poskytli merania
horizontálnych pohybov v centrálnej
časti transkarpatskej depresie (Gofštejn,
1975). Ukázali, že horizontálne pohyby
území na rozličné strany od zakarpat-
ského hlbinného zlomu majú rôznu
smer. Zatiaľ čo sa územie s flyšovými
komplexmi pohybuje na SV, štruktúra
transkarpatskej depresie sa pohybuje na

JZ. Takýto pohyb, ktorý sa s pohybmi
dvíhajúcich hmôt z obdobia paleoalpín-
skeho orogénu nestotožňuje, je známy
aj z konca obdobia neogénu. Prejavil sa
v zodpovedajúcom naklonení pňov soľ-
ných diapírov, ako aj presunutím flyšu
na miocénne horniny pozdĺž severnej
hranice depresie (Gofštejn, 1975).

Magmatizmus

Neogénny vulkanizmus v oblasti trans-
karpatskej depresie mal v zásade dvo-
jaký charakter — kyslý (ryolitový) a
intermediárny (andezitový). Prvé pre-
javy kyslého vulkanizmu sú známe zo
sedimentárnych súvrství egenburgu a
karpátu (Slávik, 1974) z okolia Prešova.
V zakarpatskej oblasti je regionálne
rozšírený po celom území a známy ako
novoselinský horizont plagioliparitových
tufov (Spitkovskaja, 1973).

Ďalšia etapa ryolitového vulkanizmu,
ktorá má rovnako regionálne rozšírenie,
pochádza z obdobia bádenu a pokračuje
až do sarmatu. Jeho rozšírenie koinci-
duje s vrcholovou etapou vývoja panvy
a kontroluje ho pozdĺžny systém zlomov
smeru SZ—JV v celom rozsahu štruk-
túry (obr. 3).

Intermediárny vulkanizmus reprezen-
tujú komplexy hornín diferenciačného
radu andezit — bazalt, andezit — da-
cit — ryolit, ktoré sú zastúpené efuzí-
vami, pyroklastikami a geneticky s ni-
mi spätými subvulkanickými telesami.
Horninové komplexy tohto vulkanizmu
v oblasti transkarpatskej depresie a jeho
okolí tvoria tieto hlavné štruktúry
(obr. 3):

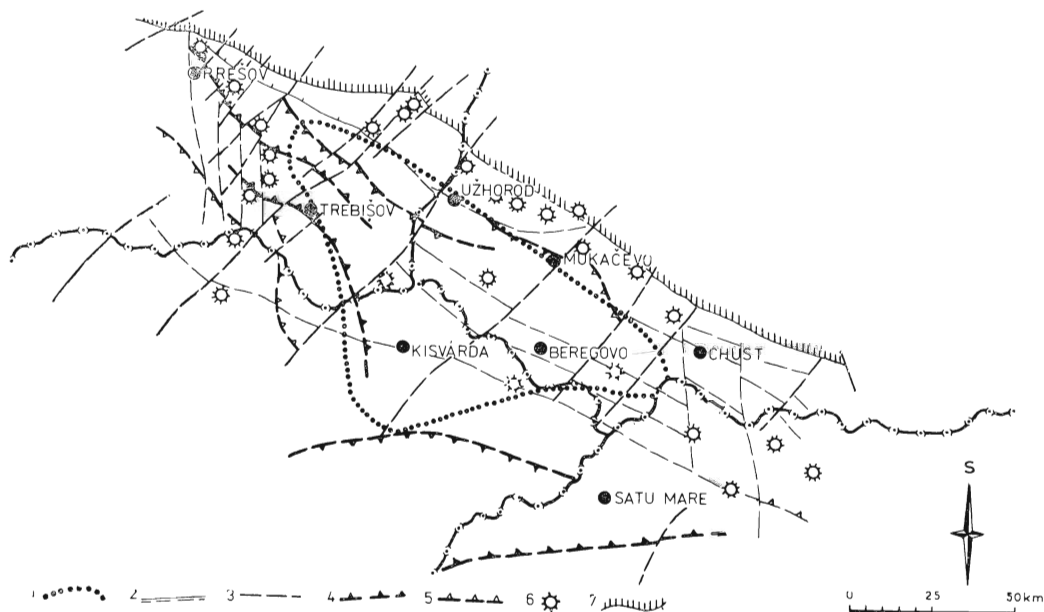
1. zemplínsko-berehovské pásmo po-
chovaných vulkanitov (sem zaraďujeme
aj zistené pochované vulkanity zo seve-
rovýchodnej časti MLR),
2. pochované vulkanity v oblasti szolnockého grabe-
nu,
3. Tokajské vrchy,
4. Slanské vrchy,
5. Vihorlat — Popričný vrch a Gutínske

vrchy, 6. Gutínske vrchy (Rumunsko).

Vek týchto vulkanických štruktúr je od bádenu do panónu (Spitkovskaja, 1975, Vass et al., 1978). Výnimkou sú pochované vulkanické horstvá v priestore szolnockého grabenu, kde sa vek bližšie neanalyzoval.

Osobitná pozornosť sa v ostatnom čase venuje skúmaniu subvulkanických intrúzií dioritového až dioritovo-porfyrítového typu, ktoré sú spravidla v asociácii s endogénnou mineralizáciou. Náhlady na ich pôvod v jednotlivých oblastiach sú rozmanité. S. M. Spitkovskaja (1973) vydeľuje tento komplex ako samostatný, volá ho „hypoabysálnym

komplexom“ a zaraďuje ho do spodného sarmatu až panónu, t. j. do obdobia najväčších a najrozsiahlejších vulkanických prejavov v tejto oblasti. Najčastejšie sa komplex spája so subvulkanickými produktmi efuzívneho komplexu. Je to odôvodnené prítomnosťou tohto komplexu v blízkosti alebo priamo v centre prírodného systému vulkanického aparátu. Veľmi výrazne sa tieto telesá prejavujú v geofyzikálnych poliach. V tiažovom poli sú nad nimi ostré lokálne pozitívne anomálie. Magnetometria a geoelektrické metódy spravidla indikujú ich sprievodný efekt, a to prejav propylitizácie.



Obr. 3. Schéma zlomových zón podľa geofyzikálnych údajov

1 — regionálna tiažová elevácia, 2 — rozhrania obmedzujúce pozdĺžne štruktúry transkarpatskej depresie (v zakarpatskej časti upravené podľa podkladov Sviridenka, 1976), 3 — interpretované priečne rozhrania, ktoré mali hlavný význam pre vznik a rozmiestnenie intermediárneho vulkanizmu, 4 — hlavné zlomy (rozhrania) obmedzujúce grabeny, 5 — príkrovové (sklzové) línie a prešmyky, 6 — intruzívne komplexy, kolapsové štruktúry, 7 — bradlové pásmo

Fig. 3. Sketch map of zones according to the geophysical indication

1 — the regional gravimetric high, 2 — boundary delimiting longitudinal structures in the Transcarpathian depression (the Transcarpathian Ukraine part modified from Sviridenko 1976), 3 — interpreted transversal boundary with main significance for the generation and distribution of intermediate volcanic masses, 4 — main fault (boundary) limiting graben structure, 5 — nappe basal surface and overthrust, 6 — intrusive complex, collapse structure, 7 — the Klippen belt

Pri posudzovaní otázky z hľadiska známych geofyzikálnych údajov vidieť, že väčšina intruzívnych komplexov (te-
lies) je v osi po obvodě zistenej regio-
nálnej tiažovej anomálie (obr. 3) v mies-
tach, kde sa v priestore transkarpatskej
depresie na priečných zlomoch odohrali
výrazné vertikálne pohyby. Tieto po-
hyby možno pokladať za dôsledok vy-
stupujúceho čiastkového diapíru (mag-
matického ohniska), keď sa substrát
vydúval a v dôsledku toho priečne lá-
mal. Tak sa hlbinný dosah už existu-
júcich regionálnych zlomov zväčšil.
V takýchto podmienkach generácie di-
ferencovanej magmy pravdepodobne
vystupovali do prípoверхových častí
kôry. Výstup magmy zo spodnokôrové-
ho až vrchnoplášťového kozuba, ktoré-
ho existenciu predpokladáme na zákla-
de interpretovanej tiažovej anomálie
(Pospíšil, 1980), pravdepodobne ovplyv-
ňovali procesy asimilácie horninami
kôry v dôsledku jeho pulzačného cha-
rakteru (Spitkovskaja, 1975).

Záver

V priestore transkarpatskej depresie
sú zaregistrované javy zodpovedajúce
poslednému štádiu diapirizmu, keď sa
vytvárali čiastkové diapíry (3—4 gene-
rácie), ktoré plnili funkciu magmatic-
kých rezervoárov (kozubov). Tento fakt
podporujú najmä výsledky gravimetrie
(Pospíšil, 1980), teplotné a tlakové cha-
rakteristiky (Rudinec, 1978), zistené
zóny nízkych rýchlostí (Čekunov et al.,
1969) a výsledky magnetometrie.

Napriek tomu, že sa väčšina vulka-
nických masívov z hľadiska datovania
podrobnejšie neskúmala, možno podľa
priestorového rozšírenia, podobnosti vo
vývoji a prítomnosti chemicky aj mine-
ralogicky analogických komplexov v
jednotlivých štruktúrach (Lang, 1976,
Spitkovskaja, 1973, Ostafijčuk et al.,
1977 a i.) usudzovať aj o prítomnosti

spoločného magmatického zdroja. Aj
prítomnosť a charakter subvulkanických
intrúzií, ako aj prejavy endogénneho
zrudnenia potvrdzujú existenciu mag-
matického ohniska v plytkých hĺbkach
litosféry. Na základe týchto faktov po-
kladáme vulkanizmus Slanských vrchov,
Vihorlatu, Gutínskych vrchov a ostat-
ných vulkanických horstiev v oblasti
transkarpatskej depresie za výsledok
magmatických procesov odohrávších sa
vo vrchnoplášťovom až spodnokôrovom
diapíre, ktorý interpretujeme.

Recenzoval M. Mahel', I. Marušiak

LITERATÚRA

- Bodoky, T. — Jánvári, I. — Nemesi,
L. — Polcz, I. 1974: Geofizikai kutatás
az Alföldön. *Magy. Áll. Eötvös Lóránd Geo-
fiz. Intéz.* 1973, p. 37—42.
- Čekunov, A. V. 1969: Glubinnoje strojenije
zemnoj kory i nekotoryje osobennosti Za-
karpatskogo progiba. *Sovetskaja geologija*
(Kiev), 10, s. 57—68.
- Čermák, V. 1979: Geothermal studies and
heat flow map of Czechoslovakia. *Final
Report: Geodynamic Investigations in Cze-
choslovakia. Bratislava, Veda, pp. 129—132.*
- Filo, M. — Medo, S. 1977: Výsledky in-
terpretácie magnetických anomálií Slove-
nska. *Banické listy (Košice), mimoriadne
číslo, s. 122—129.*
- Fušán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár,
J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971:
Geologická stavba podložia zakrytých ob-
lastí južnej časti vnútorných Západných
Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, 173 s.*
- Gofštejn, I. D. 1975: Nekotoryje dannyje
o dinamike zemnoj kory Ukrainkich Kar-
pat. *Tectonics — section III — Proceedings
of the Xth Congress CBGA 1973, (Bratisla-
va), Geol. úst. D. Štúra, s. 148—152.*
- Kvítkovič, J. — Plančár, J. 1977: Re-
centné vertikálne pohyby zemskej kôry vo
vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym
zlomom v Záp. Karpatoch. *Geogr. čas. Slov.
akad. vied, 29, s. 239—253.*
- Lang, B. 1976: Mineralogy and geochemistry
of the Neogene pyroxene andesites from the
Northern part of the Gutii Mountains (Ro-
mania). *Anu. Inst. Geol. (Bucuresti), 49,
pp. 153—214.*
- Leško, B. — Kullmanová, A. — Moř-
kovský, M. 1977: Je penninikum prítom-
ný v Západných Karpatoch na východ-
nom Slovensku? *Mineralia slov., 9, s.
221—233.*

- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1965: Osobennosti neogennogo magmatizma glubinných razlomov Zakarpata. *Geol. Sbor. Lvov. geol. obšč.*, 9, s. 55—68.
- Ostafijčuk, I. M. — Moljavko, V. G. — Gasanov, Ju. L. 1977: Sravnitel'naja charakteristika vulkanizma zon pripanonskogo i zakarpatskogo glubinných razlomov (Sovetskoje Zakarpatije). *Geol. ž. (Kyjiv)*, 37, 1, s. 110—120.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. *Geol. průzk.*, 9, 19, s. 270—272.
- Pospíšil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *Mineralia slov.*, 12, s. 421—440.
- Possgay, K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. *Geofiz. Közlem.*, 16, 4.
- Rudinec, R. 1978: Anomálne vrstvové tlaky a teploty vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 10, s. 481—504.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 341 s.
- Sobakar, G. T. — Somov, V. I. — Kuznecova, V. G. 1975: Savremennaja dinamika i struktura zemnoj kory Karpat i prilegajuščich territorij. *Kyjiv, Naukova dumka*, 127 s.
- Spitkovskaja, S. M.: Opyt unifikacii schem razvitiya neogennogo magmatizma Vnutrennych Karpat. *Magmatizm, vulkanizm, metamorfizm, Section VI. Proceedings of the Xth Congress CBGA*, 1973, Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*, s. 181—190.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbiny. *Mineralia slov.*, 8, s. 395—406.
- Vass, D. — Tözsér, J. — Bagdasarjan, P. — Kaličiak, M. — Orlický, O. — Đurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. práce. Spr. (Bratislava)*, 71, s. 77—88.

Deep structure and magmatism of Neogene age the Transcarpathian depression (Eastern Slovakia and NE Hungary)

LUBOMÍR POSPÍŠIL, TAMÁS BODOKY

Geotectonic position of neovolcanites in Eastern Slovakia and in the Transcarpathian region of USSR may be explained only assuming the development of Neogene structure in the Transcarpathian depression. Geophysical pattern of the area has been analyzed with aim supplying a suitable base for the modelling of the deep structure.

DSS data

Conspicuous DSS data have been obtained along the international DSS-III profile completed by further seismic profiles (RP-5, 6 and 17) localized in the Ukrainian part of the Transcarpathian depression (Chekunov et al. 1979). The crustal thickness attains here but 25 km i. e. a value which is among the lowest found in the Carpathian arc. The feature is explained by attenuation of the "basalt layer" to only 6—9 km. The crystalline basement surface creates here a domal elevation with NE—SW running axis and merging on flanks beneath the East Slovakian and Solotvino basins respectively.

Gravimetry

The most pronounced anomalies are that of gravimetric highs induced by the pre-Cenozoic basement the latter even outcropping at places. Such elevations characterize the effect of the Košice, Humenné and Zemplín partial structures (Fusán et al. 1971). New analysis of gravimetric data from the East Slovakian Neogene basin revealed that the backbone of the gravimetric field is created by a well expressed positive gravimetric anomaly of NW—SE elongated shape with a peak in the SE part of the Potiská nížina lowland continuing into the zone of the Peripannonian deep-seated fault (Pospíšil 1980, fig. 1).

Local gravimetric highs situated near the elevation along the Peripannonian deep-seated fault reflect buried volcanic edifices. The single effect of the basement is the elevation belt southernly from Kisvárda according to seismic data (Bodoky et al. 1973).

In the Soviet part of the depression, the pronounced Beregovo elevational belt belongs

to the zone of the Peripannonian deep-seated fault (Merlich — Spitkovskaya 1965). The elevation of the Paleozoic basement drilled near Uzhgorod is confined by a gravimetric gradient of NE—SW strike westernly from Mukachevo.

In the Solotvino depression SE from Vyshkov, positive gravimetric anomalies diminish both due to the considerable thickness of the Cenozoic basin filling and that the regional anomaly disappears here as well.

Magnetometry

Outstanding feature in the central part of the East Slovakian Neogene basin is the Sečovce regional magnetic anomaly (fig. 2) analyzed in detail by Pospíšil — Filo (1967). Similar anomalies of 20—80 nT intensity occur also in central part of the Transcarpathian depression (Sobakar et al. 1975) being related here to the deep basement. Magnetic anomalies in the NE portion of the Pannonian basin point to buried neovolcanic complexes. The most pronounced magnetic anomaly at Kisvárdá is probably caused by the effect of pre-Cenozoic basement (Pozsgay 1966).

Further well expressed magnetic anomalies are induced by neovolcanic masses of the Slanské vrchy Mts., Vihorlat — Gutin Mts. and Tokaj Mts. Single intensities fluctuate between —500 and +500 nT.

Temperature/pressure relations

Temperature/pressure relations in the East Slovakian Neogene basin have been assumed recently by Rudinec (1978). Highest HF-values in the Western Carpathians are confined to the area (110 mWm⁻²). The bedding pressure distribution map compiled by Rudinec (1978) reveals good correlation between high pressure values and the location of highest positive gravimetric anomalies. The high-pressure zone limited by the Trebišov and Močarany fault belts covers also the zone of highest subsidence rates in the basin.

Recent movements and seismotectonic zones

Up to date analysis of recent movements and of seismotectonic zones in the Western Carpathians (Kvitkovič — Plančár 1977) delimits the East Slovakian Neogene basin as the autonomous East Slovakian block unit where intense subsiding movements of a 0—2.0 mm·year⁻¹ rate do occur. Well expressed seismotectonic zones bearing shallow earthquake foci delimit the block from NE

and SW side. Horizontal movement rates in central parts of the Transcarpathian depression (Gofshtein 1975) reveal opposite direction on both sides away from the Transcarpathian deep-seated fault.

Magmatic features

Volcanic activity in the Transcarpathian depression produced both acid (rhyolite) and intermediate (andesite) masses during the Neogene. First acid tuffaceous layers are reported from beds of Eggenburgian and Karpatian age near Prešov (Slávik 1974). Similar tuffs are wide-spread in Transcarpathian Ukraine known here under the name of the Novoselitze horizon of plagioliparite tuff (Spitkovskaya 1973).

The second stage of acid volcanism is of regional extent as well appearing during the Badenian and Sarmatian. The time of volcanic activity coincides with the most intensive basinal development and centres of it are situated along a longitudinal fault system in the entire area (fig. 3). Volcanic edifices composed by intermediate volcanics (andesitoid basalt, andesite, dacite and rhyolite), where several subvolcanic bodies intruded, develop gradually from the Badenian to Pannonian. Such subvolcanic bodies carry important endogenous mineralization and are recently under extensive investigation.

Views on their origin are various. Spitkovskaya (1973) delimits such bodies into her independent "hypoabyssal complex" of Lower Sarmatian to Pannonian age covering the period of the highest volcanic activity in the area. More frequently, the generation of the intrusive complex is explained as the subvolcanic suite to stratovolcanic edifices. The bodies are well expressed in geophysical maps as well, by sharp gravimetric anomalies. Magnetometric and geoelectric data point to their wide-spread propylitization.

The distribution of these intrusive bodies on the geophysical background indicates that single bodies are confined to the axis or to the outlines of the regional gravimetric high (fig. 3) at places where considerable movements occurred along transversal faults in the Transcarpathian depression. Such movements are plausibly explained by the action of an ascending diapir imposing fracturation on its mantle and serving as magmatic reservoir (chamber) for volcanic activity. Under such conditions, single generations of differentiated magma may have ascended up to upper crustal levels.

Conclusions

Geophysical features registered in the area of Transcarpathian depression are explained by diapirism reflecting mainly the last stages of diapiric magma ascension. Partial diapirs acting as magmatic reservoirs (chambers) affected the structural development of the basement. Mainly the gravimetric pattern (Pospíšil 1980), the temperature/pressure distribution (Rudinec 1978), the low-velocity zones present (Chekunov et al. 1969) as well as magnetometric data support such interpretation.

Disregarding the hitherto insufficient knowledge on volcanic edifices most of which

are buried in the area, it is possible to assume a common magmatic source for all volcanic edifices according to the spatial distribution pattern, similarities in development and from chemical and mineralogical similarity of participating rock units in single edifices (Spitkovskaya 1973, Lang 1976, Ostafiychuk et al. 1977 a. o.). Moreover, the presence and nature of subvolcanic bodies, the endogenous mineralization present all this points to a common magmatic source located in shallow lithospheric levels. Accordingly, the volcanic activity in the Transcarpathian depression during the Neogene may be explained as the result of magmatic processes within this upper mantle-to-lower crustal diapir.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Z. Čulmanová: Technický projekt petrochemicko-petrologickej databanky (Bratislava 27. 2. 1981)

V rámci úlohy III-4-6/8 Výskum možností aplikácie numerickej analýzy a medzných vied v geológii sa postupne naprogramovali všetky známe petrochemické klasifikácie aplikované na vzorky hornín karpatskej sústavy. Typy hornín sa vymedzili metódou združovacej analýzy, pričom vstupnými hodnotami boli chemické a modálne údaje vybraných vzoriek alebo koeficienty vypočítané niektorou petrochemickou klasifikáciou.

Vstupné hodnoty uvedených metód sa čítali z diernej pásky a výsledky vytlačili vo forme tabuliek alebo grafov. Vstupné ani výstupné hodnoty sa po skončení výpočtu na magnetických médiách neuchovávali.

Pri práci s väčším súborm vzoriek a pri ich výbere do spracovania podľa rozličných kritérií bolo treba uvažovať so založením databanky.

Aj keď prvý koncepčný návrh databanky vznikol už v roku 1975, ku konkrétnemu návrhu a realizácii sa mohlo prikrčiť až v roku 1979, keď sa vyriešila otázka vhodného technického vybavenia (počítač EC 1033) a základného programového vybavenia (databázový systém IDMS pracujúci s hierarchickou a sieťovou štruktúrou dát).

Návrh štruktúry dát riešenej petrochemicko-petrologickej databanky rešpektuje tieto požiadavky:

1. Naplnenie bázy dát základnými údajmi o vzorkách.
2. Aktualizácia bázy dát základnými údajmi.
3. Vykonalie petrochemických klasifikácií jednotlivých vzoriek metódami Bartha, CIPW, Pfeiffera... atď., tlač výsledkov klasifikácií, príp. ich uloženia do bázy dát.
4. Určenie názvov hornín pomocou algoritmov na základe výsledkov petrochemických klasifikácií, tlač názvov, príp. ich uloženie do bázy dát.
5. Výber vzoriek z bázy dát s rovnakou hodnotou istého vybraného atribútu (názov horniny, vek horniny, typ horniny, orografické začlenenie, petrografický kód II), ktoré majú hodnotu niektorej chemickej alebo modálnej položky v intervale $\langle i_1, i_2 \rangle$ a hodnotu inej položky v intervale $\langle i_3, i_4 \rangle$. Stanovenie závislosti medzi množstvom prvej a druhej položky.
6. Vyhľadanie a tlač údajov o ľubovoľnej vzorke uloženej v báze dát, pričom jednoznačným identifikátorom vzorky je číslo vzorky pozostávajúce z geografického určenia, roka publikácie analýzy a poradového čísla analýzy.

A. Kotuljaková — G. Timčák: **Niektoré aplikácie gradientovej analýzy v geochemii** (Bratislava 26. 2. 1981)

Gradientová analýza je metóda, ktorá bola na geologické účely upravená na IIT Kharagpur. Umožňuje hodnotiť priestorovú topografiu skúmaného územia, a to tak, že X a Y-ové koordináty hodnoteného súboru bodov sú geografické a Z-ové chemické, mikrochemické či iné. Hodnoty sú usporiadané do matice vstupných dát, z ktorej sa po štandardizácii vypočíta rozptylovo-kovariačná matica. Tá sa potom rozkladá do radu ortogonálnych zložiek — „osí“, ktoré zodpovedajú charakteristickým číslam a vektorom matice. R-K matica sa ďalej diagonalizuje, čím sa získavajú charakteristické čísla určujúce dĺžku polosí elipsoidu charakterizujúce rozptyl pozorovaných hodnôt v smere charakteristických vektorov. Vektory určujú trend a sklon hlavných osí, ktoré sú vzájomne ortogonálne. Výstupom programu sú smerové kosínusy vektorov charakterizujúce gradient zmien zakrivenia analyzovanej plochy, t. j. charakter priestorových zmien chemizmu hornín v analyzovanej oblasti. Z výsledkov možno interpretovať aj tendenciu k obohateniu či ochudobňovaniu skúmaných zložiek a smer tendencií. Plný geologický, resp. geochemický význam charakteristických čísel je predmetom výskumu aj vo VL BF VŠT.

E. Plško: **Nové vyjadrovanie obsahu stopových a hlavných zložiek umožňujúce jednotné hodnotenie jeho rozloženia v geologických materiáloch** (Bratislava 26. 2. 1981)

Na základe termodynamической interpretácie dvojzložkových sústav a hodnotenia zmien ich potenciálu pri vyrovnávaní obsahu zložiek sa navrhuje ako náhodnými pôsobeniami ovplyvňovanú, a preto normálne — gaussovsky rozloženú veličinu brať parciálnu mólovú zmiešavacu Gaussovu energiu. Táto veličina súvisí s obsahom sledovanej zložky (C_1 %) funkciou

$$x = \log (c_1/100 - c_1)$$

Prevedením hodnôt koncentrácie na hodnoty x sa dostane ich normálne rozloženie ako pre stopové prvky, stredný obsah a makrozložky, ako sa to experimentálne overilo

pri použití obsahu Ti v magnezite, Al_2O_3 v granitoidných horninách a $MgCO_3$ v magnezitovej hornine.

Pri nulovom obsahu limituje funkcia x k hodnote $\log c$, čo vysvetľuje možnosť aplikovať logaritmicky normálny model na opis rozloženia stopových prvkov.

Štatistické hodnotenie odchýlok parciálnej mólovej voľnej izobaricko-izotermickej energie sústavy tak poskytuje jednotný základ na spracovanie a hodnotenie rozptylu zložiek v rozličných typoch geologických materiálov bez ohľadu na ich obsah.

E. Plško — E. Martiny: **Matematicko-štatistické spracovanie súborov analytických výsledkov obsahujúcich podlimitné údaje** (Bratislava 26. 2. 1981)

Na geochemickú charakteristiku súboru istého typu vzoriek treba získať množstvo informácií, medzi ktoré patria aj stredné hodnoty a rozptyl obsahu sledovaných mikroprvkov. Obsah niektorých mikroprvkov sa však v geologických materiáloch nachádza pod hranicou stanoviteľnosti použitej analytickej metódy, takže priamy výpočet uvedených hodnôt získať nemožno. V minulosti sa tento problém väčšinou riešil dosadzovaním konvenčne zvolených hodnôt za hodnoty „menej než“, čo však vedie k informáciám nezodpovedajúcim skutočnému rozloženiu koncentrácií prvkov, ako aj k menej spoľahlivým informáciám týkajúcim sa hodnôt aritmetického a geometrického stredu.

Z uvedených dôvodov sme vypracovali postup, pomocou ktorého možno vypočítať aritmetický a geometrický priemer koncentrácií prvkov, ako aj početnosť ich rozloženia aj v takých súboroch vzoriek, v ktorých sú analytické údaje pod medzou stanoviteľnosti. Pri výpočte týchto údajov sa vychádza z predpokladu logaritmicky normálneho rozloženia prvkov a priebehu priamkovej závislosti násobku štandardnej odchýlky od logaritmov koncentrácií sledovaného prvku.

Postup bol overený na výsledkoch spektrochemického stanovovania stopových prvkov v magnezitoch a podrobný opis postupu publikovaný v práci E. Plško — E. Martiny 1979: The description of distribution of microelements when a part of results lies below the limit of determination. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 30, pp. 379—383.

Geochémia premenených hornín neovulkanického komplexu Vtáčnika

JOZEF FORGÁČ*, AUREL BRLAY**

* Katedra geochémie PFUK, ul. P. Tótha, 1, 801 00 Bratislava

** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská Dolina 1, 809 40 Bratislava

(5 obr. a tab. v texte)

Doručené 13. 8. 1980

Геохимия изменённых пород вулканического комплекса Втачника

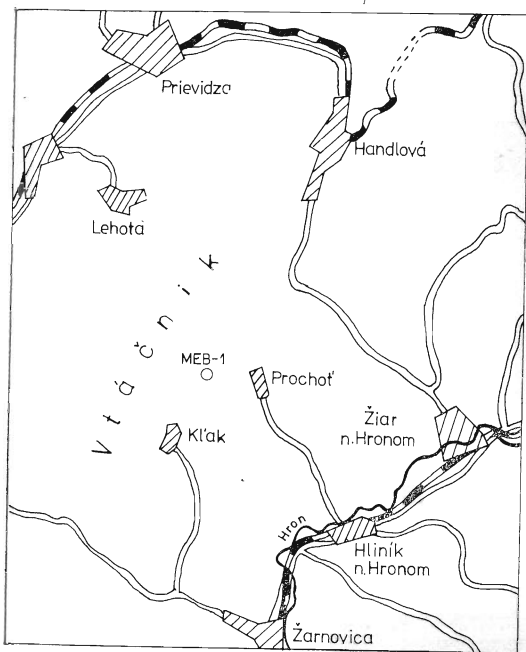
Вулканический комплекс Втачника представлен андезитами, вулканокластами и диоритовым порфиром. Породы подвержены гидротермальным и гипергенным изменениям. Распределение свинца, цинка, меди, серебра, галлия, ванадия, циркона, бария, стронция, никеля, кобальта, олова и молибдена определялось на основании образцов из скважины МЕВ-1 (1400 м.). Была установлена миграция элементов в процессе гидротермальных и гипергенных изменений. Также были установлены первичные геохимические авреолы свинца, цинка, меди, серебра, бария и циркона. Эти авреолы находятся в местах с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Геохимическая зависимость относится к химическому составу свежих пород.

Geochemistry of altered rocks in the Vtáčnik Mts. volcanic complex (Middle Slovakia)

The Vtáčnik Mts. volcanic edifice is built by andesite, volcanoclastics and diorite porphyrite. Rocks are altered both hydrothermally and by hypergenous processes. Distribution pattern of several minor and trace elements (Pb, Zn, Cu, Ag, Ga, V, Zr, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, Sn and Mo) has been investigated on samples from the MEB-1 deep borehole (1,400 m). Element migration during hydrothermal and hypergenous processes has been documented. Primary geochemical haloes of Pb, Zn, Cu, Ag, Ba and Zr have been outlined around minor occurrences of galenite, sphalerite and chalcopyrite in the borehole profile. Geochemical evaluation has been made in relation to the composition of unaltered rocks.

Geochémiu premeneného neovulkanického komplexu Vtáčnika sme skúmali na príklade štruktúrneho vrtu MEB-1, lokalizovanom na Z od obce Prochot (obr. 1). Vrt prenikol vulkanickým komplexom do hĺbky 1400 m, ale

jeho podložie nedosiahol. Vrt poskytol súvislý vertikálny profil komplexu od povrchu do hĺbky 1400 m, v ktorom bolo možno sledovať výsledky premien v horninách, ich charakter a migráciu chemických prvkov v priebehu pre-



Obr. 1. Schéma lokalizácie vrtu MEB-1
Fig. 1. Sketch map of the MEB-1 borehole location

mien.

Vulkanický komplex, ktorým vrt prenikol, tvoria prevažne produkty povrchovej vulkanickej činnosti, ktoré sú z vulkanoklastického materiálu a lávových telies pyroxenického andezitu. Z vulkanoklastického materiálu sú tu najmä vulkanické brekcie, ako aj tufy a tufity s výrazne triedeným materiálom, poukazujúcim na ich ukladanie vo vodnom prostredí. Podľa petrografického hodnotenia sa v profile vyčlenili aj dioritové porfýry (Miháliková, 1980). Geologický profil je na obr. 4 a 5.

Petrografická charakteristika hornín

Vulkanický komplex je v celom profile vrtu intenzívne premenený. Uplatnila sa v ňom široká škála premien, a to od čiastočnej premeny vulkanických hornín až po ich úplnú dekompozíciu

a tvorbu ílových minerálov. Pri premene komplexu sa uplatnili premeny vo vulkanoklastikách (vrátane tufov a tufitov) v takmer rovnakej intenzite ako v lávových telesách. Premeny prebiehali v hydrotermálnych a hypergénnych podmienkach.

Hydrotermálne premeny

Premeny vyvolané pôsobením hydrotermálnych roztokov majú výrazne selektívny charakter. Najintenzívnejšie sú premenené tmavé minerály — pyroxény. Najhojnejším minerálom vzniknutým premenou pyroxénov je chlorit, a to najčastejšie vo forme drobných šupiniek svetlozelenkastej farby s priamym zhasaním a sivými interferenčnými farbami. V menšom množstve sú vyvinuté zhluky epidotu, sekundárneho kremeňa a uhličitanu. Na niektorých miestach sú znaky po zatláčaní chloritu uhličitanom. Najčastejším primárnym minerálom v horninovom komplexe je plagioklas. Plagioklas v hydrotermálnom procese podľahol premene iba sčasti, a preto možno povedať, že je takmer čerstvý. Bazicitou zodpovedá andezínu až labradoritu. Čiastočne ho postihla sericitizácia a karbonatizácia. Sericit a uhličitan pri premene plagioklasu nevytvorili väčšie jedince, ale sa vyskytujú v plagioklase vo forme drobných zhlukov. Na niektorých miestach vulkanického komplexu sú prejavy adularizácie, pri ktorej bol plagioklas čiastočne nahradený adulárom. Adulár bol neskôr čiastočne zatláčaný karbonátom a sericitom. Z toho možno usudzovať, že karbonizácia a sericitizácia pokračovala aj po adularizácii.

Základná hmota hornín je premenená obdobne ako uvedené minerály. Sú v nej časté zhluky chloritu v podobe drobných lupienkov, alebo chlorit vyplňa dutinky vo vláknitom vývoji. Vlákna chloritu sú často orientované te-

mer kolmo na steny dutiniek a miestami vytvárajú vejárovité tvary. Ďalším častým sekundárnym minerálom v základnej hmote hornín je kremeň. Sekundárny kremeň je najčastejšie vo forme zhlukov s výrazným obláčikovitým zhášaním, resp. tvorí výplň pukliniek vo forme žiliek. Uhlčitany tvoria drobné zhluky a výplň pukliniek spolu s kremeňom. Tvorí ich kalcit, ojedinele dolomit. V oveľa menšom množstve ako chlorit je v základnej hmote hornín epidot vo forme zhlukov nepravidelných jedincov, často spolu s chloritom. Vizualne najmarkatnejším sekundárnym minerálom v profile vrtu je pyrit. Je vyvinutý vo forme drobných zhlukov a kociek, miestami tvorí povlak na puklinách, alebo ich vyplňa vo forme žiliek. Impregnácie pyritu sú v celom profile vrtu v nerovnakom množstve.

Pri premene sa základná hmota hornín rekryštalizovala. Miestami pod mikroskopom vidieť ešte znaky pôvodnej štruktúry základnej hmoty (napr. v hĺbke 810 m sú zachované znaky hyalopilitickej štruktúry). Základná hmota hornín je často premenená tak silne, že sa jej pôvodná štruktúra už nedá určiť. Pri rekryštalizácii spätnej so vznikom sekundárnych minerálov sa základná hmota zmenila na zrnitú, a preto ju nemožno pokladať za primárnu. Podľa takto vzniknutej sekundárnej štruktúry, aj keď sa javí zrnitejšia, nie je správne zaraďovať horniny medzi subvulkanické, žilné a pod.

Počas hydrotermálneho procesu sa vo vulkanickom komplexe vytvorili rudné minerály, ktoré zastupuje galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit a pyrotín. Vyskytujú sa vo forme ojedinelých drobných zhlukov alebo tvoria výplň tenkých žiliek spolu s kremeňom a karbonátmi (Bray et al., 1980). Rozmiestnenie rudnej mineralizácie vo vertikálnom profile je na obr. 4 a 5.

Hypergénne premeny

V miestach vrtu sa po hydrotermálnom procese výrazne uplatnili hypergénne premeny, a to najviac vo vrchnej časti, kde nastala úplná premena hornín na svetlý až svetlohnedý bentonit. Hlbšie sú horniny pevnejšie až pevné, ale vybielené, svetlé, miestami svetlosivé až hnedosivé. Časté sú zmeny v intenzite premeny. V profile možno aj do hĺbky niekoľkých desiatok metrov pozorovať vybielenie hornín, ktoré sú pevné, ale na puklinách a drvených zónach úplne premenené, argilitizované. Výrazné prejavy vybielenia hornín dominujú do hĺbky okolo 500 m. Tmavozelené horniny sú zastúpené v oveľa menšom množstve. Smerom do hĺbky sa intenzita vybielenia hornín znižuje a možno pozorovať úseky veľké niekoľko desiatok metrov až metrov s vybielenými a pevnými horninami a úsekmi chloritizovaných tmavozelenkastých hornín. Od 750 do 1400 m sa vybielené horniny a argilitizácia sústreďujú hlavne v drvených zónach a puklinách, ktorými mohla povrchová voda lepšie presakovať.

Vulkanický komplex pred hypergénnymi premenami postihli hydrotermálne premeny. V prvých fázach pôsobenia hypergénnych procesov na hydrotermálne premenené horniny nastalo vybielenie. Chlority a epidoty v prvom štádiu premeny stratili železo, získali svetlejšiu farbu a pri silnejšej premene sa rozpadávali. Plagioklas, ktorý sa počas hydrotermálnych premien správal ako pomerne stabilný minerál, sa v hypergénnych procesoch rozpadával na svetlú, pri jednom nikole priesvitnú a pri skrížených nikoloch nezhášajúcu ilovitú hmotu, alebo sa v tejto hmote roztrúsili veľmi drobné svetlé anizotropné agregáty. Pri intenzívnejšej premene sa v pseudomorfózach po plagioklasoch zvýšil obsah anizotropných agregátov

ílových minerálov. V tomto stupni premeny možno pozorovať aj vylúhovanie komponentov a jemné dutinky vytvorené po vylúhovaní minerálov. Podobné premeny, ako sme uviedli pri chlorite a plagioklase, sa uplatnili aj v základnej hmote hornín. Okrem spomenutých ílových minerálov sa v horninách vytvorili zhluky sekundárneho kremeňa, nastal rozklad uhličitanov a sčasti pyritu, ako aj ďalších sírníkov a magnetitu. Pri intenzívnych premenách nastala argilitizácia hornín. Vybielené argilitizované horniny v profile vrtu sa analyzovali z rozličnej hĺbkovej úrovne z deviatich miest od povrchu do 1083 m. Podľa výsledkov DTA a RTG sa pri hypergénnych procesoch v argilitizovaných vybielených horninách od povrchu do hĺbky 20 m tvoril montmorillonit. Hlbšie (33 m) k montmorillonitu pristupuje illit. V hlbších častiach vulkanického komplexu (270, 570, 664, 690 a 1083 m) sa z ílových minerálov zistil illit (Forgáč, 1980).

Geochemická charakteristika hornín

Chemické zloženie hornín úzko súvisí s ich minerálnym zložením. Ak boli horniny postihnuté istými procesmi, pri ktorých sa zmenilo minerálne zloženie hornín, procesy zvyčajne sprevádzala aj migrácia chemických prvkov. Bádany komplex zachytený vrtom MEB-1 chemickým zložením pôvodne zodpovedal horninám andezitového zloženia (pyroxenické andezity, im zodpovedajúci vulkanoklastický materiál a dioritové porfýry). Hydrotermálne a hypergénne procesy okrem výraznej premeny primárneho zloženia hornín vyvolali aj intenzívnu migráciu chemických prvkov, čím sa výrazne zmenil chemizmus hornín. Pri stanovovaní charakteru a intenzity migrácie prvkov v procesoch premen treba vychádzať z pôvodného zloženia hornín. Pri štúdiu intenzity a cha-

rakteru migrácie prvkov v premenenom vulkanickom komplexe Vtáčnika vychádzame z chemického zloženia čerstvých andezitov zo stredného Slovenska (hlavné parametre sledovaných prvkov sú v tab. 1). Na výpočet sme použili chemické údaje z práce Forgáča—Kupča (1974) a Forgáča — Kupča — Klinčekovej (1976, 1978) doplnené ďalšími analýzami.

Hlavné parametre prvkov v nepremených andezitoch stredného Slovenska
Main parameters of element content in unaltered andesites of Slovakia

Tab. 1

Prvok	Rozpätie v g/t	X	S	V %
Pb	7 - 150	30,55	25,50	83,48
Zn	50 - 170	89,78	20,94	23,32
Cu	14 - 85	40,80	20,95	51,35
Ag	0,15 - 1,1	0,50	0,23	46,09
Ga	11 - 20	16,29	2,25	13,86
V	57 - 348	169,78	54,73	32,23
Zr	131 - 272	186,55	33,94	18,19
Ni	1,5 - 56	8,50	8,74	102,85
Co	5,1 - 28	14,05	5,58	39,76
Cr	10 - 98	46,62	27,06	58,04
Ba	184 - 700	456,68	125,08	27,39
Sr	264 - 647	410,91	103,77	25,25

V komplexe sme sledovali distribúciu prvkov vo vertikálnom profile od 170 do 1400 m. Kvantitatívne sa analyzovalo 120 vzoriek z hornín na Pb, Zn, Cu, Ag, Ga, Sn, Mo, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba a Sr. Pb, Zn, Cu a Ag sa analyzovali metódou AAS a ďalšie prvky emisnou spektroskopiou. Pb, Zn, Cu a Ag analyzovala M. Klinčeková a Ga, Sn, Mo, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba a Sr A. Petrová v laboratóriu GÚDŠ v Bratislave. Koncentrácie prvkov komplexu sú v tab. 2. Ďalej predkladáme distribúciu uvedených prvkov v premenených horninách v porovnaní s ich koncentraciami v čerstvých horninách.

Stopové prvky v horninách z vrtu MEB-1, v g.t⁻¹
 Trace elements in rocks of the MEB-1 borehole in g.t⁻¹

Tab. 2

Číslo vzorky	Hĺbka vrtu v m	Pb	Zn	Cu	Ga	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
1	170	20	80	10	16	51	89	<3	10	5	145	71
2	184	20	98	14	16	55	99	-	10	6	229	132
3	190	20	87	10	18	78	166	-	10	<3	589	89
4	200	10	72	8	18	135	76	-	12	<3	269	246
5	206	40	60	8	20	107	74	-	12	<3	468	275
6	209	35	62	8	22	79	30	<3	13	3,6	501	275
7	220	17	102	10	15	52	60	<3	<10	<3	219	91
8	229	15	300	8	16	78	135	<3	<10	<3	251	68
9	240	8	100	8	16	98	85	<3	13	<3	219	155
10	245	18	200	10	19	72	174	<3	<10	<3	513	148
11	250	40	150	10	16	76	79	<3	12	42	331	251
12	260	18	92	8	15	63	157	<3	13	<3	407	240
13	270	32	102	30	13	93	100	<3	10	4	537	191
14	280	20	50	10	14	167	191	<3	13	9	479	234
15	290	27	62	8	18	91	224	<3	26	<3	389	219
16	300	32	92	7	17	54	190	-	12	<3	550	263
17	309	40	95	20	18	182		<3	17	<3	407	224
18	320	17	110	10	16	55	79	<3	10	<3	398	105
19	330	25	25	8	16	98	96	<3	11	<3	437	102
20	340	15	700	12	14	118	74	-	<10	36	282	135
21	350	14	700	12	17	87	89	<3	10	3	603	74
22	370	31	195	17	17	93	132	<3	17	4	316	129
23	380	37	105	10	19	83	269	-	12	<3	214	126
24	390	22	75	14	18	80	180	-	13	<3	260	140
25	400	30	62	10	20	96	151	-	13	<3	316	157
26	410	5	15	20	15	50	110	<3	13	10	363	250
27	420	20	217	8	13	69	191	<3	13	<3	457	750
28	430	20	50	8	17	72	229	<3	12	<3	589	700
29	445	40	120	10	13	54	110	-	10	3	300	50
30	450	32	22	7	18	100	151	-	10	5	741	132
31	460	35	30	9	17	46	44	5	10	11	302	50
32	470	32	22	10	17	85	120	<3	11	4	398	148
33	490	47	48	10	22	79	174	<3	10	5	631	316
34	498	30	800	10	13	50	257	5	12	16	246	81
35	515	7	50	11	17	52	132	<3	10	12	302	138
36	521	132	450	24	13	59	47	<3	<10	16	437	76
37	530	25	32	13	14	78	63	<3	<10	12	300	76
38	540	50	155	21	13	51	69	5	11	18	288	<50
39	550	32	60	26	15	56	300	5	<10	12	372	54
40	560	25	10	17	17	96	55	6	13	20	269	<50
41	570	30	45	15	22	151	47	7	17	32	251	<50
42	580	22	93	20	10	89	123	3	18	11	500	<50
43	590	40	85	45	13	90	58	8	10	10	250	<50
44	600	125	173	38	14	76	29	<3	13	14	257	<50
45	608	40	85	18	10	70	302	<3	9	23	195	<50
46	620	38	18	17	13	87	437	6	14	14	398	<50
47	630	57	212	46	15	96	200	5	18	12	282	<50
48	640	20	42	34	22	112	<30	6	16	39	331	<50
49	650	70	30	38	15	74	93	6	18	30	263	<50
50	660	130	107	12	13	118	66	7	15	3	350	66
51	670	95	56	34	13	71	89	5	13	26	417	<50
52	680	55	50	18	11	54	49	5	13	26	166	<50
53	690	40	120	20	10	70	64	5	16	30	260	60

Číslo vzorky	Hĺbka vrtu v m	Pb	Zn	Cu	Ga	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
54	100	41	70	12	11	110	120	<3	<10	8	363	234
55	710	30	60	10	10	56	50	<3	16	32	454	134
56	720	26	48	15	14	86	150	-	12	40	326	110
57	730	65	37	5	15	132	355	-	<10	68	912	126
58	739	35	70	18	20	84	260	<3	15	50	800	254
59	745	30	25	10	15	65	150	<3	10	48	627	138
60	760	20	40	20	18	80	96	<3	15	50	237	100
61	770	70	150	15	13	100	74	<3	24	64	610	210
62	780	120	300	76	10	76	38	-	30	32	516	148
63	790	100	300	85	15	64	105	-	10	46	325	150
64	800	72	222	35	17	204	204	12	23	32	56	246
65	820	50	270	80	20	78	105	5	40	29	265	148
66	845	27	87	32	15	338	309	16	20	17	300	145
67	860	55	52	21	12	219	309	11	29	16	576	341
68	880	62	35	10	10	154	109	<3	30	10	424	286
69	900	38	60	40	15	98	100	<3	45	15	684	196
70	920	56	90	80	10	74	68	<3	40	12	396	245
71	940	65	110	60	12	115	200	10	20	16	392	150
72	950	92	147	50	16	100	210	6	17	30	428	200
73	960	335	385	22	18	170	145	10	22	26	676	174
74	963	427	500	21	20	200	166	4	20	15	776	275
75	969	110	280	40	14	209	457	<3	10	10	219	334
76	974	91	300	76	17	98	269	<3	19	9	74	155
77	980	83	300	68	5	61	52	-	<10	<3	331	372
78	990	30	40	10	8	63	98	-	<10	5	263	166
79	1000	30	300	3	16	100	155	-	<10	5	646	112
80	1008	31	87	75	15	100	34	<3	<10	4	309	224
81	1010	217	150	41	17	182	339	20	25	79	676	110
82	1020	125	230	10	20	340	417	-	13	10	192	162
83	1030	72	102	12	11	105	162	<3	10	10	264	107
84	1040	331	300	30	15	129	269	7	11	41	362	309
85	1050	53	300	100	18	141	437	6	18	43	107	448
86	1060	60	300	96	11	141	398	<3	10	84	32	93
87	1070	50	300	3	16	123	204	17	44	47	182	89
88	1080	1000	3000	98	16	115	<30	-	10	<3	933	166
89	1090	29	700	160	15	115	355	4	27	12	200	258
90	1100	24	300	155	17	132	447	4	11	19	115	214
91	1110	57	112	12	13	151	240	<3	17	<3	>1000	468
92	1120	35	300	93	13	79	224	17	18	40	246	151
93	1130	380	930	129	15	76	316	32	24	32	661	191
94	1140	51	389	100	11	120	219	-	-	3	575	79
95	1150	55	60	7	12	76	45	3	-	32	>1000	617
96	1160	49	300	10	16	76	126	<3	10	14	490	141
97	1170	69	300	87	16	74	309	8	11	14	324	741
98	1180	25	55	41	11	155	214	-	<10	15	372	282
99	1190	60	27	25	7	138	355	-	-	46	603	324
100	1200	22	22	37	14	52	229	7	14	22	661	309
101	1210	35	65	100	16	11	224	5	19	6	525	96
102	1220	47	72	53	15	96	240	8	20	35	159	174
103	1230	25	17	5	17	224	81	<3	10	25	912	93
104	1240	60	132	45	15	182	389	6	15	12	813	275
105	1250	35	52	12	13	324	316	5	10	15	977	105
106	1260	31	45	56	22	234	389	11	28	31	93	195
107	1270	30	40	35	13	186	331	7	23	68	66	186
108	1280	30	67	43	16	71	224	14	21	5	302	204
109	1290	41	57	37	18	151	263	6	30	17	676	178

pokračovanie tab. 2

Číslo vzorky	Hĺbka vrtu v m	Pb	Zn	Cu	Ga	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
111	1300	20	47	37	21	257	246	26	24	12	78	229
111	1310	31	30	38	19	214	204	6	18	17	347	224
112	1320	105	75	73	14	118	120	4	16	17	562	170
113	1330	120	112	152	17	174	339	12	30	23	380	112
114	1340	50	47	31	15	316	170	4	12	37	257	204
115	1350	20	60	25	16	123	112	< 3	13	26	214	112
116	1360	150	500	120	15	84	120	5	18	30	320	145
117	1370	100	500	87	12	110	48	< 3	16	35	425	115
118	1380	250	700	130	16	76	125	5	14	5	375	168
119	1390	200	500	120	15	110	45	< 3	19	5	426	310
120	1400	150	600	95	16	100	38	< 3	31	20	536	214

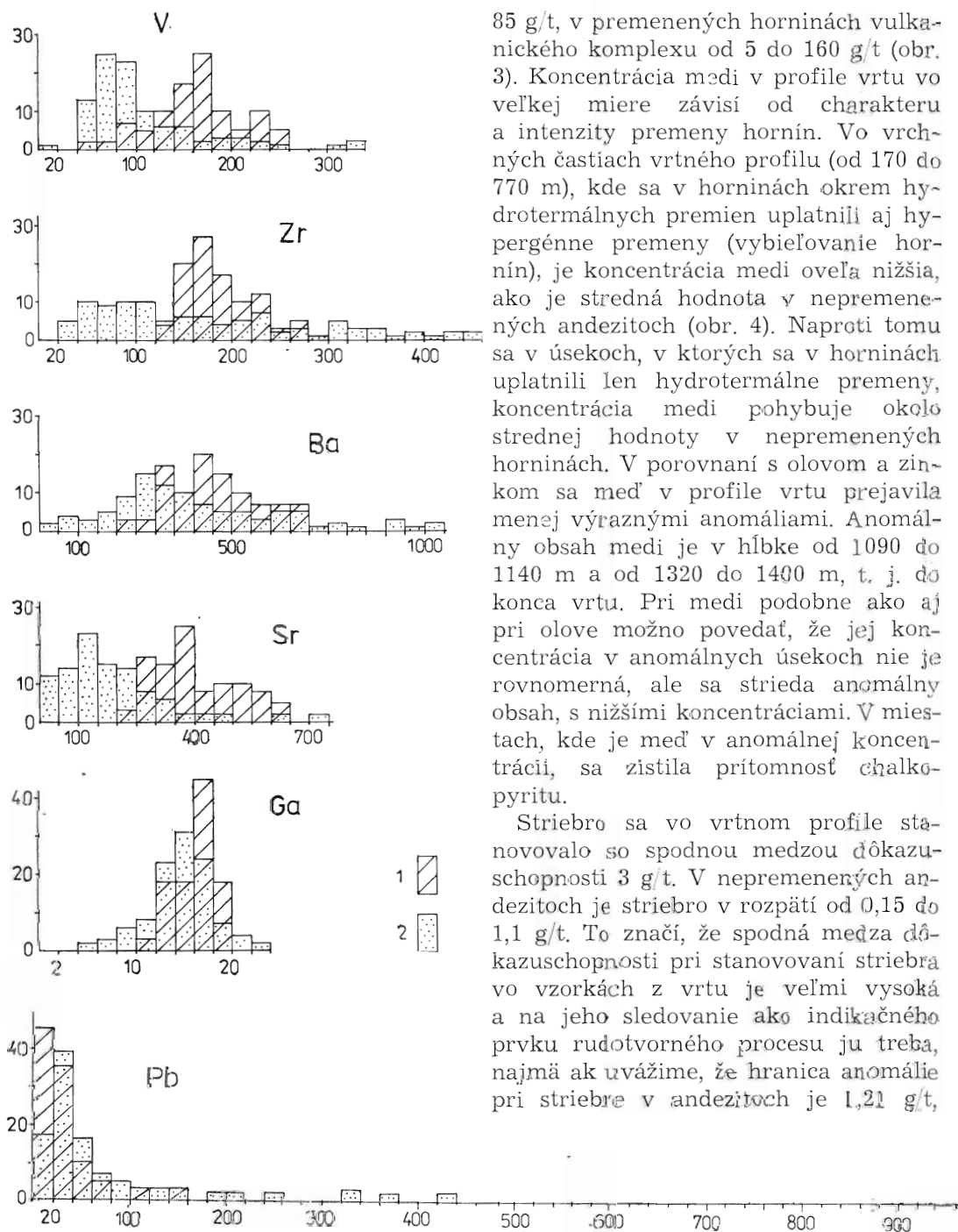
V čerstvých andezitoch je olovo v rozpätí od 7 do 150 g/t, v premenených horninách vo vrtnom profile je rozpätie jeho koncentrácie oveľa širšie a pohybuje sa od 5 do 1000 g/t (obr. 2). V niektorých úsekoch vrtu obsah olova v horninách značne prevyšuje hranicu anomálie vypočítanú z obsahu olova v nepremenených andezitoch zo stredného Slovenska. Výrazne anomálny obsah sa zistil v hlbších častiach vrtu v úsekoch 950 až 1140 m a 1350 až 1400 m. Obsah olova vyšší, ako je hranica anomálie v uvedených hĺbkových intervaloch, nie je súvislý, ale sa strieda anomálny obsah s nižším obsahom, ako je hranica anomálie. Z toho vychodí, že olovo vo vysokej koncentrácii nie je v anomálnych úsekoch v horninách rozptýlené rovnomerne, ale že sa pravdepodobne sústreďuje v puklinách. Vo vymedzených úsekoch s anomálnym obsahom olova sa vyskytuje mineralizácia galenitu.

Horniny v profile vrtu sú premenené v rozličnej intenzite. Prejavilo sa to aj v obsahu olova v horninách. V hlbších častiach vrtného profilu, okrem uvedených anomálií, kde sú horniny postihnuté hydrotermálnymi premenami, sa koncentrácia jeho obsahu pohybuje okolo strednej hodnoty v nepremenených andezitoch (obr. 4). Vo vrchných častiach vulkanického komplexu (od 170

do 500 m) sú horniny prevažne vybielené (prejavy hypergénneho procesu), a preto je v nich koncentrácia olova nižšia. Obsah olova je v prevažnej časti vzoriek menší, ako je stredná hodnota olova v nepremenených andezitoch (obr. 4). Pri vybielovaní hornín nastával odnos olova z hornín.

Koncentrácia zinku v nepremenených andezitoch je od 58 do 170 g/t, v premenených horninách vulkanického komplexu v širokom rozpätí od 10 do 3000 g/t. V profile vrtu vytvára niekoľko anomálií. Výrazne anomálny obsah zinku je v hĺbke 330 až 370 m, 490 až 530 m, 770 až 820 m, 950 až 1170 m a v najhlbšej časti vrtu (od 1300 m do konca vrtu; obr. 4). Zo sledovaných prvkov tvorí najvýraznejšie anomálie zinok. V miestach s jeho výraznými anomáliami sa v horninách vyskytuje sfalerit. Koncentrácia zinku sa v úsekoch okrem uvedených anomálií pohybuje okolo strednej hodnoty zinku v nepremenených andezitoch. Celkove má zinok v týchto miestach nižšiu koncentráciu, ako je jeho stredná hodnota v nepremenených andezitoch. V koncentrácii zinku v chloritizovaných a vybielených horninách okrem uvedených anomálií sa neprejavili také výrazné rozdiely ako pri olove.

Koncentrácia medi je v nepremenených andezitoch v rozpätí od 14 do

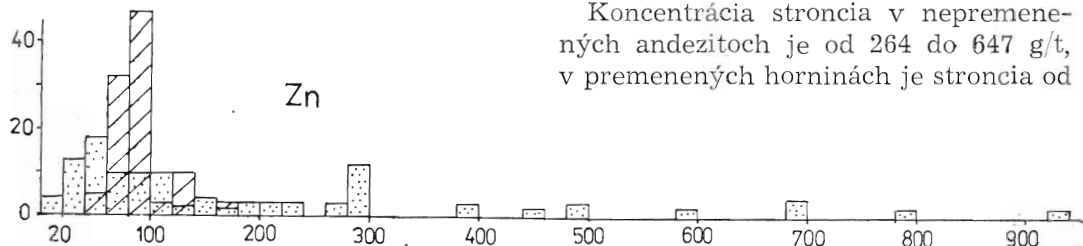
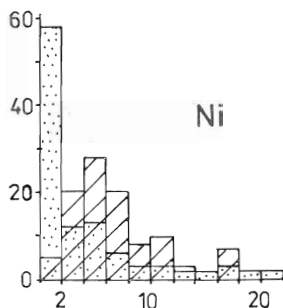
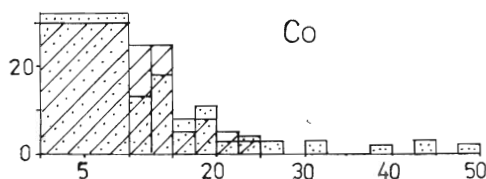
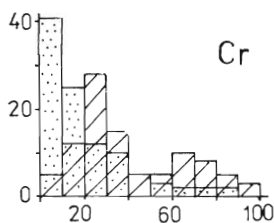
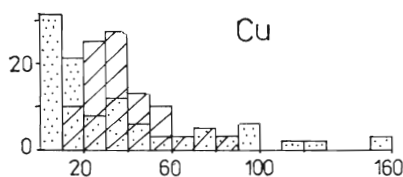


Obr. 2. Distribučný diagram pre V, Zr, Ba, Sr, Ga, Pb. 1 — nepremenené andezity zo stredného Slovenska, 2 — premenené horniny z vrtu MEB-1

Fig. 2. Distribution plot for V, Zr, Ba, Sr, Ga and Pb. 1 — unaltered andesite (Middle Slovakia), 2 — altered rock samples from the MEB-1 borehole

85 g/t, v premenených horninách vulkanického komplexu od 5 do 160 g/t (obr. 3). Koncentrácia medi v profile vrtu vo veľkej miere závisí od charakteru a intenzity premeny hornín. Vo vrchných častiach vrtného profilu (od 170 do 770 m), kde sa v horninách okrem hydrotermálnych premien uplatnili aj hypergénne premeny (vybieľovanie hornín), je koncentrácia medi oveľa nižšia, ako je stredná hodnota v nepremenovaných andezitoch (obr. 4). Naproti tomu sa v úsekoch, v ktorých sa v horninách uplatnili len hydrotermálne premeny, koncentrácia medi pohybuje okolo strednej hodnoty v nepremenovaných horninách. V porovnaní s olovom a zincom sa meď v profile vrtu prejavila menej výraznými anomáliami. Anomálny obsah medi je v hĺbke od 1090 do 1140 m a od 1320 do 1400 m, t. j. do konca vrtu. Pri medi podobne ako aj pri olove možno povedať, že jej koncentrácia v anomálnych úsekoch nie je rovnomerná, ale sa strieda anomálny obsah, s nižšími koncentraciami. V miestach, kde je meď v anomálnej koncentrácii, sa zistila prítomnosť chalkopyritu.

Striebro sa vo vrtnom profile stanovovalo so spodnou medzou dôkazuschopnosti 3 g/t. V nepremenovaných andezitoch je striebro v rozpätí od 0,15 do 1,1 g/t. To značí, že spodná medza dôkazuschopnosti pri stanovovaní striebra vo vzorkách z vrtu je veľmi vysoká a na jeho sledovanie ako indikačného prvku rudotvorného procesu ju treba, najmä ak uvažujeme, že hranica anomálie pri striebre v andezitoch je 1,21 g/t,



značne znížiť. Aj napriek vysokej medzi dôkazuschopnosti sa v niektorých vzorkách zistil skutočný obsah striebra, a to v hĺbke 250 až 270 m od 8 do 100 g/t (v troch vzorkách), čo je vysoko anomálny obsah. Ďalej v úseku 590 až 600 m (2 vzorky) sú 4 g/t striebra, v hĺbke 760 až 770 m (2 vzorky) je 4 až 5 g/t striebra (obr. 4). Takýto vysoký obsah striebra sa zistil v blízkosti miest, v ktorých je mineralizácia galenitu a sfaleritu.

Distribúcia bária v nepremenených andezitoch je od 184 do 700 g/t, v premenených horninách od 115 do viac ako 1000 g/t. Najväčšia koncentrácia sa zaznamenala z hĺbky od 1100 do 1170 m, kde bol vo dvoch vzorkách obsah bária vyšší ako 1000 g/t. V tých miestach je mineralizácia galenitu, sfaleritu, chalkopyritu a prejavy draselnej metamorfózy. Okrem uvedeného úseku v spodnej časti vrtu má distribúcia bária pomerne široké rozpätie, a to prevažne okolo strednej hodnoty bária v nepremenených andezitoch (obr. 5). Vo vrchných častiach komplexu sa od 720 do 170 m obsah bária v horninách celkove znižuje a jeho obsah je prevažne nižší, ako je stredná hodnota bária v nepremenených horninách (obr. 5). Zmenšovanie koncentrácie bária vo vyšších častiach vulkanického komplexu podmienila intenzita vybieľovania a rozpad hornín počas hypergénnych premien (obr. 2, 5).

Koncentrácia stroncia v nepremenených andezitoch je od 264 do 647 g/t, v premenených horninách je stroncia od

Obr. 3. Distribučný diagram Cu, Zn, Cr, Ni, Co. 1 — nepremenené andezity zo stredného Slovenska, 2 — premenené horniny z vrtu MEB-1

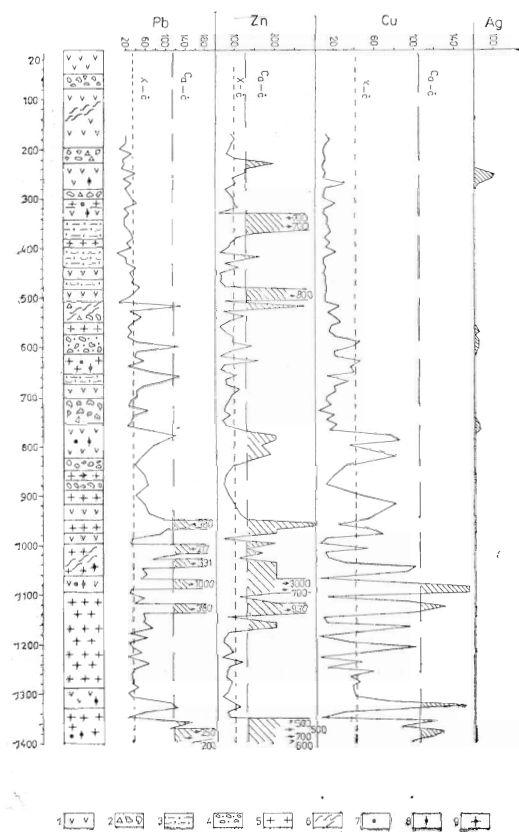
Fig. 3. Distribution plot for Cu, Zn, Cr, Ni, Co. 1 — andesite unaltered (Middle Slovakia), 2 — altered rock samples from the MEB-1 borehole

menej ako 50 g/t do 750 g/t. Ale celkove je koncentrácia stroncia prevažne nižšia ako stredná hodnota jeho koncentrácie v nepremených horninách (obr. 2). Vo vrtnom profile možno pozorovať, že sa koncentrácia stroncia smerom do vrchných častí znižuje, ale nie tak výrazne, ako je to pri báriu.

Výrazné zmeny v premenenom vulkanickom komplexe Vtáčnika sú v koncentrácii vanádu. V nepremených andezitoch je to v rozpätí od 57 do 348 g/t a v profile vrtu od 46 do 340 g/t. Koncentraciou v profile vrtu sa vanád prekrýva s koncentraciou v nepremených horninách, ale výrazné rozdiely sú v jeho distribúcii (obr. 2). Koncentrácia vanádu súvisí s intenzitou premeny hornín. Keďže horniny vo vrchných častiach vrtného profilu sú okrem

hydrotermálnych premien postihnuté aj hypergennými premenami, koncentrácia vanádu je nižšia ako v spodnej časti profilu (obr. 5). Vo vrtnom profile je koncentrácia vanádu celkove nižšia vo väčšine sledovaných vzoriek ako jeho stredná hodnota v nepremených andezitoch. V distribúcii vanádu sa neprejavili výraznejšie zmeny v miestach, v ktorých olovo, zinok a meď vytvárajú primárne aureoly (obr. 4, 5).

V premenenom vulkanickom komplexe sa prejavili isté zmeny aj v distribúcii zirkónia. Vo vrtnom profile je jeho koncentrácia 30 g/t — 457 g/t, čo je oveľa väčšie rozpätie ako pri nepremených horninách. V nepremených andezitoch je koncentrácia zirkónia od 131 do 272 g/t (obr. 2). Anomálny vyšší obsah je v hĺbke vrtu od 960 do 1120 m. Takýto anomálny obsah zirkónia sa vyskytuje v miestach, v ktorých výrazné primárne aureoly tvorí olovo a zinok. Ak odhliadneme od uvedenej anomálie zirkónia v profile vrtu, sú v jeho koncentrácii výrazné rozdiely. V spodných častiach vrtu sa koncentrácia pohybuje v blízkosti strednej hodnoty jeho obsa-



Obr. 4. Graf distribúcie Pb, Zn, Cu, Ag v profile vrtu MEB-1 s vyznačením primárnych aureol

X_c — stredná hodnota v nepremených andezitoch zo stredného Slovenska, C_{a-c} — hraničná anomália vypočítaná z nepremených andezitov zo stredného Slovenska, 1 — pyroxenický andezit, 2 — andezitová breccia, 3 — litokryštaloklastický tuf, tufit, 4 — pemzový tuf, 5 — dioritový porfýr, 6 — tektonická porušenosť, 7 — výskyt galenitu, 8 — výskyt sfaleritu, 9 — výskyt chalkopyritu

Fig. 4. Frequency distribution for Pb, Zn, Cu and Ag contents in the MEB-1 borehole log
 X_c — mean value of element content in unaltered andesite (Middle Slovakia), C_{a-c} — anomaly threshold value for unaltered andesite (Middle Slovakia), 1 — pyroxene andesite, 2 — andesite breccia, 3 — lithocrystalloclastic tuff, tuffite, 4 — pumice tuff, 5 — diorite porphyrite, 6 — tectonic disturbance, 7 — galena occurrence, 8 — sphalerite occurrence, 9 — chalcopyrite occurrence

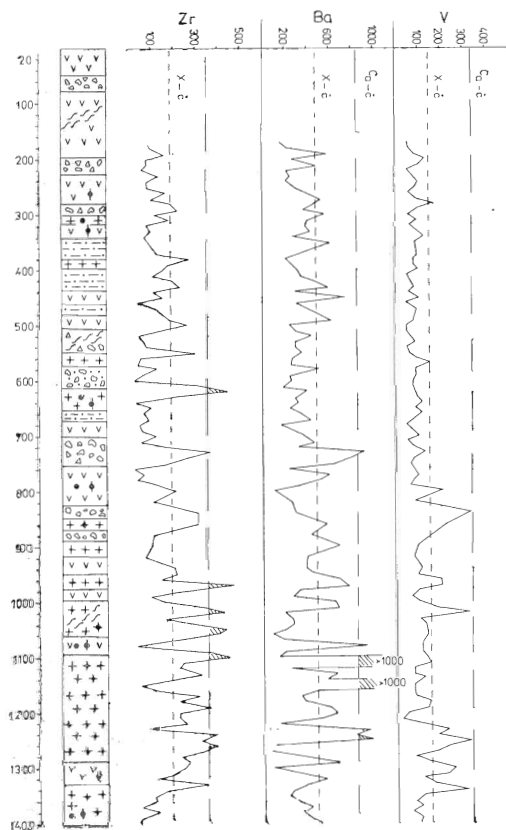
hu v nepremených horninách, kým vo vrchnej polovici vulkanického komplexu sa koncentrácia znižuje a v prevažnej časti vzoriek sa pohybuje v nižších hodnotách, ako je jeho stredná hodnota v nepremených andezitoch (obr. 5).

Ďalším sledovaným prvkom je chróm. Vo vrtnom profile sa stanovoval so spodnou medzou dôkazuschopnosti 3 g/t a je v koncentrácii menšej ako 3 do 84 g/t, v nepremených andezitoch od 10 do 98 g/t. Vo väčšine vzoriek vo vrtnom profile je koncentrácia chrómu nižšia ako jeho stredná hodnota v nepremených andezitoch. Ani v jednom prípade sa nezistil anomálny obsah chrómu. Z celkovej distribúcie chrómu v profile komplexu Vtáčnika je zjavné, že v spodných častiach je obsah chrómu

vyšší ako vo vrchných častiach. To signalizuje, že pri vybieľovaní hornín chróm migroval intenzívnejšie, a preto sú naň horniny chudobnejšie.

Koncentrácia kobaltu v premenených horninách sa stanovovala so spodnou medzou dôkazuschopnosti 10 g/t. Je distribuovaný od 10 do 50 g/t. V nepremených horninách sa distribúcia kobaltu pohybuje od 5,1 do 28 g/t. Pri kobealte podobne ako pri chróme sa neprejavuje výraznejšia tendencia po znižovaní jeho koncentrácie vo vrchnej časti vrtného profilu oproti koncentráciám v spodných častiach. V ojedinelých vzorkách koncentrácia kobaltu dosahuje hranicu anomálnych hodnôt, ale tie možno pokladať za náhodné.

V distribúcii gália vo vrtnom profile sa neprejavujú podstatné zmeny. Jeho koncentrácia sa pohybuje okolo strednej hodnoty gália v nepremených horninách (obr. 2). Koncentrácia niklu sa v nepremených andezitoch pohybuje od 1,5 až 18 g/t. Vo vzorkách z vrtného profilu sa stanovoval so spodnou hranicou dôkazuschopnosti 3 g/t. Vo väčši-



Obr. 5. Graf distribúcie Zr, Ba, V v profile vrtu MEB-1 s vyznačením anomálneho obsahu prvkov

X_c — stredná hodnota prvku v nepremených andezitoch zo stredného Slovenska, $Ca-c$ — hranica anomálie vypočítaná z nepremených andezitov zo stredného Slovenska, 1 — pyroxenický andezit, 2 — andezitová breccia, 3 — litokryštaloklastický tuf, tuffit, 4 — pemzový tuf, 5 — dioritový porfýr, 6 — tektonická porušenosť, 7 — výskyt galenitu, 8 — výskyt sfaleritu, 9 — výskyt chalkopyritu

Fig. 5. Frequency distribution of Zr, Ba and V contents in the MEB-1 borehole log with indication of anomalous element content

X_c — mean value of element content in unaltered andesite (Middle Slovakia), $Ca-c$ — anomaly threshold for unaltered andesite (Middle Slovakia), 1 — pyroxene andesite, 2 — andesite breccia, 3 — lithocrystalloclastic tuff, tuffite, 4 — pumice tuff, 5 — diorite porphyrite, 6 — tectonic disturbance, 7 — occurrence of galena, 8 — occurrence of sphalerite, 9 — occurrence of chalcopyrite

ne vzoriek je koncentrácia niklu menšia ako 3 g/t a maximálna bola 21 g/t. Aj napriek tomu, že vo väčšine vzoriek je koncentrácia niklu menšia ako 3 g/t, v hlbších častiach vulkanického komplexu sú častejšie koncentrácie niklu nad 3 g/t ako vo vrchných častiach. Z toho možno usudzovať, že smerom k povrchu sa obsah niklu v dôsledku uplatnenia sa hypergénnych premien znižuje.

Cín a molybdén sa stanovovali so spodnou medzou dôkazuschopnosti 10 g/t. Ich koncentrácia je v prevažnej časti vzoriek nižšia ako medza dôkazuschopnosti použitej analytickej metódy a iba ojedinele o málo vyššia ako medza dôkazuschopnosti. Pri ďalších prácach treba tieto prvky stanovovať s oveľa nižšou medzou dôkazuschopnosti, ako je 10 g/t.

Záver

Vrt lokalizovaný vo Vtáčniku prenikol vulkanickým komplexom do hĺbky 1400 m, ale podložie nedosiahol. Prevŕtaný komplex tvoria horniny intermediárneho zloženia, ktoré zodpovedajú andezitom. Horniny sú postihnuté hydrotermálnymi premenami, pri ktorých sa horniny premenili za vzniku asociácie sekundárnych minerálov, ako je chlorit, epidot, sericit, doloomit, adulár, kremeň, pyrit a i. Počas hydrotermálneho procesu sa vytvoril aj galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit a pyrotín, ktoré sa v malom množstve vyskytujú vo vrtnom profile v niekoľkých úsekoch (obr. 4, 5). Pri hydrotermálnych premenách hornín nastávala migrácia chemických prvkov. V úsekoch s mineralizáciou galenitu, sfaleritu a chalkopyritu olovo, zinok, meď, striebro, bárium a zirkónium vytvárajú primárne geochemické aureoly, najvýraznejšie tvorí zinok (šírka 40 až 220 m). Aureoly

olova sú široké 50 až 190 m a medi oveľa užšie, od 20 do 50 m. Dobrým indikačným prvkom bolo striebro. Jeho najvýraznejšia aureola je v hĺbke 250 až 270 m a predstavuje vo vertikálnom profile vrtu najvrchnejšiu primárnu aureolu. Slabé prejavy tvorby primárnych aureol sú pri báriu a zirkóniu. Pri vanáde, stronciu, chróme, nikle, kobalte a gáliu sa primárne aureoly neprejavili. Vo vulkanickom komplexe od vrchu do hĺbky je vo vertikálnom rozpätí 1150 m takáto zonálnosť primárnych aureol: Ag, Zn; Pb, Zn, Ba, Zr; Pb, Zn, Cu. Vrt neprenikol celým rozsahom primárnych aureol, ale sa skončil vo výraznej primárnej aureole Pb, Zn a Cu. Tieto aureoly šírkou niekoľkonásobne presahujú šírku úsekov, v ktorých sú výskyty galenitu, sfaleritu a chalkopyritu. Takéto primárne aureoly dovoľujú identifikovať uplatnenie sa rudotvorného procesu aj v prípadoch, keď vo vrtnom profile nie je zjavná rudná mineralizácia.

Po skončení hydrotermálneho procesu sa uplatnil hypergénny proces. Počas neho nastala premena plagioklasov a sekundárnych minerálov, ktoré vznikli v procese hydrotermálnych premien, a postupné vybieľovanie hornín v konečnom štádiu viedlo k tvorbe ílových minerálov. Štádium hypergénnych premien vo vulkanickom komplexe Vtáčnika predstavuje intenzívnejší stupeň premeny, ako sú hydrotermálne premeny. Hypergénne premeny sa okrem výraznej minerálnej premeny v horninách vyznačujú aj intenzívnou migráciou prvkov. Pri nich nastal výrazný odnos medi, menej intenzívny olova a zinku. Z ďalších prvkov sa zaznamenal výrazný odnos vanádu, zirkónia, niklu, chrómu, bária a stroncia. Menšia intenzita odnosu bola pri kobalte, najmenšia pri gáliu. Intenzívny výnos prvkov v procese hypergénnych premien mohol v istých prípadoch spôsobiť čiastočnú alebo úplnú redukciu (zniče-

nie) pôvodných primárnych aureol.

Z rozboru je zrejmé, že pri premene vulkanických hornín, a to v hydrotermálnom aj hypergénnom procese, nastala výrazná migrácia prvkov, t. j. ich prínos aj odnos. Pri štúdiu zákonitosti tejto migrácie prvkov a s ňou spätých procesov treba vychádzať z nepremenených hornín, pretože dávajú hodnoverný obraz o skutočnom chemickom zložení pôvodných hornín postihutých premenami. Takýto spôsob bádania premenených hornín umožňuje správne interpretovať uplatnenie sa rudotvorných roztokov, ako aj stanoviť anomálne koncentrácie indikačných prvkov.

Recenzoval J. Lexa

LITERATÚRA

- Brlay, A. — Forgáč, J. 1980: Štruktúrny vrt MEB-1, Prochot. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Forgáč, J. — Kupčo, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. *Západné Karpaty, sér. miner., petrogr., geoch., lož., s. 137—215*.
- Forgáč, J. — Kupčo, G., Klinčeková, M. 1976: Distribúcia zinku vo vulkanitoch Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 65, s. 149—162*.
- Forgáč, J. — Kupčo, G. — Klinčeková, M. 1978: Geochemistry of Cu, Pb, Zn, Ag in neovolcanics of Slovakia. *Geol. zbor. Geol. Carpath., 29, 91—112*.
- Forgáč, J. 1980: Geochémia premenených hornín neovulkanického komplexu Vtáčnika v štruktúrnom vrte MEB-1 z Prochote. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Miháliková, A. 1980: Petrografické rozborý a premeny vo vrte MEB-1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.

Geochemistry of altered rocks in the Vtáčnik Mts. volcanic complex (Middle Slovakia)

JOZEF FORGÁČ

Distribution pattern of several minor and trace elements (Pb, Zn, Cu, Ag, Ga, V, Zr, Ba, Sr, Cr and Ni) in samples from the MEB-1 deep borehole (1,400 m) has been investigated. The borehole pierced altered rocks of the Vtáčnik Mts. volcanic edifice. Alterations are of both hydrothermal and hypergenous nature. Main rock varieties are pyroxene andesite, volcanoclastics and diorite porphyrite. Besides hydrothermal alterations, considerable hypergenous alteration occurs down to 500 depth in the borehole. Associations of secondary minerals (chlorite, sericite, calcite, dolomite, adular, pyrite, quartz a. o.) originated during hydrothermal alteration occur along with small amounts of sulphidic ores (galena, sphalerite, chalcopryrite, pyrrhotite and pyrite) in several portions of the pierced rock column (fig. 4).

Migration of several elements during hydrothermal alterations has been ascertained and lead, zinc, copper, silver, barium and zirconium create primary geochemical haloes around mineralized sections in the borehole (containing minor amounts of galena, sphalerite and chalcopryrite, figs. 4, 5). Other elements investigated do not participate on such haloes.

Hypergenous alterations occurred after the hydrothermal activity prevailing in the uppermost 500 m of the borehole column. In deeper portions, but rocks of crushed zones and near fissures suffered hypergenous alteration. During that plagioclase and secondary minerals developed under hydrothermal alterations changed into clay minerals with the gradual bleaching of rocks.

Considerable element migration characterizes the hypergenous alteration as well removing from ores most of copper and lesser amounts of lead and zinc. From other elements, hypergenous alterations removed V, Zr, Ni, Cr, Ba and Sr (figs. 2, 3) and slightly even Co. Lowest mobility has been found for Ga. Intensive element removal during hypergenous alteration could in certain cases, partly or totally, diminish to destroy primary geochemical haloes.

Regularities of element migration in altered rocks should be related to unaltered rock samples comparing the behaviour of single elements in altered samples with the composition of the original unaltered rock.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

A. Dávid: **Metódy spracovania geochemických údajov na kalkulatoroch** (Bratislava 26. 2. 1981)

Referát sa zaoberal výpočtom parametrov a stanovením vhodnosti lineárneho regresného modelu

$$[1] y^* = a_0 + a_1 x_1 + \dots + a_m x_m$$

na základe matice pozorovaní

$$[2] (X | Y) = \begin{matrix} 1 & x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1m} & y_1 \\ 1 & x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2m} & y_2 \\ 1 & x_{31} & x_{32} & \dots & x_{3m} & y_3 \\ & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nm} & y_n \end{matrix}$$

, $n \gg m$.

Nultý stĺpec matice [2] sa dá interpretovať ako „nemá“ premenná, prvý až m-tý sú navzájom lineárne nezávislé a predstavujú merania (pozorovania) jednotlivých kauzálnych premenných, posledný stĺpec predstavuje merania závislé premennej.

Algoritmus vkladania prvkov matice [2] a výpočtu parametrov

$$a_0, a_1, \dots, a_m$$

modelu [1] sa volí tak, aby sa mohol realizovať aj na kalkulatoroch s minimálnou kapacitou pamäte.

Cieľom referátu bolo poukázať na možnosť nahradiť počítač pri riešení niektorých úloh regresnej a korelačnej analýzy lacnejším a operatívnejším zariadením, stolovým alebo dokonca vreckovým programovateľným kalkulatorom.

Použitie algoritmu sa ilustrovalo na regresnom modeli stanovovania obsahu síry v rope podľa obsahu živíc.

J. Pokorný: **Faktografická geochemická databanka v Ústrednom ústave geologickém** (Bratislava 27. 2. 1981)

Účelová databanka sa v Ústrednom ústave geologickém buduje etapovitě a vstupuje do funkcie od roku 1981. V prvej fázi jde o základní program geochemického výzkumu regionů založený na litogeochemickém výzkumu hornin. Po ukončení základní etapy, která zhodnotila asi 100 souborů hornin po zhruba 30 vzorcích (celkem asi 3500 vzorků), se postupuje dále vhodným zahušťováním základní sítě. Toto zahuštění reprezentuje asi

30–50 vzorků na jeden list mapy základní edice 1:25 000 s unifikovaným způsobem odběru vzorků, jejich dokumentace i stanovení hlavních a stopových elementů. Buduje se geochemický registr, prozatím klasickým způsobem na bázi map a štítků, s možností napojení na strojně početní zpracování v rezortním výpočetním středisku při n. p. Geindustria v Praze.

U akcí geochemické prospekce zahrnuje primární cyklus strojně početní zpracování dat. Určují se základní statistické parametry souborů, speciální a případně grafické výstupy. Pak následuje kritické geochemické ložiskové interpretační stadium a teprve vybrané anomálie jsou vhodné pro registraci a zpracování ve faktografické databance.

Z ostatních geochemických dat budou do geochemické účelové databanky začleněny jen analýzy izotopové a výsledky geochemického datování. Neuvažuje se zatím o ukládání obrovského množství analytických dat produkovaného elektronovým mikroanalýzátozem.

A. Kotuljaková — G. Timčák — E. Hroncová: **Skúsenosti s programom PACKAGE na petrochemické prepočty** (Bratislava 26. 2. 1981)

VL BF (a jeho predchodca LVNS BF) rozvíja sústavu programov na petrochemické prepočty už od roku 1967. V súčasnosti je na ÚVT PACKAGE programov zahrňujúcich prepočet podľa Bartha, CIPW, Köhler-Raaza, Niggliho úplnú klasifikáciu magmatických typov, Rittmannovu klasifikáciu, Streckeisnovu modálnu a chemickú klasifikáciu, Pfeifferovu klasifikáciu, von Wolffovu a Zavarického klasifikáciu. Klasifikácia je možná aj na základe chemických alebo modálnych (resp. kombinovaných) údajov pomocou združovacej analýzy. Delenie významnosti klastrov je možné na základe signifikantnosti zlomov v hodnote „vzdialenosti“, ktoré sa používajú na vytváranie klastrov. Pri veľkých súboroch je výhodnejšie, ak sa výsledky ukladajú do databanky, čo zároveň umožňuje rozsiahlejšiu štatistickú analýzu výsledkov. Výpočet je prístupný aj externým záujemcom.

Špeciálne mapy rajonizácie zostrojené pomocou počítačov

MILAN MATULA, JÁN VLČKO, ZUZANA RYCHLÍKOVÁ

Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(9 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 14. 11. 1980

Специальные карты для районизации составленные при помощи электронных машин

Исходным пунктом всего процесса при инженерногеологической районизации является всесторонняя карта (этап А), которая представляет модельное изображение изучаемой системы вложенной в память машины в цифровой форме (этап Б) представляющая трансформацию модели для автоматизированных обработок. Ядром всего процесса оценки являются оптимизационные процедуры (этап В), т. е. оптимализация модели результатом чего является несколько альтернативных карт инженерногеологической вгодности территории. В четвёртом этапе (этап Д), который представляет эксперименты с моделью в результате чего получается карта оптимального использования и охраны территории, что представляет цель вступления в процесс оценки.

Special maps of engineering geological rayonization designed using computer technique

In cases of engineering-geological rayonization, a multipurpose map creates base for the entire decision procedure. The first (A) stage of decision includes model presentation of the system investigated. This model is then stored (stage B) into the computer memory in a digitalized form. Main point of the decision procedure comprises optimization of the model (stage C) resulting in assembly of several alternative maps expressing engineering-geological suitability of the area in question. In the course of experiments with designed maps (stage D), an efficient variation of input data allows to draw the final map of optimal land use and protection. The map represents final output of the decision procedure.

Inžinierska geológia sa usiluje pružne reagovať na požiadavky používateľov jej informácií. V súčasnosti sú to najmä objektivizované a exaktne vyjadrené výsledky regionálneho inžinierskogeologického výskumu. Pritom nejde

iba o hodnotenie jednotlivých vlastností základných zložiek geologického prostredia, ale o komplexné exaktné hodnotenie väčších územných celkov. Do popredia vystupujú nové progresívne metodické postupy, aké sa doteraz

v inžinierskej geológii využívajú len v obmedzenom rozsahu. Patria tu najmä rozmanité optimalizačné postupy, ktoré ako súčasť rozhodovacej analýzy môžu hrať dôležitú úlohu aj pri rozhodovaní o racionálnom využívaní geologického prostredia. Možno ich aplikovať vo viacerých smeroch (pozri Matula, 1978), okrem iného aj pri hodnotení optimálneho spôsobu využitia rozličných územných celkov istej oblasti. Takýto cieľ sledoval aj výskum ústrednej časti pohronskeho metropolitného regiónu (oblasť Banská Bystrica—Zvolen).

Celý postup optimalizačnej analýzy bol vypracovaný tak, aby sa v širokom rozsahu využila automatická výpočtová

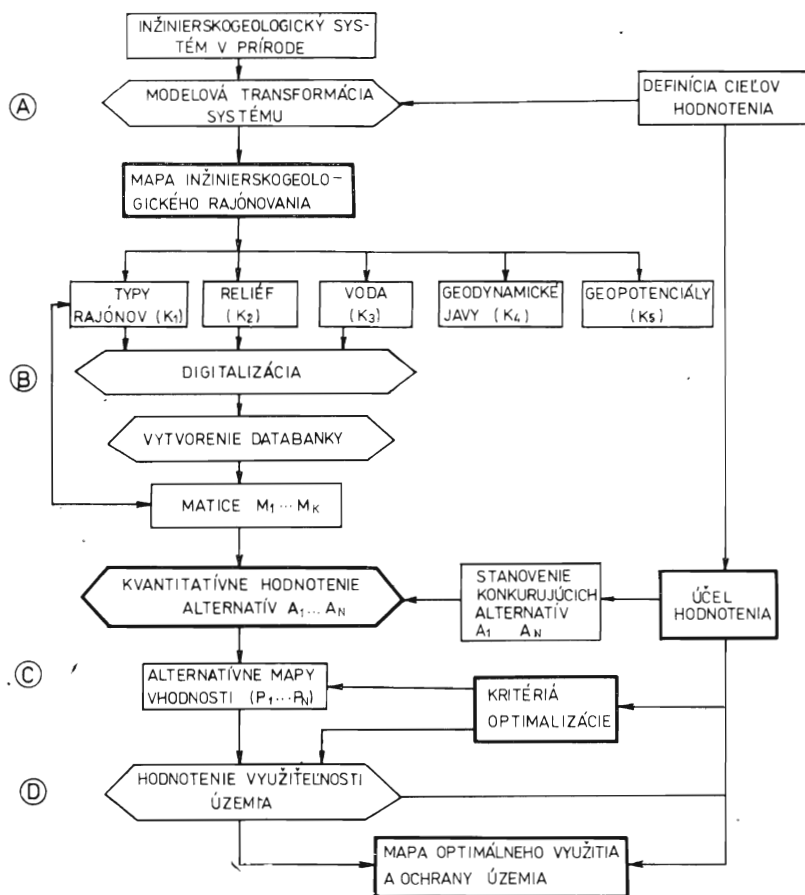
technika a aby získané výsledky boli jedným z objektivizovaných inžinierskogeologických podkladov komplexného systému rozhodovania o racionálnom využívaní územia.

Metodický postup

Optimalizačnú analýzu možno zhrnúť do štyroch etáp (obr. 1):

A. Modelové znázornenie skúmaného systému

Pri nevyhnutnej definícii cieľov hodnotenia je ťažisko v ohraničení skúma-



Obr. 1. Vývojový diagram optimalizačnej analýzy využiteľný pri rozhodovaní o optimálnom spôsobe využívania územia Fig. 1. System development scheme for optimizing analysis applicable for decision over optimal land use

ného systému v prírode a v jeho transformácii do adekvátneho modelu tvoriaceho bázu na ďalšie čiastkové operácie optimalizačnej analýzy. Najlepšie vyhovujúcim východiskom na ďalšie spracovanie je mnohoúčelová mapa inžinierskogeologického rajónovania v mierke 1 : 25 000, ktorá predstavuje *syntetický model* systému inžinierskogeologického prostredia.

B. Transformácia modelu na automatizované spracovanie

Automatizácia účelovo zameraných logikomatematických operácií optimalizačnej analýzy predpokladá uloženie tradične graficky spracovanej mnohoúčelovej mapy inžinierskogeologického rajónovania do pamäti počítača v *digitálnej forme*. Na efektívnejšie spracovanie sa mapa digitalizuje vo forme K-počtu analytických máp (napr. typy rajonizačných jednotiek, reliéf, podzemná voda, geodynamické javy). Získané údaje sa uložia na magnetický pás vo forme K-počtu samostatných súborov. Po úprave (t. j. po normalizácii, transformácii do jednotnej súradnicovej siete a oprave) možno tieto údaje spojiť do jedného rozsiahleho súboru v podobe databanky.

Princíp digitalizácie spočíva v prevode grafického podkladu do číselnej formy. Každému bodu množiny prislúchajú viaceré číselné údaje. Dva z nich sú súradnice x a y , ktoré určujú polohu bodu. Ďalšie dáta (ich počet závisí od účelu digitalizácie a typu použitého prístroja) identifikujú charakteristiku, ktorá danému bodu prislúcha. Digitalizácia sa robí na digitalizátoroch (zvyčajne bývajú súčasťou celého grafického systému, napr. TEKTRONIX).

Súčasťou programu „ukladanie mapy“ do pamäti počítača je aj opätovné vytvorenie línií z množiny nespojitých bodov, ako aj vytvorenie K-počtu dvoj-

rozmerných matic ($M_1 \dots M_K$). Prítom každá matica predstavuje jednu analytickú mapu inžinierskogeologického prostredia (typy rajonizačných jednotiek, reliéf, hydrogeologických pomerov atď.). Prvky každej matice zodpovedajú jednému plošnému elementu mapy s rozmerom $2,33 \times 3,50$ mm, čo predstavuje veľkosť znaku tlačiarne. Na ilustráciu uvedieme definície niektorých matic:

M_1 — typy rajonizačných jednotiek — každému plošnému elementu mapy prislúcha typ rajonizačnej jednotky vyjadrený jej kódom;

M_2 — reliéf — každý plošný element mapy znázorňuje povrch územia s istým sklonom vypočítaným interpoláciou zo zdigitalizovaných vrstevníc;

M_3 — hydroizobaty — každý plošný element mapy vyjadruje hĺbku hladiny podzemnej vody vypočítanú interpoláciou zo zdigitalizovaných hydroizobat;

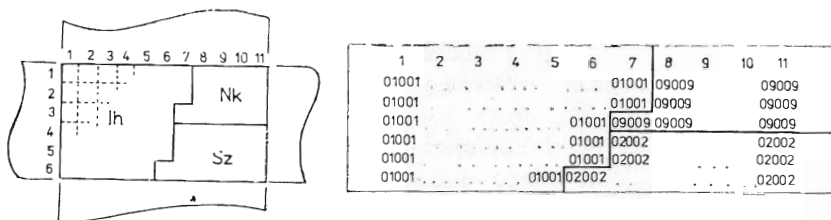
M_4 — geodynamické javy — plošné elementy mapy predstavujú typ geodynamického javu v miestach ich výskytu; tam, kde sa geodynamické javy nevyskytujú, sa hodnoty rovnajú nule. Ukážka z mapy inžinierskogeologického rajónovania (časť typy rajonizačných jednotiek) a jej zodpovedajúcej matice sú na obr. 2.

C. Optimalizácia modelu

Táto etapa je jadrom optimalizačnej analýzy a skladá sa z niekoľkých čiastkových operácií (obr. 3):

a) *Stanovenie konkurujúcich alternatív* ($A_1 \dots A_N$) a im zodpovedajúceho počtu faktorov inžinierskogeologického prostredia.

Termínom faktor sa označujú zložky inžinierskogeologického prostredia, resp. ich vlastnosti ovplyvňujúce istým spôsobom využitie územia (napr. hladina podzemnej vody, rozsah ložísk a i.). Realizáciu každej alternatívy podmie-



Obr. 2. Schematický výsek z mapy inžinierskogeologického rajónovania a jej zodpovedajúcej matice M_l . „Typy rajonizačných jednotiek“. Päťmiestny kód vyjadruje: typ rajónu (prvé dve číslice) a typ podrajónu (ďalšie tri číslice). Napr. kód 02002 rajón deluviálnych sedimentov, typ podrajónu h_2G_1 .

Fig. 2. Schematic sector of engineering-geological rayonization map and of its corresponding matrix M_l „rayonization unit types“. The five-digit code represents rayon type (two first digits) and local subrayon type (further three digits). E. g. the code 02002 — rayon of delluvial sediments, subrayon type h_2G_1 .

ňujú rozličné faktory, ale vyberajú sa z nich len podstatné, relevantné. Ich počet sa pri alternatíve A_i označuje m_i ($i = 1 \dots n$; $n =$ počet alternatív).

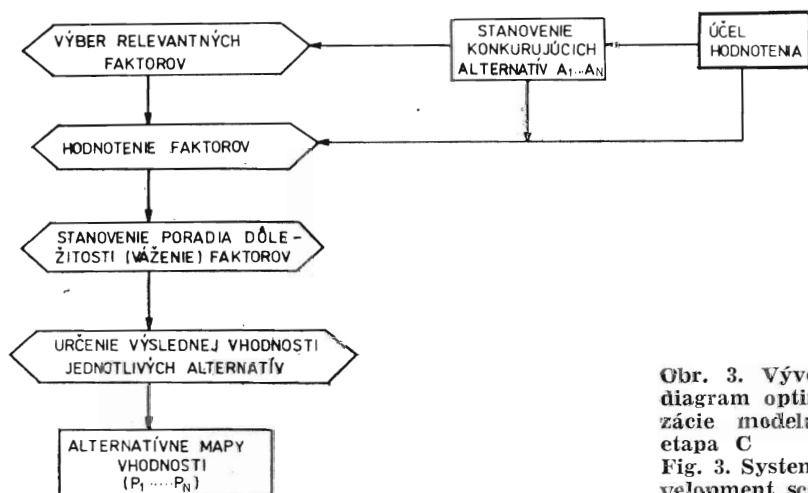
Reálne hodnoty faktorov každého plošného elementu mapy sa vypočítajú zo zdigitalizovaných charakteristík, ktoré sú prvkami matíc $M_1 \dots M_K$. Pri každej alternatíve dostaneme m_i matíc označených Z_{ij} . Ich celkový počet je

$$\sum_{i=1}^n m_i \text{ a zodpovedá počtu faktorov.}$$

$i=1$

b) Hodnotenie faktorov. Reálne hod-

noty faktorov F_{ij} (prvky matice Z_{ij}) rozdelené do troch kategórií vhodnosti (vhodný, podmienenčne vhodný, nevhodný), a to pre každú alternatívu osobitne, vytvárajú intervaly s hraničnými hodnotami R_1 a R_3 . Pomocou týchto intervalov definujeme funkciu f_{ij} , ktorou transformujeme reálne hodnoty faktorov do intervalu $\langle 0; 1 \rangle$. Dostaneme funkčné hodnoty faktorov, ktoré vyjadrujú mieru vhodnosti každého faktora pre realizáciu uvažovaných alternatív riešenia. Faktor kvalitatívne označený ako *vhodný* má hodnotu 1, *nevhodný* 0,05 alebo 0, a to podľa účelu hodno-



Obr. 3. Vývojový diagram optimalizácie modelu — etapa C

Fig. 3. System development scheme of optimization model, stage C

tenia. Hodnoty ležiace vnútri intervalu $\langle 0; 0,5; 1 \rangle$ vyjadrujú podmienenú vhodnosť a vypočítajú sa podľa vzorca

$$f(F) = \pm \frac{0,95}{R_1 - R_3} (F - R_3 + 0,05)$$

Hodnoty R_1 a R_3 sú uvedené v tab. 1. Výsledkom tejto čiastkovej operácie je redefinícia matíc Z_{ij} a zostavenie matíc Z'_{ij} , t. j. $f_{ij}(Z_{ij}) = Z'_{ij}$, pričom $i = 1, \dots, n$; $j = 1, \dots, m_i$.

c) *Stanovenie poradia dôležitosti faktorov.*

Robí sa tzv. binárnym rozhodovacím postupom, t. j. párovým porovnaním stanovených faktorov. Poradie dôležitosti faktora sa definuje ako podiel počtu „prvenstiev“ k celkovému počtu faktorov (za „prvenstvo“ sa pokladá relatívne väčšia dôležitosť jedného z dvojice porovnávaných faktorov). Matematicky sa to vyjadruje takto:

$$v_{ij} = \frac{p_{ij} + 1}{m_i}$$

(p_{ij} = počet prvenstiev), $i = 1, \dots, n$; $j = 1, \dots, m_i$.

d) *Určenie výslednej vhodnosti uvažovaných alternatív.* Súčin funkčných hodnôt faktorov a ich poradií dôležitosti udáva zväženú hodnotu vhodnosti. Ich suma pre každý element mapy v rámci každej alternatívy, t. j.

$$H_i = \frac{\sum_{j=1}^{m_i} \frac{Z'_{ij} \cdot v_{ij}}{n}}{m_i}$$

vyjadruje výslednú hodnotu vhodnosti pre $i = 1, \dots, n$. Získaný rozsah hodnôt sa rozdelí do troch (aj viacerých) kategórií vhodnosti, ktoré sú základom na vyčlenenie nových jednotiek na alternatívnych mapách hodnotenia územia

podľa istého účelovo stanoveného kritéria.

D. Experimentovanie s modelom

Číslicové počítače umožňujú mením vstupných parametrov cieľavedome zasahovať do optimalizačného procesu, ovplyvňovať ho, resp. experimentovať s ním. Túto výhodu možno v plnom rozsahu využiť v záverečnej etape aplikovaného metodického postupu. Účelovým mením vstupných parametrov v závislosti od prijatých kritérií optimalizácie sa experimentuje s alternatívnymi mapami vhodnosti, pričom sa najčastejšie využívajú metódy superpozície a kombinácie.

Výsledkom tejto etapy sú cieľové výstupy v podobe mapy optimálneho využitia a ochrany územia, na ktorej sú zhodnotené a vyznačené územné jednotky s rozličným stupňom preferencií a obmedzení na optimálne využitie hodnoteného územia (Matula, 1978).

Prirodzene, pri experimentovaní neplatí nijaká záväzná šablóna. Môže sa tu uplatniť tvorivá aktivita riešiteľov a od nej závisí počet zvolených alternatív riešenia, pružné a účelu podriadené zmeny vstupných parametrov a s tým súvisiaci stupeň kvality cieľového výstupu.

Praktická aplikácia

Ako sme už uviedli, vhodným východiskovým modelom na optimalizačnú analýzu je mnohoúčelová mapa inžinierskogeologického rajonovania zhotovená metódou typologickej rajonizácie (Matula — Hrašna, 1973). Takúto mapu pohronskeho metropolitného regiónu v mierke 1 : 25 000 zostavilo naše pracovisko v rokoch 1978—1979 (Matula — Vlčko — Wagner, 1979). Zdigitalizovala sa vo forme piatich analytických máp.

Mapa M_1 predstavuje typy rajonizačných jednotiek (obr. 4), M_2 reliéf, M_3 hydroizobaty, M_4 geodynamické javy (svahové pohyby, erózia, kras), M_5 výskyt geopotenciálov (na príklade ložiska nerastných surovín, konkrétne dolomitu v Rakytovciach, chránenej krajinej oblasti Urpín).*

Vzhľadom na cieľ hodnotenia sa zvolili tri konkurujúce alternatívy:

A_1 — nenáročná sídlisková a účelová výstavba,

A_2 — náročná sídlisková a priemyslová výstavba,

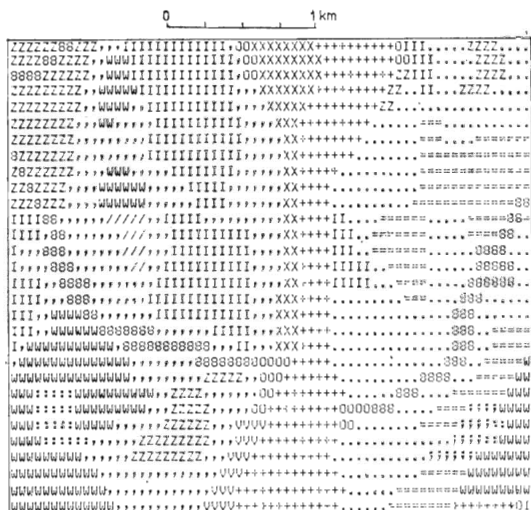
A_3 — stavebné jamy a cestné zárezy hlbšie ako 5 m.

Za relevantné faktory boli zvolené a klasifikované do rozličných kategórií skutočného prejavu:

- kvalita základovej pôdy — q_0 (na základe odvodeného normového namáhania podľa ČSN 73 1001),
- ťažiteľnosť (na základe zatriedenia podľa ČSN 73 3050),
- hladina podzemnej vody (na základe hydroizobat s gradáciou < 2, 2—5, 5—10, > 10 m),
- sklonitosť územia (s gradáciou < 5, 5—12, 12—20, > 20 ‰ na základe požiadaviek Projektu urbanizácie SSR, 1974),
- seizmicita (na základe zatriedenia podľa ČSN 73 0036),
- svahové pohyby,
- erózia,
- kras,
- geopotenciály.

Ich reálne hodnoty sa pri každom plošnom elemente mapy stanovili z už spomenutých piatich zdigitalizovaných analytických máp (M_1 — M_5). Napr. hodnoty prvých dvoch faktorov (hodnoty q_0 a ťažiteľnosti) sme pomocou zabudovaných podprogramov získali odvo-

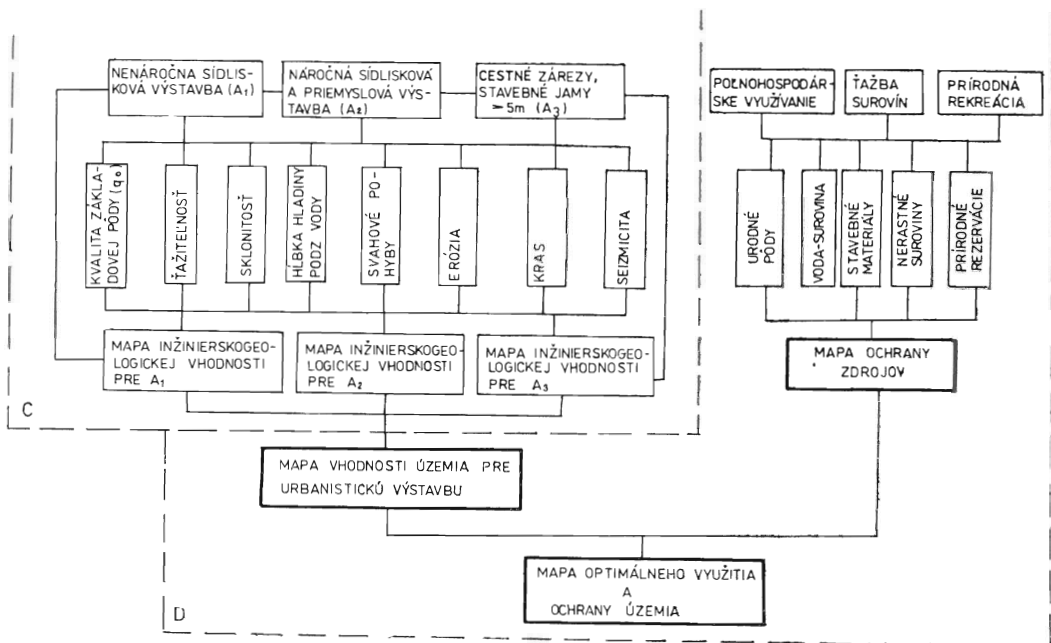
* V komplexnom systéme hodnotenia územia sa zobrali do úvahy aj geopotenciálové faktory, ktorých neobnoviteľnosť a vysoká celospoločenská hodnota si to vyžadujú.



Obr. 4. Typy rajonizačných jednotiek. Typy rájónov predkvartérneho podkladu: ZZZZ — vápencovo-dolomitických hornín, IIII — flyšoidných hornín, WWW — pyroklastických hornín, /// — efúzívnych hornín, ==== — štrkovitých sedimentov. Typy rájónov štvrtohorných pokryvných útvarov. Proluvialne kužele a plášť: 0000 — podrájón $k3F_2$, VVVV — podrájón $hl3S_2$. Pleistocénne riečne terasy: XXXX — podrájón $h2g2F_2$. Nápavy nížinných tokov: +++++ podrájón $g3B_2$, 8888 — podrájón $b2S_1$. Deluvialne sedimenty: ;;;; — podrájón $h2B_1$, ,,,, — podrájón $k1B_1$, ... — podrájón $h1S_1$.

Fig. 4. Rayonization unit types. Rayon type of pre-Quaternary basement: ZZZZ — limestone to dolomite rock, IIII — flyschoid rock, WWW — pyroclastics, /// — effusive rock, ==== — gravel. Rayon types of Quaternary cover. Proluvial cone and mantle: 0000 — subrayon $K3F_2$, VVVV — subrayon $hl3S_2$, Pleistocene river terrace: XXXX — subrayon $h2g2F_2$, Plain flood deposit: +++++ — subrayon $g3B_2$, 8888 — subrayon $b2S_1$, Deluvial sediment: ;;;; — subrayon $h2G_1$, ,,,, — subrayon $k1B_1$, ... — subrayon $h1S_1$.

dením zo symboliky typov rajonizačných jednotiek z mapy M_1 . Obdobne sa postupovalo pri získavaní hodnôt ďalších faktorov z máp M_2 až M_5 . Pri každom faktore sa určili okrajové podmienky vyjadrujúce mieru jeho vhodnosti na realizáciu uvažovanej alternatívy rieše-



Obr. 5. Vývojový diagram optimalizačnej analýzy (etapy C a D) využitý pri výbere optimálneho spôsobu využitia územia priestoru súmestia Banská Bystrica—Zvolen
 Fig. 5. System development scheme of optimization analysis (stages C and D) used for selection of optimal land use in the Banská Bystrica—Zvolen metropolitan area

nia a priradili sa, resp. výpočtom stanovili jeho funkčné hodnoty. Napr. pri alternatíve A_1 hodnota $q_0 \geq 0,15$ MPa vyjadruje vhodný faktor, $q_0 \in (0,05; 0,15)$ MPa podmiennečne vhodný a $q_0 \leq 0,05$ nevhodný faktor atď.

Obdobne, ako uvádza tab. 1, sa postupuje pri hodnotení všetkých stanovených faktorov uvažovaných alternatív.

Poradie dôležitosti faktorov sa stanovilo binárnym rozhodovacím postupom (obr. 6), v ktorom horné čísla z dvojice čísiel predstavujú poradové číslo porovnávaného faktora, dolné čísla poradie ostatných faktorov. Poradové číslo dôležitejšieho faktora („prvenstvo“) je označené zakrúžkovaním. Poradie dôležitosti jednotlivých faktorov sa pri uvažovaných alternatívach riešenia vypočítalo podľa vzorca

$$v_{ij} = \frac{p_{ij} + 1}{m_i}$$

Výsledné hodnoty inžinierskogeologickej vhodnosti, vyjadrené pri každej alternatíve osobitne sumou súčinov funkčných hodnôt faktorov a poradia ich dôležitosti, sa rozdelili do troch kategórií:

A — územie vhodné na realizáciu uvažovanej alternatívy,

B — územie podmiennečne vhodné na realizáciu uvažovanej alternatívy,

C — územie nevhodné na realizáciu uvažovanej alternatívy

Získali sa tri alternatívne mapy inžinierskogeologickej vhodnosti (na obr. 7 je mapa inžinierskogeologickej vhodnosti alternatívy A_1), tie sa ďalej superponovali a podľa zvolených kritérií

vznikla mapa vhodnosti územia na urbanistickú výstavbu (obr. 8). Na nej sa vyčlenené územné jednotky definujú ako:

A — územie vhodné na všetky uva-

žované druhy urbanistickej výstavby,

B — územie vhodné na výstavbu priemyslových objektov, sídliskovú výstavbu, ale s výnimkou stavebných jám a cestných zárezov hlbších ako 5 m,

Tab. 1

Faktory	Kategorizácia vhodnosti	Nenáročná sídlisková a účelová výstavba - A ₁			Náročná sídlisková a účelová výstavba - A ₂			Stavebné jamy a cestné zárezy hlbšie ako 5 m - A ₃		
		Hraničné hodnoty kategórií	Funkčné hodnoty	Váha	Hraničné hodnoty kategórií	Funkčné hodnoty	Váha	Hraničné hodnoty kategórií	Funkčné hodnoty	Váha
Kvalita základovej pôdy - σ_0 /MPa/ +	F_{ij} je väčšie a rovné ako R_1 F_{ij} je z intervalu $/R_1, R_2/$ F_{ij} je menšie a rovné ako R_2	$R_1 = 0,15$ R_2 $R_3 = 0,05$	1 fR_2 0,05	$\frac{5}{8}$	$R_1 = 0,35$ R_2 $R_3 = 0,15$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{8}$	$R_1 = 0,1$ R_2 $R_3 = 0,05$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{8}$
Triedy pre zemné práce podľa ČSN 73 3050	F_{ij} je z tried $<1, R_1>$ F_{ij} je z tried $/R_1, R_3/$ F_{ij} je z tried $<R_3, 7>$	$R_1 = 3$ R_2 $R_3 = 6$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{8}$	$R_1 = 3$ R_2 $R_3 = 7$	1 fR_2 0,05	$\frac{1}{4}$	$R_1 = 3$ R_2 $R_3 = 5$	1 fR_2 0,05	$\frac{1}{2}$
Hĺbka hladiny podzemnej vody /m/	F_{ij} je hlbšie a rovné ako R_1 F_{ij} je z intervalu $/R_3, R_1/$ F_{ij} je menej a rovné ako R_3	$R_1 = 3$ R_2 $R_3 = 1$	1 fR_2 0,05	$\frac{7}{8}$	$R_1 = 5$ R_2 $R_3 = 2$	1 fR_2 0,05	$\frac{7}{8}$	$R_1 = 5$ R_2 $R_3 = 5$	1 fR_2 0,05	1
Sklonitosť %/	F_{ij} je menej a rovné ako R_1 F_{ij} je z intervalu $/R_1, R_3/$ F_{ij} je viac a rovné ako R_3	$R_1 = 12$ R_2 $R_3 = 20$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{8}$	$R_1 = 5$ R_2 $R_3 = 12$	1 fR_2 0,05	$\frac{5}{8}$	$R_1 = 12$ R_2 $R_3 = 20$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{4}$
Seizmicita MCS	F_{ij} je z tried $<5, R_1>$ F_{ij} je z tried $/R_1, R_3/$ F_{ij} je z tried $<R_3, \infty>$	$R_1 = 7$ R_2 $R_3 = 9$	1 fR_2 0,05	$\frac{3}{8}$	$R_1 = 6$ R_2 $R_3 = 8$	1 fR_2 0,05	$\frac{5}{8}$	$R_1 = 7$ R_2 $R_3 = 9$	1 fR_2 0,05	$\frac{1}{8}$
Svahové pohyby	neprítomná : $F_{ij} = R_1$ prítomná : F_{ij} je väčšie a rovné ako R_3	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	1	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	1	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	1
Erózia	neprítomná : $F_{ij} = R_1$ prítomná : F_{ij} je väčšie a rovné ako R_3	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{3}{8}$	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{1}{8}$	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{1}{8}$
Krasové javy	neprítomná : $F_{ij} = R_1$ prítomná : F_{ij} je väčšie a rovné ako R_3	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{1}{2}$	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{5}{6}$	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	$\frac{5}{6}$
Geopotenciály	neprítomná : $F_{ij} = R_1$ prítomná : F_{ij} je väčšie a rovné ako R_3	$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0		$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0		$R_1 = 0$ $R_3 = 1$	1 0	

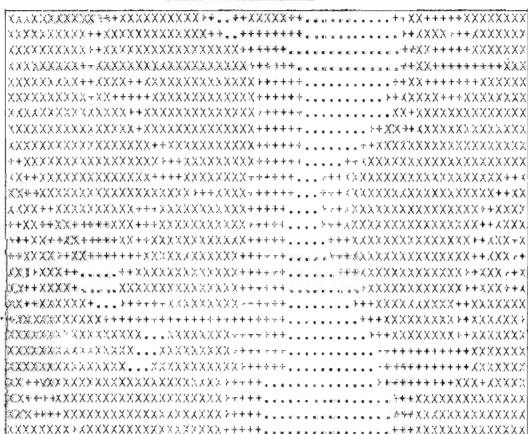
Pri stanovení hodnoty σ_0 sa uvažuje šírka základu 1 m, ako aj vplyv hladiny podzemnej vody a hĺbky zakladania. Pre alternatívu A₁ platí hĺbka zakladania 1,5 m; pre A₂ - 3 m; pre A₃ - 5 m.

1. kvalita základovej pôdy	① 1 ① ① ① ① ①	počet prvenstiev
	2 ③ 4 5 ⑥ 7 ⑧	4
2. ťažiteľnosť	2 ② ② 2 2 2	
	③ 4 5 ⑥ ⑦ ⑧	2
3. hĺbka hladiny podz. vody	③ ③ 3 ③ ③	
	4 5 ⑥ 7 8	6
4. sklonitosť	④ 4 ④ 4	
	5 ⑥ 7 ⑧	2
5. seizmicita	5 ⑤ ⑤	
	⑥ 7 8	2
6. svahové pohyby	⑥ ⑥	
	7 8	7
7. erózia	⑦	2
8. kras	8	3

Obr. 6. Poradie dôležitosti faktorov geologického prostredia na základe binárneho rozhodovacieho postupu pre prvú uvažovanú alternatívu A_1 . Navzájom boli porovnané: 1 — kvalita základovej pôdy (q_0); 2 ťažiteľnosť; 3 — hĺbka hladiny podzemnej vody; 4 — sklonitosť; 5 — seizmicita; 6 — svahové pohyby; 7 — erózia; 8 — kras

Fig. 6. Determination of factor scores of geological environment applying binary decision technique for the first assumed alternative A_1 . Factors of comparison: 1 — ground soil quality (q_0), 2 — exploitability, 3 — ground water table level, 4 — inclination, 5 — seismicity, 6 — slope movements, 7 — erosion, 8 — karst phenomena

0 1 km



Obr. 7. Mapa inžinierskogeologickej vhodnosti pre alternatívu A_1 — Nenáročná sídlisková a účelová výstavba. XXXX — územie vhodné, ++++ — územie podmienene vhodné, ... — územie nevhodné

Fig. 7. Engineering-geological suitability map for the alternative A_1 , simple settlements and industrial constructions. XXXX — suitable area, ++++ — conditionally suitable area, ... — unsuitable area

C — územie vhodné iba na nenáročnú sídliskovú výstavbu,

D — územie podmienene vhodné na všetky uvažované druhy urbanistickej výstavby.

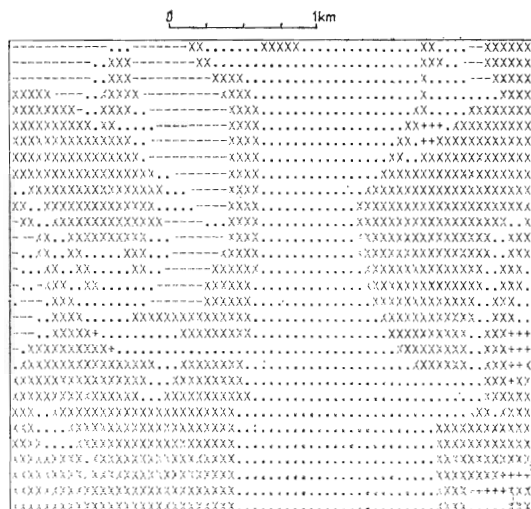
V našom riešení sme výsledný výstup procesu optimalizácie — mapu optimálneho využitia a ochrany územia (obr. 9) — získali vhodnou kombináciou mapy vhodnosti územia na urbanistickú výstavbu s mapou výskytu geopotenciálnych faktorov. Územné jednotky, ktoré sú na nej vyčlenené, sa definujú takto:

A — územie vhodné na všetky druhy urbanistickej výstavby,

B — územie vhodné na všetky druhy urbanistickej výstavby, ale vyžadujúce vysoký stupeň ochrany,

C — územie vhodné na výstavbu priemyselných objektov, sídliskovú výstavbu s výnimkou stavebných jám a cestných zárezov hlbších ako 5 m,

D — územie vhodné na nenáročnú sídliskovú výstavbu,



Obr. 8. Mapa vhodnosti územia pre urbanistickú výstavbu. XXXX — územie vhodné pre všetky uvažované druhy urbanistickej výstavby, ++++ — územie vhodné na výstavbu priemyselných objektov a sídliskovú výstavbu s výnimkou stavebných jám a cestných zárezov hlbších ako 5 m, ---- — územie vhodné na nenáročnú sídliskovú výstavbu, ... — územie podmienene vhodné pre všetky uvažované druhy urbanistickej výstavby

Fig. 8. Suitability map for urban construction purposes. XXXX — area suitable for all purposes of urban construction, ++++ — area suitable for individual construction and for urban construction except of ditches and road cuts over 5 m depth, ---- — area suitable for simple settlement construction, ... — area conditionally suitable for all kinds of construction

E — územie vhodné na nenáročnú sídliskovú výstavbu, ale vyžadujúce vysoký stupeň ochrany,

F — územie podmienene vhodné na výstavbu uvažovaných druhov urbanistickej výstavby,

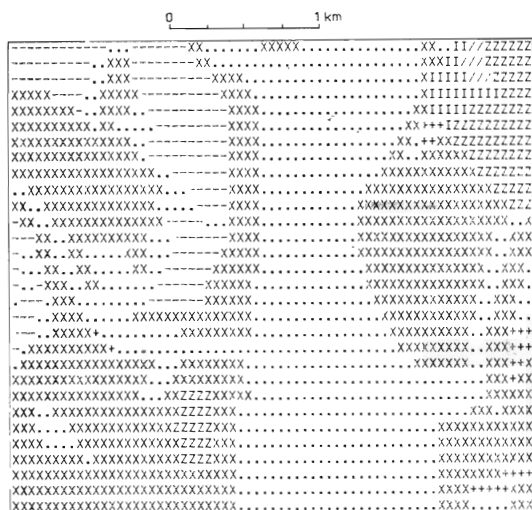
G — územie podmienene vhodné na výstavbu uvažovaných druhov urbanistickej výstavby, ale vyžadujúce vysoký stupeň ochrany.

Je prirodzené, že kombináciu možno robiť aj s inými účelovými mapami, ktoré vyjadrujú rozličné iné špecifické charakteristiky súvisiace s využiteľnosťou

územia, napr. s mapou citlivosti geologického prostredia a i., a tak dosiahnuť vyšší stupeň kvality cieľového výstupu.

Vypracovaný metodický postup treba ešte vo väčšom rozsahu overiť v praxi na rozličných typoch územia a pri väčšom počte alternatív využitia územia, spresniť výber faktorov a ich kvantitatívne hodnotenie.

Do inžinierskogeologického hodnotene-



Obr. 9. Mapa optimálneho využitia a ochrany územia. XXXX — územie vhodné na všetky druhy urbanistickej výstavby (A), ZZZZ — detto; vyžaduje však vysoký stupeň ochrany (B), ++++ — územie vhodné na výstavbu priemyselných objektov, sídliskovú výstavbu, s výnimkou stavebných jám a cestných zárezov hlbších ako 5 m (C), ---- — územie vhodné na nenáročnú sídliskovú výstavbu (D), ... — detto; vyžaduje však vysoký stupeň ochrany (E), ... — územie podmienene vhodné na výstavbu uvažovaných druhov urbanistickej výstavby (F), IIII — detto; navyše vyžaduje vysoký stupeň ochrany

Fig. 9. Map of optimal land use and protection. XXXX — area suitable for all kinds of urban construction (A), ZZZZ — the same requiring high-level protection (B), ++++ — area suitable for individual and urban construction except of ditches and road cuts over 5 m depth (C), ---- — area suitable for simple settlement construction (D), ... — the same requiring high-level protection (E), ... — area conditionally suitable for assumed kinds of urban construction (F), IIII — the same requiring high-level protection

nia možno zahrnúť aj ďalšie faktory negeologického charakteru. Automatizované spracovanie optimalizačnej analýzy pri hodnotení najvýhodnejšieho spôsobu využitia územia môže poskytnúť pracovníkom z územnoplánovacej sféry a riadiacich orgánov všetkých stupňov rýchle a pohotové informácie.

Recenzoval M. Zeman

LITERATÚRA

Matula, M. — Hrašna, M. 1979: Inžinierskogeologické mapovanie a typologická

rajonizácia. Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Bratislava, Veda, VSAV, s. 261—278.

Matula, M., 1978: Engineering geological evaluation for regional and urban development — *General report, Section I, Proceed. 3rd Int. Congress IAEG, Madrid.*

Matula, M. — Vlčko, J. — Wagner, P. 1979: Základná inžinierskogeologická mapa Zvolen—Banská Bystrica. *Manuskript — KIG PFUK Bratislava.*

Mrázik, A. 1974: Projekt urbanizácie SSR do roku 2000 — makroriešenia. *Manuskript — URBION Bratislava. 200 s.*

Vlčko, J. 1980: Využitie kvantitatívnych metód pri inžinierskogeologickom hodnotení prostredia. *Mineralia slov., 12, s. 43—52.*

Special maps of engineering geological rayonization designed using computer technique

MILAN MATULA — JÁN VLČKO — ZUZANA RYCHLÍKOVÁ

Engineering geology meets today broadly the user's demands for information concerning complex and exact evaluation of larger territorial units. This target is followed by the selection of progressive methodic procedures used hitherto rarely in engineering-geological planning. The methodics includes several optimizing procedures which, being part of the decision technique proper, could contribute considerably to the decision on rational use of the geological environment.

The automatized methodic procedure designed by the authors is aimed at decision about optimal land use of different territorial units. The procedure has been tested for a part of the Hron riverside metropolitan region between Banská Bystrica and Zvolen towns in Middle Slovakia.

The optimizing analytical procedure comprises four stages (fig. 1).

A) Model presentation of the investigated system relies in delimitation of the land unit in the nature and in its transformation into an adequate model. Multi-purpose engineering geological rayonization maps in 1:25,000 scale may serve for such models as appropriate base.

B) Transformation of the model for automatized processing consists of digitalization of the map into K-number of analytical maps (e. g. types of rayonization units, sur-

face a. o.). Each map represents a single two-dimensional matrix (fig. 2).

C) Optimization of the model represents the main point of analytical procedure and comprises several partial operations (fig. 3). These are the determination of concurrent alternatives and their relative factor scores, evaluation of factors, determination of factor importance and ordering (fig. 6). The stage results in alternative engineering geological maps of suitability.

D) Experiments with the designed model allow, by changes of input parameters, to influence purposefully the optimization procedure. The final map of optimal land use and protection is the result of experiments with alternative maps of engineering geological suitability designed by their combination with, and/or superposition over, further special purpose maps.

In the applied case, a multi-purpose engineering-geological rayonization map designed using methodics of hydrogeological rayonization in scale 1:25,000 served as base model. The map has been digitalized into five analytical maps, one of which is in fig. 4. Considering the target of evaluation (fig. 5), three concurrent alternatives were chosen and eight relevant factors determined which are tabled in order of importance in tab. 1.

Optimizing procedure resulted in three alternative maps of engineering eological suitability of the area one of which is in fig. 7. Superposition of these maps according to selected criterions yielded the territorial suitability map for urbanization (fig. 8). The map

combined with that of geopotential occurences represents final output of the entire decision procedure designed as final engineeringgeological map of optimal land use and protection (fig. 9).

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Hric — E. Plško: Aplikácia štatistických metód pri štúdiu distribúcie obsahu stopových prvkov v horninách z oblasti Zlatá Baňa (Bratislava 26. 2. 1981)

Pri štúdiu distribúcie obsahu prvkov Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Ba v horninových typoch (andezitový komplex, komplex ryolitových vulkanoklastík, komplex dioritových porfyrítov a sedimentárnych hornín) zlatobanského vulkanického komplexu sa porovnávala distribúcia uvedených prvkov s modelom normálneho a logaritmicko-normálneho rozdelenia. Analytické výsledky 1319 vzoriek sa testovali pri použití Pearsonovho χ^2 -testu, či možno považovať súbor hodnôt koncentrácií hmotnostných pomerov vyjadrených v g/t) za výber zo základného súboru, ktorý má normálne rozdelenie.

Pre každý súbor koncentrácií daného prvku boli vypočítané údaje na zostrojenie radu histogramov, a to na základe zvyšovania, resp. znižovania počiatočného počtu tried (bol vypočítaný podľa vzťahu $k=2 \cdot (n)^{1/3}$, kde

k je počet tried a n počet vzoriek) až o 50 %, ako aj na základe posúvania triedy smerom doľava až o pol triedy. Tak bola vypočítaná séria χ^2 , čo umožnilo výber najoptimálnejšej hodnoty χ^2 v porovnaní s kritickou tabelovanou hodnotou.

Z výsledkov testovania vychodí, že distribúcia prvkov v horninových typoch je rozdielna. Horniny andezitového komplexu (pyroxenický andezit, tufobrekcie pyroxenických andezitov a propylitizovaný pyroxenický andezit) tvoria homogénny celok, v ktorom majú dekadické logaritmy koncentrácií normálne rozdelenie.

Rôznorodé rozdelenie obsahu prvkov v dioritových porfyrítoch môže byť dôsledkom ich variabilného petrografického a minerálneho zloženia. Charakter rozdelenia obsahu uvedených prvkov v ryolitových tufoch a vulkanosedimentárnych horninách môže odrážať heterogénne zloženie týchto dvoch horninových typoch. Prehľad typu distribúcie prvkov v horninách zlatobanského vulkanického komplexu je v nasledujúcej tabuľke:

Horninový typ	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Ba
	c log c	c log c	c log c	c log c	c log c	c log c	c log c
Pyroxen. andez.	— +	— +	— —	— +	+ +	— +	+ +
Tufobrek. pyr. a.	— +	— +	— +	— +	+ +	— +	— —
Propylitiz. p. a.	— +	— +	— +	— +	+ +	— +	— —
Dior. porfyrít	— +	x x	— —	— +	+ —	— +	— —
Vulkanosed.	— +	— —	— —	+ —	+ +	+ —	— +
Ryolit. tufy	— —	— —	— +	— —	— —	— —	— +

c — koncentrácia v g/t, log — logaritmus koncentrácie, — vybraný súbor nemá normálne rozdelenie, + vybraný súbor má normálne rozdelenie, x vybraný súbor nebol testovaný (počet výsledkov nižších ako hranica dôkazu bol väčší ako 12 %)

Štúdium antimonitu metódou transmisnej elektrónovej mikroskopie (TEM)

HELENA GERTHOFFEROVÁ

Geologický ústav PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(8 obr. v texte)

Doručené 1. 7. 1980

Исследование сурьмы методом трансмиссионной электронной микроскопии (ТЭМ)

Результаты электронномикроскопического изучения сурьмы из 4 рудных районов Западных Карпат, на 17 месторождениях являются основанием для объяснения морфологии сурьмы. Автор изучает мономинеральные зёрна сурьмы и их положение в кристаллической решётке. Далее изучает плоскости спайности сурьмы и их отношение к другим плоскостям. Особенное внимание в работе уделяется микроинклизиям пирита, сульфасолей свинца, бертиерита и цинобарита (главным образом их величине, форме, количеству и распределению). Полученные результаты и для сопоставления с результатами минералогическо-геохимических исследований полученных другими методами.

Investigation of antimonite using transmission electron microscopy

Antimonite samples from 17 localities representing 4 ore districts of the Western Carpathians were subjected to transmission electron microscopic (TEM) investigation. Results yielded data on morphology, grain size and inhomogenities of antimonite and supplied detailed insight into microstructure (cleavage and parting) together with pictures on shape, size, amount and distribution of inclusions and impurities (pyrite, Pb-sulphosalts, berthierite and cinnabar). Results so supplied additional data to those obtained by mineralogical and geochemical investigations.

Metódou dvojstupňových uhlíkových replík (tienených Pt—Pd) sme z čerstvých plôch minerálov (v jednotlivých prípadoch z naleptaných lomových plôch) preštudovali viac ako 50 vzoriek zo 17-ich rozličných ložísk. Výskum replík sa uskutočnil na TEM Tesla BS 242 pri zväčšení 7000 až 15 000-krát.

Metódu lomových plôch (fraktografie) použitú v tejto práci opísal v našej literatúre Harman (1966) a Gerthofferová (1969).

Antimoniť sa bádala v regióne Západných Karpát z rudných obvodov Malé Karpaty, Nízke Tatry, Spišsko-gemerské rudohorie a Kremnické vrchy.

Pre rozličný obsah prímiesí sme vzorky na základe spektrometrických analýz roztriedili do štyroch skupín. Relatívne najčistejšie vzorky boli označené 0, so zvýšeným obsahom prímiesí číslom 1 a 2 a číslom 3 vzorky obsahujúce heterogénne prímiesi v rozsahu 1—4 ‰ (Cambel — Jarkovský 1979). Vzorky poslednej skupiny sme pri výbere na štúdium v elektrónovom mikroskope uprednostnili, pretože poskytujú údaje o výskyte mikroinklúzií (ich veľkosti, množstve, charaktere a lokalizácii v antimonite), ako aj o celkovom stupni monominerálnosti antimonitu.

Morfologické osobitosti antimonitu

Pri príprave vzoriek môžu lomové plochy prechádzať podľa hranice prirodzeného povrchu zŕn alebo podľa povrchu zlomu vzniknutého v dôsledku rozbitia alebo porušenia zŕn. Ak je minerál štiepatelný, lomové plochy prebiehajú podľa plôch štiepatelnosti. Na štúdium v TEM sme osobitne vybrali vzorky antimonitu s makroskopicky dobre vyvinutou štiepatelnosťou z lokality Kuchyňa (Malé Karpaty; vzorka č. 7b), Čučma (č. 15) a Betliar (č. 29), (Spišsko-gemerské rudohorie), Kremnica (Kremnické vrchy, vzorka č. 223) a rad vzoriek antimonitu morfologicky veľmi jemnozrnných, makroskopicky takmer jednotliatych agregátov z lokalít: Medzibrod (Nízke Tatry, vzorka č. 73), Spišská baňa (vzorka č. 27), Helcmanovce (č. 53) a Švedlár (č. 56) — Spišsko-gemerské rudohorie.

Štiepatelnosť je charakteristická vlastnosť minerálov a má veľkú diagnostickú hodnotu, lebo pomáha určiť minerál nezávisle od vonkajšieho tvaru kryštálov alebo kryštálových zŕn. Veľmi dobrá štiepatelnosť antimonitu umožňuje identifikovať ho aj v morfológii nepravidelných zŕn. Ako je známe,

antimonit má veľmi dobrú štiepatelnosť podľa {010} v smere predĺženia stĺpcovitých kryštálov. Štiepne plochy sú zvyčajne pokryté priečnymi ryhami, ktoré svedčia o polysyntetických zrasťoch (priečne dvojité ryhovanie na štiepných plochách).

Okrem štiepatelnosti sa v antimonite vyskytujú aj roviny odlučnosti, ktoré sú podmienené, ako predpokladá Belov (1947), vložkami submikroskopických látok iného zloženia, zákonite orientovaných pozdĺž rovin s najhustejším usporiadaním štruktúrnych jednotiek. Oslabenie väzieb medzi kryštálovými plochami sa vysvetľuje prítomnosťou uzavretín cudzích látok, vystupujúcich na plochách odlučnosti. Na rozdiel od štiepatelnosti nie sú plochy odlučnosti presne ploché a navyše sú zvyčajne orientované v jednom smere. Pri snímkaní v TEM sme sa zamerali práve na tieto časti preparátov, pretože sú nositeľmi množstva inklúzií. Vyplýva to napokon aj zo spektrochemických údajov o zvýšenom obsahu niektorých prvkov.

Pri elektrónovomikroskopickom štúdiu antimonitu sa dajú zistiť rozličné druhy lomových plôch monozŕn. Ďalej možno pozorovať nerovnomerné lomové plochy, ktoré často prechádzajú do pololastúrnatých a lastúrnatých lomov s radiálnymi líniami a sínusoidálnymi okrajmi pokrytými pílkovitým zúbkovaním. Z toho možno usudzovať o plochách odlučnosti.

V niektorých vzorkách sme našli charakteristický hladký lom s jasne výraznými, takmer paralelnými stupňami, ktorých výška varíruje od stotiny do 0,5 mikrometra. Ich okraje majú niekedy paralelné ryhovanie zodpovedajúce systému drobných, plytkých plôch iného smeru. Tieto výsledky poukazujú na dobrú štiepatelnosť a prítomnosť polysyntetických zrasťov. Časť údajov dokumentuje tab. X až XII práce Cam-

bela — Jarkovského (1979).

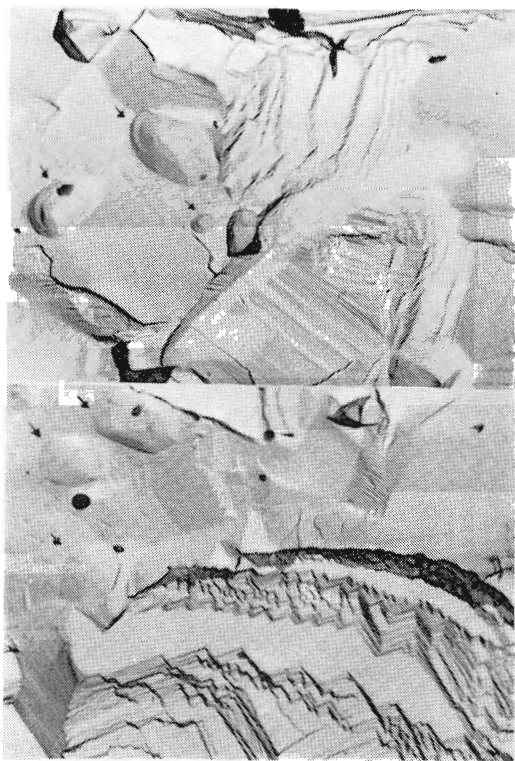
Elektrónovomikroskopické štúdium minerálov umožňuje objasniť morfológiu veľmi jemnozrnných, makroskopicky takmer jednoliatych agregátov s mikrokryštalickou a kryptokryštalickou štruktúrou (s rozmerom kryštálov menším ako 0,01 mm).

Štúdium podobných vzoriek antimonitu z rozličných lokalít ukázalo, že rudy obdobnej jemnozrnej morfológie predstavujú kryštalicko-zrnitý agregát s rozmerom jednotlivých individuí od desiatín mikrometra do 15 až 20 mikrometrov. V dôsledku obmedzujúcich podmienok rastu sú zrná nerovnomerne ohraničené a majú v agregáte silne zdeformované tvary. Iba v niekoľkých prípadoch sú zrná antimonitu v takýchto agregátoch ohraničené zreteľnejšie a niekedy majú jemné paralelné vertikálne ryhovanie na plochách {110} (obr. 1). Obmedzenie kryštálových zŕn sa spravidla určuje vzájomným dotykom minerálnych jedincov.

Vcelku sú pre všetky študované vzorky antimonitu charakteristické v záseade izometrické tvary v rozmanitom stupni ohraničených zŕn v agregáte. Výnimku tvoria vzorky antimonitu z ložiska Pezinok (č. 1 a č. 2, Malé Karpaty) a Dve Vody (č. 46, Nízke Tatry), majúce špecifické ihličkovito-vláknité alebo steblovité agregáty, miestami silne porušené tlakom (obr. 2). Steblá majú hrúbku niekoľko desiatín mikrometra až 2 mikrometre. Tieto špecifické formy, nehľadiac na makroskopicky zvyčajný jemnozrnný charakter agregátu, sú typické pre nízkoteplotné podmienky vzniku antimonitu.

Obdobné tvary antimonitu z lokality Pezinok zaznamenal Harman (1973) a predpokladá, že ide o sieť torzných prasklín, niekedy deformovaných, a sieť priečných trhlín, pravdepodobne dislokácií v kryštáloch.

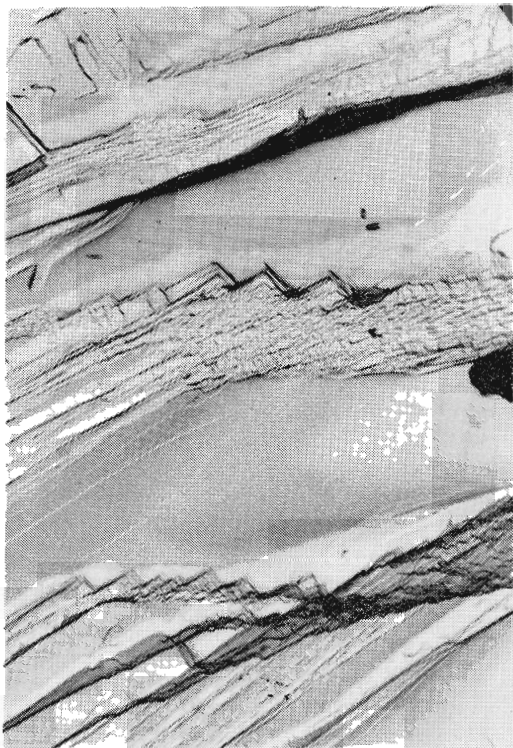
Z hľadiska mikromorfologických oso-



Obr. 1. Zrnitý agregát antimonitu s nerovnomerne ohraničenými zrnami, ktoré majú na plochách {110} paralelné vertikálne ryhovanie. Typická bloková mikroštruktúra antimonitu so schodovitými útvarmi zvýrazňujúcimi plochy štiepatelnosti je na elektrónovej mikrofotografii v strede. Šípky označujú izometrické reliéfové inklúzie pentagonálno-dodekaedrickej formy veľkosti 1 až 2 mikrometrov. Elektrónová mikrofotografia pozostáva z dvoch záberov. Poproč (Spišsko-gemerské rudohorie, vzorka č. 72). Zväčš. 8000-krát

Fig. 1. Granular antimonite aggregate with irregularly shaped grains disclosing parallel groovings along 110 planes. Typical block-like antimonite microtexture with step-like configuration pronouncing cleavage surface in the central part of the micrograph. Arrows indicate isometric relief inclusions of pentagonal dodecahedral shape and of $1 \div 2 \mu\text{m}$ size. Electron micrograph composed by two shots. Poproč locality, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., sample No. 72. Magn. $\times 8000$.

bitostí sa ukázali ako zaujímavé aj vzorky z lokality Chyžné (vz. č. 68, Spišsko-gemerské rudohorie), makroskopicky zastúpené kryštalickým, čiast-



Obr. 2. Mikroštruktúra antimonitu so schodovitými útvarmi ukazujúcimi charakter rastu kryštálov; so steblovitými agregátmi miestami silne porušenými tlakom. Ide o pomerne čistý minerál. Dve Vody (Nízke Tatry, vzorka č. 46). Zväčš. 8000-krát

Fig. 2. Antimonite microtexture with step-like configuration disclosing crystal growth features and with rod-like aggregates locally strongly disturbed by pressure. The mineral in question is relatively pure. Dve Vody locality, Nízke Tatry Mts., sample No. 46. Magn. $\times 8000$.

točne steblovitým a pomerne čistým antimonitom.

V TEM sú uprostred základnej hmoty antimonitu viditeľné agregáty častíc veľkých okolo 0,1 mikrometra, nepravidelného tvaru a veľkosti 10 až 20 mikrometrov. Zdá sa, že elektrónovo-mikroskopické štúdium antimonitu z Chyžného ukazuje, ako v detailoch prebieha proces zámény Pb-sulfosolí za antimonit (obr. 3).

Obdobnú kompozíciu antimonitu a Pb-sulfosolí (boulangerit, zinckenit, plu-

mozit, jamesonit bez Fe) dokumentujú mikrofotografie plošnej rtg mikroanalýzy, individuálnych oddelených zŕn antimonitu Krištína (in Cambel — Jarokvský 1979).

Podobná je aj predpokladaná zámena berthieritu za antimonit z lokality Mníšek n/Hnilcom (vzorka č. 21, Hoff-



Obr. 3. Bloková mierne porušená mikroštruktúra antimonitu s množstvom mikroinklúzií. Uprostred základnej hmoty antimonitu sú viditeľné zhluky Pb-sulfosolí nepravidelných tvarov. Elektrónová mikrofotografia ukazuje, že v detailoch prebieha proces zámény Pb-sulfosolí za antimonit. Chyžné (Spišsko-gemerské rudohorie, vzorka č. 68). Zväčš. 10 000-krát

Fig. 3. Block-like and slightly disturbed antimonite microtexture with numerous microinclusions. Pb-sulfosalt mineral grains of irregular shape are clustered in antimonite groundmass. The electron micrograph demonstrates forthcoming process of the sulphosalt replacement by antimonite. Chyžné locality, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., sample No. 68. Magn. $\times 10\,000$.



Obr. 4. Kompozícia antimonitu s berthieritom. Mníšek (Spišsko-gemerské rudohorie, vzorka č. 21). Zväčš. 7000-krát

Fig. 4. Composition of antimonite with berthierite. Mníšek locality, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., sample No. 21. Magn. $\times 7000$.

grund, Spišsko-gemerské rudohorie) na elektrónovej mikrofotografii (obr. 4).

Charakter nerovnorodosti antimonitu

Pri elektrónovomikroskopickom štúdiu antimonitu možno často zistiť nerovnorodosť zloženia, pretože okrem základnej fázy sa prejavuje prítomnosť inklúzií rozličného druhu, tvaru aj pôvodu.

Podľa údajov spektrochemickej analýzy, rtg mikroanalýzy a chalkografického štúdia skúmané vzorky antimonitu spravidla predstavujú veľmi zložité heterogénne systémy (s vysokým obsa-

hom mikroprímesí a uzavrenín iných minerálov), niekedy s jemným prerastaním niekoľkých komponentov.

Vo väčšine prípadov sa bežnými mineralogickými metódami skúmajú ťažko. Vzhľadom na relatívne vysokú rozlišovaciu schopnosť metóda elektrónovej mikroskopie odhaľuje rad drobných osobitostí v zložení minerálov.

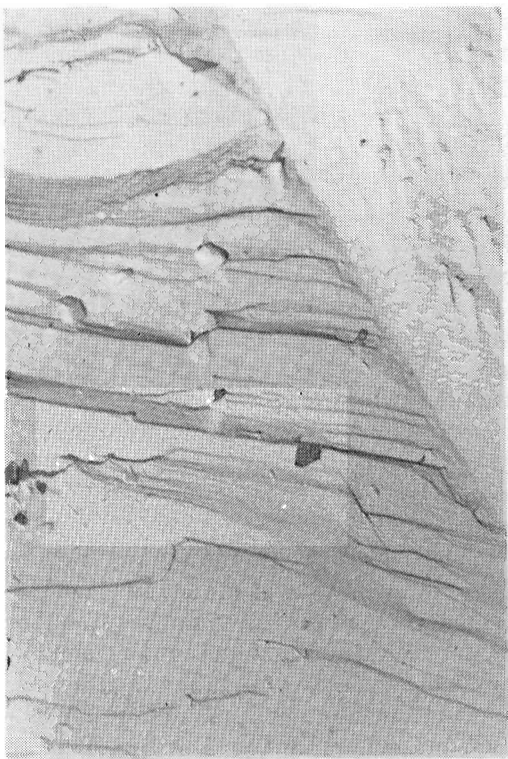
Ako ukázalo elektrónovomikroskopické štúdium vzoriek antimonitu, sú v ňom v značnom množstve prítomné uzavreniny kubickej fázy, ktorá je v dobrom súlade s výsledkami spektrochemických analýz (vysoký obsah Fe, viac ako 1 %) a patrí pravdepodobne pyritu.

V jednom prípade (antimonit z lokality Pezinok, vzorka č. 1, Malé Karpaty) sú tieto uzavreniny dobre viditeľné aj pri zväčšení vo svetelnom mikroskope, keď tvoria drobné inklúzie v podobe izometrických foriem. V TEM vystupujú ako pekne vyvinuté kubické kryštály, ktoré majú zriedkavo pentagonálno-dodekaedrický habitus veľkosti 0,5 mikrometra (obr. 5).

V inom prípade (antimonit z ložiska Poproč, vzorka č. 72, Spišsko-gemerské rudohorie) sa Fe-uzavreniny identifikujú v množstve pod hranicou dôkaznosti rtg mikroanalýzy. Na ich elektrónových mikrofotografiách sa prejavujú izometrické uzavreniny veľké 1 až 2 mikrometre. Niekedy majú výrazne vyvinutú pentagonálno-dodekaedrickú formu (obr. 1).

Väčšie kryštály pyritu sa v antimonite vyskytujú jednotlivo, menšie tvoria často zhluky na definovaných plochách (plochy odlučnosti, lomové plochy obr. 6), inokedy sa zhlukujú do refazcov (obr. 7).

Čiastkové výsledky geochemického štúdia antimonitu z rozličných ložísk a rudných obvodov Západných Karpát sú v práci Cambela et al. (1976). Autori skúmali obsah železa spektrochemic-



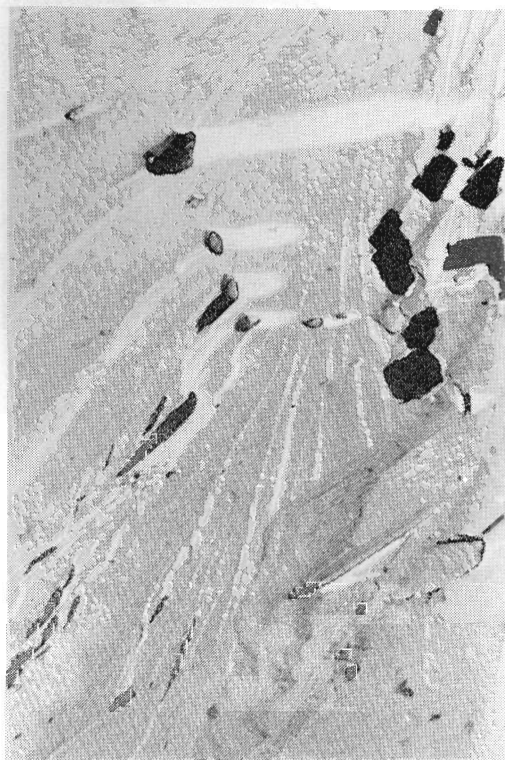
Obr. 5. Bloková celistvá mikroštruktúra antimonitu s výskytom uzavrenín kubickej fázy, ktorá je v relácii k pyritu. Pezinok (Malé Karpaty, vzorka č. 1). Zväčš. 10 000-krát
Fig. 5. Block-like massive microtexture of antimonite with cubic phase inclusion occurring in relation to pyrite. Pezinok locality, Malé Karpaty Mts., sample No. 1. Magn. $\times 10\,000$.

kými metódami a nízky obsah ortuti metódou atómovej absorpčnej spektrometrie. Bádali aj formy vystupovania železa na rtg mikroanalýzátore a ortuti na TEM. Zistili, že železo vystupuje v antimonite prevažne v heterogénnej forme a len vo veľmi nízkom obsahu a maximálne do 0,01 % môže vystupovať aj v homogénnej podobe. Ortuť sa prejavuje ako heterogénny element, a to prevažne v podobe submikroskopických inklúzií cinabaritu.

Častice a mikroagregáty častíc cinabaritu boli identifikované podľa podobnej mikromorfológie syntetickej ru-

melky. Elektronová mikrofotografia (obr. 6) ukazuje obdobné častice, ktoré predstavujú opisovaný materiál HgS. Veľkosť uzavrenín sa pohybuje okolo 1 mikrometra.

Obr. 8 demonštrujú povrchové skulptúry vzniknuté ako výsledok prírodného naleptania povrchu lomových plôch



Obr. 6. Mikroštruktúra pomerne čistého antimonitu s nakopínanými inklúzií pyritu a cinabaritu, ktoré sledujú plochu odlučnosti. Plocha je orientovaná v jednom smere a nie je rovná. Cinabarit (kompaktné častice vpravo) bol identifikovaný podľa podobnej mikromorfológie syntetickej rumelky (Cambel et al. 1976). Kremnica (Kremnické vrchy, vzorka č. 3). Zväčš. 7000-krát
Fig. 6. Microtexture of relatively pure antimonite with pyrite and cinnabar inclusions clustered along uneven parting plane preferentially oriented. Cinnabar (compact particles on the right side) has been identified according to the similar micromorphology of the synthetic cinnabar (Cambel et al. 1976). Kremnica locality, Kremnické vrchy Mts., sample No. 3. Magn. $\times 7000$.

melky. Elektronová mikrofotografia (obr. 6) ukazuje obdobné častice, ktoré predstavujú opisovaný materiál HgS. Veľkosť uzavrenín sa pohybuje okolo 1 mikrometra.



Obr. 7. Mikroštruktúra antimonitu, sčasti bloková, porušená, bez inklúzií (vľavo), s výskytom početných mikroinklúzií rozmerov menších ako 1 mikrometer, ktoré sa miestami zhlukujú do refazcov. Pezinok (Malé Karpaty, vzorka č. 2). Zväčš. 8000-krát.
Fig. 7. Microtexture of antimonite, partly block-like, disturbed, without inclusions (left side) and with frequent microinclusions lesser than 1 μm grouping into chains. Pezinok locality, Malé Karpaty Mts., sample No. 2. Magn. $\times 8000$.

antimonitu z ložiska Malé Železné (vzorka č. 51, Nízke Tatry). Táto elektrónová mikrofotografia repliky z povrchu naleptanej lomovej plochy ukazuje základnú hmotu antimonitu s usmernenými mikročasticami orientovanými v jednom smere. Na porovnanie sa sledovalo, ako obdobný jav nastáva po naleptaní antimonitu zriedeným roztokom HNO_3 v laboratórnych podmienkach.

Ako ukázali viacerí autori (Cambel 1959, Kantor 1953, 1955, Hak 1966,



Obr. 8. Typická bloková mikroštruktúra antimonitu so schodovitými útvarmi zvýrazňujúcimi plochu štiepeateľnosti a s typickými mikroagregátmi cinabaritu. Dve kompaktné hŕstovité častice predstavujú vyvrhnutý materiál v štruktúre základného minerálu. Snímka demonštruje povrchové skulptúry vzniknuté ako dôsledok prírodného naleptania povrchu lomových plôch. Replika ukazuje základnú hmotu antimonitu s mikročasticami neznámeho pôvodu orientovanými v jednom smere. Malé Železné (Nízke Tatry, vzorka č. 51). Zväčš. 15 000-krát.
Fig. 8. Typical block-like antimonite microtexture with step-like configuration pronouncing cleavage plane and with typical cinnabar microaggregates. Two compact bar-shaped particles represent pulled away material in the texture of the primary mineral. The micrograph demonstrates surficial sculptures originated due to natural etching of parting surfaces. The replica demonstrates antimonite groundmass with microparticles of unknown origin preferably oriented. Malé Železné locality, Nízke Tatry Mts., sample No. 51. Magn. $\times 15\,000$.

Fig. 8. Typical block-like antimonite microtexture with step-like configuration pronouncing cleavage plane and with typical cinnabar microaggregates. Two compact bar-shaped particles represent pulled away material in the texture of the primary mineral. The micrograph demonstrates surficial sculptures originated due to natural etching of parting surfaces. The replica demonstrates antimonite groundmass with microparticles of unknown origin preferably oriented. Malé Železné locality, Nízke Tatry Mts., sample No. 51. Magn. $\times 15\,000$.

Mozgova — Dudykyna 1969 a i.), v antimonite sa ako uzavreniny nachádzajú tieto minerály: pyrit, arzenopyrit, sfa-

lerit, berthierit, rýdze zlato a i.

Podľa výsledkov elektrónovomikroskopického štúdia tieto uzavreniny netvoria iba veľké odmiešnaniny, zvyčajne rozlíšiteľné vo svetelnom mikroskope, ale aj submikroskopické, drobnejšie útvary, nie väčšie ako niekoľko stotín mikrometra.

Z údajov vidieť, že antimonit má predovšetkým heterogénne zloženie a homogénne sú len isté jeho časti, čo je pre reálne kryštály charakteristické.

Hodnotenie výsledkov

Výsledky elektrónovomikroskopického štúdia vzoriek antimonitu z rozličných ložísk možno zhrnúť takto:

1. Pre monozrná antimonitu je charakteristický stupňovitý lom späť s prejavom štiepatelnosti a miestami prechádzajúci do lastúrnateho a nerovného lomu.

2. Zistila sa kryštalicko-zrnatá štruktúra a veľkosť indivíduí v makroskopickejšie takmer celistvých veľmi jemnozrnných rudách. Špecifické steblovité štruktúry agregátov v niektorých vzorkách sú typické pre nízkoteplotné podmienky vzniku antimonitu.

3. Popri plochách štiepatelnosti je v antimonite aj odlučnosť, ktorá prebieha podľa definovaných kryštálových plôch. Oslabenie väzieb medzi nimi sa vysvetľuje prítomnosťou uzavrenín cudzích látok, ktoré sledujú plochy odlučnosti. Pri snímkaní sme sa zamerali práve na tieto časti, lebo sú nositeľmi najväčšieho množstva inklúzií.

4. Dokumentovali sa tvary charakteristických a často sa vyskytujúcich uzavrenín pyritu, Pb-sulfosolí, berthieritu a cinabaritu v skúmanom mineráli. Tieto uzavreniny okrem veľkých odmiešnanín tvoria aj submikroskopické útvary veľkosti len niekoľkých stotín mikrometra.

5. Porovnali sa výsledky rtg mikroanalýzy a chalkografického štúdia s výsledkami elektrónovomikroskopického štúdia antimonitu v prípade výskytov pyritu, Pb-sulfosolí a berthieritu.

6. V prípade inklúzií rumelky v antimonite sa výsledky TEM porovnali s výsledkami štúdia etalónu — syntetického cinabaritu.

7. Ukázala sa možnosť porovnať prírodne naleptané plochy s lomovými plochami antimonitu po naleptaní s HNO_3 v laboratórnych podmienkach.

8. Výsledky práce sú príspevkom k celkovému objasneniu heterogénnosti a homogénnosti antimonitu, jeho morfológicko-mineralogických vlastností, rozmiestnenia inklúzií, ich tvaru a veľkosti a množstva.

Na základe dosiahnutých výsledkov pomocou TEM možno získať predstavu o tvorbe a formovaní sa antimonitu v zložitých genetických podmienkach v jednotlivých typoch ložísk a výskytov Sb-mineralizácie. Treba však brať do úvahy aj výsledky získané inými metódami a navzájom ich korelovať.

Podakovanie

Ďakujeme za cenné rady v odbore elektrónovomikroskopického štúdia minerálov N. E. Sergejevovej a za konzultácie pri riešení otázok geochemie antimonitu J. Jarkovskému.

Recenzoval M. Harman

LITERATÚRA

- Belov, N. V. 1947: Struktura ionnykh kristallov i metalicheskikh faz. Moskva, AN ZSSR, 236 s.
- Cambel, B. 1960: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 3, s. 3—338.
- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1979: Geochemia mikroprvkov v antimonitoch z československých ložísk. *Nauka o Zemi, Geol.*, 13, 226 s.

- Cambel, B. — Jarkovský, J. — Gerthofferová, H. — Krištín, J. — Streško, V. 1976: Contribution to geochemistry of iron and mercury in antimonites of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 27, 2, s. 319—329.
- Gerthofferová, H. 1969: Elektronový mikroskop a jeho uplatnenie pri mineralogickom výskume hornín. *Manuskript GŮ PFUK Bratislava*, 256 s.
- Harman, M. 1966: Untersuchung von Pyrit mit den Methoden der Elektronenmikroskopie. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 27, 1, s. 75—81.
- Harman, M. 1973: Otázky štúdia rudných minerálov metódami elektrónovej mikroskopie [Priebežná správa úlohy II. 8-6-1/1—9.] *Manuskript — GŮ SAV Bratislava*, 118 s.
- Hak, J. 1966: Mineralógie a geochemie nízkotatranských ložísek. *Sbor. geol. věd, Ř. TG*, 7, 71—145.
- Kantor, J. 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej Bani JZ od Mníšku nad Hnilcom. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, 1—2, s. 83—110.
- Kantor, J. 1955: Nález hübneritu pri Chyžnom v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 3, s. 58—78.
- Mozgova, N. N. — Dudykina, A. S. 1969: O nekotorych tipomorfnykh osobennostyakh antimonita. In: *Tipomorfizm mineralov. Moskva, Nauka*, s. 185—195.
- Sergejevová, N. E. 1977: Vvedeniye v elektronnuyu mikroskopiju mineralov. *Moskva, MGU*, 144 s.
- Sergejevová, N. E. — Eremin, N. I. 1978: Morfogeneticheskiye tipy pirita kolčedannykh mestoroždenij Japonii. *Vest. Mosk. Univ., Ser. Geol.*, 4, s. 97—104.

Investigation of antimonite using transmission electron microscopy

HELENA GERTHOFFEROVÁ

Results of transmission electron microscopic (TEM) investigations represent contribution to the knowledge on morphological peculiarities of antimonite crystals, to the nature of inhomogenities and yield detailed insight into antimonite microstructure behind the limits of common light optics.

More than 50 antimonite samples coming from 17 localities and 4 ore districts of the Western Carpathians were submitted to TEM investigation using the method of two-stage replica from fresh parting surfaces. The following basic data were obtained.

A step-like fracture surface related with indices of clevability characterizes monograins of antimonite. Crystalline grained texture has been found to occur in almost compact ores macroscopically. Individual grain sizes in such samples were determined. Parting surfaces and cleavage planes do occur in antimonite frequently and run along defined crystallographic planes. Such surfaces carry the highest amounts of inclusions.

Shapes of characteristic and frequently present inclusions have been scanned (pyrite, Pb-sulphosalts, berthierite and cinnabar). Their size, shape and sizes were determined.

Results of TEM investigations have been compared with data yielded by X-ray microanalysis and with results of chalcographic investigations. Results of electron microscopic investigations contributed data on pyrite, Pb-sulphosalts and berthierite inclusions. TEM results for cinnabar inclusions were compared with investigation results obtained from a synthetic standard cinnabar.

Natural etching surfaces may be compared with parting surfaces etched by nitric acid in laboratory conditions.

Results contributed to the knowledge on heterogeneity or homogeneity of antimonite and illumined its morphological properties. Special attention was paid to inclusions (shape, size, amount and distribution).

The obtained TEM data, after their comparison with results from other laboratory tests, contributed to the knowledge on generation and growth of antimonite crystals in complicated genetic conditions on single deposit types and occurrences. Results are useful for their compatibility with other mineralogical and geochemical investigations realized.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Gubač: Zásady aplikácie štatistických metód v petrografii, mineralógii a geochemii (Bratislava 26. 2. 1981)

Zmyslom aplikácie štatistiky pri štúdiu mineralizačných procesov je kvantitatívne vyjadrenie súboru hodnôt, ktoré charakterizujú dosiahnuté fyzikálne stavy prírodných procesov. Pri plnení tejto úlohy treba riešiť heterogénne rozdelenie. Pritom sa musia rozlišovať prípady so spojitým a nespojitým rozdelením. Normálne a lognormálne rozdelenia sú len na charakteristiku spojitého rozdelenia. Výsledky semikvantitatívnych analýz týmito rozdeleniami spracovať nemožno. Vyčlenené definované súbory sa musia testovať. V mineralogickej, petrografickej a v geochemickej praxi sa žiada, aby zhoda empirického a teoretického rozdelenia bola vyjadrená percentom. Pri vyjadrovaní rozdelenia treba dbať na to, aby súbor nemal prázdne triedy. Tento fakt do značnej miery obmedzuje maximálny počet tried a hodnôt súboru. Veľké súbory je niekedy nevyhnutné rozdeliť na podsúbory, pre ktoré potom možno vyjadriť spoločnú funkciu rozdelenia.

Samotné heterogénne rozdelenie analyzujeme tak, že ho rozvinieme do niekoľkých vyjadrení s rozličným počtom tried, a to ako v logaritmickej aj v nelogaritmickej stupnici. Chceme tak nájsť najvýraznejší symetrický interval. Jeho spracovaním vyčleníme odhadnutý súbor a po vypúšťaní a priberaní jednotlivých hodnôt s testovaním vznikne konečné zloženie tzv. vyčleneného súboru. Táto analýza musí predchádzať diskriminačnej a faktorovej analýze a všetkým analýzám závislosti, najmä korelácii a regresii.

Charakterizovaná aplikácia štatistiky je náročná a v plnej miere ju možno zabezpečiť len pomocou počítačov schopných spracovať celý systém programov aj s grafickými výstupmi.

I. Jedlička: Programovanie petrochemických prepočtov (Bratislava 26. 2. 1981)

Jestvujú a často sa prakticky využívajú programy na petrochemické prepočty podľa Niggliho, Zavarického, CIPW, ako aj naprogramovaná Streckeisenova klasifikácia a v súčasnosti sa dokončuje klasifikácia podľa

Rittmana. Všetky programy sa používajú na programovateľnom kalkulátore WANG 2200.

Pri programovaní bolo treba vyriešiť niekoľko problémov, ktoré vznikli ako dôsledok nejednotnosti zdrojov, ako aj chybami a nedoriešením všetkých možností v opise algoritmov. Problémy sú aj pri testovaní hotových programov, pretože je k dispozícii málo zarúčené dobre prepočítaných analýz, zachycujúcich všetky možnosti. Pri programovaní normy podľa Rittmana sú chyby aj v častom používaní nomogramov, z ktorých dva sú natoľko komplikované, že ich nemožno na WANGu realizovať, a preto program v tejto často očakáva pomoc človeka.

Pri praktickom používaní sa kládol dôraz na samostatnosť programov, ktoré po príprave vstupných údajov pracujú samostatne aj na počítači s malou operačnou pamäťou, a na zhustený, ale prehľadný výstup výsledkov.

I. Petrik — V. Vilinovič: Využitie petrochemických prepočtov pri štúdiu granitoidov (aplikácia a porovnanie) (Bratislava 26. 2. 1981)

A. Streckeisen — R. W. Le Maitre (1979) predložili katanormatívny klasifikačný diagram Q'-ANOR, ale v prípade granitoidov na spresnenie názvu odporúčili využiť Barthovu mezonormu. P. Mielke — H. G. F. Winkler (1979) vypracovali revidovanú mezonormu na petrologické štúdium granitoidov. Navrhujeme ju využiť aj pri klasifikácii granitoidov, pretože porovnávacím štúdiom sme zistili veľmi dobrú zhodu medzi modálnou klasifikáciou IUGS Subcommission (1973) a klasifikáciou podľa mezonormatívneho diagramu Q'-ANOR. Menší obsah mezonormatívneho biotitu v porovnaní s modálnym vysvetľujeme prítomnosťou vakancií a nezaplnených oktaedrických polôh v štruktúre biotitu granitoidov.

Prepočet a klasifikácia M. Stefanovej (1980) sú na štúdium granitoidov menej vhodné, pretože v základnej podobe ide o katanormu a klasifikácia je málo podrobná.

R₁R₂-diagram H. De la Rochea et al. (1979, 1980) umožňuje v prípade granitoidov klasifikáciu v podstate porovnateľnú s mezonormatívnou klasifikáciou, ako aj štúdiom trendov diferenciácie.

K typochemizmu arzenopyritu z niektorých ložísk na južných svahoch Nízkyh Tatier

JOZEF STANKOVIČ*, DUŠAN JANČULA**

* GŮDŠ, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

** Chemická fakulta SVŠT Bratislava, Jánska 1, 801 00 Bratislava

(1 tab. v texte)

Doručené 20. 6. 1980

Заметка к типохимизму арсенипиритов из некоторых месторождений южных склонов Низких Татьер

В связи с орудуением изучались также и арсенипириты из некоторых месторождений низкотатранского района (Медзиброд, Ясение, Млинна долина). Изучалась зависимость содержания арсена и золота. Золотоносную минерализацию сопровождают повышенные содержания мышьяка при одновременном понижении содержания серы и почти постоянным содержанием железа в арсенипиритах.

Contribution to the typochemistry of arsenopyrite from some deposits on the Nízke Tatry Mts. southern slope (Middle Slovakia)

Arsenopyrite occurring on several deposits and indices of mineralization along the southern slope of the Nízke Tatry Mts. has been investigated (Medzibrod, Jasenie and Mlynná dolina valley localities). Higher content of arsenic is related to gold-bearing varieties of arsenopyrite in which also a lower content of sulphur and constantaneous iron content is present.

Generally fine-grained arssenopyrite aggregate appears gold-bearing whereas coarse-grained arsenopyrite is for gold almost sterile.

Z podrobného výskumu arzenopyritu vychodí, že má odlišné chemické zloženie nielen na rozličných výskytoch, ale aj v rámci jedného mineralizačného procesu toho istého ložiska. Síra a arzén, ktoré sa v nerovnakom zastúpení zúčastňujú na stavbe arzenopyritu, podmieňujú jeho nestechiometrické zloženie. Rozmanité aplikácie na využitie chemického zloženia minerálu pri rekonštrukcii podmienok jeho tvorby sú už v súčasnosti dosť dobre rozpracované

a používajú sa často na ocenenie genetických parametrov.

Ginzburg — Iovčeva (1979) vznik nestechiometrického zloženia arzenopyritu, ale aj iných sulfidov pripisujú rozličnej fugitívnosti síry a arzénu v rozličných horizontoch ložiska. Predpokladajú, že vo vertikálnom reze ložiska v pripovrchových podmienkach vzniká arzenopyrit s deficitom síry a v hlbších zónach obsah síry narastá. Ďalšie práce poukazujú na fakt, že s arzenopyrito-

vou mineralizáciou vo veľkej miere koreluje aj obsah Au. Chalmogorov et al. (1977) uvádzajú, že ak je v ložisku zlato, pomer As/S sa v arzenopyrite zväčšuje v prospech arzénu, a predpokladajú, že tento vzťah je určený chemizmom rudo-tvorných roztokov. To sa dáva do súvislosti s tvorbou Au sulfoarzenidových komplexov, ktorých kryštalizácia podnecuje tvorbu inklúzií zlata (Nekrasov et al. 1978). Uvedení autori experimentálne zistili, že rozpustnosť zlata v arzenidných roztokoch je 3-krát vyššia ako v roztokoch bez As. Ďalší autori (Allman — Crocket 1974) stanovujú väčšie rozdiely v obsahu zlata nie ani tak medzi jednotlivými minerálmi ako medzi jednotlivými typmi ložísk. Tak sulfidy (pyrit, arzenopyrit a i.) zo zlato-nosných kremeňových žíl majú všeobecne vyšší obsah zlata ako z nezlato-nosných ložísk.

V uvádzaných chemických analýzach arzenopyritu z rozličných lokalít Rumunska (Radulescu — Dimitrescu 1966) možno vo veľkej miere pozorovať priamu závislosť medzi rastúcim obsahom As pri súčasnom poklese obsahu S a konštantným podielom Fe v súvislosti s prítomnosťou zlata.

Pri hľadaní príčin tohto javu, ktorý dovoľuje uvažovať o arzenopyrite ako o indikátore istých podmienok tvorby minerálov, sme skúmali arzenopyrit z niekoľkých ložísk nízkotatranskej oblasti. Pri výskume sme tieto poznatky aplikovali, a preto sme sa zamerali na:

1. sledovanie kvantitatívneho obsahu zlata v študovaných ložiskách (vzorky analyzovala metódou atómovej absorpcie Klinčeková z GÚDŠ),
2. zistenie obsahu hlavných stopových prvkov (semikvantitatívne spektrálne analýzy vyhotovil Cubínek z GÚDŠ),
3. stanovenie proporcionálneho pomeru As a S v arzenopyrite (chemizmus arzenopyritu sa sledoval na mikroana-

lyzátore JEOL JXA-5A).

Ložiská sme vybrali podľa výskytu arzenopyritu. Arzenopyrit predstavoval rozličné zrnitostné variety. Najväčšie jedince (do 1 cm) sú z ložiska Soviansko, menšie (strednozrnné) sa vyskytujú na ložisku Medzibrod a Mlynná dolina, veľmi drobné idiomorfne kryštálíky arzenopyritu (do 0,5 mm) sprevádzajú zrudnenie v ložisku Jasenie-Kyslá.

Podľa kvantitatívneho obsahu zlata sme bádané ložiská začlenili do troch typov (tab. 1):

1. s výrazným obsahom Au (nad 3 g/t),
2. s priemerným (bežným obsahom Au (do 3 g/t),
3. s minimálnym obsahom Au (pod 0,1 g/t).

Do prvého typu sme začlenili ložisko Jasenie-Kyslá, do druhého Medzibrod a Mlynná dolina a do tretieho Soviansko.

Zlato z ložiska *Jasenie-Kyslá* patrí medzi najstaršie známe minerály (Zipser 1817, Koutek 1931, Kantor 1965) a z doterajších výskumov vychodí, že koreluje s prítomnosťou arzenopyritu. Aj keď je vo forme inklúzií a drobných žílíek aj v pyrite, chalkopyrite, tetraedrite a v kremeň, tieto uvedené minerály sú v asociácii s arzenopyritom, pričom arzenopyrit v sukcesii patrí medzi najstaršie sulfidické minerály. Bežná je prítomnosť arzenopyritu na tejto lokalite aj v alterovaných horninách (odkryvy, zárezy ciest, staré banské práce).

Zrudnenie v *Mlynnnej doline*, kde sa vykonalo niekoľko kutacích prác, najpodrobnejšie opísal Turan (1961). Priťahuje mu mnohé znaky zodpovedajúce zisteným zrudneniam z iných miest južných svahov Nizkých Tatier a vyčleňuje dve mineralizačné periódy: staršiu, reprezentovanú sideritovo-medeným zrudnením, a mladšiu, kremeňovo-sulfidickú.

V rámci kremeňovo-sulfidickej perió-

dy vyčleňuje kremeňovo-pyritovo-arzenopyritovú subperiódu, ktorá je staršia a od mladšej sulfidickej mineralizácie čiastočne tektonicky oddelená. V paragenéze s kremeňovo-sulfidickou periódou vystupuje na tejto lokalite zlato.

Jasenianske ložisko (Soviánsko) je z genetického hľadiska hydrotermálne-žilného charakteru. Tvorí ho zložitý žilník, v ktorom sa rudné žily v smere a po úklone vzájomne spájajú. Paragenézou a sukcesiou zrudnenia v ložisku sa najobširnejšie zaoberal Pouba — Vejnar (1955), počas banskoprieskumných prác (Lisý — Sobolič 1959). Podľa uvedených autorov ložisko tvoria hydrotermálne žily kremeňovo-arzenopyritového, kremeňovo-spekularitového, kremeňovo-polymetalického typu.

Kremeňovo-arzenopyritové a polymetalické žily majú spoločnú geologickú pozíciu a arzenopyritové žily sú staršie ako polymetalické. Charakteristickým minerálom arzenopyritových žíl je arzenopyrit sprevádzaný starším kremeňom a mladším ankeritom. Vzhľa-

dom na to, že sa arzenopyrit v mladších polymetalických žilách neobjavuje, polymetalické žily sa vyčleňujú ako samostatný typ. Na ostatných obdobných výskytoch barytovo-polymetalického zrudnenia (Trangoška, Krupová, Stančiarka atď.) sa prítomnosť arzenopyritu nezistila.

Na ložisku *Medzibrod* je arzenopyrit viac-menej v samostatných kremeňových žilách popri Sb zrudnení. Mineralógiou, paragenézou a geochemiou zrudnenia sa zaoberal Hak (1959) a podľa jeho náhľadu sa arzenopyrit tvoril v prvých fázach minerogenetického procesu.

Zlatonosnosť zrnitostných variet arzenopyritu pri Sb zrudneniach v Malých Karpatoch uvádzajú Polák — Rak (1979) a poukazujú na vyšší obsah Au v jemnozrnnom arzenopyrite v porovnaní s hrubozrnným arzenopyritom.

Cieľom našej práce nie je presne stochiometricky stanoviť vzorce študovaného arzenopyritu, ale na základe analýz vykonaných na mikroanalyzáto-

Členenie skúmaných ložísk podľa obsahu zlata a pomerov As/S a As + S/Fe
Distribution of investigated deposits into groups according to the gold content, As/S
and As + S/Fe ratio in arsenopyrite

Tab. 1

Ložisko	Vzorka	As/S	As + S/Fe	Obsah Au zistený analyticky v g/t	Prevzaté z práce	Typ ložiska
Jasenie-Kyslá	1	3,06	0,85	1,8—5,0	Koutek (1931)	I
	2	3,10	0,86	do 6,0	Kantor (1965)	
	3	3,12	0,85	6,5	Klinčeková	
Medzibrod	1	2,87	0,89	1,5—2,3	Munda (1943)	II
	2	2,85	0,90	stopy — 1,9	Čiliík (1958)	
	3	2,82	0,89	2,9	Klinčeková	
Mlynná dolina	1	2,67	0,87	2,8—3,2 1,3	Andrusov et al. (1951)	II
	2	2,69	0,88		Klinčeková	
	3	2,68	0,88			
Soviánsko	1	2,52	0,83	stopy	Andrusov et al. (1951)	III
	2	2,58	0,84	0,6	Kantor (1951)	
	3	2,57	0,82	stopy — 0,2 stopy	Lisý et al. (1959) Klinčeková	

re určit relatívne rozdiely v obsahu sledovaných prvkov (As, Fe, S) a pomer As/S vzhľadom na Fe, ktorého obsah sa ukazoval ako pomerne stály. Dokázalo sa, že sa pomer As/S v sledovaných vzorkách menil podľa lokalít, ale aj v rámci tej istej lokality.

Oveľa väčšie rozdiely sme zistili pri vzorkách pochádzajúcich z rozličných lokalít. Pri nich boli rozdiely až v rozpätí 20 %, kým pri arsenopyrite z tejže lokality nepresahovali 10 %, čo možno zahrnúť aj do hodnôt chýb merania.

Arzenopyrit je chudobný na Co. Lokálne zvýšená prítomnosť Bi, W, Cu, Sb, Au sa viaže na drobné inklúzie bizmutínu, scheelitu, chalkopyritu, tetraedritu a zlata v arzenopyrite, ktoré sa zistili aj chalkografickým štúdiom.

Aj keď nemožno celú problematiku pokladať za jednoznačne vyriešenú, pretože sme nesledovali úlohu ostatných prvkov (súvislosť s izotopickým zložením, termometriu atď.), záverom možno konštatovať, že naše bádanie chemizmu arzenopyritu potvrdilo náhľady autorov, ktorí prítomnosť zlata v ložiskách s arzenopyritovou mineralizáciou dávajú do súvislosti so zvyšujúcim sa podielom arzenu v tomto mineráli. Podľa doterajšieho štúdia možno dávať do priamych korelačných vzťahov aj množstvo voľne viditeľného zlata a obsah zlata stanovený analyticky s veľkosťou zŕn arzenopyritu a konštatovať, že jeho drobnozrnnejší vývoj má tendenciu byť zlatonosný.

Recenzoval S. Polák

LITERATÚRA

- Allmann, R. — Crockett, J. H. 1974: Gold. Handbook of Geochemistry. Berlin — Heidelberg. Springer — Verlag. 43 p.
- Ginzburg, A. I. — Iovčeva, E. I. 1979: Mineralogičeskije issledovanija kak važnyj faktor povyšeniya effektivnosti geologorazvedočnyh rabot. *Mineral žurnal* (Kiev), 1, No. 1, s. 24—35.
- Hak, J. 1959: Mineralogický výskum anti-monových ložísek Nízkyh Tater. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 134 s.
- Cholmogorov, A. I. — Jakovlev, J. V. — Zdanov, J. J. 1977: Tipochimizm arsenopiritov Vostočnoj Jakutii. *Mineraly endogennyh obrazovaniy Jakutii. Jakutsk, AN SSR*. 77 s.
- Kantor, J. 1965: Tungsten in the West-Carpathian Metallogenic Province. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 36, pp. 119—218.
- Koutek, J. 1931: Posudek o geologicko-montanistických poměrech jižního úbočí pohoří Prašivé na jih od Magurky a v okolí Lúžné v Nízkyh Tatrách. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 13 s.
- Lisý, E. — Sobolík, P. 1959: Závěrečná správa s výpočtom zásob Jasenie — Pb so stavom k 1. I. 1959. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 261 s.
- Nekrasov, I. J. — Gamjanin, G. N. 1978: O sootnošenii zolotnoj i kobałtovoj mineralizácii v mestoroždenijach arsenidnoj formacii. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 243, No. 3, s. 752—755.
- Polák, S. — Rak, D. 1979: Zlato v anti-monitovom ložisku v Pezinku. *Mineralia slov.*, 11, s. 553—554.
- Pouba, Z. — Vejnar, Z. 1955: Polymetalické rudní žily u Jasenia v Nízkyh Tatrách. *Ústř. úst. geol.*, 22, s. 485—530.
- Radolescu, D. — Dimitrescu, R. 1966: Mineralogia topografica a Romaniei. 1. ed. Bucuresti, Edit. Acad. Rep. Soc. Romania. 376 p.
- Turan, J. 1961: O zrudnení na Trangoške a o niektorých výskytoch v údolí Bystrej a Mlynnej na južnom svahu Nízkyh Tater. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 23, s. 85—114.
- Zipser, Ch. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. *Oedenburg*. 439 S.

Contribution to the typochemistry of arsenopyrite from some deposits on the Nízke Tatry Mts. southern slope (Middle Slovakia)

JOZEF STANKOVIČ — DUŠAN JANČULA

Chemical composition of arsenopyrite occurring on localities along the Nízke Tatry Mts.

southern slope (Medzibrod, Jasenie-Soviansko, Jasenie-Kyslá and Mlyná dolina valley) has

been investigated. Together with the determination of chemical composition, the grain size of arsenopyrite and the gold content on these deposits have been studied.

The paper presents accurate stoichiometric formulae of arsenopyrites investigated, however, the main attention was paid during analyses realized using a Jeol X-5a micro-analyzer to the determination of relative differences in contents of elements investigated (As, S, Fe) and to the relation between the As/S coefficient and iron content (Tab. 1).

More pronounced changes attaining up to 20 % of the As/S coefficient value were found to occur in arsenopyrite sampled on different localities. Such differences should be not explained by errors of measurement. Available observations point to independence between increasing content of arsenic, decreasing sulphur content and the almost invariable proportion of iron depending on the occurrence of gold in the filling of deposits.

All arsenopyrite samples contain but low

amounts of cobalt. Locally found higher amounts of Bi, W, Cu, Sb and Au are caused by tiny inclusions of bismutite, scheelite, chalcopyrite, tetradrite and native gold in arsenopyrite grains. These inclusions were confirmed by chalcographic investigation as well.

Despite to unsolved questions remaining for further investigation (the influence of further elements, relations to the isotopic composition, to thermic conditions, etc.), the importance of the arsenic content for the presence of gold was confirmed in concordance with previous literature data (Kholmogorov 1977). Available results prove the relation between free visible gold content found by analytical methods in arsenopyrite and the grain size of arsenopyrite (Polák — Rak 1979). Finegrained aggregate of arsenopyrite contains higher amounts of gold in comparison with coarse-grained varieties proved to be almost sterile for gold mineralization.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

D. Polakovič: Zásady budovania geochemickej databanky (Bratislava 27. 2. 1981)

V ostatnom čase sa aj v geológii proklamuje potreba budovať databanky. Pritom sa v databankách vidí samospasiteľný prostriedok, ktorý umožní univerzálne a široké využitie údajov získaných akoukoľvek formou, metódou alebo prostriedkom.

Ale skutočnosť je iná. Jednoduchým zhromaždením dát sa nedá získať nič, resp. veľmi málo. Datová základňa musí byť organickou súčasťou informačného systému. Každý informačný systém musí mať isté základné prvky, a to: stanovený cieľ, prostriedky na dosiahnutie cieľa (spracovanie dát, resp. databanky), spôsob využitia prostriedkov, možné výsledky rozličných spôsobov spracovania, kritériá na odhad efektívnosti spracovania.

Databanka má aj kritériá a medzi ne patrí: uloženie údajov len raz, selektívny prístup k údajom, organizácia dát, výber informácií podľa zvolených kritérií, hodnovernosť údajov.

Postup pri budovaní databanky:

- a) výber vhodného programového systému a vhodného technického prostriedku
- b) prvotný výber údajov
- c) určenie spôsobu prípravy a spracovania vstupných údajov
- d) voľba systému poskytovania požadovaných údajov

Už pri voľbe databanky je veľmi dôležitá otázka požiadaviek na výstup. Platí zásada, že informácia je na takej úrovni, na akej úrovni je formulovaná požiadavka na informáciu.

V geológii k uvedeným všeobecným zásadam pristupuje pri budovaní databanky ešte požiadavka presnej identifikácie v istom území. Najspoľahlivejším identifikačným znakom sú súradnice. Prijala sa zásada, že sa pre geologické databanky použijú mapové podklady JSTK M=1:50 000 s príslušným súradnicovým systémom. Je to z hľadiska prepojenia účelových databáň nevyhnutné, veď práve databanky majú umožniť interpretovať získané poznatky z geológie, geofyziky,

geochémie, petrografie atď. na istom priestore. Táto požiadavka je nevyhnutná aj pri budovaní geochemickej databanky. Geochemické údaje majú praktické využitie, ak sa spájajú s inými údajmi, napr. s petrografickými. Je to druhá zásada pri budovaní geochemickej databanky. Množstvo údajov získaných nezávisle od petrografie má iba obmedzenú využiteľnosť.

Pri výbere údajov sa musí rešpektovať zásada ukladať len potrebné údaje a tie sa musia vybrať podľa zvolených cieľov. Ak sa buduje databanka na prospekčnú geochémiu, dôležité sú anomálie vo zvolených prvkoch. Laboratórne výsledky sa musia porovnávať s istou hodnotou, tzv. etalónom platným pre skúmaný región. Preto súčasťou geochemického výskumu istej oblasti by malo byť aj stanovenie etalónov z tejto oblasti. Možno povedať, že obsah databanky, ako aj systém musia byť známe už pri vypracúvaní projektu výskumnej úlohy. Vlastné riešenie úlohy musí zabezpečiť údaje na naplnenie databanky potrebnými údajmi. Tak sa stane databanka užitočná už pri vlastnom riešení úlohy v istom priestore, ako aj v následnom riešení väčšieho rozsahu.

Zo starších údajov má význam ukladať len také, ktoré zodpovedajú súčasným stanoveným kritériám. Databanky sa musia budovať účelovo. Geochemická databanka môže mať niekoľko samostatných čiastkových účelových databáňk spracovaných systémami zabezpečujúcimi ich prepojitelnosť. V štádiu výberu údajov, teda na začiatku budovania databanky, je najvýhodnejšie spracovať údaje z vymedzeného malého územia, napr. z jedného mapového listu JSTK M = 1 : 50 000. Vyskúšať treba operácie, ktoré zvolený systém umožňuje. Treba zhodnotiť postup a výsledky a navrhnúť definitívnu formu databanky. Na overenie vlastností navrhovaných údajov v geochemii a v petrochemii by sa mal vybrať jeden list JSTK, napr. 36-33 Banská Štiavnica.

Čiastkové geochemické databanky by sa budovali v organizáciách. V Geofonde by bola centrálna databanka, ktorá by zachytávala už len anomálie, teda výstupy z čiastkových databáňk. Z týchto výsledkov by sa mali urobiť mapy geochemických anomálií, ktoré by sa dali veľmi dobre využiť pri ďalšom výskume a prieskume. Teoreticky aj prakticky je dokázané, že najväčšiu informačnú hodnotu majú graficky spracované informácie. Vyžadujú málo nosných médií a obsahujú veľkú škálu údajov aj s ich závislosťami. To by malo byť istým vodidlom aj pri spracúvaní geochemických informácií.

Čo sa týka použitia vlastného systému na riadenie geochemickej bázy dát, javí sa v súčasnosti ako najvýhodnejší IDMS. Je to systém zakúpený od IBM a na Slovensku jeho využitie zabezpečuje Datasystem, n. p., Bratislava. Dá sa použiť pri počítačoch s operačnou pamäťou min. 512 Kb, to znamená EC 1033 a vyššie, resp. IBM, SIEMENS a pod. Jeho cena je 164 tis. Kčs. Vzhľadom na rozdielnosť technického vybavenia jednotlivých organizácií a nevyjasnenosť počítačového vybavenia rezortného výpočtového strediska SGÚ, nemožno tento systém odporučiť jednoznačne. Bude asi treba hľadať systémy s menšími požiadavkami na operačnú pamäť.

V súčasnosti možno problém geochemickej databanky riešiť takto:

- a) budovať v organizáciách účelové databanky
- b) budovať centrálnu databanku, a to:

alebo

- b1) na PFUK, vo výpočtovom stredu VŠ,
- b2) v Laboratóriu nerastných surovín BF SVŠT v Košiciach, vo výpočtovom stredisku VŠT,

Riešiteľ úlohy by bol aj koordinátorom prác na území SSR. Výber základných údajov by mala schváliť Komisia pre vyhľadávanie a využívanie surovínovej základne SSR, v ktorej sú zastúpené všetky geologické inštitúcie.

Rozlišovať, či nerozlišovať kategórie prognózných zásob

MIROSLAV SLAVKAY

Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves

Doručené 4. 11. 1980

Различать, или неразличать категории прогнозных запасов

В связи со существующими нормами для классификации запасов твёрдых полезных ископаемых прогнозные запасы характеризуются как запасы неразведанные, или предполагаемые на основании геологических, геофизических и других научных познаний. Долголетняя практика показывает, что значение прогнозных запасов растёт с количеством информации и разведанности территории. В связи со стремлением продолжить классификацию запасов в категориях А—С₂ и выразить значение прогнозных запасов, в статье вычленим четыре категории обозначенные как Д₁—Д₄. Эти категории будут подсчитаны без определения их балансовости и послужат для долгосрочных планов геологических исследований и разведки.

Differentiate or not: categories of prognostic reserves

According to the valid principle for classification, prognostic reserves of solid raw materials are those which have been not proved but are probable on grounds of geological, geophysical and other special experience or knowledge. Long-time experience shows that reliability of such reserves increases with the amount of information and with the perfection of geological knowledge of areas where such reserves are expected. With the aim to introduce the practice used currently for categorization of industrial reserves (A to C₂) and to pronounce the reliability achieved in the case of different prognostic appreciations, the paper proposes categorization of prognostic reserves (D₁—D₄). Such categorization, without distinction according to balance and exploitability, will allow to assume prognostic reserves for long-distance planning of geological investigation and prospection.

Pri zostavovaní strednodobých a dlhodobých koncepcií rozvoja geologického výskumu a prieskumu, pri zostavovaní dlhodobých prognóz a pod. sa naráža na otázku nedostatočného prognózneho zhodnotenia a ocenenia nášho územia z hľadiska druhov surovín. Na splnenie

týchto náročných cieľov nevyhnutných na usmerňovanie vývoja nášho národného hospodárstva treba stanoviť zásady a metodiku stanovovania prognózných zásob.

Geologické zásoby sa v ČSSR členia na overené a prognózne. Podľa platných

zásad na klasifikáciu zásob ložísk pevných nerastných surovín sa geologické zásoby prognózne charakterizujú ako neoverené, ale na základe geofyzikálnych a iných vedeckých poznatkov a podkladov predpokladané zásoby. Ďalej sa tieto zásoby nerozlišujú.

Vo viac ako štvrtstoročnej činnosti geologického prieskumu je známych niekoľko prípadov, keď ani po vykonaní kopných, vrtných či banských prác nebolo možno vypočítať overené zásoby kategórie C_2 , ale prognózne zásoby. Spôsobila to napr. neprepojitelnosť zrudnených polôh, zistenie nižšej kvality, ako predpisujú všeobecné kondie, veľká vzdialenosť technických prác od seba a pod.

Takto vypočítané prognózne zásoby majú oveľa vyššiu hodnovernosť ako prognózne zásoby predpokladané napr. na základe geologických, geochemických a geofyzikálnych výsledkov. Okrem toho inú platnosť majú prognózne zásoby predpokladané v známom dobývanom ložisku v smernom a hĺbkovom pokračovaní, ako tie, ktoré sa analogicky predpokladajú v geologicky vhodných podmienkach, kde ešte ložisko nie je.

Uvedené okolnosti nastoľujú otázku, či treba prognózne geologické zásoby rozčleňovať alebo nie. Príklady z dlhodošej činnosti pobádajú rozčleniť ich do istých kategórií podľa preskúmanosti a hĺbky poznatkov o príslušnom území.

Treba podčiarknuť, že problematika sa zužuje na stanovovanie prognózných zásob rudných surovín. Pravda, možno ju aplikovať aj na ostatné skupiny surovín. Klasifikáciu prognózných zásob v ostatnom čase spracoval N. A. Bychov (1979). Vyčlenil tri skupiny prognózných zásob označené I, II a III a v každej skupine dve kategórie zásob D a E (v I. skupine — kategórie D_1 , E_1 ; v II. D_2 , E_2 ; v III. D_3 , E_3). Do kategórie D zaraďuje zásoby známych ložísk

rudných telies zistených ojedinelými vrtnými či banskými prácami, do kategórie E zásoby perspektívnych štruktúr vyčlenené na základe geologických príznakov, ale doteraz nezistené vrtnými ani banskými prácami. Táto klasifikácia je vhodná pre veľké územia, ako je napr. ZSSR a pod. Pre malé územia, preskúmané už v mierke 1 : 200 000 a väčšej, ako sú napr. Západné Karpaty, sa javí ako nadmieru členená.

V úsilí čo najviac sa priblížiť klasifikácii overených zásob v kategórii A — C_2 , vydaných v Zásadách pre klasifikáciu zásob ložísk pevných nerastných surovín KKZ (1968) a plynule na ne nadviazať odporúčame kategórie prognózných zásob pomenovať veľkými písmenami s číselnými indexmi D_1 — D_4 (Ilavský — Slavkay, 1980). Ich rozčlenenie a charakteristika sú takéto:

Prognózne zásoby kategórie D_1 sú prognózne zásoby známych ťažených alebo čiastočne preskúmaných ložísk v priestore ich predpokladaného smerného alebo hĺbkového pokračovania. Ich výpočet sa môže opierať o parametre blízke kondíciám ťaženého či preskúmaného ložiska alebo všeobecným kondíciám. Tie sa upravujú na základe predpokladaného vývoja ekonomických a technických ukazovateľov (vývoja cien, potreby suroviny, limitných nákladov, spôsobu ťažby a úpravy atď.) na najbližších 20 rokov, príp. na obdobie, keď sa predpokladá vyčerpanie overených zásob ložiska (v kategórii A — C_2).

Takto vypočítané zásoby budú slúžiť na ďalšiu orientáciu geologickoprieskumných prác vyhľadávania a vyhľadávacieho prieskumu a na strednodobé plánovanie ďalšieho rozvoja ťažby a výstavby na ložisku. Ich existenciu potvrdzujú ojedinelé technické práce, ktoré ešte nedovoľujú vypočítať zásoby kategórie C_2 .

Kategória D_2 — sú prognózne zásoby zistiteľné v oblastiach so známymi ložis-

kami a na územiach geologických štruktúr, ktoré boli vytypované syntézou prognózných kritérií s pozitívnymi výsledkami overovacích technických prác (kopné, vrtné, príp. banské práce) a ktoré ešte nedovoľujú vypočítať zásoby kategórie C_2 .

Výpočet zásob kategórie D_2 by sa mal opierať o všeobecné kondície, upravené na základe predpokladu vývoja ekonomických a technických ukazovateľov v období ich predpokladanej ťažby. Tieto zásoby budú slúžiť na strednodobé a dlhodobé plánovanie vyhľadávania, vyhľadávacieho prieskumu a plánovanie rozvoja ťažby nerastných surovín.

Kategória D_3 predstavuje prognózne zásoby rúd, nových druhov rúd alebo nových genetických typov v známych rudných oblastiach, ako aj prognózne zásoby na územiach geologických štruktúr s vhodnými prognóznymi kritériami založenými na výsledkoch leteckých a pozemných geologických, geofyzikálnych, geochemických a ďalších metód geologicko-ťažiskových disciplín.

V tejto kategórii by sa pri určovaní množstva prognózných zásob malo vychádzať z veľkosti zistenej štruktúry prísúdennej kvality. Hodnota kvality by sa rovnala najnižšiemu priemernému obsahu ložiska podobného typu vo svete, ktoré sa v čase prognózovania priemyselne využíva alebo bol ukončený jeho geologický prieskum s vykázanými bilančnými zásobami kategórie C_2 . Táto kvalita sa ešte môže znížiť na základe predpokladu vývoja ekonomických a technických ukazovateľov v období ich predpokladaného využívania.

Zásoby kategórie D_3 majú slúžiť na vypracovanie dlhodobých koncepcií aplikovaného výskumu a geologického prieskumu, na zostavenie dlhodobých prognóz rezortu geológie, na úvahy o dlhodobých zámeroch priemyselného

rozvoja jednotlivých oblastí a pod.

Kategória D_4 má slúžiť na zaradenie prognózných zásob známych druhov rúd, nových druhov rúd alebo nových genetických typov predovšetkým v nových oblastiach, v ktorých sa ešte uvedené rudy neťažia a nie sú doteraz dostatočne geologicky preskúmané. Je to na územiach geologických štruktúr s vhodnými prognóznymi kritériami založenými na výsledkoch geologicko-štruktúrneho štúdia územia za použitia geologického mapovania v kombinácii s výsledkami štúdia družicových a leteckých snímok a metód leteckej geofyziky.

Prognózne zásoby sa budú kvalifikovane odhadovať. Podľa analógie so svetovými ložiskami a veľkosti vhodnej geologickej štruktúry sa vyjadrí očakávané množstvo a kvalita zásob, ktoré by mohla štruktúra obsahovať. Odhadnuté zásoby budú podkladom na plánovanie základného výskumu územia, aplikovaného geologického výskumu, príp. až podetapy vyhľadávania. Ďalej budú slúžiť na dlhodobé koncepcie rozvoja geologického výskumu a prieskumu.

Vo všetkých kategóriách sa budú prognózne zásoby vykazovať bez udávania bilančnosti a viazanosti. Zásoby sa budú uvádzať v rude v miliónoch ton (10^6 t) a v kilotonách (10^3 t) a zásoby kovu v kilotonách a tonách.

Centrálne vykazovanie a evidovanie prognózných zásob v jednotlivých kategóriách zabezpečí rezortu systematické, pravidelné a kompletne informácie. Stanú sa základňou na rozhodovanie o geologických výskumoch a prieskumoch jednotlivých území a podkladom pre strednodobé až dlhodobé koncepcie rozvoja geológie a ťažby nerastných surovín.

Recenzoval I. Kravjanský

LITERATÚRA

Bychov, N. A. 1979: Klasifikacija prognosnyh zapasov tvjordych poleznyh iskopajemyh. *Rozvedka i ochrana Nedra. (Moskva)*, 2, s. 14—17.

Ilavský, J. — Slavkay, M. 1980: Súčasná metalogenetická terminológia. *Mineralia slov.*, 12, s. 131—148.
Zásady pro klasifikaci zásob ložisek pevných nerostných surovin. 1968. Praha. 11 s.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Jedlička: **Používanie základných štatistických charakteristík v geochemii** (Bratislava 26. 2. 1981)

V matematickej štatistike má základnú úlohu pojem náhodnej premennej, ktorý možno zjednodušene opísať ako funkciu, ktorej hodnoty závisia od náhody. Podľa toho, či je definovaná na množine prirodzených alebo reálnych čísel, možno hovoriť o diskretnej alebo spojitý náhodnej premennej. Ak sú známe pravdepodobnosti, s ktorými nadobúda náhodná premenná svoje hodnoty, hovoríme, že poznáme zákon jej rozdelenia. Okrem zákona rozdelenia sú dôležité charakteristiky náhodnej premennej, a to stredná hodnota a rozptyl.

Na odhad základných charakteristík sa používa náhodný výber prvkov skúmanej náhodnej premennej. O zákone rozdelenia možno získať určitý obraz roztriedením výberu a jeho grafickým znázornením pomocou histogramu. Na odhad strednej hodnoty sa používa aritmetický priemer. Podľa centrálnej limitnej teóremy sa dá dokázať, že ak existuje stredná hodnota a rozptyl pôvodnej náhodnej premennej, potom sa rozdelenie náhodnej premennej (aritmetický priemer) s rastúcou veľkosťou výberu symptoticky blíži k tzv. normálnemu rozdeleniu s rovnakou strednou hodnotou a rozptylom n -krát menším (n je veľkosť výberu). Keďže rozptyl s rastúcim n klesá, pravdepodobnosť, že aritmetický priemer je dobrým odhadom strednej hodnoty pôvodnej náhodnej premennej, sa blíži k 1. Na normálnom rozdelení sa dá ukázať, že aritmetický priemer je najlepším odhadom strednej hodnoty a zásluhou centrálnej limitnej teóremy toto tvrdenie platí pre ľubovoľnú náhodnú premennú, ak je výber dost veľký.

Na charakteristiku vzťahu dvoch náhodných premenných sa používa korelačný koeficient. Dá sa ukázať, že ak výbery z dvoch náhodných premenných chápeme ako dva vektory v n -rozmernom vektorovom priestore,

potom korelačný koeficient je kosínus ich uhla. Táto charakteristika má teda zmysel, aj keď o rozdelení náhodných premenných nevieme nič. Až pri testovaní jeho významnosti je nevyhnutný predpoklad o ich normálnom rozdelení.

RECENZIA

N. Duka Zólyomi: **Balneologická bibliografia Slovenska 1850—1920**. Piešťany, Balneologické múzeum 1980, 75 s.

Staršie poznatky o našich prírodných bohatstvách, zverejňované v minulosti v rozličných publikáciách, priťahujú nielen príslušných odborníkov, ale aj široký okruh záujemcov z iných vedných odborov. Neraz išlo o prekvapujúce objavy najmä v prírodných vedách. Na tie upozorňuje v širokom rozsahu recenzovaná Balneografická bibliografia Slovenska. Ide o súpis balneologických článkov, odborných štúdií, samostatných publikácií a brožúr o dôležitých lokalitách výskytu minerálnej vody a kúpeľných mestách Slovenska. Bibliografia je zostavená podľa osobitných pravidiel. Zahrňa publikácie nielen podľa autorov, lež aj podľa lokalít, ako aj publikácie nezaoberajúce sa konkrétnou lokalitou, ale priamo súvisiacou s problematikou kúpeľov a minerálnych prameňov na Slovensku. Je to široké spektrum problematiky — medicínskej, medicínkohistorickej, prírodovednej, najmä chemickej, včítane analýz vôd, ďalej spôsoby a podmienky liečenia v kúpeľných miestach. Bibliografia sčasti pomôže aj pracovníkom zaoberajúcim sa najmä prieskumom a výskumom minerálnych vôd.

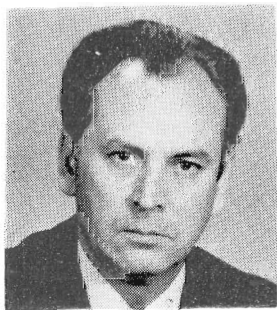
Bibliografiu dopĺňa zoznam lokalít a jej hodnotu zvyšujú mnohé fotografie obrázkovej prílohy z významných kúpeľov na Slovensku v 19. storočí.

Recenzovaná bibliografia je pokračovaním balneologickej bibliografie, ktorú vypracovala prom. fil. M. Hrochová a uverejnila v zborníku I. balneohistorickej konferencie z r. 1979.

Paveľ Tkáčik

Naši jubilanti

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., jubiluje



23. februára 1981 oslávil svoje päťdesiate narodeniny RNDr. Ing. Ján Burian, CSc. Narodil sa na Vrútkach v robotníckej rodine. Po maturite na Gymnázium v Martine odišiel do ZSSR, kde roku 1955 úspešne ukončil vysokoškolské štúdiá na Vysokej škole banskej V. V. Vachruševa vo Sverdlovsku.

ako banský inžinier začal pracovať v národnom podniku Geologický prieskum (vtedy Západoslovenský rudný prieskum) v Turčianskych Tepliciach vo funkcii hlavného inžiniera podniku. Po dvojročnej činnosti si ho vyžiadal úrad Predsedníctva Zboru povereníkov, kde zotrval do roku 1959. Potom sa stal námestníkom riaditeľa Geologického ústavu D. Stúra v Bratislave, odkiaľ ho v rokoch 1964—1966 vyslali ako geológa a experta na Kubu. Po dvanástich rokoch práce sa roku 1969 vrátil do Geologického prieskumu a tam plodne pracuje ako vedúci špeciálnej geologickej skupiny pre oblasť stredoslovenských vulkanitov a vedie geologický úsek Banská Štiavnica dodnes.

Napriek povinnostiam vyplývajúcim z vedúcich a riadiacich funkcií úspešne riešil odborné výskumné a prieskumné úlohy zamerané najmä na vyhľadávanie a prieskum rudných ložísk. Medzi najväčšie úspechy jeho kolektívu patrí preskúmanie medeno-porfýrových a skarnových rúd ložiska Zlatno, ktoré sú prve svojho druhu v Západných Karpatoch. V súčasnosti robí vyhľadávacie geologický prieskum ložísk podobného typu v oblasti Rudno — Brehy — Pukanec.

Geologický prieskum nerastných surovín je životnou cestou jubilanta. Bohaté praktické skúsenosti a odborné poznatky ustavične odovzdáva mladším pracovníkom, a tak im pomáha prenikať do problémov geologického prieskumu. Jeho veľký prínos je vo výchove nových odborných kádrov a v tom, že dosiahnuté odborné výsledky a skúsenosti odovzdáva geologickej verejnosti formou početných prednášok a publikácií.

Vysoká pracovná morálka a zodpovednosť je nerozlučne spätá s jeho osobnosťou. V práci využíva vysokú úroveň politického vzdelania a zabezpečuje rozpracované uznesenia zjazdov KSČ v organizačnej jednotke, ktorú vedie. V rámci politickej činnosti pracoval v rozličných funkciách na úrovni základných organizácií, okresného výboru KSS a v súčasnosti ako aktivista OV KSS.

RNDr. Ing. J. Burian, CSc., vykonal pre slovenskú geológiu veľký kus práce, za to jemu a celému kolektívu, s ktorým pracoval, patrí vďaka. K významnému životnému jubileu mu čo najsrdečnejšie blahozeláme a do ďalšieho života želáme veľa zdravia, pracovných a osobných úspechov.

M. Slavkay

Päťdesiatiny RNDr. Ondreja Franka, CSc.



RNDr. Ondrej Franko, CSc., samostatný vedecký pracovník Geologického ústavu D. Stúra v Bratislave, svojou prácou a jej vedeckými aj národohospodárskymi výsledkami patrí medzi spolupracovníkov mo-

dernej slovenskej hydrogeológie.

Narodil sa 24. mája 1931 v Párnici v okrese Dolný Kubín. Ľudovú školu vychodil v rodisku, sedem tried Gymnázia v Dolnom Ku-

bíne a roku 1951 maturoval na Pedagogickom gymnáziu v Žiline. Rok učil na strednej škole v Nesluši a roku 1952 odišiel študovať na Geologicko-geografickú fakultu UK v Bratislave. V rokoch 1953 až 1956 bol študentom hydrogeológie u prof. O. Hynieho na Katedre hydrogeológie a inžinierskej geológie Geologicko-geografickej fakulty KU v Prahe.

Po vysokoškolských štúdiách pracoval jubilant od roku 1956 v Ústave stavebnej geológie v Žiline v odbore hydrogeológie. Venoval sa prieskumu pitnej vody, ale svoj záujem zameriaval aj na minerálne a termálne vody, ktoré sa neskôr stali náplňou jeho odborného a vedeckého záujmu. Roku 1958 prešiel do Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, kde sa venoval výskumu minerálnych a termálnych vôd a neskôr hlavne horúcim vodám ako zdroju tepelnej energie. Výsledky jeho vedeckých prác obohatili a obohacujú slovenskú vedu o nové dôležité poznatky v odbore hydrogeológie a využitia geotermálnych zdrojov. V tomto smere majú aj veľký národohospodársky význam a slúžia priamo na riešenie praktických úloh. Venuje sa hlavne trom okruhom problémov: ochrana minerálnych a termálnych vôd (v rokoch 1958—1968), základný regionálny výskum minerálnych vôd Západných Karpát (v rokoch 1970—1980) a základný výskum geotermálnych zdrojov (v rokoch 1970—1981).

V rámci prvého okruhu vypracoval viac návrhov na dočasné ochranné pásma minerálnych liečivých a stolových vôd v SSR, skúmal pôvod, rozšírenie a výstupové cesty

CO₂ a minerálnych vôd v modrokamenskom uhoľnom ložisku vo vzťahu k odplyneniu CO₂ pri ťažbe uhlia a vzťah bojnických liečivých termálnych vôd k ťažbe uhlia v nováckom ložisku. V druhom okruhu problémov sa venoval otázkam tvorby a klasifikácie minerálnych vôd Západných Karpát a v rámci tretieho okruhu je významné najmä jeho hodnotenie územia z hľadiska perspektívnosti zásob a využitia geotermálnej energie.

Jubilant je členom výborov rozličných vedeckých spoločností doma i v zahraničí, napr. Ústredného výboru SGS, JSTH, AIH, kde je členom Komisie pre minerálne a termálne vody ako zástupca ČSSR, je poradcom čs. zmocnenca pre problémy geotermálnej energie krajín RVHP atď. Ako expert konzultant bol v rokoch 1969—1970 v El Salvadore ako hydrogeológ na geotermálnom ložisku Ahuachopan. V rokoch 1962 až 1965 externe prednášal na Katedre inžinierskej geológie a hydrogeológie PFUK v Bratislave minerálne vody.

Rozsiahla je aj publikačná činnosť jubilanta. Sám a ako spoluautor publikoval 84 prác a je spoluautorom diela O. Franko — S. Gazda — M. Michalíček: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát z roku 1975.

RNDr. O. Franko, CSc., dostal za doterajšiu prácu rad vyznamenaní a čestných uznaní.

Do ďalších rokov života mu želáme veľa tvorivých síl.

Anton Porubský

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 13, číslo 4, august 1981.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Gregula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 19. 8. 1981. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—, Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.

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

K typochemizmu arzenopyritu z niektorých ložísk na južných svahoch Nízkyh Tatier

Contribution to the typochemistry of arsenopyrite from some deposits on the Nízke Tatry Mts. southern slope (Middle 373 Slovakia)

DISKUSIA

DISCUSSION

Miroslav Slavkay

Rozlišovať, či nerozlišovať kategórie prognóznych zásob

Differentiate or not: categories of prognostic reserves 379

KRONIKA

CHRONICLE

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., jubiluje

383 Jubilee of RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.

Päťdesiatiny RNDr. Ondreja Franka, CSc.

Fifty years of RNDr. Ondrej Franko, CSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Seminár o metódach matematickej štatistiky v geochemii s. 324, 335, 336, 350, 362, 372, 377, 382

Seminary devoted to methods of mathematical statistics in geochemistry p. 324, 335, 336, 350, 362, 372, 377, 382

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

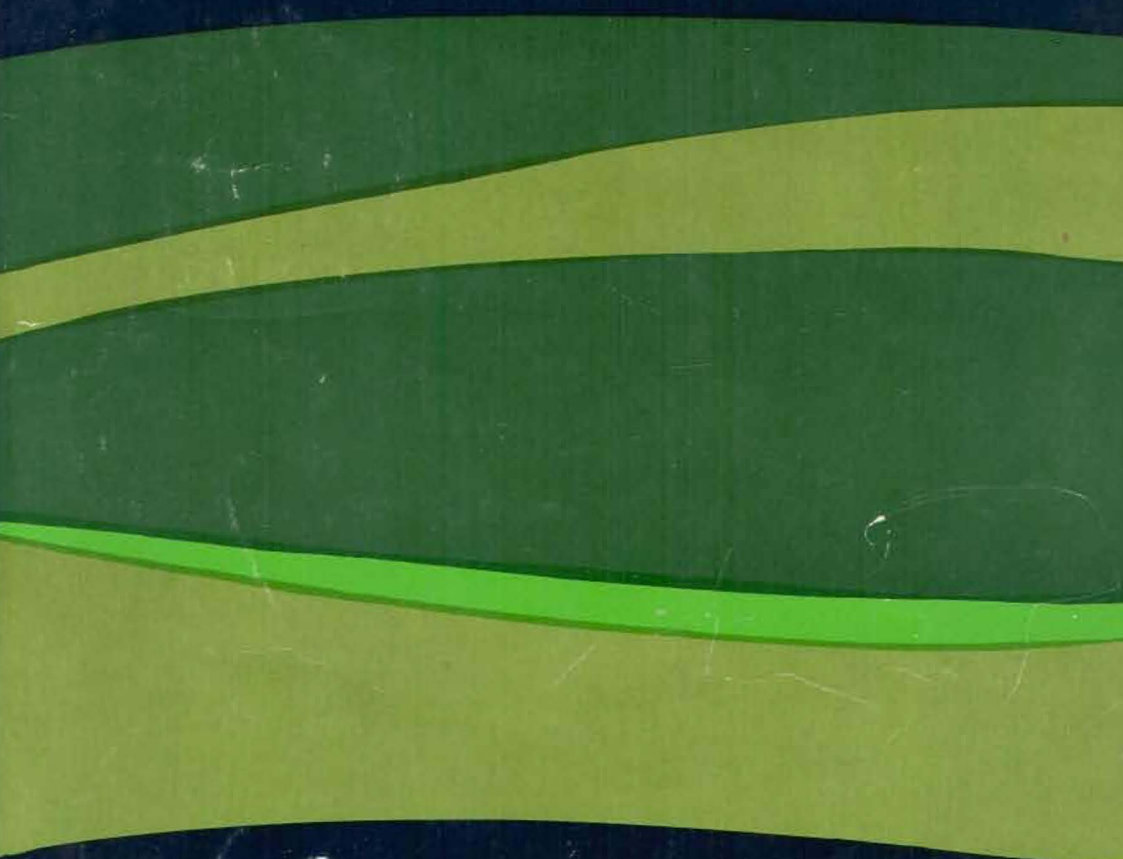
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features a large, abstract graphic design. It consists of several thick, wavy, horizontal bands of color. The colors are various shades of green and yellow-green, creating a layered, landscape-like effect. The bands are not perfectly straight, giving it a sense of movement and depth. The overall composition is minimalist and modern.