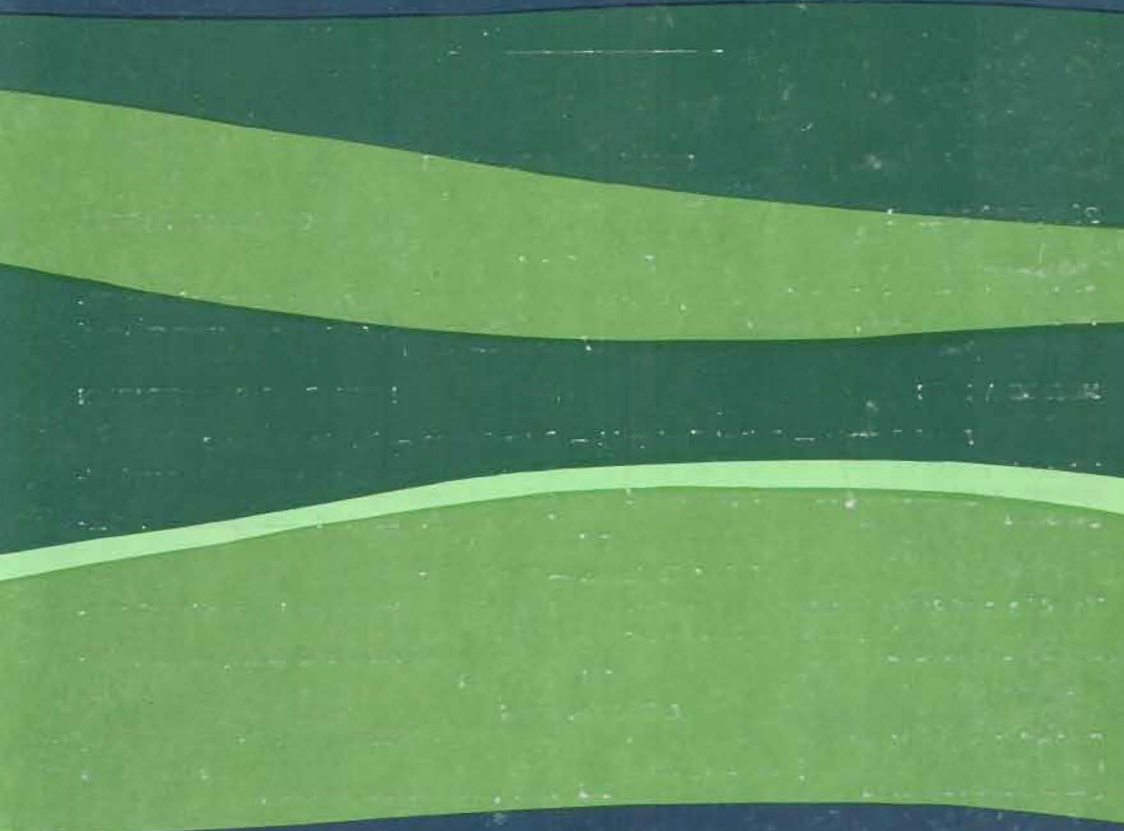


MINERALIA SLOVACA

18

1986

2



Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarik, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Zoltán Bacsó

Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov

Geology and fault structures of the Vihorlatské vrchy Mts. stratovolcanoes (Eastern Slovakia)

97

METODIKA PRÁČ

METHOD OF INVESTIGATION

Pavol Grecula — Robert Kucharski — Peter Ferenc — Martin Radvanec

Jednotná metodika geologických, geofyzikálnych a geochemických prác pre oblasť gemerika

Unified methodics of geological, geophysical and geochemical investigations in the area of the Gemeric unit (Western Carpathians)

121

Robert Kucharski — Jan Farbisz

Metodika a výsledky interpretácie komplexného geofyzikálneho prieskumu Spišsko-gemerského rudohoria

Methodics and interpretation results of complex geophysical investigations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Western Carpathians)

131

Robert Kucharski

Geofyzikálna charakteristika výskytu rudnej mineralizácie vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

Geophysical characteristic of ore mineralizations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Western Carpathians)

155

Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov

ZOLTÁN BACSÓ

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 21. 12. 1984

Геологическое строение и структуры нарушений стратовулканов Вигорлатских гор (Восточная Словакия)

Во Вигорлатских горах выразительными являются две вулканотектонические зоны: Михаловце — Ладомиров и Каменица над Цирохой — Попричная гора. На перекрещивании этих зон находится центральный стратовулкан Морское око. В зоне Михаловце — Ладомиров находится стратовулкан Кийов, паразитный конусоподобный вулкан Соколски поток, вулканические конуса Мур — Лысак и Вигорлат (1076 м). В зоне Каменица над Цирохой — Попричная гора расположен стратовулкан Попричная гора и паразитный конусоподобный вулкан Левкова. Во Вигорлатских горах выделены шесть систем нарушений. Для региональной структуры гор важными являются нарушения СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ направлений. Неогенные интрузивные комплексы и рудные аккумуляции прослеживают локально североюжные и восточнoзападные нарушения. Тектоническое ограничение вулканотектонической депрессии центрального Вигорлата длиной 8 км и шириной от 2 до 5 км были выделены в согласии с геологическими знаниями на основании геофизических результатов (смотри изображение 1, 2, 3 и 4).

Geology and fault structures of the Vihorlatské vrchy Mts. stratovolcanoes (Eastern Slovakia)

There are two significant volcano-tectonic zones (the Michalovce — Ladomirov zone and the Kamenica nad Cirochou — Popričný vrch zone) in the Vihorlatské vrchy Mts. The Morské oko central stratovolcano is situated at the intersection of both zones. The Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcanic cone and the Múr — Lysák and the Vihorlat (1076,0 m) volcanic cones are situated in the Michalovce Ladomirov zone. The Popričný stratovolcano and the Levková parasitic volcanic cone are situated in the Kamenica nad Cirochou — Popričný vrch zone. Six fault systems have been distinguished in the Vihorlatské vrchy Mts. The faults of NW—SE and NE—SW strikes are the most important ones for the regional structure of these mountains. The Neogene intrusive complexes and ore accumulations follow local fault structures of N—S and E—W strikes. Volcano-tectonic depression boundary faults of the central Vihorlatské vrchy Mts., which has a length of 8 km and width of 2—5 km, have been ascertained, in correspondence with geological knowledge, on the basis of geophysical data, from gravimetric and magnetometric results (see Fig. 1, 2, 3, 4)

Geologickej verejnosti predkladáme výsledky nášho viac ako desaťročného skúmania štruktúrno-vulkanickej stavby Vihorlatských vrchov. Geologická atraktivnosť vrchov v neposlednom rade vyplýva z toho, že je súčasťou viac ako 200 km dlhého priebežného lineárneho radu malých stratovulkánov, ktorý je v oblasti Baia Mare v Rumunskej socialistickej republike nositeľom jedného z najväčších, ekonomicky významných Pb-Zn-Ag-Cu polymetalických a Au-Ag drahokovových ložiskových zoskupení v karpatskej sústave.

Naše nové, zdokonalené členenie magmatitov na komplexy a formácie vychádza na rozdiel od pôvodného chápania vývoja vulkanizmu v pohorí z jednotlivých stratovulkánov vrchov (porovnaj Bacsó, 1979).

Terminológia: *Stratovulkán* je súhrnný termín, ktorý pokrýva všetky polygénne vulkány vytvorené z lávových prúdov a vulkanicko-klastického materiálu (Rittman, 1960). *Vulkanicko-tektonická depresia* je lineárne formovaná depresia, ktorej vznik určovali tektonické a vulkanické procesy (van Bemmelen, 1932). *Polygénny* znamená sformovaný v priebehu niekoľkých vulkanických epizód. *Parazitické kužele* sú vedľajšie kužele na svahoch väčšieho vulkánu. Obyčajne sú znakom vysokého veku ústredného vulkánu. Zhruba koncentrické usporiadanie parazitických kuželov možno vidieť na viacerých veľkých stratovulkánoch (Williams a McBirney, 1979). *Homodromný cyklus vulkanizmu* znamená progresívne zväčšenie úlohy kyslých produktov vulkanitov na konci procesu, ako aj obecné narastanie alkaličnosti vulkanitov (Tananajeva, 1982).

Vulkanicko-tektonické zóny oblasti

Všetky významnejšie vulkány Vihorlatských vrchov sa nachádzajú v dvoch vulkanicko-tektonických zónach. Dôležitejšia je zóna smeru SV—JZ.

Smerom od JZ na SV možno pozdĺž priečných vrbnických zlomov pozorovať kulisovite rozmiestnené relikt polygénneho stratovulkánu Kyjov, polygénneho

stratovulkánu Morské oko s čiastkovými vulkanickými kužeľmi Vihorlat (1076), Múr — Lysák a parazitným kužeľom Sokolský potok.

Druhá, morfológicky tiež výrazná vulkanicko-tektonická zóna pohoria má smer SZ—JV. Os tejto zóny na našom území prebieha od obce Kamenica nad Cirochou po kótu Popriečny vrch (994,4). Stratovulkán Morské oko, ktorý sa nachádza na prekrížení oboch vulkanicko-tektonických zón, je súčasťou aj tejto druhej vulkanicko-tektonickej zóny, kde sa súčasne nachádza jeho druhý parazitný kužeľ Levkova (východne od Remetských Hámrov). Posledným stratovulkánom druhej zóny na československom území je Popriečny vrch.

Geologická stavba a vulkanicko-tektonický vývoj

Počas prvej areálne rozptýlenej etapy vulkanizmu pohoria vo vrchnom bádene sa aktivizovali centrá acidného vulkanizmu na juhozápadnom okraji humensko-užhorodského hrastu pri Michalovciach a na bradlovej elevácii pri Beňatine. Obe centrá acidných vulkanitov Vihorlatských vrchov sú vlastne juhovýchodným pokračovaním dlhého radu výskytov explozívnych, extruzívnych acidných produktov severovýchodného krídla grabenu Prešov — Kráľovský Chlmec, ktoré možno sledovať od najstarších typov (egenburského až karpatského veku) pri Terni, Čelovciach, Finticiach, cez Nižný Hrabovec (veku spodný bádén) až k Beňatine na našom území (veku vrchný bádén).

Na konci vrchnobádenského obdobia a v spodnom sarmate sa vytvorili tri samostatné intermediárne stratovulkány Vihorlatských vrchov, na ktoré sa v období stredného vrchného sarmatu a spodného panónu naukladal väčší počet prevažne vulkanických kuželov zložených z inter-

nediárnych prevažne andezitových hornín.

Vekové zaradenie magmatických komplexov a formácií Vihorlatu zostáva nezmenené (Bacsó, 1979). Nové údaje I. Repčoka z roku 1984 metódou fission track pôvodné stanovenia vekov potvrdzujú.

Stratovulkán Morské oko

Z etapy intermediárneho magmatizmu vrchný bádén — spodný sarmat sú na vulkanickom aparáte zachované dve priestorovo zblížené centrálné vulkanické zóny. Zatiaľ čo sa centrálna zóna Porubský potok nachádza v nadloží juhozápadného okraja bradlovej elevácie, centrálna zóna Morského oka je nad severovýchodným okrajom bradlovej elevácie. Horniny pieňinského bradlového obalu (slienité ílovce, vápnité pieskovce až pieskovcové vápence) sa nachádzali vo vrtoch RH-5 a RH-7 v podloží 800 až 850 m mocnej polohy intermediárnych vulkanitov. Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z vrtu RH-5 z metráže 903 m až 1114 m urobil O. Samuel (1984). Zistil, že v skúmanej časti vrtu RH-5 sú evidentné sedimenty, ktoré podľa mikropaleontologických kritérií aj z biofáciálneho hľadiska patria ku kriedovým sekvenciám bradlového pásma.

Najstaršiu vrchnobádenskú až spodnosarmatskú etapu magmatizmu reprezentuje 200 až 800 m mocný komplex efúzií a vulkanoklastických hornín prvej intermediárnej formácie Vihorlatu. Produkty tejto etapy vytvárajú rozsiahly spodný čiastkový areálny vulkán Morské oko medzi obcami Kamienka a Strihovce na severe a medzi obcami Kusín a Hlivišťa na juhu. V severnej časti areálnej vulkanickej štruktúry prevládajú andezitové efúzie nad autochtónnymi a redeponovanými andezitovými vulkanoklastikami (pri Kamienke, Kamenici n/Cirochou, Zemplínskych Hámroch, Strihovciach). Na juhu

areálnej štruktúry prevládajú epiklastiká a redeponované vulkanoklastiká nad podradne zastúpenými andezitovými efúziami (pri Kusíne, Jovsi, Remetských Hámroch a Hlivištiach). V centrálnych častiach spodného areálneho vulkánu Morské oko vysoko prevládajú lávové prúdy pyroxenických andezitov nad podradne zastúpenými, prevažne autochtónnymi vulkanoklastickými ekvivalentami. Typický vývoj komplexu plošne aj objemovo najrozsiahlejšej centrálnej časti je známy z vrtovej RH-1, RH-5, RH-7, RH-8 z údolia Remetského potoka Čremošná. Efúziíno-explozívny komplex na severnej periférii areálnej štruktúry v údolí Voniarskeho potoka (pri Kamenici n/Cirochou), pri Zemplínskych Hámroch a v centrálnej zóne Morského oka je preniknutý intravulkanickými telesami a kupolami kyslých augitických andezitov.

Vekové prvé produkty etapy obsahujú 58,02—58,54 % SiO_2 , 2,26—2,64 % Na_2O a okolo 1,77 % K_2O . Vekové posledné magmatické produkty etapy majú 59,74—63,50 % SiO_2 , 2,60—3,05 % Na_2O a 1,30—2,23 % K_2O .

V záverečnej deštruktívnej podetape magmatizmu v spodnom sarmate došlo ku kolapsu stropových častí oboch priestorovo zblížených centrálnych zón stratovulkánu tak, že sa na ich mieste vytvorila jednotná vulkanicko-tektonická depresia.

Pre vrchnosarmatskú etapu magmatizmu stratovulkánu je charakteristický väčší počet menších vulkanických kužeľov. Vulkanická aktivita sa prejavila mnohonásobnými efúziami tenkých lávových prúdov dvojpyroxenického andezitu pri menšej účasti explozívnej aktivity. Zodpovedá erupciám puklinového typu. V podetape vzniku efúziíneho komplexu ($\pm$ vulkanoklastiká) tretej intermediárnej formácie Vihorlatu sa tu vytvorili dve skupiny mladších vulkanických kužeľov. Pre prvú skupinu je typické, že ich erupčné centrá

boli aktivizované po obvodě vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (vulkanický kužeľ Múr — Lysák a Vihorlat; 1076,0). Do druhej skupiny vulkanických kužeľov zaraďujeme parazitné vulkány na periférii ústredného stratovulkánu Morské oko.

Na juhozápadnej periférii sa nachádza parazitný vulkanický kužeľ Sokolský potok, na juhovýchodnej periférii parazitný vulkán Levkova a na severovýchod od centrálnej zóny Morské oko takmer úplne oddenudovaný erozívny zvyšok — prírodová čiže koreňová zóna bývalého parazitného vulkanického kužeľa Ladomírov (sú zachované hydrotermálne zmenené pňovité telesá a brekie amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru uprostred sedimentov magurského paleogénu). Z hľadiska metalogenézy je dôležité, že erozívne relikty všetkých troch spomínaných parazitných vulkanických kužeľov obsahujú telesá intruzívnych subvulkanických andezitových a dioritových porfýrov, drobné prejavy ortuťovej alebo polymetalickej mineralizácie.

200 až 400 m hrubý efúzívny komplex ($\pm$ vulkanoklastiká) mladších vulkanických kužeľov, o ktorých sme hovorili, zostáva zo starších augiticko-hyperstenických andezitov. Tie vo vyšších častiach prechádzajú do hyperstenicko-augitických andezitov, prípadne aj do ich vulkanoklastík. Lapilovo-pemzové tufy pyroxenického andezitu sú známe z východných svahov kót Veľké Trstie (951,0) a Motrogon (1018,0).

Pre záverečnú vrchnosarmatskú podetapu magmatizmu stratovulkánu je významný vývoj relatívne rozsiahleho subvulkanického až hypoabysálneho komplexu. Najviac údajov máme zo severovýchodnej časti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, kde sa medzi jazerom Morské oko na severovýchode a potokom Čremošná na juhozápade doká-

zalo takmer súvislé vystupovanie intruzívneho komplexu (obr. 1, 2, 3). Celková vertikálna mocnosť intruzívnych telies dioritových porfýrov, dioritu a granodioritového porfýru je od niekoľkých metrov do 1000 metrov a viac. Morfológicky sú to telesá nepravidelného tvaru, menej silové, dajkové a pňovité telesá, ktorých hlavná masa sa nachádza na rozhraní nadložných stratovulkanických komplexov a podložených sedimentárnych sérií pieninského bradlového pásma, vonkajšieho a vnútorného flyša.

Geologicky a petrograficky intruzívny komplex centrálnej zóny Morské oko máme overený na povrchu pri potoku Kapka a pri Skalnom potoku v hĺbke vo vrtoch RH-4, RH-6, RH-8, RH-12 a RH-14. Je zastúpený hyperstenicko-augitickými až augitickými dioritovými porfýrmi, dioritmi a granodioritovými porfýrmi. Vo vrte RH-6 sa zistili v metrových polohách sa striedajúce melanokratné, na augit veľmi bohaté dioritové porfýry a leukokratné aplitické variety porfýrov (ide zrejme o kontaminované produkty dioritovej magmy). I. Repčok (1982) určil vek vzniku hydrotermálnych biotitov z dioritového porfýru severne od údolia potoka Kapka z vrtu RH-6 z hĺbky 180 m na $11,2 \pm 0,6$ miliónov rokov, čo podľa škály absolútnych vekov podľa D. Vassa (1982) zodpovedá vrchnému sarmatu, čo je v súlade s doterajšími našimi poznatkami. Z južného svahu vrchnosarmatského vulkanického kužeľa Vihorlat (1076,0) je známa SV—JZ usmernená dajka augiticko-amfibolického andezitového porfýru, prebiehajúca paralelne so strmo upadajúcim až vertikálnym okrajovým zlomom vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu. Zistený rádiometrický vek amfibolovej výrastlice uvedeného andezitového porfýru z dajkového telesa je $11,3 \pm 0,3$ mil. rokov (Repčok, 1984). Čbodobné žily a pňovité telesá augiticko-amfibolického

andezitového porfýru sú známe od Lado-mírova z telies prírodového systému takmer úplne oddenudovaného vrchnosarmatského parazitného kužeľa Ladamírov.

Dajka amfibolicko-pyroxenického andezitu z parazitného vulkanického kužeľa Levkova cca 2,5 km severovýchodne od pily v Remetských Hámroch má stanovený rádiometrický vek $11,3 \pm 0,6$ mil. rokov (Repčok, 1984).

Všetky nové rádiometrické veky vzoriek (z roku 1984) uvedené v tejto práci sa získali metódou stôp po delení uránu „fission track“ na GÚDŠ v Bratislave. Stanovenia vekov ukončil I. Repčok zo vzoriek, ktoré predložil Z. Bacsó.

Prvé vrchnosarmatské efuzívne produkty v čiastkových a parazitných vulkanických kužeľoch stratovulkánu predstavujú horniny o obsahu $54,47\text{--}59,83\%$ SiO_2 , $2,30\text{--}3,20\%$ Na_2O a $1,98\text{--}2,37\%$ s obsahom K_2O . Posledné produkty etapy — členy subvulkanického až hypoabysálneho intruzívneho komplexu Morské oko — majú obsah: $57,81\text{--}60,78\%$ SiO_2 , $2,06\text{--}2,86\%$ Na_2O a $1,84\text{--}2,30\%$ K_2O .

Produkty poslednej, spodnopanónskej etapy vystupujú v priestore ústredného stratovulkánu Morské oko vo forme morfológicky výrazných hrebeňových krátkych lávových prúdov a vrcholových kupolových telies, ktoré nasadajú na značne erodovaný povrch spodno a vrchnosarmatských produktov prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. Priestorovo sú takmer úplne sústredené na hraničné zlomy vulkanicko-tektonickej depresie. V tejto 4. etape najmladších spodnopanónskych vulkanitov išiel vývoj vulkanizmu od starých hyperstenicko-augitických andezitodacitov kóty Veľké Trstie (951,0) cez augiticko-hyperstenické andezitové lávové prúdy hrebeňovej zóny Motrogon (1018,0), Sninský kameň (1005,0), Fetkov (978,0) a kóty Roh (858,0). Spodnopanónsky magmatizmus stratovulkánu Morské oko ukončili vrcholové prúdy a kupolové tele-

sá bazaltoandezitu na kótach Motrogon (1018,0), Strihovská poľana (982,4) a Čob (866,0).

Zistený rádiometrický vek augiticko-hyperstenického andezitu, s drobnými zrníčkami amfibolu v základnej hmote, z kupolového telesa z kóty Veža (926,8) je $11,0 \pm 0,5$ mil. rokov (Repčok, 1984). Z toho vychádza, že vrcholové teleso kóty Veža (926,8) predstavuje jeden z najstarších produktov spodnopanónskeho vulkanizmu stratovulkánu Morské oko, zatiaľ čo vrcholové teleso kóty Vihorlat (1076,0) je podľa prv stanoveného rádiometrického veku $9,3 \pm 0,2$ mil. rokov a $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov (Slávik et al., 1976) jedným z najmladších produktov spodnopanónskeho vulkanizmu stratovulkánu Morské oko.

Petrochemicky možno charakterizovať vývoj záverečného spodnopanónskeho vulkanizmu Vihorlatských vrchov nasledovne: Úvodné andezitické dacity na okolí kóty Veľké Trstie (951,0) obsahujú: $61,57\text{--}61,83\%$ SiO_2 , $2,60\text{--}2,80\%$ Na_2O , $2,50\text{--}2,54\%$ K_2O . Záverečné augiticko-hyperstenické bazaltoandezity okolia kót Motrogon (1018,0) a Strihovská poľana (982,4) majú $53,91\text{--}54,45\%$ SiO_2 , $2,57\text{--}2,88\%$ Na_2O a $1,36\text{--}1,66\%$ K_2O .

Stratovulkán Kyjov

Je najzápadnejším stratovulkánom Vihorlatských vrchov. Nachádza sa na humensko-užhorodskom hraste na mieste jeho prekríženia s morfológicky výrazným zo SV na JZ usmerným zlomom Michalovce — Stakčín. Už voľným okom je dobre viditeľný aj na kozmickej snímke „LANDSAT E-2820-08283“ (Bak et al., 1981). Z podložia vulkánu sú známe vrchnobádenské ryolitové tufy úvodnej acidnej formácie Vihorlatu od obce Oreské.

Spodná (v značnej časti zakrytá) vulkanická stavba veku vrchný bádén — spodný sarmat pozostáva zo 150 až 400 m moc-

ného stratovulkanického komplexu 1. intermediárnej formácie Vihorlatu. Látkove ide o striedajúce sa polohy andezitových epiklastík, pyroklastík, redeponovaných lapilovo-pemzových tufov a lávových prúdov augiticko-hyperstenického andezitu známych zo severných a západných svahov vulkánu.

Mohutným, svojráznym stredosarmatským elementom druhej etapy magmatizmu stratovulkánu je relatívne rozsiahle pole kupolových telies amfibolicko-hyperstenických andezitových porfýrov, sledujúce juhozápadné poklesové štruktúry humensko-užhorodského hrastu v okolí obce Vinné.

Môžeme konštatovať, že 2. intermediárna etapa vulkánu Kyjov sa začala rozsiahlymi polohami vulkanoklastík (hlavne epiklastík a redeponovaných tufov) a so sporadickými lávovými prúdmi augiticko-hyperstenického andezitového bazaltu kót Hrbatý Laz (408,8), Dlhá (527,9), Skalka (570,0) a ukončila sa extrúziami a intrúziami amfibolicko-pyroxenického kyslého andezitového porfýru a augiticko-hyperstenického andezitu (okolie obce Vinné a kameňolom pri Porúbke).

Petrochemicky prvé produkty etapy magmatizmu obsahujú 56,22—59,64 % SiO_2 , 2,08—2,55 % Na_2O a 1,26—1,47 % K_2O . Posledné produkty etapy obsahujú 60,80—62,42 % SiO_2 , 2,40—3,12 % Na_2O a 1,50—2,07 % K_2O .

Centrálnu, vrcholovú časť vulkanického kužeľa Kyjov, ako aj južné svahy stratovulkánu (severne od obce Klokočov) budujú takmer výlučne vrchnosarmatské lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. V centrálnej, východozápadne pretiahnutej kráterovej zóne vulkánu s rozmermi 1,5×2,5 km sme zmapovali subvulkanické teleso leukokratického andezitodacitu. Na rozdiel od stratovulkánu Morské oko na stratovulkáne Kyjov prí-

vodový systém kráterovej zóny z obdobia vrchný bádén — spodný sarmat zostal nezmenený aj pre vrchnosarmatské obdobie a nevyvinula sa tu vulkanicko-tektonická depresia.

Petrochemicky prvé efuzívne produkty vrchnosarmatskej tretej etapy magmatizmu obsahujú: 55,0—61,78 % SiO_2 , 2,32—2,73 % Na_2O a 1,26—1,86 % K_2O . Posledné subvulkanické produkty etapy majú: 63,85—67,73 % SiO_2 , 2,79—3,07 % Na_2O a 2,64—3,02 % K_2O .

Podľa zmien petrochemického a petrografického charakteru magmatitov od vrchnobádénsko-spodnosarmatskej etapy cez strednosarmatskú etapu až do vrchnosarmatskej etapy možno konštatovať, že počas 1., 2. a 3. etapy neskoroorogénneho magmatizmu v stratovulkáne Kyjov, ako aj v stratovulkáne Morské oko bol vývoj jednotlivých etáp magmatizmu homodromný. Keďže rástla úloha kyslých produktov, narastala alkaličnosť vulkanitov.

Zlomové štruktúry pohoria

V mladoalpínskom štruktúrnom pláne magmatitov Vihorlatských vrchov a okolitých sedimentárnych sérií sa uplatnilo šesť doposiaľ známych zlomových systémov, ktoré vytvárajú všetky dôležité štruktúry pohoria. Sú to nasledujúce zlomové systémy, zoradené podľa ich veku prvého prejavu v neogéne:

— zlomy smeru SZ—JV — močarianско-toplianský systém (Mořkovský, 1968; Čverčko, 1968; Rudinec, 1970), pozdĺžne zlomy (Leško — Slávik, 1969), zlomy východokarpatského smeru,

— zlomy smeru SV—JZ — vrbnické pásmo (Kocák — Čverčko, 1965) priečne zlomy (Leško — Slávik, 1969), zlomy západokarpatského smeru, vihorlatské zlomy,

— koncentrické zlomy,

— radiálne zlomy,

— zlomy smeru S—J — meridionálne zlomy, zlomy hornádskeho smeru,

— zlomy smeru V—Z — ekvatoriálne zlomy.

V doterajších prácach (Leško, 1953, 1964; Leško — Slávik, 1969; Maheľ, 1967; Ďurica, 1976; Grecula et al., 1977; Rudinec — Čverčko, 1978) boli v oblasti Vihorlatských vrchov docenené väčšinou len zlomy smeru SZ—JV a SV—JZ. Neprimerane malý význam sa prisudzoval meridionálnym a ekvatoriálnym zlomom a takmer sa nepredpokladali koncentrické a radiálne zlomy.

Zlomy smeru SZ—JV

Sú to najvýznamnejšie zlomy sedimentárneho podložja. Do neovulkanitov sa len dodatočne prekopírovali. Vymedzujú najdôležitejšie regionálne pozdĺžne štruktúry podložja vulkanitov, zo severovýchodu a juhozápadu obmedzujú priebeh elevácie pieninského bradlového pásma, priebeh humensko-užhorodského a jovsiansko-jasenovského hrastu. Majú určujúci význam pre rozloženie jednotlivých stratovulkánov a ich centrálnych vulkanických zón. Výrazne sa prejavujú gravimetricky (podľa indícií vertikálnych hustotných rozhraní podľa Linserovej metódy, $h = 500$ a 1000 m — Filo et al., 1975) a magnetometricky (úzke, lineárne pretiahnuté zóny izoanomálií; Gnojek et al., 1982).

Zlomy smeru SZ—JV rozčleňujú oblasť podložja vulkanického pohoria na vysokú kryhu magurského flyšu, na elevačnú štruktúru pieninského bradlového pásma, na choňkovskú depresiu s jovsiansko-jasenovskou hrastovou medzikryhou, na humensko-užhorodský hrast a na elevačnú zónu pozdišovsko-iňačovského paleozoického bloku.

Zlomy smeru SV—JZ

Podobne ako sú pre sedimentárne série

oblasti najvýznamnejšie zlomy smeru SZ—JV, sú pre magmatitmi budované terény najdôležitejšie zlomy smeru SV—JZ.

Zásadný význam má zo SV na JZ usmernená vulkanicko-tektonická zóna vrbnických zlomov medzi kótou Kyjov (821,0) a obcou Ladomírov o približnej priečnej šírke 2 až 5 km (obr. 1). V zóne týchto zlomov sa nachádzajú centrálné vulkanické zóny stratovulkánu Kyjov, parazitného vulkánu Sokolský potok, dvojica centrálnych zón stratovulkánu Morské oko a korene andezitového porfýru oddeňudovaného parazitného vulkánu Ladomírov. O rozsiahlom erozívnom reze v severovýchodnej časti stratovulkánu svedčí skutočnosť, že vulkanicko-tektonická depresia v priestore centrálnej zóny Morské oko takmer priamo susedí so sedimentami magurského flyšu.

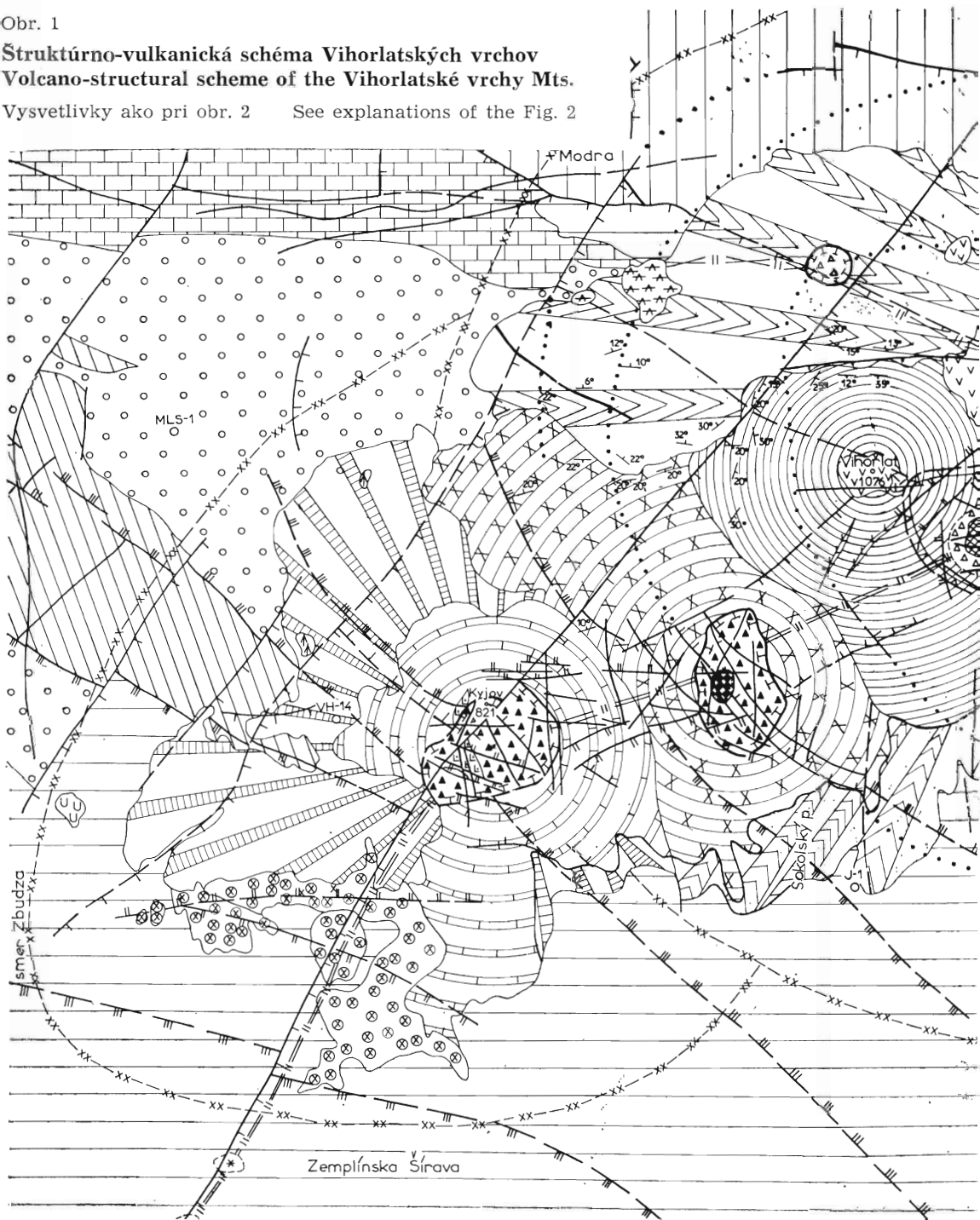
Svojráznu tektonickú hranicu dvojice megakryh Vihorlatských vrchov robí mladý povrchnosarmatský zlom Michalovce — Stakčín. Megakryha vulkanitov ležiaca severozápadne od zlomu takmer neprejavuje znaky prítomnosti vrchnosarmatských meridionálnych a ekvatoriálnych zlomov a samotný zlom Michalovce — Stakčín má takmer neporušený priamočiary priebeh po celej dĺžke. Dobré to vidieť na kozmickej snímke „LANDSAT E-2820-08283“ na rozmiestnení potokov hydrosiete v smere priebehu zlomu. Navyiac zlom severovýchodne odsúva východnú, podľa neho poklesnutú časť centrálnej zóny Kyjov. Tým, že uvedený zlom porušuje vrchnosarmatskú kráterovú štruktúru, je určený aj jeho povrchnosarmatský vek pohybu. Podobne vekove mladým, asi spodnopanónskym, je trnavský zlom (Leško — Slávik, 1969) medzi Trnavou n/Laborcom a Modrou. Tiež ho možno priamočiario sledovať po celej dĺžke, jednak podľa rozmiestnenia subvulkanických andezitových telies pri Porúbke a v doline Voniarskeho potoka, jednak podľa rozmiestnenia šlichových

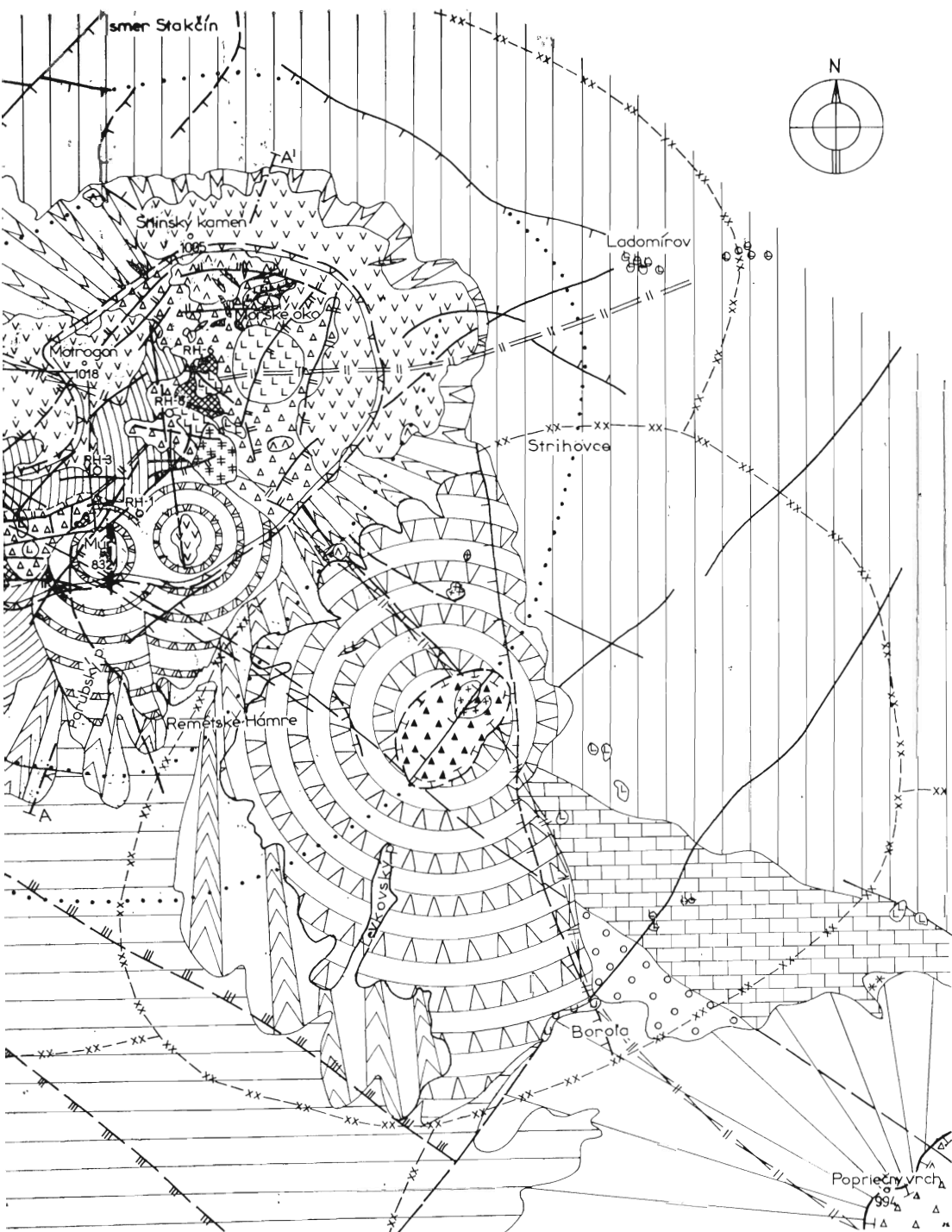
Obr. 1

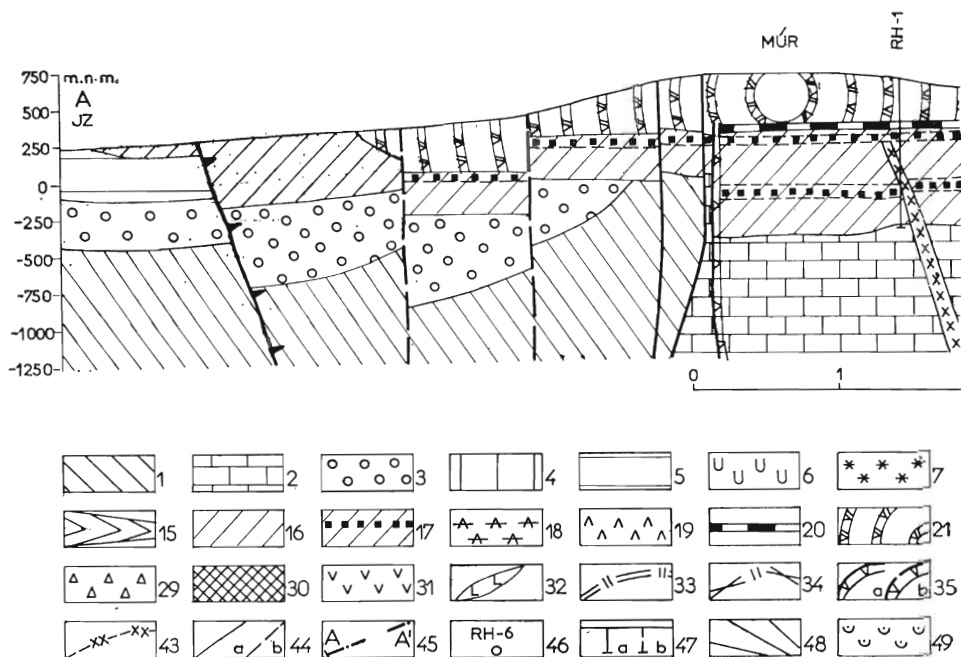
Štruktúrno-vulkanická schéma Vihorlatských vrchov

Volcano-structural scheme of the Vihorlatské vrchy Mts.

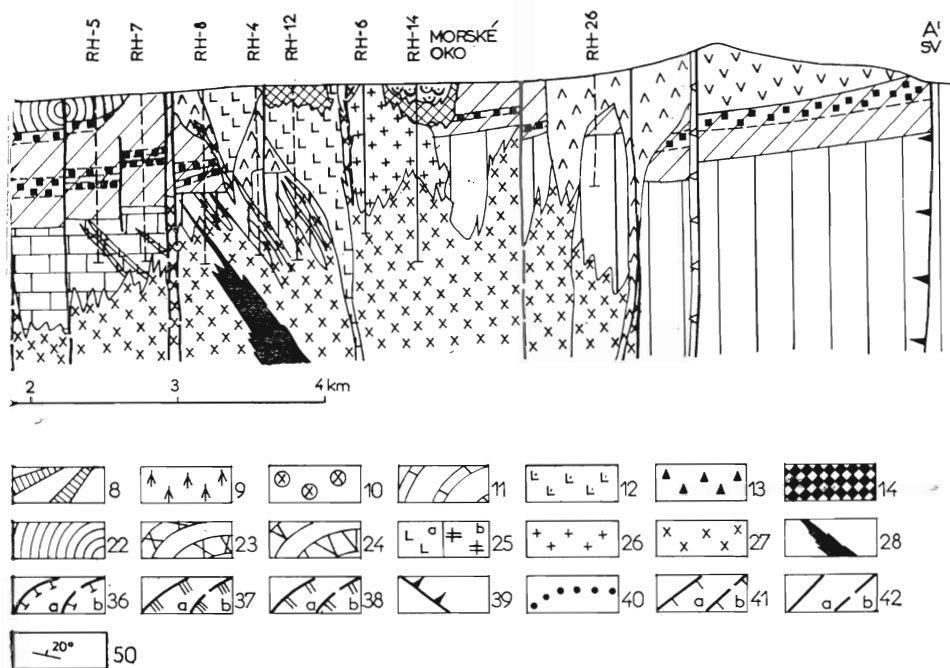
Vysvetlivky ako pri obr. 2 See explanations of the Fig. 2







Obr. 2. Geologický rez centrálnou časťou Vihorlatských vrchov. 1 — mezozoikum Humenských vrchov (anis-alb), 2 — bradlové pásmo (jura, stredná a vrchná krieda), 3 — vnútorný paleogén (centrálnokarpatský, beňatinský), 4 — vonkajší (magurský) paleogén, 5 — sedimenty neogénu a kvartéru vcelku. *Regionálne rozptýlený vulkanizmus — úvodná acidná formácia*: 6 — ryolitový tuf (výskyt Ōreské, Borofa), 7 — ryodacitové kupoly (výskyt pri Michalovciach a Beňatine), *Stratovulkán Kyjov — prvá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný bádén až spodný sarmat): 8 — epiklastiká, pyroklastiká a lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, 9 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu. *Druhá intermediárna formácia Vihorlatu* (stredný sarmat): 10 — dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitodacitov a ich porfýrov. *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 11 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, prívrcholový vulkanický kužeľ kóty Kyjov (821), 12 — extrúzia leukokrátneho andezitu, 13 — zóna hydrotermálne premenených hornín, 14 — sekundárne kvarcity, 13—14 — centrálné vulkanické zóny Kyjov, Sokolský potok, Levkova. *Stratovulkán Morské oko — prvá intermediárna formácia* (vrchný bádén až spodný sarmat): 15 — lávové prúdy, epiklastiká a pyroklastiká dvojpyroxenického andezitu vcelku (v mape): 16 — lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu, 17 — epiklastiká a pyroklastiká hyperstenicko-augitického andezitu, 18 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu, 19 — pňovité, žilné a kupolovité telesá leukokrátneho kyslého andezitu. *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 20 — striedajúce sa polohy psamitických, pelitomorfných andezitových tufitov a andezitových vulkanoklastík, lávových prúdov pyroxenického andezitu (vulkanicko-sedimentárny komplex), 21 — lávové prúdy a sporadické polohy lapilovo-pemzových vulkanoklastík hyperstenicko-augitického andezitu vcelku, čiastkový vrchnosarmatský vulkán Múr — Ľysák, 22 — lávové prúdy a ojedinelé polohy vulkanoklastík dvojpyroxenického andezitu vcelku, čiastkový vrchnosarmatský vulkanický kužeľ kóty Vihorlat (1075), 23 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, parazitný vulkanický kužeľ Sokolský potok, 24 — lávové prúdy, podradné pyroklastiká, epiklastiká dvojpyroxenického andezitu — parazitný vulkanický kužeľ Levkova, 25a — domatické extrúzie — intrúzie augitického andezitu a andezitového porfýru, 25b — domatická extrúzia



augiticko-hyperstenického bazaltandezitu, 26 — strednoporfyrický hyperstenicko-augitický dioritový porfýr, 27 — drobnoporfyrický augitický dioritový porfýr, 28 — augitický granodioritový porfýr, 25—28 — intruzívny komplex, 29 — zóna hydrotermálne premenených hornín prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu, 30 — sekundárne kvarcity (25 až 30 — produkty centrálnych zón Morské oko a Porubský potok), 32 — žilné telesá augiticko-amfibolického andezitového porfýru, pyroxenického andezitu. *Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu* (spodný panón): 31 — vrcholové kupolovité telesá a lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitického dacitu, andezitu a andezitického bazaltu vcelku (20—32 vrchnosarmatská a spodnopanónska časť stratovulkánu Morské oko), 33 — osová čiara vulkanicko-tektonickej zóny Michalovce — Ladomírov, 34 — osová čiara vulkanicko-tektonickej zóny Kamenica — Popriečny vrch, 35 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie, a — odkryté, b — zakryté, 36 — hranice centrálnych vulkanických zón, a — odkryté, b — zakryté, 37 — hranice regionálnych hrastov, a — odvodené — odkryté, b — odvodené — zakryté, 38 — hranice vulkanicko-tektonických hrastov, a — odvodené, b — predpokladané, 39 — koncentrické vulkanicko-tektonické zlomy v reze, 40 — zakryté odvodené koncentrické zlomy v mape, 41 — zlomy so známym smerom úklonu, a — odvodené, b — predpokladané, 42 — zlomy bez známeho smeru úklonu, a — odvodené, b — predpokladané, 43 — odvodené pôvodné hranice stratovulkánov (na základe morfoštruktúr a geofyzikálnych dát), 44 — geologické hranice, a — zistené a odvodené, b — predpokladané, 45 — priebeh rezu A — A' na schéme, 46 — lokalizácia vrtnu na schéme, 47 — priebeh vrtnu v geologickom reze, a — skutočný, b — priemet, 48 — stratovulkán Popriečny vrch, 49 — zosuvy, 50 — primárna laminácia

Fig. 2. Geological profile through the central part of the Vihorlatské vrchy Mts. 1 — Mesozoic of the Humenské vrchy Mts. (Anisian — Albian), 2 — the Klippen Belt (Jurassic, Middle and Upper Cretaceous), 3 — the Inner Paleogene (Central Carpathian Paleogene, the Beňatina Paleogene), 4 — the Outer (Magura) Paleogene, 5 — Neogene and Quaternary sediments on the whole. *Regionally scattered volcanism — initial acidic formation*: 6 — rhyolitic tuffs (Oreské, Boroľa), 7 —

◀ domes of rhyodacite (near Michalovce and Beňatina). *The Kyjov stratovolcano — 1st intermediate formation of the Vihorlat Mts.* (Upper Badenian — Lower Sarmatian): 8 — epiclastics, pyroclastics and lava flows of two pyroxene andesite, 9 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite. The 2nd intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Middle Sarmatian): 10 — domes and cumulo-domes of amphibole — pyroxene andesite to andesite-dacite and their porphyries. The 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Upper Sarmatian): 11 — lava flows of two pyroxene andesite, summit volcanic cone of the Kyjov (821), 12 — extrusion of leucocratic andesite, 13 — zone of hydrothermally altered rocks, 14 — secondary quartzites, 13–14 the Kyjov, the Sokolský potok and the Levkova central volcanic zones. *The Morské oko stratovolcano — 1st intermediate formation* (Upper Badenian — Lower Sarmatian): 15 — lava flows, epiclastics and pyroclastics of two pyroxene andesite on the whole (in the map): 16 — lava flows of hypersthene — augite andesite, 17 — epiclastics and pyroclastics of hypersthene — augite andesite, 18 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite, 19 — necks, dykes and domatic bodies of leucocratic acidic andesite. *The 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts.* (Upper Sarmatian): 20 — alternating beds of psammitic and pelitic andesitic tuffs and andesitic volcanoclastics and lava flows of two pyroxene andesite (volcano-sedimentary complex), 21 — lava flows and rare beds of lapilli-pumice volcanoclastics of hypersthene — augite andesite on the whole, the Múr — Lysák parasitic volcano (Upper Sarmatian), 22 — lava flows and rare beds of volcanoclastics of two pyroxene andesite undifferentiated, the Vihorlat volcanic cone (Upper Sarmatian), 23 — lava flows of two pyroxene andesite, the Sokolský potok parasitic volcanic cone, 24 — lava flows, less pyroclastics and epiclastics of two pyroxene andesite, the Levková parasitic volcanic cone, 25a — domatic extrusions and intrusions of augite andesite and andesite porphyry, 25b — domatic extrusion of augite — hypersthene basaltandesite, 26 — medium grained porphyritic hypersthene — augite diorite porphyry, 27 — fine-grained porphyritic augite diorite porphyry, 28 — augite granodiorite porphyry, 26–28 intrusive complex, 29 — zone of hydrothermally altered rocks of the 1st and 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts., 30 — secondary quartzites, (25–30 products of the Morské oko and the Porubský potok central zones), 31 — dykes of augite — amphibole andesite porphyry, pyroxene andesite. *The 4th intermediate formation of the Vihorlat Mts.* (Lower Pannonian): 32 — summit domatic bodies and lava flows of hypersthene — augite andesitic dacite, andesite and andesitic basalt, undifferentiated (20–32 Upper Sarmatian to Lower Pannonian part of the Morské oko stratovolcano), 33 — axis line of the Michalovce — Ladomírov volcano-tectonic zone, 34 — axis line of the Kamenica — Popriečny vrch volcano-tectonic zone, 35 — boundaries of volcano-tectonic depression, a — uncovered, b — covered, 36 — boundaries of central volcanic zones, a — uncovered, b — covered, 37 — boundaries of regional horsts, a — derived — uncovered, b — derived — covered, 38 — boundaries of volcano-tectonic horsts, a — derived, b — assumed, 39 — concentric volcanotectonic faults in the cross section, 40 — covered derived concentric faults in the map, 41 — faults with known dip, a — derived, b — assumed, 42 — faults with unknown dip, a — derived, b — assumed, 43 — derived original boundaries of volcanoes (on the basis of morphostructures and geophysical data), 44 — geological boundaries, a — ascertained and derived, b — assumed, 45 — course of the A—A' profile in the scheme, 46 — localisation of borehole in the scheme, 47 — course of borehole in geological profile, a — real, b — projection, 48 — the Popriečny vrch stratovolcano, 49 — slides, 50 — primary lamination

anomálií rumelky na miestach povrchového priebehu zlomu. V megakryhe vulkanitov juhovýchodne od zlomu Michalovce — Stakčín sa jasne prejavujú lokálne severojužné a východozápadné zlomy, ktoré podmienili kulisovité usporiadanie centrálnych vulkanických zón Kyjov, Sokol-

ský potok, Porubský potok a Morské oko. Kratšie smerné dĺžky zo SV na JZ usmerených zlomov sú v tejto kryhe tiež podmienené ich rozsegmentovaním mladšími meridionálnymi zlomami.

Geologický podľa priebehu dajok andezitu, geofyzikálne podľa indícií vertikál-

nych hustotných rozhraní podľa Linserovej metódy ($h = 500$ m, Filo et al., 1975) sa zreteľne prejavujú vrbnické zlomy vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu a lokálnych synvulkanických hrastových štruktúr v priestore tejto depresie.

V terénoch vulkánov Levkova a Popriečny vrch možno opäť smerne na veľké vzdialenosti sledovať zo SV na JZ usmernené zlomy. Tak je to v prípade zlomu medzi obcami Choňkovce a Ruský Hrabovec (choňkovský systém zlomov podľa Leška — Slávika, 1969) a v prípade koromlianskeho zlomu, ktorý podľa kozmickej snímky „LANDSAT E-2820-08283“ možno veľmi výrazne makroskopicky a priamočiaro sledovať od Novoselice na Zakarpatskej Ukrajine až po Sejkov na československom území. V údolí Koromlianskeho potoka pozdĺž zlomu pozorovať prejavy chloritizácie, argilitizácie a pyritizácie.

Koncentrické zlomy

Prejavy koncentrických zlomových štruktúr v podobe niekoľkých prstencových zón možno pozorovať v priestore tektonického vplyvu ústredného stratovulkánu Morské oko. Geologicky a morfológicky sa prejavujú koncentrickým rozmiestnením a výraznou pretiahnutosťou kráterových zón parazitných vulkanických kužeľov Sokolský potok a Levkova v smere týchto kruhových štruktúr. Na týchto koncentrických zlomoch sú umiestnené subvulkanické kupolové telesá pyroxenického andezitového porfýru a andezitu vo Voniarskom potoku, pri Zemplínskych Hámroch a na kóte Čob (866,0). Geofyzikálne koncentrické zlomy stratovulkánu Morské oko možno sledovať podľa lineárne vytiahnutých anomálií ΔT leteckej magnetometrie (Gnojek et al., 1982), čiastočne aj gravimetricky podľa indícií vertikálnych hus-

totných rozhraní (Linserovej metódy, $h = 500$ a 1000 m podľa Fila et al., 1975), napríklad v priestore a na okolí centrálnej zóny Sokolského potoka. Gravimetricky sa synvulkanické koncentrické zlomy prejavujú aj v severnom a severovýchodnom susedstve stratovulkánu (medzi Modrou, Zemplínskymi Hámrami a Ladomírovom), kde na vysunutej kryhe magurského flyšu bola vlastná vulkanická stavba už úplne oderodovaná.

Vznik koncentrických zlomov dávame do súvisu so vznikom vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu v spodnom sarmate, keď ako následok kolapsu centrálnych častí stratovulkánu vznikli vyrovnávacie koncentrické zlomy na svahoch a na periférnych zónach stratovulkánu (obr. 3 a 4).

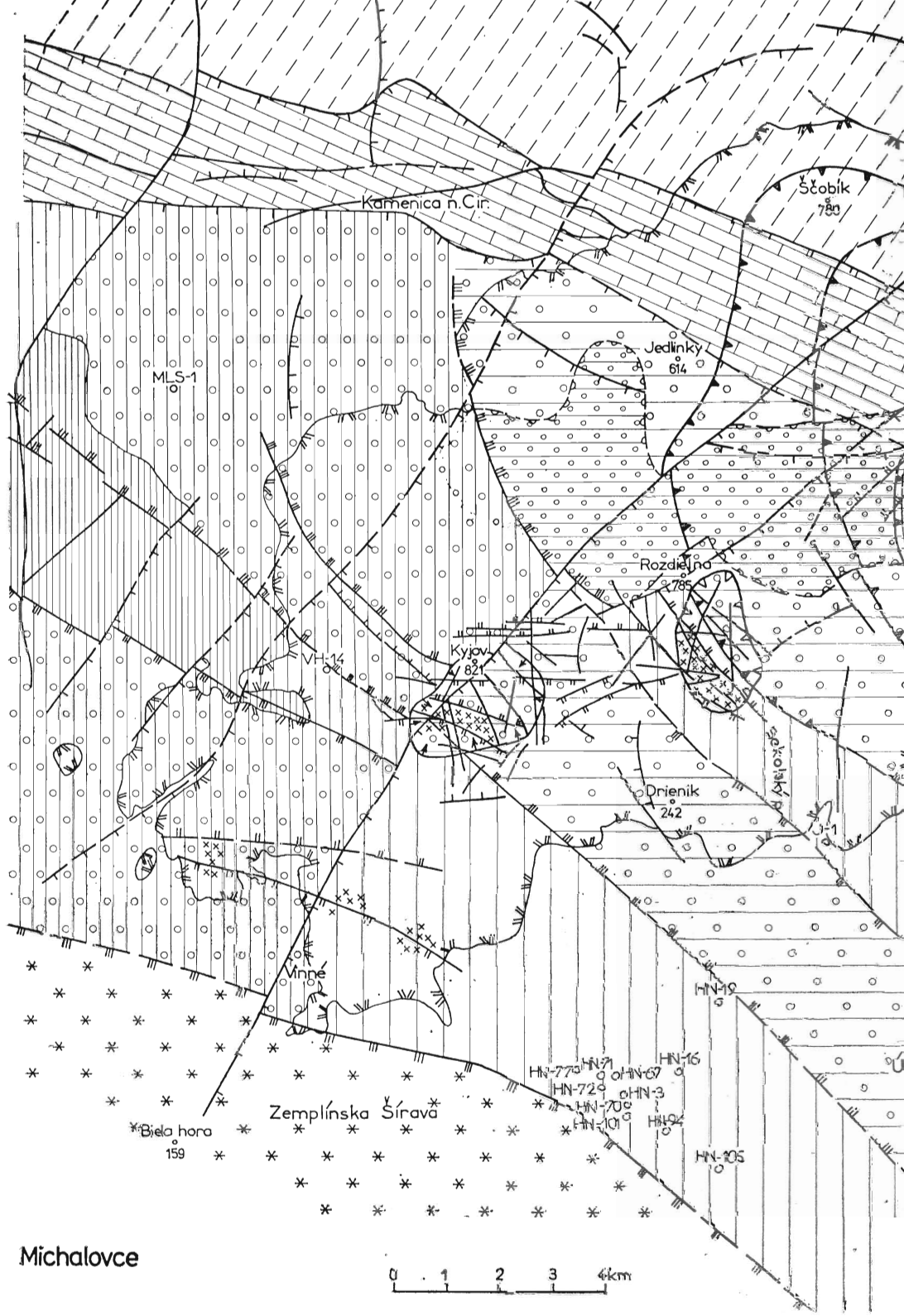
Radiálne zlomy

Pre značnú zakrytosť terénu sú radiálne zlomy pomerne málo známe. Poznáme ich zo severnej časti centrálnej zóny Morské oko (západne od kóty Veža; 927,0), kde sú vyplnené rojom hydrotermálne zmenených tenších a hrubších dajok pyroxenického andezitu. Boli tiež vymapované v údolí Čierneho potoka na okolí kóty Strihovská poľana (982,4). Z oboch miest poznáme radiálne usmernené žilné telesá pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu. Posledne spomínané výskytu radiálnych zlomových štruktúr vystupujú na severnom a severovýchodnom svahu stratovulkánu Morské oko.

Radiálne zlomy s výplňou dajok pyroxenických dioritových porfýrov sú známe z centrálnej zóny parazitného vulkánu Levkova.

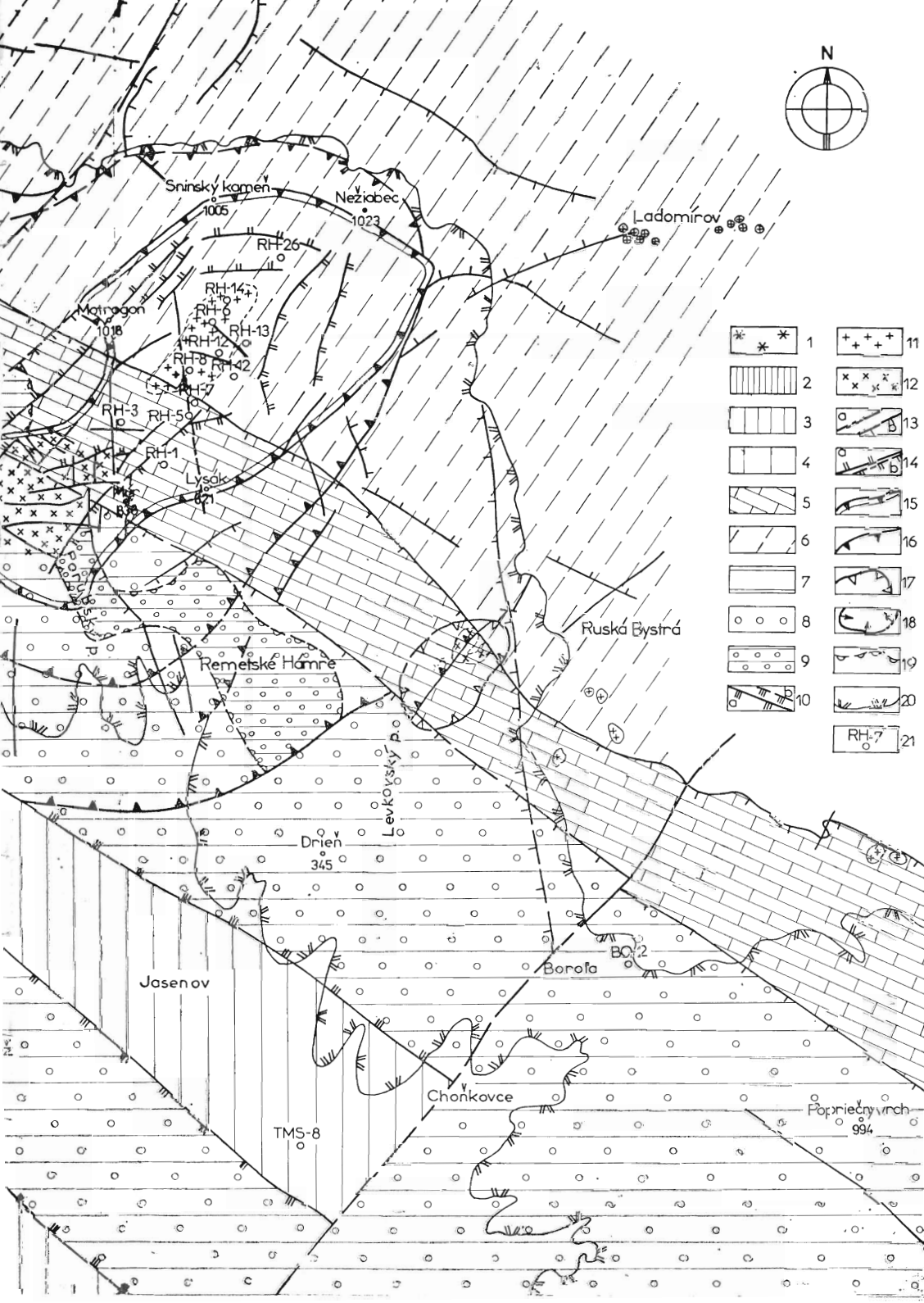
Zlomové štruktúry smeru S—J a Z—V

Vo Vihorlatských vrchoch sa prejavujú často ako zlomy vytvárajúce lokálne hras-



Michalovce

0 1 2 3 4 km



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 11 |
| | 2 | | 12 |
| | 3 | | 13 |
| | 4 | | 14 |
| | 5 | | 15 |
| | 6 | | 16 |
| | 7 | | 17 |
| | 8 | | 18 |
| | 9 | | 19 |
| | 10 | | 20 |
| | | | 21 |

◀ Obr. 3. Štruktúrno-tektonická schéma podložia. 1 — elevačná zóna pozdišovsko-iňačovského paleozoika, 2 — vysoký hrast (nadm. výška +250 až +550 m), 3 — stredný hrast (nadm. výška +250 až 0 m), 4 — nízky hrast s nadm. výškou pod 0 m (2—4 — humensko-užhorodský a jovsiansko-jasenovský mezozoický hrast), 5 — elevácia pieňinského bradového pásma, 6 — vysoká kryha magurského paleogénu, 7 — choňkovská depresia, 8 — pokryv centrálnokarpatského paleogénu (1—8 — regionálne štruktúry), 9 — synvulkanické depresie (resp. priekopové prepادلiny) s výplňou centrálnokarpatského paleogénu, 10 — zlomy vymedzujúce regionálne hrasty, a — odvodené, zistené, b — predpokladané, 11 — elevácie zisteného neovulkanického intruzívneho komplexu, 12 — elevácie predpokladaných neogénnych intruzívnych komplexov, 13 — zlomy epigenetické, 14 — zlomy vymedzujúce lokálne vulkanicko-tektonické hrasty, a — odvodené, b — predpokladané, 15 — interpretovaný priebeh zlomových pásiem vymedzujúcí vulkanicko-tektonickú depresiu centrálného Vihorlatu, 16 — interpretované vyrovnávajúce zlomy vulkanicko-tektonickej depresie, 17 — centrálné zóny parazitných vulkánov ústredného stratovulkánu Morské oko, 18 — centrálna zóna stratovulkánu Kyjov, 19 — interpretovaná hranica hlbšej depresnej a prepادلinovej zóny, 20 — povrchové hranice súvislého vulkanického pohoria, 21 — lokalizácia vrtu

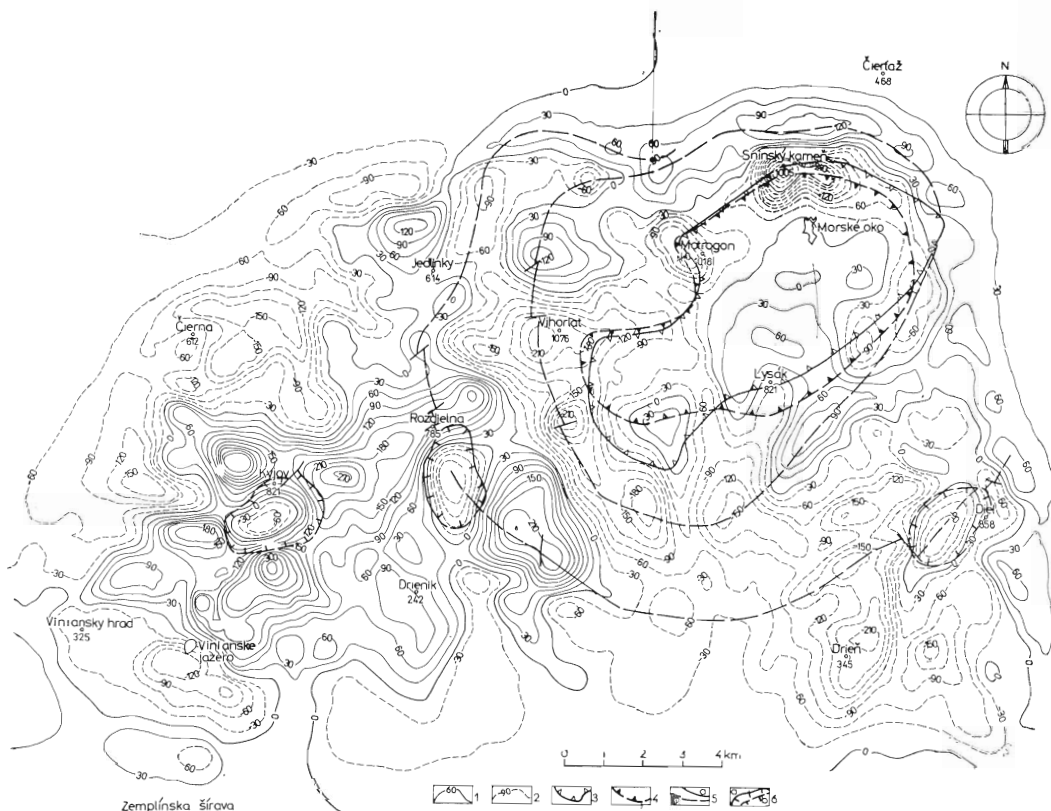
Fig. 3. Structural-tectonic scheme of basement. 1 — the Pozdišovce — Iňačovce Paleozoic elevation zone, 2 — high horst (altitude of +250 to 550 m), 3 — middle horst (altitude of +250 to 0 m), 4 — low horst (altitude below 0 m), (2—4 the Humenné — Užhorod and the Jovsa — Jasenová Mesozoic horsts), 5 — the Pieňiny Klippen Belt elevation, 6 — high block of the Magura Paleogene, 7 — the Choňkovská depression, 8 — cover of the Central Carpathian Paleogene, (1—8 regional structures), 9 — synvolcanic depressions (grabens resp.) with filling of the Central Carpathian Paleogene, 10 — faults confined regional horsts, a — derived, ascertained, b — assumed, 11 — elevations of ascertained neovolcanic intrusive complexes, 12 — elevations of ascertained neovolcanic intrusive complexes assumed, 13 — epigenetic faults, 14 — faults confining, local volcano-tectonic horsts, a — derived, b — assumed, 15 — interpreted course of fault zones confining volcano-tectonic depression of the central Vihorlat Mts., 16 — interpreted faults of volcano-tectonic depression, 17 — central zones of parasitic volcanoes of the Morské oko central stratovolcano, 18 — the Kyjov stratovolcano central zone, 19 — interpreted boundary of deeper depression and graben zone, 20 — surface boundary of coherent volcanic mountain range, 21 — localisations of boreholes

tovo-prepadlinové štruktúry. Ich osobitný význam je v tom, že ako vekove vrchnosarmatské až spodnopánónske lokálne synvulkanické hrastové štruktúry boli vo väčšine prípadov vysunuté mladými intruzívnymi komplexami a sú nositeľmi všetkých ekonomicky perspektívnych rudných prejavov pohoria.

Zaujímavé hlbšie čiastkové tiažové depresné štruktúry podložia ekvatoriálneho smeru s hĺbkami —750 až —1000 m vymedzil M. Filo et al. (1982) severne od kót Rozdielna (785,0) a Ladovisko (894,0) uprostred choňkovskej depresie pretiahnutej smerom SZ—JV. Viazanosť depresných zón na východozápadné, pravdepodobne zlomové zóny, napovedá, že ide o vrchno-

sarmatskú alebo mladšiu štruktúru, vzniknutú zaklesnutím pod váhou na seba naložených vrchnobádenských, spodnosarmatských a vrchnosarmatských magmatických komplexov (produktov dvoch etáp magmatizmu). Pokes nastal zrejme pozdĺž zlomu v údolí potoka Kamenica, kde sa zlom prejavuje výraznými facetovými plochami v severnom brehu potoka Kamenica. Na zaklesnutie severných svahov parazitného kužeľa Sokolský potok a vrchnosarmatského vulkanického kužeľa kóty Vihorlat (1076,0) poukazujú aj opačné, na juh uklonené laminačné plochy lávových prúdov severných svahov vyššie uvedených vulkanických kužeľov (obr. 1).

Južným protipólom uvedenej tiažovej

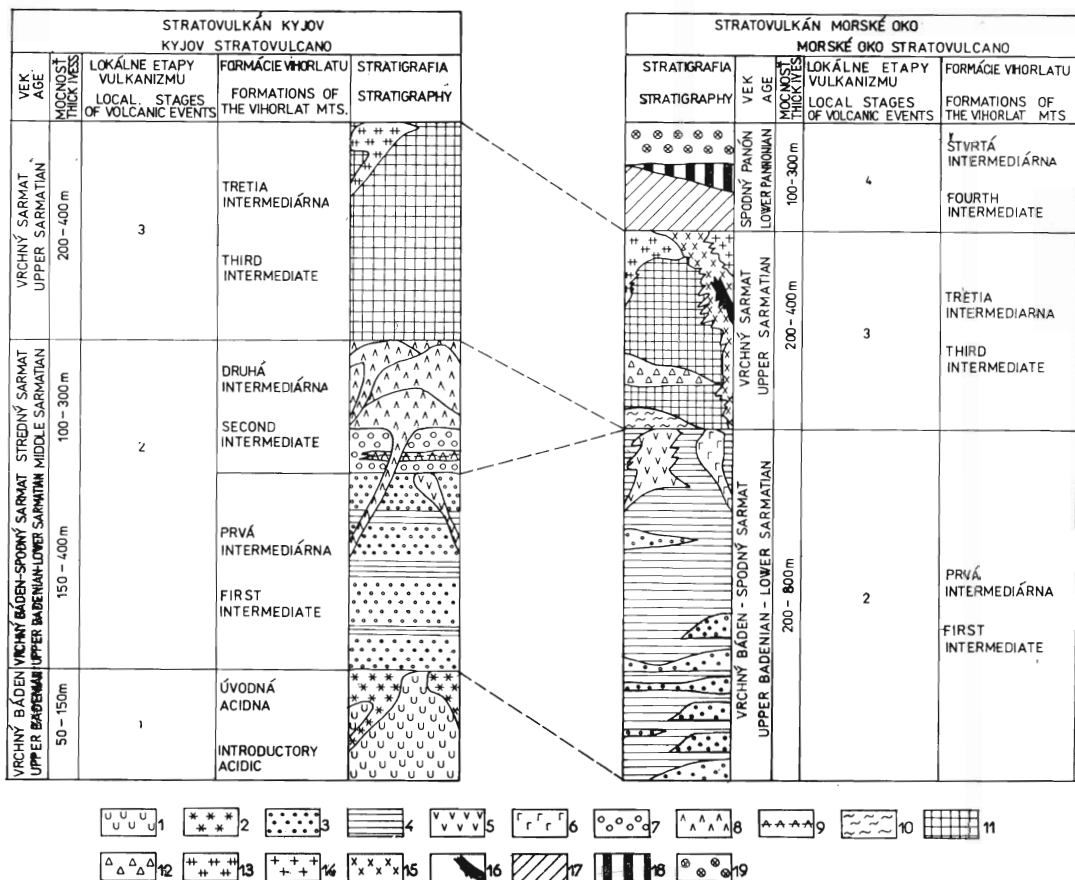


Obr. 4. Prejavy vulkanicko-tektonických štruktúr na mape izolínií leteckej magnetometrie (použili sme zjednodušenú mapu izoanómalií ΔT podľa Gnojeka et al., 1982). 1 — kladné izolínie anomálií ΔT pri kroku 30 m T, 2 — záporné izolínie anomálií ΔT pri kroku 30 m T, 3 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie odvodené z reziduálnych anomálií pre $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ (použité dáta gravimetrie podľa Fila et al., 1975), 4 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie odvodené z dát z leteckej magnetometrie, 5 — koncentrické, vyrovnávajúce zlomy, dozvuky v súvislosti so vznikom vulkanicko-tektonickej depresie, 6 — hranice centrálnych vulkanických zón, kráterov

Fig. 4. Manifestations of volcano-tectonic structures in the air magnetometry isoline map (we have used an oversimplified map of ΔT isoanomalies by Gnojek et al., 1982). 1 — positive isolines of ΔT anomalies at the step of 30 m, 2 — negative isolines of ΔT anomalies at the step of 30 m, 3 — boundaries of volcano-tectonic depression derived from residual anomalies for 2.67 g.cm^{-3} (gravimetric data used by Fila et al., 1975), 4 — boundaries of volcano-tectonic depression derived from air magnetometry data, 5 — concentric faults, echos of the volcano-tectonic depression origin, 6 — boundaries of central volcanic zones, craters

depresie je lokálna, východozápadne usmernená hrastová štruktúra medzi centrálnymi zónami Kyjov a Sokolský potok, ktorú sme vymedzili na základe výsledkov detailných geologických, geofyzikálnych a geochemických prác (obr. 3). Vý-

chodozápadným smerom sa ťahne kráterová zóna stratovulkánu Kyjov. Sú tam lineárne anomálie prvkov Pb, Zn, Ag a Bi ekvatoriálneho smeru. Východozápadne sa ťahnu úzke zóny geofyzikálnych anomálií. Odrážajú stratu magnetizácie hornín a



Obr. 5. Korelačná schéma stratovulkánov Kyjov a Morské oko vo Vihorlatských vrchoch. 1 — rylitový tuť, 2 — ryodacitové kupoly, 3 — epiklastiká pyroxenického andezitu a andezitobazaltu, 4 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu a andezitobazaltu, 5 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu, 6 — pňovité a kupulovité telesá leukokratného kyslého andezitu, 7 — epiklastiká a hrubé pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitdacitov (vulkanicko-sedimentárny a explozívny komplex), 8 — dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru (andezitu) až andezitdacitového porfýru (andezitdacitu), 9 — lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, 10 — tufiticko-lignitická vulkanicko-sedimentárna séria, 11 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, 12 — lapilové a pemzové augiticko-hyperstenické andezitové tuffy, 13 — domatické extrúzie a žilné intrúzie pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru až andezitu, 14 — stredoporfýrický dvojpyroxenický dioritový porfýr, 15 — drobnoporfýrický augitový dioritový porfýr, 16 — amfibolický granodioritový porfýr, 17 — lávové prúdy a vrcholové kupulovité telesá dvojpyroxenického andezitdacitu až kyslého andezitu, 18 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu (Motrogon — Sninský kameň — Nežabec — Strihovská poľana — Fedkov), 19 — vrcholové telesá dvojpyroxenického andezitového bazaltu kóty Motrogon (1018), Čob (866,0) a Strihovská poľana (982,4)

prítomnosť plynnej fázy ortute.

Metageneticky perspektívnymi sa javia lokálne meridionálne a ekvatoriálne hrasty vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, centrálnych zón Kyjov, Sokolský potok, Levkova, v ktorých rudné indície, hydrotermálne premeny a výsledky komplexu geologických, geofyzikálnych a geochemických metód poukazujú na prítomnosť subvulkanických intruzívnych telies. Relatívne rozsiahly komplex intruzívnych telies dioritových a andezitových porfýrov s výskytmi polymetalickej Pb, Zn, Fe, Ag, Cu mineralizácie a Mo mineralizácie potvrdil už priamo vrtný prieskum v centrálnej zóne Morské oko.

Poznámky k vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu

Základnú charakteristiku vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu podáva práca Z. Bacsóa, 1979. Tu podávame upresnenia k tejto štruktúre na základe najnovších geologických výsledkov (hlavne vrtného prieskumu), na základe výsledkov najnovších leteckých magnetických meraní (Gnojek et al., 1982) a na základe výsledkov komplexu detailných geo-

fyzikálnych meraní v priestore centrálnych vulkanických zón pohoria (Komoň, 1984).

Z konfrontácie hodnôt magnetických anomálií zmeraných v základnej letovej výške 80 m nad terénom s hodnotami poľa v úrovni 400 m nad terénom vyplýva, že veľká časť pohoria je pokrytá len tenkým komplexom andezitov. Usudzujeme tak preto, lebo hodnoty anomálií z úrovne 80 m nad terénom pri prepočte na úroveň 400 m nad terénom väčšinou rýchlo klesajú na jednu štvrtinu až jednu pätinu pôvodnej hodnoty (Gnojek et al., 1982). Vulkanicko-tektonická depresia, ktorú vymedzil Z. Bacsó (1979)), je typická podstatne kľudnejším vývojom magnetického poľa v porovnaní s ostatnými časťami Vihorlatských vrchov.

Vyššie uvedené geologické a geofyzikálne zistenia potvrdili výsledky vrtného prieskumu, podľa ktorého v časti vulkanicko-tektonickej depresie, ktorá nebola dodatočne intrúziami vysunutá, je hrúbka stratovulkanickej série 720 až 950 m (zistené vrtními RH-1, RH-5, RH-7 a RH-8), zatiaľ čo hrúbka stratovulkanickej série mimo vulkanicko-tektonickej depresie sa pohybuje len do 500 m (vrty J-1, Kl-1, VH-10, VH-11, VH-14).

Fig. 5. Correlation scheme of the Kyjov and the Morské oko volcanic edifices in the Vihorlatské vrchy Mts. 1 — rhyolitic tuff, 2 — domes of rhyodacite, 3 — epiclastics and pyroclastics of pyroxene andesite and andesitic basalt, 4 — lava flows of two pyroxene andesite and andesitic basalt, 5 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite, 6 — necks and domatic bodies of leucocratic acidic andesite, 7 — epiclastics and coarse grained pyroclastics of amphibole — pyroxene andesite to andesitic dacite (volcano-sedimentary and explosive complex), 8 — domes and cumulo-domes of amphibole — pyroxene andesite porphyry (andesite) to andesitic dacite porphyry (andesitic dacite), 9 — lava flows of amphibole — pyroxene andesite, 10 — volcano-sedimentary serie, 11 — lava flows of two pyroxene andesite, 12 — lapilli and pumice augite — hypersthene andesitic tuffs, 13 — domatic extrusions and dykes of pyroxene and amphibole — pyroxene porphyry to andesite, 14 — medium grained porphyritic two pyroxene diorite porphyry, 15 — fine grained porphyritic augite diorite porphyry, 16 — amphibole granodiorite porphyry, 17 — lava flows and summit domatic bodies of two pyroxene andesitic dacite to acidic andesite, 18 — lava flows of two pyroxene andesite (the Motrogon — Sninský kameň — Nežabec — Strihovská poľana — Fedkov), 19 — summit bodies of two pyroxene andesitic basalt (the Motrogon (1018.0), the Čob (866.0), the Strihovská poľana (982.4))

Približne vertikálne zlomové hranice vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu možno azda najobjektívnejšie odvodiť z geofyzikálnych údajov. V súlade s geologickými poznatkami (morfologický vývoj územia, rozšírenie plošných hydrotermálnych premien, kupolových telies andezitových a dioritových porfýrov) možno priebeh hraníc vulkanicko-tektonickej depresie prijateľne vymedziť ako spojnicu hodnôt lokálneho tiažového minima z mapy reziduálnych tiažových hodnôt pre $2,67 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (ako spojnicu bodov na vrcholovej časti Veľkého Trstia, Motrogonu, Sninského kameňa, Nežabca, Rohu, južne spojnicu kót Lysák, Múr, vrcholovej časti Ladoviska a opäť bodu na kóte Veľké Trstie). (Použili sme mapu reziduálnych tiažových hodnôt pre $2,67 \text{ g} \cdot \text{m}^3$ podľa M. Fila et al., 1975.) Takmer totožne, ale s väčšou plasticitou, vymedzujú vulkanicko-tektonickú depresiu centrálneho Vihorlatu letecké, prevažne záporné lokálne magnetometrické anomálie. Priebeh okrajových zlomov skúmanej vulkanicko-tektonickej depresie ukazuje aj rozmiestnenie mladých vrchnosarmatských a spodnopanónskych vulkanických kužeľov na vyššie vymenovaných kótach. Tieto mladé vulkanické kužele sa geofyzikálne prejavujú ako intenzívne lokálne záporné anomálie magnetického poľa. Sú veľmi kontrastné oproti premeneným horninám vnútornej časti vulkanicko-tektonickej depresie, pretože tie javia znaky straty magnetizácie (obr. 1, 2, 3, 4).

Pozoruhodný je vzťah parazitného vulkanického kužeľa Levkova k vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu a vôbec k ústrednému vulkánu Morské oko, na juhovýchodnom svahu ktorého sa tento kužeľ nachádza. Bezprostrednou príčinou lokalizácie kužeľa Levkova bol koncentrický čiže vyrovnávajúci zlom vulkanicko-tektonickej depresie. Premenené horniny centrálnej zóny Sokolský potok,

halloyzitizované horniny pri Porube pod Vihorlatom, smer SV—JZ a dajky porfýrov centrálnej zóny Levkova dokazujú povrchový priebeh zlomu. V mieste prekríženia zo SZ na JV usmernených zlomov bradlovej elevácie s uvedenou koncentrickou štruktúrou vzniklo prírodné centrum vulkánu Levkova. Asi v spodnom panóne pozdĺž severojužného systému zlomov cez kóty Sokol (628,0), Diel (858,0) až k obci Strihovce klesla západná polovica vulkanického kužeľa Levkova a súčasne sa vytvorila paralelná zaklesnutá zóna pri obci Remetské Hámre, prejavujúca sa na tiažových mapách ako prepaddinová štruktúra choňkovskej depresie (porovnaj Filo et al., 1981, 1982). Východne od uvedenej severojužnej zlomovej zóny sa po spodnopanónskom období oddenudovala nielen celá východná časť kužeľa Levkova, ale aj celá východná časť vulkánu Morské oko.

V súčasnosti sa tu na vysokej kryhe predneogénnych sedimentov zachovali len subvulkanické korene bývalých vulkanických štruktúr pri Lodomírove a pri Ruskej Bystrej a radiálne orientácie hydrosiete (obr. 1, 2, 3, 4).

Literatúra

- Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Miner. slov.*, 11, s. 21—53.
- Bak, A. — Balla, S. — Berencsei, R. — Domonkos, Gy. — Szilágyi, P. 1981: Magyarország az úrből. Zrínyi katonai kiadó, Budapest, s. 71—74.
- Bemmelen, R. W. van, 1932: Over de genetische classificatie van negatieve vulkaanvormen. *Geol. en Mijnb.*, No 19, s. 71—94.
- Beneš, L. 1972: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. [Technická správa za rok 1971.] *Manuskript — Geofyzika Brno*, 28 s.
- Čverčko, J. — Rudinec, R. 1967: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Práce, Spr.* 47, s. 419—448.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívy živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 172 s.

- Brodňan, M. — Dobra, E. — Polášek, S. — Prokšová, D. — Račický, M. — Slávik, J. — Sýkorová, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, s. 6—69.
- Filo, M. — Medo, S. — Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg, geofyzikálny prieskum 1971—1973. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 47 s.
- Filo, M. — Pospíšil, L. — Tkáč, J. 1982: Morfoštruktúry podložia východoslovenských neovulkanitov a ich vzťah k magmatizmu a metalogenéze. *Geol. Průzk.*, 24, s. 337—340.
- Gasanov, J. L. — Moljavko, V. G. — Ostrafijčuk, I. M. — Prodajvoda, G. T. — Serga, A. Ju. — Suchorada, A. V. — Tolstoj, M. I. 1976: Geochimija, petrofizika i voprosy genezisa novějších vulkanitov Sovetskich Karpat. *Kyjev, Izd. Višša škola*, 188 s.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov.*, 9, s. 419—448.
- Gnojek, I. — Dědáček, K. — Obstová, V. 1982: Technická správa o leteckém geofyzikálním průzkumu Vihorlatu v roce 1981. *Manuskript — archiv GP Spišská Nová Ves*, 56 s.
- Kocák, A. — Čverčko, J. 1965: Zpráva o štruktúrném průzkumu v severovýchodní části Potiské nížiny. *Spr. geol. Výsk.*, 2, s. 42—46.
- Komoň, J. 1984: Geofyzikálny prieskum vo Vihorlatských vrchoch. Lokality: záver Porubského potoka, záver Sokolského potoka, okolie kóty Kyjov (821,0). *Manuskript — archiv GP Spišská Nová Ves*, 37 s.
- Leško, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 4, s. 1—2.
- Leško, B. 1964: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Snina, s. 132.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. *Geol. Zbor.*, 18, s. 169—172.
- Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 64, s. 219—236.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. Práce, Spr.*, 47, s. 133—149.
- Maheľ, M. 1967: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 7—29.
- Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močaranského zlomového pásma a jeho význam pro akumulaci živíc ve východní části východoslovenské neogénnej pánvi. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 14, s. 33—68.
- Repčok, I. 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — GÜDŠ Bratislava*, 18 s.
- Repčok, I. 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po štiepení uránu. *Manuskript — archiv GÜDŠ*, 21 s.
- Rittman, A. 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. aufl. *Stuttgart. Ferdinand Enke Verlag*, 438 s.
- Rudinec, R. 1970: Anomálne tlakové a teplotné pomery vo východoslovenskom neogéne. *Mineralia slov.*, 8, s. 289—384.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, s. 145—157.
- Samuel, O. 1984: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie z vrto v Remetské Hámre. *Manuskript — GÜDŠ Bratislava*, 14 s.
- Slávik, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 214 s.
- Slávik, J. 1971: Geologická stavba choňkovskej depresie. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 97—104.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometrické vzrasty vulkanických porad Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. slov.*, 8, s. 319—334.
- Slavkay, M. 1982: Prognózne plochy mednatých porfýrových rúd vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch. *Miner. slov.*, 14, s. 195—207.
- Tananaševa, G. A. 1982: Metalogenetické zvláštnosti. In: Rudonosnosť kontinentálnych vulkanických pásiem. *Moskva, Izdatelstvo Nedra*, s. 292—311.
- Tözsér, J. — Kaličiak, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatizmu na pomedzí Západných a Východných Karpát. In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Red. P. Grecula. *GP Košice*, s. 93—100.
- Vass, D. 1977: Radiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. *Manuskript — Nafta Michalovce*, 38 s.
- Williams, H. — Mc Birney, A. R. 1979: *Volcanology* Freeman, Cooper, San Francisco, 365 s.

Geology and fault structures of the Vihorlatské vrchy Mts. stratovolcanoes (Eastern Slovakia)

There are two significant volcano-tectonic zones in the Vihorlatské vrchy Mts.: the Michalovce — Ladamírov and the Kamenica nad Cirochou — Popriečny vrch zone respectively. The most significant, central polygenetic stratovolcano — the Morské oko stratovolcano — is situated at the intersection of both zones. The Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcanic cone and the Múr — Lysák and the Vihorlat volcanic cones are situated in the Michalovce — Ladamírov zone. The Popriečny vrch stratovolcano and the Levkova parasitic volcanic cone are situated in the Kamenica nad Cirochou — Popriečny vrch zone.

Our new, more sophisticated division of the Vihorlatské vrchy Mts. into complexes and formations results from individual stratovolcanoes unlike the previous understanding of volcanic development in the mountain range (cf. Bacsó, 1979).

Geological structure and volcano-tectonic development

Centres of acidic volcanism were activated during the Upper Badenian, during the oldest, areally scattered stage of volcanism. They were situated at the southwest edge of the Humenné-Užhorod horst near Michalovce and on the Klippen Belt elevation near Beňatína. By the end of the Upper Badenian period and during the Lower Sarmatian were formed three independent, intermediate stratovolcanoes of the Vihorlatské vrchy Mts. A great number of smaller volcanic cones, again consisting of intermediate, andesite rocks, were being formed during the Middle and Upper Sarmatian and Lower Pannonian.

Ascertained age of magmatic complexes and formations of the Vihorlat Mts. remains unchanged (in the sense of Bacsó, 1979). New data by I. Repčok (1982, 1984), obtained by the fission track method, confirm previous ascertained ages.

The Morské oko stratovolcano

Central, spatially approached, volcanic zones of the stratovolcano overlie the edges of the Klippen Belt elevation structures.

Effusive-extrusive complex of the stratovolcano, from 200 m to 600 m thick, of Badenian to Sarmatian age, consists of lava flows from hypersthene-augite andesitebasalts to andesites and from their less abundant volcanoclastic equivalents. In the Lower Sarmatian, during the final, destructive stage of magmatism, roof parts of both spatially approached central zones of the stratovolcano collapsed. A uniform volcano-tectonic depression was formed instead of them. (Fig. 1, 2, 3, 4). During the Upper Sarmatian stage the volcanic activity manifested by the manifold effusions of thin lava flows of two pyroxene andesite, almost without manifestations of an explosive activity.

Two groups of small, younger volcanic cones were being formed. There is typical for the first group that their eruptive centres were activated along the perimeter of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression (the Múr — Lysák and the Vihorlat volcanic cones). Parasitic volcanoes at the periphery of the Morské oko central stratovolcano are given to the second group of younger volcanic cones. The Sokolský potok parasitic volcanic cone is situated at the southwestern periphery. The Levkova parasitic volcano is situated at the southeastern periphery and almost completely denudated remnant — the Ladamírov volcanic cone rooting zone — is situated south of the Morské oko central zone (Hydrothermally altered necks and breccias of amphibole — pyroxene andesite porphyry are preserved amidst sediments of the Magura Paleogene).

Development of relative large subvolcanic to hypoabyssal complex is significant for the Upper Sarmatian final stage of the stratovolcano magmatism. Most data are from the northeastern part of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression, where almost coherent occurrence of intrusive complex has been proved by the boreholes between Lake Morské oko in southeast and the Čremošná brook in southwest (see Fig. 1, 2, 3).

Total vertical thickness of diorite porphyry, diorite and granodiorite porphyry bodies is from several metres to 1,000 m and more. They are bodies of irregular shape, less they are sills, dykes and necks. Their main mass is situated at the boundary between overlying

stratovolcanic complexes and underlying sedimentary series of the Pieniny Klippen Belt and the Outer and Inner Flysch Belt. The intrusive complex consists of hypersthene — augite to augite diorite porphyry, granodiorite porphyry and diorite.

I. Repčok (1982) determined the age of hydrothermal biotite from diorite porphyry situated north of the Kapka brook, from the RH-6 borehole, from a depth of 180.0 m to 11.2 ± 0.6 mil. years, which, according D. Vass (1978) correspond with the Upper Sarmatian. This age is also in correspondence with our present knowledge.

Development of the youngest Lower Pannonian volcanites of the stratovolcano progressed from older hypersthene-augite andesite-dacite from the Veľká Trestia (951.0 m) through lava flows of augite — hypersthene andesite from the Motrogoň (1018.0 m) ridge zone, the Sninský kameň (1005.0 m) and the Fetkov (978.0 m). The Lower Pannonian magmatism finished by summit lava flows and domatic bodies of basaltandesite on the Motrogon (1018.0 m), the Strihovská poľana (982.4 m) and the Čob (866.0 m).

Ascertained radiometric age of augite — hypersthene andesite with small grains of amphibole in groundmass, from the domatic body on the Veža peak (926.8 m) is 11.0 ± 0.5 mil. years (Repčok, 1984). According the above mentioned, the summit body of the Veža peak (926.8 m) is one of the oldest products of the Lower Pannonian volcanism of the Morské oko — Porubský potok stratovolcano. The summit body on the Vihorlat (1076.0 m) according to previous determined age of 9.3 ± 0.2 mil. years and 8.7 ± 0.7 mil. years (Slávik et al., 1976) corresponds with the youngest products of the Lower Pannonian volcanism of the stratovolcano.

The Kyjov stratovolcano

This is the westmost stratovolcano of the Vihorlatské vrchy Mts. It is situated at the Humenné — Užhorod horst, at the intersection of this horst with the morphologically significant Michalovce — Stakčín fault of NE—SW strike.

The Upper Badenian rhyolitic tuffs are known from the substratum of the stratovolcano near Oreské. The intermediate stage of the Kyjov stratovolcano started with vast masses of volcanoclastic and with rare lava flows of augite — hypersthene basalt-

andesite and andesite at the Hrbatý laz (408.8 m), the Dlhá (526.9 m) and the Skalka (570.0 m). The volcanism finished by subvolcanic bodies of acidic amphibole — pyroxene andesite porphyry and augite — hypersthene andesite. The central summit part of the Kyjov volcanic cone as well as southern slopes of the stratovolcano are built by the Upper Sarmatian lava flows of hypersthene — augite andesite. A subvolcanic body of leucocratic andesite-dacite has been mapped in the central crater zone of the volcano. The vent system of the Kyjov stratovolcano crater zone of the Upper Badenian — Lower Sarmatian age stayed unchanged during the Upper Sarmatian period opposite to the Morské oko stratovolcano. The volcano-tectonic depression did not form.

Fault structures of the mountain range

Six fault systems are known up to now in the young Alpine structural plan of the Vihorlatské vrchy Mts. magmatites. They form all significant structures of this mountain range.

The faults of NW—SE strike divide the basement of volcanic mountains into the Magura Flysch block, the Pieniny Klippen Belt elevation structure, the Choňková depression with the Jovsa — Jasenová horst block the Humenné — Užhorod horst and into the elevation zone of the Pozdišovce — Iňačovce Paleozoic block.

The most significant group of faults of NE—SW strike is the Vrbnica group, which form a volcano-tectonic zone between the Kyjov (821.0 m) and Ladomírov. Its width is from 2 to 5 km (see Fig. 1). Central volcanic zones of the Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcano, the Morské oko double central zone and the Ladomírov parasitic volcano roots of andesite porphyry are in this fault zone. The volcano-tectonic depression in the Morské oko central zone is in vicinity with the Magura Flysch sediments, which witnesses about large erosive cut-off.

Concentric fault structures in form of a few ring zones can be observed in the zone of tectonical influence of the Morské oko central stratovolcano. They manifest geologically and morphologically by concentric distribution of crater zones of the Sokolský potok and Levkova parasitic volcanoes. Domatic bodies of pyroxene andesite porphyry and andesite in the Voniarsky brook, near Zemplínske Hámre and at the Čob (866.0 m) are situated at these

concentric structures. Concentric faults of the Morské oko stratovolcano can be followed geophysically by linear anomalies of ΔT from air magnetometry (see the map by Gnojek et al., 1982). We explain the origin of concentric faults in connection with the origin of the Central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression during the Lower Sarmatian. Concentric faults were formed as the result of collapse of the central stratovolcano parts at its slopes and periphery zone (Fig. 3 and 4).

Radial faults are known from the northern part of the Morské oko central zone (west of the Veža — 927.0 m). They are filled with swarm of hydrothermally altered dykes of pyroxene andesite. They have been also mapped in the Čierny potok valley and in the surroundings of the Strihovská poľana (983.4 m). Radial dykes of pyroxene and amphibole — pyroxene andesite are known from both places. The above mentioned radial fault structures occur at the northern and northeastern slopes of the Morské oko stratovolcano. Radial faults with filling of pyroxene diorite porphyry dykes are known from the central zone of the Levkova parasitic volcano.

Fault structures of N—S and W—E strike manifest in the mountains as faults forming local horst — graben structures, in most cases they are uparched by intrusions, and, what is the most important, they are ore bearing structures.

Meridional and equatorial horsts of the central Vihorlat Mts. volcanotectonic depression and of the Kyjov, the Sokolský potok and the Levkova central zones are metallogenetically perspective. Ore indices, hydrothermal alterations of rocks and results of geological, geophysical and geochemical methods indicate the presence of subvolcanic intrusive bodies. Relative large complex of intrusive bodies consisting of diorite porphyry, andesite porphyry and interesting occurrences of polymetallic Pb, Zn, Fe, Ag, Cu mineralisation and Mo mineralisation were confirmed by boreholes in the Morské oko central volcanic zone.

Remarks to the volcano-tectonic depression of the central Vihorlat Mts.

Basic characteristic of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression was published in work by Bacsó (1979). We present knowledge about this structure based on the latest geological results.

I. Gnojek has claimed that from the confrontation of magnetic anomaly values measured in 80 m — level above the surface and with the values of magnetic field in 400 m — level about surface resulted that large part of the mountain range is covered by relative thin andesite "massive". He claims further that a quiet magnetic field is typical for the volcano-tectonic depression, which was defined by Bacsó (1979), in comparison with the other parts of the Vihorlatské vrchy Mts.

The above mentioned geological and geophysical data were confirmed by the results of drilling prospection. The thickness of stratovolcanic serie is from 720 to 950 m (this is ascertained by the RH-1, RH-5, and RH-8 borehole) in the volcano-tectonic depression, in its parts, which were not uparched by intrusions. The thickness of stratovolcanic serie outside the volcano-tectonic zone is less than 500 m (the J-1, KL-1, VH-10, VH-11 and VH-14 borehole).

Fault boundaries of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression are in agreement with geological knowledge (morphological development of the region, distribution of hydrothermal alterations, domatic bodies of andesite porphyry). The course of the volcano-tectonic depression boundaries can be defined as a link of local gravity minima derived from the map of residual gravity field for $2.67 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (Filo et al., 1975). Air magnetometric, mainly negative anomalies also defined the volcano-tectonic depression, but more plastic, they were taken from the data by I. Gnojek et al., (1982). See Fig. 1, 2, 3, 4.

Jednotná metodika geologických, geofyzikálnych a geochemických prác pre oblasť gemerika

PAVOL GREČULA*, ROBERT KUCHARSKI**, PETER FERENC***,
MARTIN RADVANEC****

* Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

** Przedsiębiorstwo badań geofizycznych, Stalingradzka 34, 03-301 Warszawa

*** Geofyzika, n. p., stredisko Spišská Nová Ves, Sládkovičova 5, 052 01 Spišská Nová Ves

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

Doručené 8. 1. 1984

Общая методика геологических, геофизических и геохимических работ для территории Гемерикума (Западные Карпаты)

В спišско-гемерском рудогорьи в 1976 году началась обширная геофизическая, геохимическая и геологическая разведка на площади приблизительно 1700 км². Измерения осуществлялись по линиям в профилях на расстоянии один километр с шагом по линии 20 метров. Применялись следующие геофизические методы: возбуждённая поляризация, профильное сопротивление, ВДВ, спонтанная поляризация, магнитометрия, спектрометрия, меркурометрия, площадная и профильная гравиметрия и профильная магнитотелурика. Из геохимических методов применялись металлотометрия почв и пород. Одновременно совершалось детальное геологическое картирование и специальные геологические работы. Этот комплекс методов был осуществлён с целью определения новых источников полезных ископаемых и для более детального объяснения геологического строения.

Unified methodics of geological, geophysical and geochemical investigations in the area of the Gemic unit (Western Carpathians)

In the area of Spišsko-gemerské rudohorie Mts., extensive geophysical, geochemical and geological investigations started in 1976 over a surface area of 1,700 km². Measurements are realized along profiles situated in 1 km distance each from other and observation points are localized in 20 m distance along profiles. The following geophysical methods are used: induced polarization, resistivity measurements, VLF radiowave measurements, spontaneous polarization, magnetometry, gamma-spectrometry and mercurimetry, areal and profile gravimetry, magnetotelluric profile measurements. From geochemical prospection methods, soil and rock sampling (metallometry) is realized. Detailed geological mapping is carried out currently together with special geological evaluation. The indicated complex of methods is realized with the aim to discover new mineral resources in the area as well as for complex interpretation of the geological structure of the area.

Slovenské rudohorie, ako najväčší rudný rajón v Západných Karpatoch, je geologic-ky najlepšie preskúmané, avšak bolo treba hľadať nové ložiská, nové typy zrudnenia alebo pokračovania ložísk. Vyžadovalo si to komplexné geologicko-ložiskové prehodnotenie celej oblasti. Slovenský geologický úrad v Bratislave sa v r. 1975 rozhodol preskúmať celú plochu východnej časti Slovenského rudohoria jednotnou metodikou s použitím rôznych geofyzikálnych a geochemických metód a prác. Geofyzikálne práce realizoval v r. 1976 — 1981 podnik Przedsiębiorstwo badań geofizycznych Warszawa. Od r. 1981 ich vykonáva Geofyzika, závod Bratislava.

Metodika komplexných prác

Najdôležitejšou úlohou bolo vypracovať vhodnú metodiku, ktorá by zohľadňovala: 1. doterajšiu podrobnú preskúmanosť územia, veľký počet rudných výskytov a ložísk, ako aj ich vyfaženosť v pripovrchovej časti; 2. prítomnosť rozličných typov mineralizácie a ich genetickú rôznorodosť; 3. nedostatočne známy litostratigrafický vývoj paleozoika, ale najmä staršieho paleozoika; 4. mimoriadne tektonicky komplikovanú stavbu územia (šupinovitý, prešmykový a príkrovový tektonický štýl a intenzívne neoidné rozblokovanie); 5. veľmi pestrú litologickú náplň paleozoika od nepremených typov hornín (perm) až po vrchnú časť amfibolitovej fácie a anatektity; 6. prítomnosť malých telies granitoidov. Do úvahy bolo treba brať aj malú odkrytosť územia a v oblasti dolín a plosín aj súť.

Stanovili sme nasledujúce hlavné ciele (pre mierku mapy 1 : 10 000): zistiť reliéf stropu granitu, a to do hĺbky 600 m podrobne (minimálne v 100 m úrovniach), a dešifrovať blokovú stavbu (bolo treba vyhotoviť dvojrozmerné gravimetrické

modely); pomôcť pri zostavení novej geologickej a tektonickej mapy (poskytovať informácie o tektonických štruktúrach a litologických celkoch) a priamo alebo nepriamo indikovať rozličné typy mineralizácie a kvantifikovať ich geofyzikálny prejav.

Dovtedy sa komplexné geofyzikálne práce v Slovenskom rudohorí realizovali len na malých plochách a skúmali sa len lokálne ložiskové ciele. Obyčajne sa používali iba 2 — 3 geofyzikálne metódy. Regionálny charakter mali iba gravimetrické a magnetické merania a pre ložiskovú problematiku neposlúžili (okrem globálnych metalogenetických úvah).

Z toho vyplynulo, že pri veľmi dobrých ložiskových a geologických znalostiach územia je nutné použiť čo najväčší komplex metód, ktorý by preveroval známe štruktúry a poskytol čo najväčší súbor informácií o neznámych litologických, tektonických a zrudnených objektoch. Preto sa stanovil krok merania na profile 20 m (je to detailné meranie v rámci profilu). Len takto sme mohli získať detailnejší obraz o geologickej stavbe a lepšie poznať geologické pomery Slovenského rudohoria a vypracovať prognózy nerastných surovín.

Detailný krok merania na profile a veľká rozloha skúmaného územia (1700 km²) neumožňovali, aby bola aj primeraná vzdialenosť medzi profilmi (200 — 500 m). Museli sme voľiť 1 km rozstup profilov. Dĺžka profilov (10 — 35 km), závislá na šírke územia patriaceho gemeriku, pokrývala celú oblasť s vývojom paleozoika, začiatok a koniec profilu bol v horninách mezozoika alebo v susednej tektonickej jednotke.

Aby sa kompenzovali problémy vyplývajúce z 1 km vzdialenosti medzi profilmi (najmä korelácia rovnocenných anomálií zodpovedajúcich tej istej štruktúre, zostavenie plošných geofyzikálnych map

a pod.), do metodiky komplexných prác sa zahrnulo aj geologické túrovanie medzi profilmi a geologické mapovanie medzi profilmi v mierke 1 : 10 000. Týmto spôsobom možno všetky fenomény, ktoré sa zistili na profiloch, sledovať medzi profilmi (vychádza sa z geologickej situácie na dvoch susedných profiloch a jej pokračovanie medzi profilmi sa skúma geologickými metódami — predovšetkým geologickým mapovaním). Umožňuje to koreláciu a konštrukciu plošného priebehu litologických typov, mineralizovaných štruktúr, tektonických prvkov a ostatných údajov zistených na profile. Tak sa eliminuje veľká vzdialenosť medzi profilmi, dva až trikrát sa zníži objem geofyzikálnych a geochemických prác, zabezpečí sa rýchlejší postup prác a zároveň sa vyhotoví nová podrobná geologická mapa, veľmi dobre dokumentovaná, s veľkou presnosťou litologických hraníc a indikáciou tektonických prvkov.

Experimentálne práce

Na začiatku prác sme vyskúšali na úseku 2 x 5 km hustotu profilov po 200 m [oblasť Poproč]. Presnosť korelácie anomálií medzi takto vzdialenými profilmi bola veľmi dobrá, ale po vyhotovení geologickej mapy medzi profilmi bola korelácia anomálií kvalitatívne oveľa lepšia, pozmenil sa aj plošný obraz priebehu anomálií, pretože pri ich vykresľovaní sa už prihliadalo na geologicko-ložiskové objekty zistené geologickým mapovaním (podobne to bolo aj s geochemickými anomáliami, ktorých priebeh pred vyhotovením geologickej mapy naznačoval iné smery litologických a mineralizovaných štruktúr, aké boli v tomto území známe). Pri vzdialenosti profilov 200 m sa okrem vyššie uvedených výhod zistilo aj to, že sa stráca spojitost tohto meraného územia s okolnými oblasťami.

Preto až neskoršie, po ukončení prác na regionálnych profiloch, sme mohli aj takto podrobne zmerané územie začleniť do väčšieho regiónu a z toho hľadiska hodnotiť aj jeho tektonické a ložiskové problémy a prognózy.

Uvedené experimentovanie dosť presvedčivo preukázalo, že pre Slovenské rudohorie s vyššie uvedenou geologickou problematikou a ložiskovými špecifikami je výhodnejšie (zdôrazňujeme geologickú stránku) získať ucelený obraz o celom území jednotnou metodikou a že na to treba použiť geofyzikálne a geochemické merania na 1 km vzdialených profiloch, s krokom merania 20 m, pravda, ak sa súčasne bude robiť geologická mapa v mierke 1 : 10 000 alebo geologické túrovanie (s reambuláciou existujúcich máp). Z metodického hľadiska to bol základný, ale aj najťažší problém. Po 10 rokoch realizácie tohto projektu považujeme uvedenú časť metodického postupu za optimálnu v tomto území.

Výber geofyzikálnych metód

Problémom bol aj výber geofyzikálnych, druhov prác. Zo skúseností z geofyzikálnych prác realizovaných pred týmto projektom sme vedeli, že použitie malého počtu metód (druhu prác) nebude pre veľké množstvo geologických problémov, ktoré sa mali skúmať, postačujúce. Preto sme do komplexu geofyzikálnych prác zaradili vybudenú polarizáciu (VP), spontánnu polarizáciu (SP), magnetometriu (MGM), terénnu gamaspektrometriu (GSM), metódou veľmi dlhých vln (VDV), gravimetriu a odber vzoriek pre laboratórnu merkuometriu a metalometriu. Okrem toho sme robili odber vzoriek na stanovenie petrofyzikálnych vlastností hornín (hustotné, magnetické, rádioaktívne a paleomagnetické štúdium) z povrchových odkryvov a vrtných jadier. Na troch

profiloch smeru S — J sme použili magnetoteluriku. Podrobná metodika geofyzikálnych prác realizovaných v rámci tejto úlohy je v článku R. Kucharského v tomto čísle časopisu.

Geochemické práce

Geochemické práce reprezentovala pôdna a horninová metalometria, ako aj geochemia určitých typov hornín.

Vzorky pre pôdnu metalometriu sa odoberali z pôdneho horizontu B, z miest, kde bolo aj geofyzikálne meranie, krok odberu bol 20 m. Semikvantitatívnou spektrálnou analýzou sa stanovili prvky Sn, Sb, Cu, Ag, Ni, Bi, Zn a vyhodnotili sa v stupnici v hodnotách 1 až 20.

Vzorky pre metalometriu a geochemiu hornín sa odoberali počas verifikácie, a to z odkryvov alebo zo skalnej sute. Krok odberu bol 100 m. Aby vzorka reprezentovala litologický typ v danom úseku, vzorku pre litogeochemiu odoberal iba geológ a geochemik. Pri častejšom striedaní litotypov ako 100 m sa vzorky brali hustejšie. Z miest, kde boli významné anomálie z pôdnej metalometrie, sa odoberali ďalšie vzorky pre horninovú metalometriu. Vzorky hornín sa analyzovali kvantitatívnou spektrálnou analýzou a atómovou absorpčnou spektrometriou na nasledujúce prvky: Sn, B, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sb, As, Bi, Rb, Mo, W, Sr a Ba. Výsledky sa spracovali na počítači (podobne ako geofyzikálne a iné údaje).

Geochemické mapovanie medzi profilmi

Komplex metód doplňovalo najmä geologické mapovanie a túrovanie medzi profilmi. S tým súvisí podrobný litostratigrafický a tektonický výskum, petrografia hornín [najmä vulkanitov, granitov a kryštalických bridlíc rozličného stupňa metamorfózy], mineralogický a geoche-

mický výskum rudných minerálov [s prihliadnutím na genetický typ mineralizácie, horninové prostredie, stupeň metamorfózy], ložiskový, geochronologický a palinologický výskum. Všetky uvedené geologické práce boli zamerané na zostavenie metalogenetickej, tektonickej, ložiskovej mapy, mapy metamorfných zón a minerálnych asociácií a nakoniec prognózne mapy rudných a nerudných surovín.

Podrobný geologický výskum sme v náväznosti na geofyzikálne výsledky v celom skúmanom území od začiatku považovali za rozhodujúci pre úspešné zvládnutie úlohy. Vychádzali sme zo skúseností z predchádzajúcich geofyzikálnych prác v rudných rajónoch, ktorých výsledky interpretovali iba geofyzici, bez účasti geológov. Overovanie takýchto geofyzikálnych údajov a interpretácií nebolo veľmi úspešné (preto pred rokom 1976 geofyzikálne práce v rudnej problematike veľmi stagnovali), interpretované geofyzikálne údaje sa technickými a geologickými prácami potvrdili len zriedkavo. Príčina nebola len v prístrojovom vybavení, v metodike, v interpretácii atď., ale najmä v tom, že geofyzikálne práce sa robili a interpretovali bez geológa a bez terénneho posúdenia anomálií.

Verifikácia výsledkov a geologické mapovanie

Aby sa zlepšila kvalita vyhodnotenia geofyzikálnych meraní, od začiatku akcie sme považovali za nutné mať veľmi úzku spoluprácu medzi geológom, geofyzikom a geochemikom.

Od počiatkovej diskusie o projekte cez tvorbu metodiky prác, vytýčenie priebehu profilov s prihliadnutím na geologicko-ložiskové prvky, korekciu metodiky až po terénne overovanie výsledkov na profile (verifikácia) a spoločnú interpretáciu výsledkov sa spolupráca geológa a

geofyzika stala samozrejmosťou.

Verifikáciou geofyzikálnych a geochemických údajov priamo v teréne sa získava veľmi podrobný geologický obraz [litológia, superpozícia vrstiev, zlomy, prešmykové štruktúry, presná pozícia známych výskytov mineralizácií a ich odraz v geofyzikálnom poli, vzťah k litológii, tektonickým štruktúram, k intenzite metamorfózy hornín a pod., súvislosť medzi gravimetrickými výsledkami a povrchovou litologickou a tektonickou situáciou, vzťah medzi údajmi geochemických metód a geologickou situáciou, ale aj vzťah medzi geochemickými a geofyzikálnymi perspektívnymi metódami a pod.).

Verifikácia je nielen overenie výsledkov v teréne, ale aj prvotná geologická, geofyzikálna a geochemická interpretácia. Keďže sme sa pri verifikácii nespočetnekrát presvedčili, že neexistuje uniformita ani etalóny na vysvetlenie všetkých (napr. geofyzikálnych) anomálií, počas realizácie prác sme povýšili verifikáciu na základnú a nenahraditeľnú geologickú metódu. Verifikujú sa všetky profily a všetky body merania na profile.

Verifikácia teda znamená, že za účasti skúseného geológa, geofyzika a geochemika, prípadne ďalších špecialistov, sa overujú získané geofyzikálne, geochemické, ložiskové a geologické výsledky na podklade priameho štúdia geologickej situácie na profile v teréne a vytvára sa základný obraz o litológii, geologickej stavbe, výskyte a rozmiestnení objektov nerastných surovín.

Tento obraz sa však získava iba na profile a na plošné a priestorové geologické vzťahy treba mať geologickú mapu, ktorá poskytuje podklad pre priestorový obraz územia a je základným geologickým materiálom. Jej zostavenie je však náročné a patrí medzi najťažšie geologické práce.

Pri zostavovaní geologickej mapy medzi profilmi sa používa [ako základný údaj]

geologický profil získaný pri verifikácii. Údaje získané z verifikácie sa geologickým túrovaním medzi profilmi aplikujú na plochu medzi profilmi. Vytvára sa tak plošný obraz, a to nielen geologický, ale aj geofyzikálny, pretože určité anomálie na profile, zodpovedajúce istému geologickému (aj ložiskovému) objektu, sa pomocou vymapovania tohto objektu môžu spájať s anomáliami na susednom profile.

Pomocou takto zostavenej geologickej mapy sa má geologicky posúdiť ložisková problematika územia (prognóza, ale aj detailnejšie úvahy a odporúčania pre rudné polia a pre jednotlivé žily), ako aj interpretovať tektonickú stavbu, litostratigrafia, metalogenéza a pod.

Počas verifikácie sa odoberajú vzorky pre horninovú metalometriu, pre špeciálny mineralogický, petrografický, palinologický, petrofyzikálny a paleomagnetický výskum.

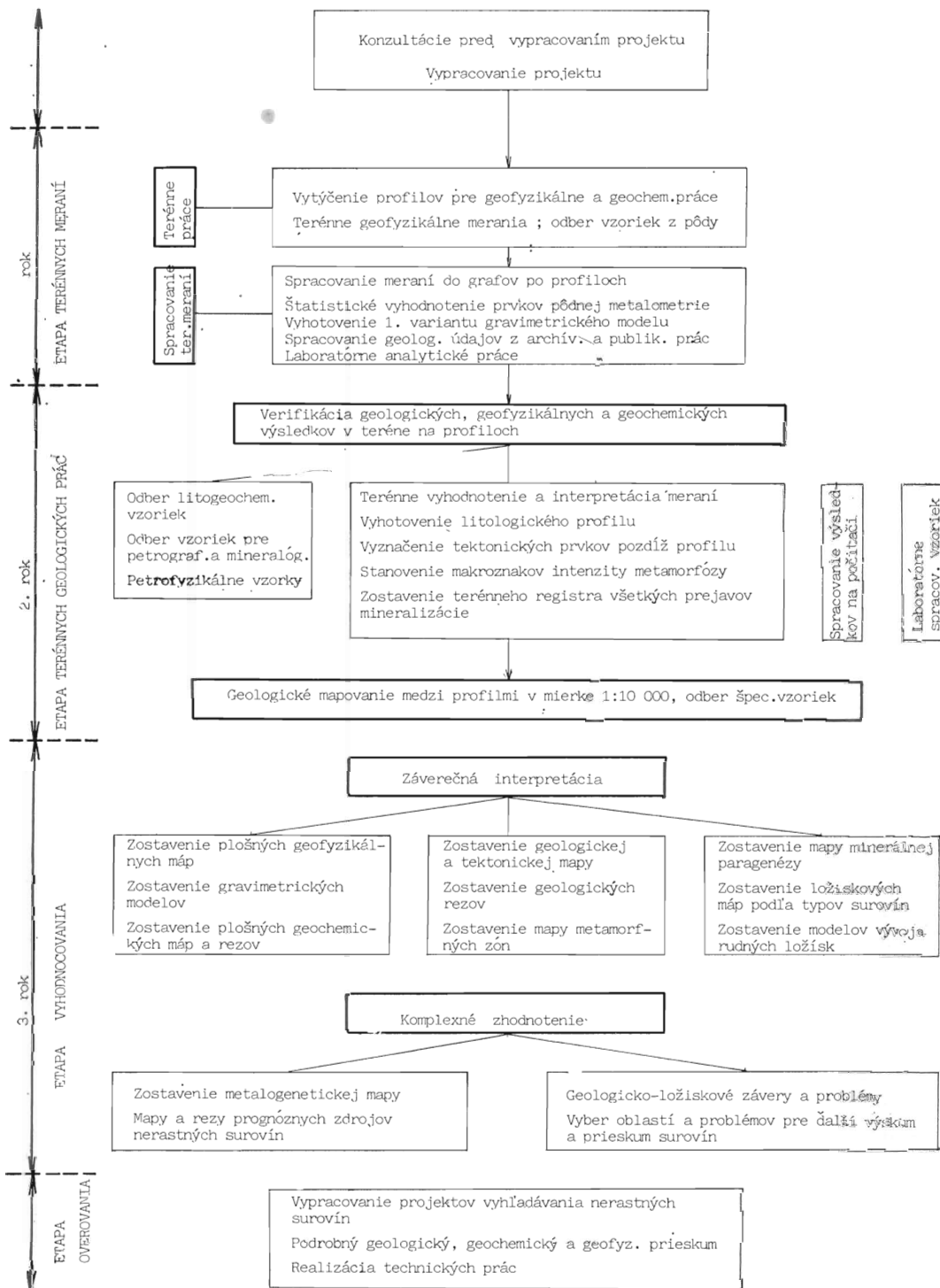
Výsledky verifikácie a geologická mapa sú podkladom pre zostavenie plošných geofyzikálnych a geochemických máp a ďalších vyššie spomínaných máp. Z nich, ako aj z údajov zo špeciálnych geologických prác sa vychádza pri záverečnej komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácii.

Postupnosť prác

Časový postup realizácie jednotlivých druhov prác uvádza obr. 1 a podiel týchto prác obr. 2.

V prvom roku terénnych prác merači vytyčujú a zameriavajú profily, súčasne konce profilov, miesta zmeny ich smeru a iné významnejšie body pripájajú na štátnu trigonometrickú sieť. Všetky body musia polohou a výškou zodpovedať situácii na topografickej mape mierky 1 : 10 000.

Presné vytyčenie profilu sa požaduje



◀ Obr. 1. Metodika komplexných [geologických, geofyzikálnych a geochemických] prác a ich časová postupnosť v Spišsko-gemerskom rudohorí

Fig. 1. Methodics of complex investigations [geological, geophysical and geochemical] and their time sequence in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

preto, aby sa určitý bod na profile mohol kedykoľvek opäť meračsky vytýčiť, ako aj preto, že je nutné korelovať presný priebeh povrchovej situácie so situáciou v bani, vo vrte a pod. Koreláciu geofyzikálnych a geochemických anomálií, ale aj iných geologických údajov so známymi rudnými štruktúrami (ktoré sú v niektorých rudných rajónoch vzdialené iba desiatky metrov) možno správne urobiť a hodnotiť iba pri presnej orientácii v teréne. Ak má byť geologický profil urobený pri verifikácii podkladom a etalónom pre geologické mapovanie medzi profilmi a pre konštrukciu plošných geofyzikálnych a geochemických máp, je nevyhnutné presne vytýčiť profile. Vyžaduje si to aj veľmi pestrá litologická náplň, šupinovitá a prešmyková stavba, veľmi hustá sieť zlomov a pod. V minulosti sa taká presnosť vytýčovania profilov nevyžadovala (pre globálne rozloženie geofyzikálnych polí to aj vyhovovalo), a to spôsobilo určité ťažkosti pri realizovaní, interpretácii a využívaní výsledkov geofyzikálnych prác.

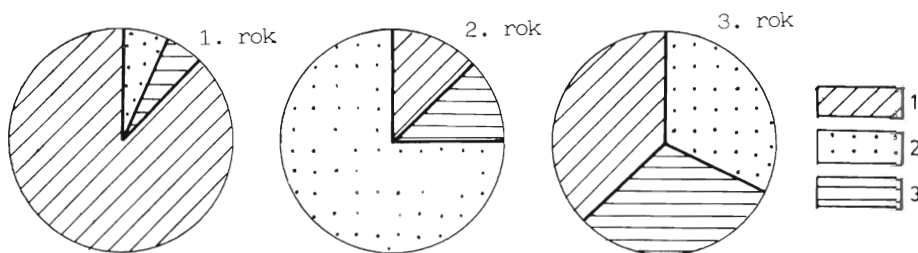
V prvom roku sa z daného územia pripravuje a spracováva aj archívny a publikovaný materiál o geologickej stavbe, preskúmanosti ložísk, ťažbe ložísk a preskúmajú sa existujúce geologické, ložiskové a tektonické mapy. Sú východiskovým materiálom pre počiatočné obdobie realizácie prác a neskôr slúžia na konfrontáciu s novými údajmi.

Podstatná časť geofyzikálnych meraní a odber vzoriek pre pôdnu metalometriu sa realizuje v prvom roku. Gravimetrické meranie po profiloch pre konštrukciu gravimetrických modelov sa robí druhý rok.

V druhom roku (v území, kde sa meralo v predchádzajúcom roku) po spracovaní geofyzikálnych meraní a výsledkov pôdnej metalometrie do profilových grafov je najdôležitejšou akciou verifikácia výsledkov v teréne. Bolo by výhodné, keby tesne na výsledky verifikácie nadväzovalo geologické mapovanie a túrovanie medzi profilmi. Tým by medzi verifikačnou a mapovacou geologickou skupinou bola úzka problémová spätosť a vzájomná informovanosť. Pre nedostatok mapujúcich geológov geologické mapovanie obyčajne zaostáva a robí sa v ďalších rokoch.

V treťom roku sa zostavujú geofyzikálne, geologické, tektonické a ďalšie mapy a gravimetrické modely, a to po laboratórnom spracovaní vzoriek a definitívnom spracovaní geofyzikálnych meraní. Pripravujú sa podklady pre celkové geologické zhodnotenie územia, ktoré končí komplexnou geologicko-geofyzikálnou interpretáciou, zostavením mapy prognóz a odporúčaním na ďalšie výskumné a prieštudijné práce.

Organizácia uvedeného komplexu prác je náročná. Uvedená postupnosť prác by sa azda dala skrátiť na jeden rok, ale všetky geofyzikálne práce (metódy) by sa takmer súčasne museli robiť na jednom profile. Veľmi rýchlo by sa museli spracovať terénne výsledky (aj laboratórne), aby boli k dispozícii pre verifikáciu a na to nadväzujúce geologické mapovanie. V zimných mesiacoch by mohlo byť vyhodnotenie a komplexná interpretácia. Vyžadovalo by si to precíznú organizáciu práce, dostatok odborníkov a potrebné prístrojové a terénne vybavenie. Takýto po-



Obr. 2. Podiel geofyzikálnych, geochemických a geologických prác pri metodike použitej v Spišsko-gemerskom rudohorí [v rámci jedného uzavreného cyklu]. 1 — geofyzikálne práce, 2 — geologické práce, 3 — geochemické práce

Fig. 2. The share of geophysical, geochemical and geological investigations in methodics used in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. [in the frame of a single cycle]. 1 — geophysical investigations, 2 — geological investigations, 3 — geochemical investigations

stup práce sme nevyskúšali, ale predpokladáme, že v teréne by si jednotlivé skupiny v práci prekážali, laboratóriá a počítače by sa museli využívať len na túto akciu, je veľmi pravdepodobné, že by nebolo dost času na dôkladné zhodnotenie a interpretáciu, čo by sme považovali za najväčší nedostatok skrátenej verzie postupu prác.

V naliehavých prípadoch možno predbežné výsledky z meraní použiť už po skončení prác v prvom roku, ale najmä po verifikácii v druhom roku, keď už možno podľa nich pripravovať lokálne projekty, situovanie technických prác, prognózne hodnotenie preskúmaných častí mineralizovaných štruktúr a pod. Umožňuje to rýchle odovzdávať nové výsledky na ďalšie využitie.

Aj pri trojročnom cykle si realizácia komplexných prác vyžaduje tímový spôsob práce, dobrú spoluprácu medzi organizáciami, ktoré komplexné práce realizujú, ale aj dobrú organizáciu práce.

Úspech takto realizovaných geologicko-geofyzikálno-geochemických prác závisí od veľmi úzkej spolupráce geofyzikov a geológov a od overenia výsledkov priamo na profile v teréne. Len takto je za-

bezpečená veľká pravdepodobnosť výsledkov komplexnej interpretácie, účelnosť a rýchla návratnosť vynaložených finančných prostriedkov. Výsledky komplexných prác zabezpečujú perspektívu výskumu a prieskumu v skúmanej oblasti, účelne orientovaný ložiskový prieskum, zodpovedajúci súčasným odborným znalostiam o danom území.

Komplexné práce nezabezpečujú priemyselne kategórie zásob nerastných surovín, ale sú podkladom pre skúmanie a overenie takýchto zásob v určitom území alebo na istej mineralizovanej štruktúre, ako aj na hľadanie nových typov surovín. Výsledky komplexných prác významne prispievajú k poznaniu geológie a metalogenézy územia. Sú nositeľom progresívnych myšlienok a trendov, a teda aj orientácie geologických prác v nasledujúcich rokoch.

Vyššie uvedenou metodikou sa prebáda aj ostatná časť gemerika a je predpoklad, že do roku 1992 sa touto jednotnou metodikou a so stabilným základným personálnym obsadením preskúma celé územie gemerika s následným zhodnotením výsledkov.

Unified methodics of geological, geophysical and geochemical investigations in the area of the Gemic unit (Western Carpathians)

The Slovak Ore Mts. represent the largest ore-bearing area in the West Carpathians, hence its geological knowledge is very advanced. In spite of that, several known ore deposits become exhausted therefore the task arised to localize new ore concentrations or to found strikewise and depthward continuation of already known ore-bearing structures. This task substantiated to cover the entire eastern part of the Slovak Ore Mts. by an unified complex methodics of measurements applying geophysical, geochemical and geological methods.

The main task was to design appropriate methodics which had to count with existing high degree of geological knowledge, great amount of ore deposits and occurrences together with their already accomplished exploitation in surface-near parts. Moreover, the design had to take in view also the presence of several ore types and their genetic variety, the complex lithostratigraphy of the unit, strong tectonic implications [nappe-sliced and thrust tectonics combined with strong Neogene block faulting], the variegated lithological content from unaltered units (Permian) to amphibolite facies and the presence of granite bodies.

These circumstances led to a combination of several methods which allowed to use well based data on the geology of deposits from which the information may have been extended into unknown lithological environment and similar tectonic and ore manifestations.

The necessity to gather detailed data substantiated the design of 20 m distance for observation [measurement] points along profiles which allow also similar detailed interpretation. To the contrary, distances between profile lines were chosen 1 km to cover the entire area in reasonable time and under reasonable costs. To compensate the consequences following from such considerable distance between the profiles (and to allow correlation of anomalies, the compilation of areal maps etc.), the designed complex of methods was completed by detailed geological mapping between profiles in 1 : 10,000 scale what allowed to interconnect all phenomena found along the profiles between neighbour profiles. Such combination eliminated the impact of relatively long distances between single profiles and saved one to two

thirds of costs together with considerable gain of time. A new detailed geological map resulted also from the used approach.

The complex of geophysical methods is composed of the following set of measurements: induced and spontaneous polarization, magnetometry, field gamma-spectrometry, VLF radiowave measurements, gravimetrics and (along three N — S profiles) magnetotellurics completed by sampling for laboratory mercurimetry and metallometry. Besides these field methods, sampling was applied for petrophysical tests (density, magnetic, radiometric and paleomagnetic properties) for which both surficial and drill-hole samples were used. A detailed review of geophysical measurements is given by J. Farbisz — R. Kucharski (1986) in this issue.

Geochemical investigations used soil and rock sampling. Soil samples represent samples of the B soil horizon and the sampling distance was 20 m (the same sites as for geophysical measurements). Sampling for rock geochemistry was made in the course of geophysical data verification in the field and samples were taken from outcrops or rock debris with sampling distance of 100 m. Great attention was paid to representative sampling in the given area therefore this sampling was made only by geologist or geochemist. Rock samples were analysed by quantitative spectral analysis or atomic absorption spectrometry (analyzed element were Sn, B, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sb, As, Bi, Rb, Mo, W, Sr and Ba) and the results have been processed by computer technique.

Complementary geological investigations were aimed at the completion of used methods and allow to compile maps of metallogenetic data and of metamorphic zones and mineral assemblages.

As the main geological method, the field verification of geophysical and geochemical data along profiles has been realized with a simultaneous compilation of lithological profile along the geophysical one. This verification of all obtained geophysical data on the base geological situations immediately in the field supplied detailed picture on geology (lithology, superposition of strata, faults, thrusts, mineralized zones) and on their in-

fluence over the measured geophysical data.

This verification means not merely a proof of results in the field but already primary interpretation. The procedure proved that there is no uniformity nor etalons for the explanation of all anomalies. This experience endorsed the verification to represent the main and indispensable geological approach. Verification was carried out along all measured profiles and points. In reality, this verification means the participation of experienced geologist, geophysicist and geochemist [eventually of other specialists] on the process of over-proofing all obtained data setting out from immediate field experience what allowed to create a first hand picture of the respective geological structure and the distribution of ore localizing factors within it. In the course of verification, further samples were taken for rock metallometry and for specialized mineralogical, petrographical, palynological,

petrophysical and paleomagnetic investigations. Results of verification served as base for the compilation of areal maps both geophysical and geological. Data from the indicated samples serve for final geological and geophysical interpretation.

The sequence of realized methods in time is in fig. 1, whereas the share of single methods is in fig. 2.

The applied methodics of investigations needed teamwork involving all specialists participating in the area. This was allowed also by perfect collaboration among participating organizations. The used complex of methodics is not aimed at counting with industrial ore reserves but results will serve as basis for economic ore concentration forecasts. Based on the obtained results, projects of ore reserve development and prospection may be designed for which the obtained result serve as starting level of knowledge.

RECENZIA

D. Hovorka — P. Ivan — J. Jaroš — M. Kratochvíl — P. Reichwalder — I. Rojkovič — J. Spišiak — L. Turánová: **Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia**. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1985, 258 s., 59 obr., 52 tab., 101 fotografií.

Telesá ultramafických hornín vystupujúce v geologických jednotkách Západných Karpát boli nedávno predmetom záujmu najmä v súvislosti s vyhľadávaním a prieskumom masťenca, azbestu, niklonosných produktov zvetrávania a i. Vykonané technické práce poskytli veľké množstvo materiálu nielen na riešenie praktických problémov, ale aj na riešenie všeobecných geologických otázok. Publikácia tento materiál monograficky spracováva, a tým poskytuje komplexný pohľad na problematiku ultramafitov.

Podľa príslušnosti ku geologicko-stratigrafickým jednotkám sa vyčlenili štyri základné skupiny ultramafických hornín: A. Ultramafické horniny centrálnych Západných Karpát [1. telesá v granitoidoch tatrica a metamorfitech kráľovského pásma veporika; 2. telesá v metamorfitech kohútskeho pásma veporika]. B. Ultramafické horniny vnútorných Západných Karpát [3. telesá v paleozoiku ge-

merika; 4. telesá v mezozoiku vnútorných Západných Karpát].

Autori vyčerpávajúco podávajú geologickú, petrografickú a mineralogickú charakteristiku telies ultramafitov. Komentované údaje vhodne dopĺňajú schematické geologické mapy a rezy telies, chemické analýzy hornín a minerálov, röntgenové mikroanalýzy, DTA, rtg analýzy a pod. Samostatné kapitoly venovali autori vybraným problémom, ako sú chemické zloženie, vnútorná stavba serpentinitových telies, asociácia rudných minerálov, úloha ultramafitov v metalogenéze Západných Karpát, serpentinizácia, hydrotermálno-metasomatické premeny ultramafických hornín, rodiny a prehľad mezozoických ultramafitov karpatského oblúka a panónskeho bazénu. Register telies ultramafitov obsahuje všetky základné údaje o telesách, vrátane odkazovaných literárnych zdrojov. Cenná je aj fotografická dokumentácia štruktúrnych a textúrnych typov hornín a textúrnych typov azbestov. Autori voľili vhodnú osnovu, pochvalne sa možno vyjadriť aj o grafickej úprave.

Recenzovaná publikácia je užitočným a aktuálnym dielom. U nás je málo podobných titulov, ktoré sú takto komplexne spracované. Kniha odporúčame všetkým geológom, petrográfam, mineralógom a iným záujemcom.

Metodika a výsledky interpretácie komplexného geofyzikálneho prieskumu Spišsko-gemerského rudohoria

ROBERT KUCHARSKI, JAN FARBISZ

Przedsiębiorstwo badań geofizycznych, Stalingradzka 34, 033-301 Warszawa

Doručené 8. 1. 1984

Методика и результаты интерпретации комплексной геофизической разведки в Спишско-гемерском рудогории (Западные Карпаты)

В статье приведены особенности геофизическо-геологической интерпретации комплексного геофизического изучения территории восточной части Спишско-гемерского рудогория в 1976—79 годах. Был сделан вклад эффективного использования геофизических методов для поисков рудных месторождений и геологического строения Спишско-гемерского рудогория.

Methodics and interpretation results of complex geophysical investigations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Western Carpathians)

The paper presents results of geophysical and geological interpretation based on complex geophysical investigations realized in the eastern part of the Slovak Ore Mts. in 1976 to 1981. Contribution and efficiency of used geophysical methods are evaluated from the aspect of regional knowledge of geological structure in the investigated area.

V tomto článku predkladáme súhrn najpodstatnejších metodických prvkov a výsledkov interpretácie komplexného geofyzikálneho prieskumu Spišsko-gemerského rudohoria (ďalej iba SGR) dokumentovaných v čiastkových správach z rokov 1976 — 1977 [Kucharski, 1978] a 1978 — 1979 [Kucharski — Farbisz, 1981].

Prehľad histórie geofyzikálneho prieskumu východnej časti SGR

Už od roku 1950 sa vo východnej časti SGR robil regionálny aj detailný geofyzikálny prieskum rôzneho rozsahu.

Z dôležitejších regionálnych prieskumných prác treba uviesť prvé systematické ťažové

meranie v mierke 1 : 200 000 z rokov 1959 — 1960 [Smišek], na základe ktorého sa pre celé SGR zostavili mapy Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu 2,67 i 2,50 g/cm³.

V roku 1959 sa skončilo letecké geofyzikálne meranie oblasti SGR (aeromagnetické a rádiometrické) taktiež v mierke 1 : 200 000.

V rokoch 1961 — 1966 v rámci projektu Geofyzikálny výskum SGR sa v celej oblasti uskutočnilo semidetálné ťažové meranie v mierke 1 : 25 000 s hustotou meraných bodov 3 — 5 km² a magnetické meranie [Bárta, 1969; Kadlec — Janák, 1971]. Detailný geofyzikálny prieskum sa zameriaval hlavne na zaregistrovanie známych výskytov rudaých ložísk. Zaujímavé boli prieskumné práce v rámci úlohy Smolník — Ťhorná v rokoch 1951 — 1957 [Pašteka, Zvara], ktorých cieľom bolo získať údaje pre geologické mapovanie a vykreslenie východov pyritového zrudnenia. Pri

prácach sa použila hlavne metóda spontánnej polarizácie a v malom rozsahu odporové profilovanie. Tieto prieskumné práce odhalili množstvo anomálií s amplitúdami od -100 mV do -800 mV. Autori dávali výskyt anomálií v intervale 0 až -100 mV do súvisu s výskytom chloritických bridlic, anomálie od -100 do -200 mV s grafickými bridlicami a anomálie od -200 do -800 mV s grafickými bridlicami s obsahom pyritu.

V roku 1961 sa uskutočnili práce na úlohe Mníšek nad Hnilcom [Jelenský, Novák], ktoré mali ohraničiť výskyt impregnačnej mineralizácie a tiež potvrdiť vhodnosť použitia viacerých geofyzikálnych metód v podmienkach SGR. Prieskum sa robil magnetometriou, elektromagnetickou metódou, odporovou metódou a metódou SP a metalometriou. Na základe interpretácie výsledkov odporovej a elektromagnetickej metódy a metódy SP sa zakreslil priebeh grafitických bridlic a niektorých dislokácií. Dokázalo sa, že impregnačné zrudnenie vyvoláva oveľa menšie anomálie SP než grafitické bridlice. Na základe magnetických meraní sa vyčlenila oblasť vstupovania bázických hornín (diabázy).

Z najnovších prác si zasluhuje pozornosť detailný komplexný prieskum vykonávaný od roku 1973 v oblasti Hnilec a Delava — Pekisko, zameraný na vyhľadávanie vysokotermálnej mineralizácie v okolí granitových masívov [Ferenc, 1974]. V prvej etape [1973 — 1974] mal tento prieskum čiastočne pokusný charakter. Vyskúšali sa nasledujúce geofyzikálne metódy: magnetometria, gravimetria, elektroodporová metóda vo variantoch sondovania i profilovania, indukčná metóda Slingram, rádiovlnová VDV, vybudená polarizácia a refrakčná seizmika. Výsledky interpretácie zahrnuté v správe [Ferenc a kol., 1976] sú metodickým prínosom pre geofyzikálny prieskum pri vyhľadávaní a skúmaní zakrytých granitových intrúzií a Sn—W mineralizácie v kassiteritovo-sulfidickej formácii, ktorá vystupuje v ich periférii. Pri zhodnocovaní vhodnosti testovaných metód autori správy dokázali, že pre povrchové mapovanie je najvhodnejšie odporové profilovanie, metóda VDV a detailná magnetometria. Pomocou indukčnej metódy Slingram a čiastočne SP sa nedosiahli dobré výsledky. Pri vyhľadávaní a skúmaní zakrytých granitových intrúzií sa ako najefektívnejšia ukázala metóda geoelektrického sondovania v komplexe s odporovým profilovaním a gravimetriou. Refrakčná seizmika sa neosvedčila.

Pri vyhľadávaní Sn mineralizácie v kassiteritovo-sulfidickej formácii sa najlepšie výsledky získali metódou vybudenej polarizácie a z interpretácie magnetických meraní. Metódy VDV, odporové profilovanie a SP nevykázali jednoznačné výsledky.

Metodika a výsledky interpretácie komplexného prieskumu v rokoch 1976 — 1979

Riešenie veľmi pestrej škály geologicko-koložiskových problémov SGR si vyžadovalo použiť široký komplex geofyzikálnych metód. Pri výbere jednotlivých metód sa zohľadňovala ich prospekčná efektívnosť v rudnej geológii i v geologickom mapovaní overená pri starších prácach v SGR [Ferenc, 1976] a odporúčaná v najnovšej odbornej literatúre [Semionov, 1975; Hood, 1976].

Pri pokusných meraniach, ktoré predchádzali hlavným prieskumným prácam, sa v oblasti Poproč — Zlatá Idka v r. 1976 — 1977 vyskúšalo 9 metód v rôznych modifikáciách. Na realizáciu v celom rozsahu sa vybrala: gravimetria, magnetometria, geoelektrická metóda v modifikácii vybudenej polarizácie, spontánna polarizácia, rádiovlnová VDV, spektrometria a merkurometria. Definitívne sa upustilo od indukčnej metódy Slingram a magnetotelurický prieskum sa ohraničil na tri profily.

Každá metóda zvýrazňuje iné fyzikálne parametre, prípadne geochemické javy v geologických útvaroch, čo umožnilo riešiť úlohy postavené pred geofyziku. Tento komplex metód považujeme v podmienkach SGR za optimálny.

Merania všetkými metódami (s výnimkou gravimetrie) sa vykonali na tých istých profiloch. Prevládajúcu časť prieskumnej oblasti, zadanú pre štúdium v regionálnej mierke, sme pokryli profilmi hlavného smeru JZ — SV vo východnej časti a smeru J — S v západnej časti, teda profilmi orientovanými naprieč priebehom geologických štruktúr. Profily boli vzdialené v priemere 1 km. Detailnejší prieskum sme vykonali iba v dvoch oblastiach: Poproč — Zlatá Idka a Klátov. Profilové merania v oblasti Poproč — Zlatá Idka (cca 10 km²), ktorú sme stanovili za ob-

last' pokusných meraní [r. 1976], boli detailné. Vzdialenosť profilov sme tu zmenšili na 200 m, čo podstatne zvýšilo možnosti korelácie. Oblasť Klátov (cca 8 km²) mala profile v 500 m odstupoch (v r. 1978 sa vsunuli do regionálneho merania). Krok meraní vo všetkých metódach bol v záseade stály — 20 m. Väčšiu detailnosť (do 5 m) sme použili iba sporadicky v rámci pokusných meraní v oblasti Poproč a pri odbere vzoriek na stanovenie obsahu Hg.

Celkove komplexný prieskum v r. 1976 — 1979 pokryl plochu do 400 km². Sumárna dĺžka profilov bola 410 km.

Magnetický prieskum

Magnetické merania na profiloch sme robili protónovými magnetometrami poľskej výroby typu PMP-2a [v r. 1976] a PMP-4 [1978 — 1979] s citlivosťou 0,5 nT. Súčasne s profilovými meraniami sme na stálom základnom bode registrovali časové zmeny zemského magnetického poľa v roku 1976 v minútových intervaloch a v rokoch 1978 — 1979 pomocou automatickej stanice firmy Hewlett-Packard s priebežnou registráciou. Základný krok meraní na profiloch bol 20 m, ale v úsekoch s intenzívnymi zmenami hodnôt poľa ΔT sme ich kontrolne zhustili na 10 m.

Vykonané magnetické merania boli veľmi presné. Okrem zaregistrovania vplyvov umelých rušení (predovšetkým vplyv elektrifikovanej trate) bola stredná kvadratická chyba z opakovaných meraní na úrovni 1,5 nT. Nezávisle od bežných magnetických meraní sme v pruhoch vytýpovaných magnetických anomálií odobrali vzorky hornín na určenie magnetických parametrov. Skúmali sme magnetickú susceptibilitu (H), intenzitu (In) a smer (J, D) prirodzenej remanentnej magnetizácie. Magnetickú susceptibilitu sme určili pomocou kapametra JMV-2, intenzitu a smer remanentnej magnetizácie pomocou rotač-

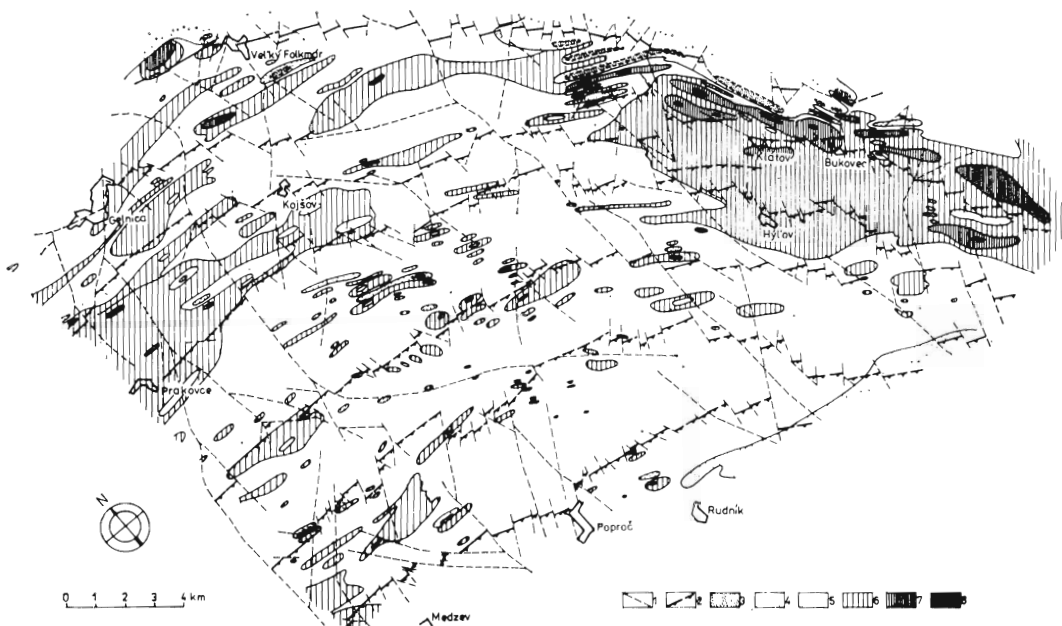
ného magnetometra JR-3.

V rámci kamerálneho spracovania magnetických materiálov sme vypočítali ΔT celkovej intezity poľa. Výsledky prieskumu sme zostavili do formy grafov ΔT na jednotlivých profiloch v základnej verzii a tiež odstredili pomocou päťbodového filtra s mapou v mierke 1 : 25 000. Mapa priložená k tejto kapitole (obr. 1) je v základnej verzii. Izolínie ΔT sú vykreslené v rozdielnych intervaloch, aby sa pri zachovaní výraznosti obrazu rovnako prejavili anomálie rádovo v stovkách či v prvej desiatke nT. Variant mapy s vystređenými hodnotami zasa zvýrazňuje viac magnetické anomálie regionálneho charakteru, ktoré vzhľadom na prevahu lokálnych anomálií nie sú natoľko viditeľné v základnej mape.

Z analýzy charakteru magnetického poľa preskúmanej oblasti SGR a tiež zo stanovení magnetických parametrov vyplýva, že väčšina hornín, ktoré sa tu vyskytujú, je charakteristická nepatrnými magnetickými vlastnosťami. Monotónne magnetické pole, ktoré kolíše okolo normálneho poľa, zodpovedá východom granitov, porfyroidov a fylitom.

Zdrojom väčšiny intenzívnych anomálií ΔT s amplitúdami od desiatok do stoviek nT sú hlavne diabázy a amfibolity. Horniny diabázovej formácie majú veľmi premenlivé magnetické vlastnosti, od nemagnetických, ktoré sa v magnetickom poli neprejavujú, po vysokomagnetické, ktoré sa prejavujú rýchlymi skokovými meraniami ΔT . Pravdepodobne tu rozhoduje forma rozloženia Fe minerálov. Amfibolity, ktoré sa vyznačujú extrémnymi magnetickými vlastnosťami, vykazujú obzvlášť intenzívne anomálie.

Anomálie zaregistrované na profiloch možno vzhľadom k ich charakteru rozdeliť na tri hlavné typy. Lokálne, izolované anomálie, ktoré nie sú korelovateľné so susednými profilmi, hlavne úzke s vý-



Obr. 1. Mapa magnetického poľa ΔT [geologické a tektonické prvky podľa Greculu, 1982]. 1 — zlomy, 2 — hranice príkrovov, 3 — izolínie s hodnotami pod -50 nT, 4 — izolínie -50 až 0 nT, 5 — izolínie od 0 do 30 nT, 6 — izolínie od 30 nT do 100 nT, 7 — izolínie od 100 do 300 nT, 8 — izolínie nad 300 nT

Fig. 1. Map of the magnetic field ΔT [structural unit boundaries and dislocations according to P. Grecula, 1981]. 1 — dislocation, 2 — boundary of structural unit, Intensities: 3 — below -50 nT, 4 — -50 to 0 nT, 5 — 0 to 30 nT, 6 — 30 to 100 nT, 7 — 100 to 300 nT, 8 — over 300 nT

raznými hranicami a amplitúdami od prvej desiatky do niekoľkých sto nT. Anomálne pásma zasahujúce niekoľko profilov sa vytvorili viacerými úzkymi lokálnymi anomáliami, ktoré sa líšia amplitúdami a často i skokovými zmenami intenzity poľa. Pravidelné anomálie, ktoré sú viazané na hlbšie zdroje porúch, sú charakteristické veľkými povrchovými rozmermi a tiež odlišnou intenzitou [Logačev, 1962]. Z regionálneho hľadiska sa magnetické pole prekúmanej oblasti SGR delí na dve odlišné oblasti. Oblasť intenzívne prerušeného poľa, ktorá sa rozkladá približne nad líniou spájajúcou obce Prakovce — Zlatá Idka — Hodkovce, a oblasť juhovýchodne od tejto línie, ktorá má oveľa pokojnejší

charakter. Prevládajúcim typom porúch prvej oblasti sú anomálne pásma, ktorých efekt môže zodpovedať prítomnosti bázičkových hornín alebo aj lokálnym prejavom Fe mineralizácie.

V magnetickom poli východnej časti SGR najvýraznejšiu anomáliu tvorí rakovecký príkrov v úseku Košická Belá — Klátov — Malá Idka. Tvorí ju pásmo intenzívnych porúch magnetického poľa šírky cez 1 km, ktoré sa viaže na klátovské amfibolity. Pásmo sa skladá z troch charakteristických častí. V severnej a centrálnej časti sú najvyššie namerané amplitúdy ΔT (1000 nT). V juhovýchodnej časti je pole kľudnejšie a delí sa na dva nezávislé anomálne pruhy, ktoré sú po-

merne pravidelného tvaru. Výsledky dvojrozmernového modelovania na vybraných profiloch poukazujú, že amfibolitové teleso na severnom úseku vystupuje najpravdepodobnejšie v tvare širokého bloku so strmými okrajmi, ktoré sa smerom na SZ ponára a zužuje. Aj v strednej časti dosahuje amfibolitové teleso značné rozmery, vystupuje tu však výrazná asymetria jeho juhovýchodného i severovýchodného kontaktu. Podľa úzkeho ostrého minima (do -300 nT), ktoré ohraničuje anomálne pásmo od SV, predpokladáme, že táto hranica má pri sklone kontaktnej plochy na JZ tektonický charakter. V smere na JZ sa strop amfibolitového telesa stupňovite ponára pod fylitové komplexy, pričom charakter anomálií ΔT poukazuje na násuvný charakter amfibolitov. V južnej časti anomálneho pásma sa amfibolitové teleso rozdeľuje na dva pruhy.

V oblasti Prakovce — Kojšov — Veľký Folkmár sa magnetické pole vyznačuje plošne nevelkými anomáliami, ktorých zdrojom môžu byť vystupujúce alebo plytko uložené bázické horniny.

V regionálnom magnetickom poli sa v nemalej miere odzrkadľujú tektonické jednotky i regionálne zlomy. Násunové plochy sa iba čiastočne prejavujú v tvaroch izolínií ΔT alebo charakteristickým presunom lokálnych anomálií. Relatívne najlepšie sa prejavuje západná časť hranice humelského a prakovského príkrovu, s ktorou takmer 18 km susedí pruh úzkych lokálnych anomálií. V magnetickom poli sa odrážajú tiež západné časti násunových línii, ktoré oddeľujú jedľovecký a humelský príkrov (pruh lokálnych anomálií) a prakovský i mníšanský príkrov (južná hranica porušeného poľa). Tvar intenzívnych anomálií oblasti Klátov sa veľmi dobre koreluje s priebehom východnej časti rakoveckého príkrovu. Väčšina dislokačných línii s hlbším zásahom sa potvrdzuje v priebehu magnetického poľa,

hoci zo samotnej objektívnej interpretácie to nevyplýva predovšetkým preto, že hustota merania je malá. Podmienkou, aby sa zlomové línie v magnetickom poli prejavovali, je alebo presun magneticky aktívnych hmôt, alebo nasýtenie zlomových línii minerálmi železa.

K regionálnym tektonickým prvkom, ktoré sa najlepšie prejavujú v magnetickom poli, patria dva zlomy smeru J — S. Prvý na línii Nováčany — Opátka (nováčanský zlom) a druhý asi 1 km západne od Hýľova (hýľovský zlom). Tieto dislokácie sa prejavujú na mapách ΔT prerušením súvislostí anomálnych pásem a tiež charakteristickým tvarom izolínií.

Dobre sa dá zachytiť zlatoidčiansky zlom smeru JV — SZ, ktorý pretína kľudné magnetické pole a sprevádzajú ho charakteristické záporné anomálie ΔT .

Z hľadiska rudnej problematiky boli výsledky magnetického prieskumu pomocným kritériom predovšetkým na identifikáciu perspektívnych pásem vyčlenených inými metódami (VP, VDV). V oblasti sa zistilo niekoľko desiatok úzkych lokálnych anomálií, ktoré by mohli zodpovedať žilným pásmam obohateným Fe minerálmi (Redford, 1964). Súčasný výskyt magneticky aktívnej Fe mineralizácie s niektorými rudnými žilami sa potvrdil na niekoľkých úsekoch profilov, ktoré pretínajú dokumentované rudné žily, okrem iných aj žily Rúfus a Agneška v oblasti Poproča.

Najzaujímavejšie anomálie sme interpretovali kvantitatívne pomocou metód Logačeva a Piatnického (Logačev, 1962) a modelovali sme ich (Koulomzin, 1970). Na základe toho sme naznačili približné možné pomery prípadných žíl — hĺbku vrchnej hrany, mocnosť a ich sklon.

Metóda vybudenej polarizácie (VP)

Metóda VP, vzhľadom k jej všeobecnosti

uznávanéj prospekčnej efektívnosti v rudnej geológii i v mapovaní (Komarov, 1972; Summer, 1977), sa z celého komplexu metód používala najviac. Hlavným prieskumným prácam predchádzali experimentálne výskumy v oblasti Poproča [r. 1976], ktorých cieľom bolo stanoviť optimálny variant metódy. Merali sme aparátúrami MK-III kanadskej firmy Huntex a IPOR československej výroby. Po vyskúšaní niekoľkých kombinácií nastavenia sme za optimálny variant registrácie efektu vybudenej polarizácie prijali kombináciu: čas sýtenia — 3 sek., čas vybíjania — 3 sek., čas integrácie — 0,1 sek., oneskorenie času integrácie — 0,2 sek.

Na určenie najvýhodnejšej geometrie usporiadania v podmienkach SGR sme na vybranom úseku profilu merali usporiadaniami: (Whitley, 1973) stredového gradientu ($AB = 1200$ a 600 m, $MN = 10$ m), dipólovým osovým dvojstranným (AB i $MN = 20$ m, $R = 100$ m), trojelektrodovým dvojstranným ($2 AO = 120$ m, $MN = 10$ m) a symetrickým s tromi rozstupmi ($AB = 60$ m, 120 m, 200 m; $MN = 10$ a 20 m). Z hľadiska kontrastnosti výsledkov a technických možností realizácie v obzvlášť ťažkom teréne sme vybrali ako najlepšie symetrické usporiadanie s dvoma rozstupmi $A_1B_1 = 100$ m, $A_2B_2 = 200$ m, $M_1N_1 = M_2N_2 = 20$ m (predpokladaný hĺbkový dosah $17 - 40$ m, ale v litologicky kontrastných horninách sa hĺbkový dosah zväčšuje) a krok 20 m. Po pri profilovom variante sme overovali aj vhodnosť geoelektrického sondovania vybudenu polarizáciou (VES — VP). Celkom sme urobili 22 sondáží (MK — III) v symetrickom Schlumbergerovom usporiadaní s maximálnym rozstupom $AB = 1200 - 3700$ m, z toho 6 ako parametrické na ukončených vrtoch. Realizovalo sa aj odporové profilovanie s VP pozdĺž línií rozstupov dvoch vybraných sond, aby sme zhodnotili vplyv pripovrchovej neho-

mogenity úseku. Overili sme si, že komplikované geologicko-terénne podmienky v značnej miere obmedzujú efektívnosť sondovania, preto sme v ďalších prácach tento variant nepoužívali. VES — VP sa odporúča výlučne na prieskumné práce v oblastiach s pomerne jednoduchou geologickou stavbou, kde v podloží vystupujú vrstvitité ložiská, teda predovšetkým v oblasti Klátova, kde 4 pokusné sondy dali najlepšie výsledky.

Na všetkých regionálnych profiloch sme merali VP v profilovom usporiadaní a s nastavením aparátúry tak, ako sa to osvedčilo na základe pokusných meraní. Použili sme výhradne aparátúru IPOR. Presnosť stanovenia elektrického odporu a koeficientu polarizovateľnosti sa na profiloch pohybovala na úrovni 10% meraných hodnôt (stredná relatívna kvadratická chyba z opakovaných meraní), čo zaručovalo dobrú vierohodnosť registrovaných anomálií.

Pri spracovaní výsledkov meraní VP sme zostavili grafy zdanlivého odporu ρ_k a zdanlivého koeficientu polarizácie η_k pre dva rozstupy a mapy izolínií spomenutých parametrov pre hlbší rozstup (obr. 2). Krivky VES — VP sme podrobili štandardnej geofyzikálnej kvalitatívnej i kvantitatívnej interpretácii (Patella, 1972), pričom sme jej výsledky zostavili do tabuliek i geoelektrických rezov. Geologická interpretácia výsledkov VP bola, podobne ako pri ostatných metódach, dvojstupňová. V prvom rade šlo o aplikáciu údajov vyplývajúcich z objektívnej identifikácie a z geofyzikálnej interpretácie hraníc a geoelektrických vrstiev na profiloch (Komarov, 1972) počas spoločného geologicko-geofyzikálneho mapovania a o následnú hlbšiu interpretáciu na podklade geologických údajov zo spomenutého mapovania.

Jedným z najdôležitejších výsledkov mapovania bolo upresnenie odporových cha-

rakteristík a polarizovateľnosti hornín vystupujúcich v prieskumnej oblasti. Súbor charakteristických geologických parametrov dáva podklad pre geologickú interpretáciu výsledkov prieskumu. Okrem petrografických znakov jednotlivých horninových typov sa v meraných geoelektrických parametroch prejavujú tiež najdôležitejšie geologické javy vyskytujúce sa v SGR, predovšetkým efekty súvisiace so zlomovou tektonikou (zníženie odporu v okolí zlomových zón) a s prejavmi mineralizácie (minerály s elektrónovou vodivosťou zvyšujú polarizovateľnosť a znižujú odpor). Efektívnosť metódy VP v podmienkach SGR znižuje to, že veľká skupina hornín vykazuje podobné hodnoty odporu i koeficientu polarizovateľnosti. V mnohých prípadoch je preto jednoznačnosť geologickej identifikácie iba na podklade výsledkov metódy VP obmedzená.

V regionálnom obraze zmien zdanlivého odporu ρ_k a koeficientu polarizovateľnosti η_k sa (obr. 2, 3) odzrkadľuje viac štruktúrnych prvkov geologickej stavby. Tvar izolínií zdôrazňuje priebeh hlavných príkrovov a násunov s charakteristickou zmenou Z — V priebehu v západnej časti územia na SZ — JV smer vo východnej časti. Vyplýva to z jednoznačnej korelácie prvkov prvého rádu medzi profilmi.

Hlavnými prvkami sú predovšetkým nízkoodporové zóny zviazané s grafitickými fylitmi, ktoré sú charakteristické vysokými koeficientmi polarizácie. Pásmo týchto zón presne vyznačujú línie príkrovových násunov, ktoré oddeľujú humelský, prakovský, medzevský i jedlovecký príkrov v dĺžke viac ako 20 km. Zvlášť výrazne sa to prejavuje minimom ρ_k (menej než 100 m) a maximom η_k (nad 10 %). Z geofyzikálnej interpretácie vyplýva (Bloch, 1962; Komarov, 1972), že mocnosť čiernych fylitov môže v západnej časti dosahovať okolo 200 m a takmer 1 km na východnom okraji územia. Na približne 2,5 km úseku

v strednej časti výsledky VP prieskumu neregistrujú prítomnosť grafitických fylitov.

Šírky zón a lokalizácia geoelektrických hraníc podľa interpretácie VP na profiloch udávajú často určité odlišnosti vzhľadom na výsledky mapovania, lebo výsledky merania VP sa vzťahujú na úroveň pozorovania použitých meracích rozstupov, ktoré podľa teoretických podkladov (Roy — Apparao, 1971) boli pre plytší rozstup cca 17 m a pre hlbší 40 m (v priaznivých podmienkach sa hĺbkový dosah zväčšuje až na hodnotu AB/2). Ak sa podstatne líši geologická situácia na povrchu a v hĺbke, môže dôjsť k výrazným nezhodám. Týka sa to tiež mierne naklonených kontaktov, ktorých východ je vzhľadom k hranici registrovanej na profile posunutý.

Hranice príkrovov (humelský — mníšanský a prakovský — humelský) na juhovýchodných úsekoch sa prejavujú tiež pruhom výrazných anomálií VP a zníženého odporu, ktorý je asi 1 km široký. Západný úsek násunu prakovského a humelského príkrovu sa prejavuje na mape odporov konfiguráciou izolínií ρ_k bez výrazného zníženia hodnôt, naproti tomu na mape η_k ho dokonale vykresľuje široké pásmo (asi 1 km) zvýšenej polarizácie (nad 2 %). Charakteristický je spoločný výskyt pomerne vysokých odporov (miestami nad 2000 Ω m) a zvýšených hodnôt η_k . Ostatné násunové línie sa prejavujú v zjednodušených mapách ρ_k a η_k iba útržkovite, v konfigurácii línií alebo charakteristickým usporiadaním anomálnych zón. Napriek tomu možno skoro vo všetkých prípadoch hranice príkrovov interpretovať z profilových grafov, i keď nie vždy je to jednoznačná interpretácia.

Z regionálneho hľadiska odzrkadľuje VP tiež charakteristické oblasti, ktoré sa od úrovne pozadia líšia hodnotami ρ_k a η_k a viažu sa na veľké horninové komplexy. Obzvlášť vysokými odpormi (nad 1000 i

Obr. 2. Výsledky geofyzikálneho merania na úseku profilu 4 [geologická situácia podľa Greculu, 1982]. 1 — čierne metapelity v podloží iných hornín, 2 — čierne metapelity, 3 — mineralizované štruktúry, 4 — rudné žily, 5 — príkrovové línie, 6 — zlomy, 7 — litologické hranice, 8 — tórium, 9 — urán, 10 — draslík, ρ_z — elektrický odpor, n_z — koeficient vybudenej polarizácie, ΔT — hodnota magnetickej indukcie, V — prirodzené elektrické potenciály, Z_f — chloriticko-sericitické fylity, G_f — čierne metapelity [grafiticko-sericitické fylity], V_p — porfyroidy

Fig. 2. Results of geophysical measurements along a part of Profile 4 [geological profile according to P. Grecula 1981]. Geology: 1 — graphite-sericite phyllite below overburden, 2 — graphite-sericite phyllite in outcrop, 3 — mineralized zone, 4 — ore vein, 5 — thrust line of structural unit, 6 — dislocation, 7 — geological boundary, Geophysical data: 8 — gammaspectrometric value of thorium, 9 — gammaspectrometric value of uranium, 10 — gammaspectrometric value of potash, ρ_z — electric resistivity coefficient, n_z — coefficient of induced polarization, ΔT — value of the Earth's magnetic field, V — natural electric ground potential coefficient, Lithology: Z_f — chlorite-sericite phyllite, G_f — graphite-sericite phyllite, V_p — porphyroide

2000 m) sa prejavuje napr. západná časť prakovského príkrovu [veľký podiel metapsamitov], kým iné príkrovy takúto charakteristickú črtu nemajú. Vysokoodporové horniny sa nachádzajú iba v západnej časti mníšanského a kojšovského príkrovu v oblasti Gelnice a v jedľoveckom príkrove severne od Medzeva.

Zvlášť anomálne sa prejavuje tiež vysokoodporová oblasť viazaná na mezozoické vápence a dolomity v rájone Kojšov a Opátka. Znížené odpory [menej než 300 Ωm] má okrem už spomínaných pásem grafitických fylitov celá juhovýchodná oblasť. Zvlášť nízke hodnoty odporov [menej než 100 Ωm] sú v neogénnych útvaroch, ktoré sa objavujú v rájonoch Bukovec — Malá Idka a Rudník. Podstatným znížením odporu na severných koncoch profilov sa prejavuje tiež hranica staršieho paleozoika s permom.

Regionálny priebeh koeficientu polarizácie zvyrazňujú predovšetkým pruhy anomálií nad čiernymi metapelitmi. Veľké povrchové rozšírenie majú najmä vo východnej časti územia.

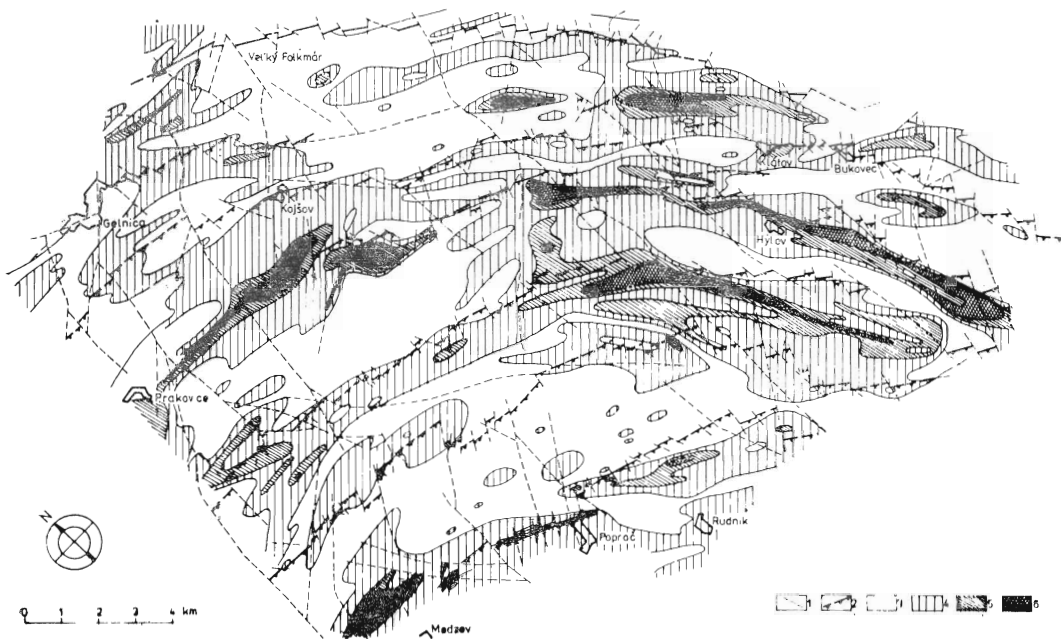
V oblasti Klátov sa k efektu spôsobenému prítomnosťou grafitu pridružujú anomálie zodpovedajúce horninám rulového charakteru. Zvýšenie hodnôt koeficientu polarizácie sa registruje tiež v SZ časti

skúmanej oblasti [Gelnica — Prakovce — Kojšov — Veľký Folkmár], čo súvisí s kumulovaním grafitickej a rudnej substance. Anomálne pásmo Veľký Folkmár — Košická Belá sa koreluje s potvrdenou rudnou mineralizáciou. Podobným efektom, hoci značne menších plošných rozmerov, sa prejavuje na mape η_k skupina rudných žíl v oblasti Poproč.

Z regionálneho hľadiska sa vo výsledkoch merania metódou vybudenej polarizácie prejavujú tiež zlomy charakteristickej konfiguráciou izolínií, porušením korelácie a prerušením súvislosti anomálnych vodivých zón. Veľké dislokácie, ktoré sa neprejavujú na mapách ρ_k a η_k , sme registrovali na profilových grafoch, kde pretínajú profilové línie.

Zo zlomov regionálneho charakteru sa najlepšie na mapách odporu a polarizácie potvrdzujú zlomy smeru S — J [nováčanský, hýľovský zlom a iné]. Výsledky prieskumu metódou vybudenej polarizácie majú rozhodujúci význam pre vyjasnenie rudných problémov spomínanej časti SGR.

Počas geologicko-geofyzikálneho mapovania sa objasnili príčiny mnohých neidentifikovaných anomálií VP. Na tom základe sa vyliminovalo veľa anomálií vyvolaných prítomnosťou grafitu, iné anomálie zod-



Obr. 3. Mapa koeficienta vybudenej polarizácie [geologická situácia podľa Greculu, 1982]. 1 — zlomy, 2 — hranice príkrovov, 3 — izolínie s hodnotou pod 2 %, 4 — izolínie 2 — 5 %, 5 — izolínie 5 — 10 %, 6 — izolínie nad 10 %

Fig. 3. Map of induced polarization coefficients (boundaries of structural units and dislocations according to P. Grecula, 1982). 1 — dislocation, 2 structural unit boundary. Coefficient value: 3 — below 2 %, 4 — 2 to 5 %, 5 — 5 to 10 %, 6 — over 10 %

povedali rudnej mineralizácii. V druhej fáze geofyzikálnej interpretácie, ktorá zahŕňovala výsledky mapovania (etapa čiastkovej správy), sme vybrali okolo 40 najslubnejších anomálií VP, ktorých príčiny sme nemali vyjasnené, a tých, ktoré už boli identifikované ako rudné (okrem už známych žíl). Zoskupujú sa predovšetkým v troch oblastiach, ktoré považujeme za zvlášť perspektívne: medzi Prakovcami — Kojšovom — Jaklovcami — Gelnicou i Turzovskými kúpeľmi, v úzkom páse anomálií Veľký Folkmár — Košická Belá a medzi Popročom a Nováčanmi (v susedstve granitov).

Metóda spontánnej polarizácie (SP)

Prieskum metódou SP sme robili v potenciálovom variante, odporúčanom pre prieskum v oblastiach s podobnými geologickými a terénnymi podmienkami ako je SGR (Semionov, 1974).

Merania na profiloch sme uskutočňovali po úsekoch dĺžky 500 m z jedného uzemnenia elektródy N, ktoré sme naviazali vždy 5 bodmi. Používali sme aparáturu poľskej výroby typu MPS-02 (1976 — 1977) a MPS-03 (1978 — 1979) s meracími rozsahmi 0,1 mV — 1000 mV (MPS-02) a 0,1 — 1999 mV (MPS-03) a maximálnej citli-



Obr. 4. Mapa elektrického odporu (geologická situácia podľa Greculu, 1982). 1 — zlomy, 2 — hranice príkrovov, 3 — izolínie s hodnotou 100 Ωm , 4 — izolínie 100 — 300 Ωm , 5 — izolínie 300 — 500 Ωm , 6 — izolínie 500 — 1000 Ωm , 7 — izolínie 1000 — 2000 Ωm , 8 — izolínie nad 2000 Ωm

Fig. 4. Map of apparent electric resistivity coefficients [boundaries of structural units and dislocations according to P. Grecula, 1982]. 1 — dislocation, 2 — structural unit boundary, Coefficient values: 3 — below 100 Ωm , 4 — 100 to 300 Ωm , 5 — 300 to 500 Ωm , 6 — 500 to 1,000 Ωm , 7 — 1,000 to 2,000 Ωm , 8 — over 2,000 Ωm .

vosti 0,1 mV. Vlastná polarizácia použitých nepolarizovateľných elektród sa pohybovala na úrovni 1 mV. Počas 4 sezón terénnych prác sa hodnoty opakovaných meraní pohybovali v hraniciach 10 — 15 mV (stredná kvadratická chyba meraní na základe dvakrát robených úsekov profilov), čo je pri anomáliách v mnohých prípadoch prekračujúcich 100 mV nepatrná hodnota. Dosiahnutú presnosť meraní sme prijali za úroveň vierohodnosti registrovaných anomálií.

Všetky profily regionálneho merania i detailných meraní v oblastiach Poproč — Zlatá Idka a Klátov previazali bázoové profily. Výsledky SP sme spracovali tak, že

sme všetky profily vyrovnali a zredukovali grafickou metódou (Semionov, 1974) do počiatočných bodov a potom vyrovnali do jednej úrovne pomocou bázoových profilov. Hodnotu 0 sme stanovili na základe odhadu úrovne normálneho poľa.

Výsledky prieskumu metódou SP znázorňujú grafy potenciálu V na všetkých profiloch a na generalizovanej mape izolínií v mierke 1 : 25 000 (obr. 5).

Geologicko-geofyzikálne sme výsledky prieskumu SP spracovávali v dvoch etapách analogicky k ostatným metódam. V prvej fáze sme vyčlenili anomálie SP na profiloch a urobili geologickú identifikáciu s využitím existujúcej geologickej



Obr. 5. Mapa spontánnej polarizácie [geologická situácia podľa Greculu, 1982]. 1 — zlomy, 2 — hranice príkrovov, 3 — izolínie pod -500 mV, 4 — izolínie od -500 do -100 mV, 5 — izolínie od -100 do 0 mV, 6 — izolínie $0 - 50$ mV, 7 — izolínie $50 - 100$ mV, 8 — izolínie nad 100 mV

Fig. 5. Map of natural electric ground potential coefficients [structural unit boundaries and dislocations according to P. Grecula, 1982]. 1 — dislocation, 2 — structural unit boundary, Electric potential coefficient: 3 — below -500 mV, 4 — -500 to -100 mV, 5 — -100 to 0 mV, 6 — 0 to 50 mV, 7 — 50 to 100 mV, 8 — over 100 mV

mapy na podklade geologických základov metódy (Semionov, 1974; Sato — Mooney, 1960). Geologické informácie získané pri geologicko-geofyzikálnom mapovaní na profiloch umožnili lepšiu interpretáciu výsledkov SP a ich aplikáciu na regionálnu stavbu a mineralizáciu v skúmanej časti SGR.

Mapa spontánnej polarizácie (obr. 5) poskytuje zaujímavý pohľad na geologickú stavbu východnej časti SGR. Od úrovne hodnôt oscilujúcich okolo normálneho poľa spontánnej polarizácie sa veľmi výrazne odlišujú pruhy záporných anomálií s amplitúdami dosahujúcimi 100 mV. Pásma takýchto anomálií, viazaných na grafitické fylity,

presne vyznačujú priebeh línie násunu prakovského príkrovu po jeho celej dĺžke, humelského príkrovu na juhovýchodnom úseku a medzevského príkrovu medzi Medzevom a Popročom. S pruhmi maximálnych anomálnych hodnôt miestami susedia rozsiahle polia znížených hodnôt potenciálu, umožňujúce sledovať rozšírenie čiernych a zelených metapelitov. Oblasť, ktorá je ohraničená izolíniou 100 mV, je obzvlášť veľká v juhovýchodnej časti, kde sa stretávajú humelský a mníšanský príkrov. To svedčí o prítomnosti súvislých pruhov čiernych fylitov nie iba v okolí výskytov registrovaných na povrchu, ale aj v hlbších častiach. Podobná situácia, hoci v

oveľa menšom rozsahu, je v západnej časti násunu prakovského prikrovu južne od Kojšova a v okolí Prakoviec, kde sa pás záporných anomálií spontánnej polarizácie zväčšuje na 2 až 4 km. Z charakteru registrovaných pásem grafitových anomálií vyplýva, že koncentrácia grafitu je veľmi premenlivá. Nahromadenie grafitu môže byť zdrojom extrémnych anomálií, (amplitúdy prekračujú -500mV), napr. pri Hýlove, južne od Opátky, Kojšova a Prakoviec. Podľa metódy kvantitatívnej interpretácie, ktorú navrhuje A. S. Semionov (1974), geometrický stred hmôt s grafitom, ktoré vyvolávajú takéto anomálie, by mal vystupovať v hĺbkach rádovo desiatky metrov (53 m v anomálii Hýlov). Z prvkov zápornej tendencie je v regionálnom poli SP pozoruhodná tiež rozsiahla oblasť záporných hodnôt potenciálu, ktoré sú útržkovite zaznamenané v severných úsekoch profilov medzi Gelnicou a Veľkým Folkmárom. Priebeh izolínie -100 mV zahŕňa mapované východy čiernych fylitov, čo poukazuje, že anomáliu spôsobuje prítomnosť grafitu. Z prudkého poklesu hodnoty potenciálu v severnom smere na menej než -500 mV usudzujeme, že v hĺbke tu leží súvislá poloha čiernych metapelitov, ktorá sa na povrchu neprejavuje.

Okrem vodivých zón záporných anomálií sa v regionálnom poli spontánnej polarizácie prejavujú, vzhľadom na prijatú nulovú úroveň, oblasti s kladnou tendenciou. Zmena hodnoty potenciálu, ktorá nemá charakter anomálií, sa viaže (Semionov, 1974) na litologické zmeny v horninových útvaroch. Rozhodujúci význam tu majú stopové koncentrácie minerálov s elektrónovou vodivosťou (pyrit) a filtračné schopnosti horninových komplexov. Zmeny pola SP merané na povrchu môžu mať tiež pôvod v rozložení hornín vo veľkých hĺbkach (stovky metrov, Dzvinek, 1973}. Nezávisle od geologických príčin

sa k polu SP pridáva efekt prípoверхovej filtrácie vody, viazaný na morfológiu terénu. Pri takých veľkých výškových rozdieloch, aké sú v oblasti SGR, môžu prekryvať skutočné geologické efekty.

Rozmiestnenie oblastí kladných hodnôt spontánnej polarizácie (0 až nad 100 mV) a tvar izolínií, ktoré ich ohraničujú, umožňujú sledovať osobitosti hlbínnej geologickej stavby SGR. Zvlášť charakteristické je, že všetky väčšie oblasti tohoto typu majú smer S — J a vyznačujú priebeh regionálnych zlomov tohto systému. Takéto oblasti sme zaznamenali v úzkych pásoch medzi Medzevom a Gelnicou, Popročom, Rudníkom a Zlatou Idkou a čiastočne v okolí Nováčan. V prvom prípade tvar izolínií vykazuje výraznú súbežnosť s priebehom zlomových línií tokárenského a zimnovodského zlomu, naznačujúc pritom, že tento zlom môže pokračovať ďalej na juh. Podobne sa prejavuje petrovodolinská dislokácia v oblasti Poproč — Zlatá Idka. Vystupovanie ďalších zlomov tohto systému na základe tvaru izolínií potenciálu v smere Poproč — Kojšov — Jaklovce možno predpokladať. Nováčanský zlom smeru J — S sa v poli SP prejavuje iba čiastočne na južnom úseku. Dislokačné zóny iných smerov sa v mape spontánnej polarizácie obyčajne neprejavujú. Výnimku tvoria iba zlomy, ktoré spôsobujú určité posuny v okolí vodivých pásem anomálií čiernych fylitov.

Príčiny vystupovania spomínaných oblastí kladných anomálií SP pri geologickým mapovaní sme neobjasnili. Čiastková správa uvádza hypotézu, že sú viazané na plytko uložené bloky hornín vysokého stupňa metamorfózy, prípadne na zakryté masívy magnetických hornín.

Iným, tiež ťažko vysvetliteľným problémom pri geologickej interpretácii je oblasť zvýšených hodnôt spontánnej polarizácie medzi obcami Veľký Folkmár, Kojšov, Opátka, Košická Belá. Hodnoty po-

tenciálu tu dosahujú najvyššiu úroveň (nad +100 mV). Táto oblasť zaberá celý komplex mezozoických vápencov a dolomitov s prilahlými východmi amfibolitov na severnej a východnej strane. V porovnaní so súčasnou geologickou mapou je obraz poľa SP rozhodne homogénnejší, teda objasnenie treba hľadať predovšetkým v rozložení horninových hmôt v hĺbke. Taký záver vyplýva z toho, že zvýšené hodnoty potenciálov sa udržiavajú aj na úsekoch profilov, ktoré prekračujú severné hranice zásahu paleozoických útvarov. Vzhľadom na povrchovú geologickú situáciu je zvlášť neobyčajným prvkom široké pásmo zníženia hodnoty spontánnej polarizácie, ktorý v smere J — S pretína celú anomálnu oblasť 2 km východne od Opátky. Je súbežné so severným predĺžením nováčanského zlomu, ale je asi 1,5 km posunuté na západ.

Rádiovlnová metóda VDV

Prieskum rádiovlnovou metódou VDV, ktorá je jednou z používaných metód v prospekcii rudných a tektonických zón (Peterson, 1971; Sedelnikov, 1974; Phillips, 1975), sme uskutočňovali v indukčnom variante metódy československou aparaturou EDA-77, ktorá registruje dve zložky sekundárneho poľa H_z (reálnu a imaginárnu) v rozsahu $\pm 150\%$ a $\pm 50\%$ s citlivosťou 1 %. Zdrojom primárneho poľa bola americká vysielacia stanica NAA-Cutler (Mine) a francúzska stanica FUG-Bordeaux, ktoré boli vzhľadom na zadaný smer profilov vhodne situované. Použili sme súčasne dve stanice, aby sme maximálne zväčšili možnosť zaregistrovať vodivé zóny a kontakty rôzneho smeru, a tiež zvýšili možnosti interpretácie (určenie smeru zón a kontaktov na základe tvaru prejavu na dvoch stanicích). Merania boli veľmi presné. Stredná kvadratická chyba z opakovaných meraní sa počas

4 sezón terénnych prác ustálila na $\pm 1\%$ pre obe stanice.

Počas experimentálnych prác v roku 1976 sme v okolí Poproča ako alternatívu rádiovlnovej metódy vyskúšali klasickú indukčnú metódu vo variante Slingram. Merali sme aparaturou Demigun, ktorá registruje dve zložky (reálnu ReH_z a imaginárnu ImH_z sekundárneho a elektromagnetického poľa vytváraného 5 W zdrojom. Zdroj pracuje v dvoch rozsahoch frekvencií — 880 Hz a 2640 Hz. Rozstup prijímacej a vysielacej cievky bol 900 m. Porovnania výsledkov skoro 1000 meraní oboma metódami hlavne v okolí anomálnych zón potvrdili, že napriek nepopierateľnej vhodnosti variantu Slingram bude v komplexnom prieskume užitočnejšia rádiovlnová metóda.

Výsledky meraní VDV zo všetkých profilov sme vyznačili v grafoch dvoch zložiek ReH_z a ImH_z . Fraserovými anomáliami (Fraser, 1969) sa výraznili geoelektrické hranice a zóny, ktoré sa v meraniach prejavujú. Nepomerne väčšie vzálenosti profilov regionálneho merania v porovnaní s detailnosťou Fraserových anomálií neumožnili na základe výsledkov VDV vytvoriť mapu. Koreláciu Fraserových anomálií medzi profilmi sme urobili iba pre oblasti detailných prác v oblasti Poproč — Zlatá Idka a Klátov. Aj napriek väčšej hustote profilov (200, resp. 500 m) veľká pestrosť litológie a intenzívneho tektonického porušenia neumožnili jednoznačnejšiu interpretáciu. Mapy vodivých zón v oboch regiónoch sme zostavili s prihliadnutím na geologické mapy.

Dobrá citlivosť a rozlišovacia možnosť metódy umožnila zaznamenať veľké množstvo Fraserových anomálií rozličných typov, ktoré odrážajú rôznorodosť hornín, tektonické a mineralizované štruktúry. Vzhľadom na značný prienik elektromagnetickej vlny (pre použité stanice asi 35 — 120 m pri zmenách odporu skalného pod-

kladu 100 — 1000 Ω ; EM—16 R Operating Manual, 1976] sa na výsledkoch merania prejavuje vplyv hlbšie uložených litologických objektov, ktoré sa mapovaním nezistili.

Pri interpretácii výsledkov merania VDV sme klasifikovali všetky registračné Fraserove anomálie na základe údajov modelovania (EM 16—R Operating Manual, 1976, Coney, 1977) a porovnali so zodpovedajúcimi geologickými údajmi. Vyčlenili sme 3 základné typy Fraserových anomálií. Prvý typ sú úzke (do 100 m) a veľmi intenzívne anomálie s hodnotami nad 50 % (často i nad 100 %), s krivkou ImHz (opačný priesečník ImHz a ReHz) so stúpajúcou tendenciou. Tieto anomálie sú označené ako vysokovodivé a zodpovedajú najčastejšie tenkým vložkám grafitických fylitov alebo ich kontaktom s okolnými horninami a niektorým zlomovým a mineralizovaným zónam. Do druhej skupiny sa počítajú úzke, ale menej intenzívne (prevažne 25 — 40 %) anomálie, menej vodivé, charakteristické súčasným poklesom oboch magnetických zložiek. Nachádzajú sa na väčšine zlomových zón a nad tenkými vložkami nízkoodporových hornín vo vysokoodporových komplexoch či v susedstve s partiami s vyšším stupňom stlačenia alebo zvetrania. Tretím typom sú široké anomálie s nízkou amplitúdou (cca 10 — 25 %) viazané na kontakty málo kontrastných hornín s rôznym odporom.

Celkové hodnotenie efektívnosti metódy VDV v skúmanej oblasti SGR je veľmi priaznivé. Na profiloch sme VDV zaregistrovali takmer všetky vymapované geologické hranice, ale najmä zlomy. Niektoré anomálie VDV signalizujú hlbšie uložené objekty. V povrchovom rozložení anomálií VDV sa prejavuje len málo znakov odrážajúcich prvky regionálnej stavby skúmanej oblasti. Dosť jednoznačne sa vydeľujú iba pásma grafitických fylitov, ktoré vy-

značujú príkrovové línie. Prejavujú sa skupinami najintenzívnejších Fraserových anomálií. Z regionálneho hľadiska sa prejavujú tiež oblasti so zníženou hodnotou a s menšou hustotou anomálií VDV (mezozoické karbonáty pri Kojšove, vysokoodporové horniny v západnej časti prakovského a humelského príkrovu). Pri väčšej hustote profilov v rajóne Poproč sme vyznačili výrazné korelačné línie Fraserových anomálií (40 — 80 %), ktoré zodpovedajú južnej hranici granitov a tiež 3 iné vodivé pásma smeru Z — V, ktoré sú viazané na žilné pásma Rúfus a Agneška.

Magnetotelurická metóda

Magnetotelurický prieskum sa obmedzil na tri profily lokalizované medzi obcami Nižný Medzev — Prakovce, Poproč — Zlatá Idka a Jasov — Opátka. Celkom sme vo vzdialenosti 300 — 2500 m urobili 43 sond. Použili sme krížové usporiadanie líní v smeroch S — J a V — Z. Dĺžky meracích líní kolísali medzi 300 — 500 m. Na každej sonde sme zaznamenali variácie troch zložiek magnetického poľa (E_x , E_y). Stredný čas zápisu sa menil v rozmedzí 20 — 40 hodín. Merania sme robili aparátúrou poľskej výroby AMT-1 s pásmom registrácie na 0,1 Hz. Získané krivky magnetotelurických variácií hodnotíme ako priemerné, a to vzhľadom na vysokú úroveň priemyselných vplyvov.

Pri spracovaní záznamov variácií magnetotelurického poľa sme postupovali hlavne podľa metódy zdanlivých impedancií. Analyzovali sa variácie v rozsahu od 10 — 20 do 1000 — 4000 s. Na základe toho sme vypočítali hodnoty odporov ρ_{xy} a ρ_{yx} a potom $\rho_{\max}$ podľa dlhšej osi polarizácie elektromagnetického poľa. Opakovateľnosť získaných sondážnych kriviek sa ukázala ako dostatočná s výnimkou porušených úsekov záznamov variácií a

z toho vyplývajúceho rozptylu hodnôt impedancií.

Sondážne krivky $\rho_{\max}$, ktoré by mali podľa teoretických predpokladov (Berdichevskij, 1968) poskytovať najviac informácií, sme kvantitatívne interpretovali pomocou albumu teoretických kriviek. Výsledky sme zobrazili v podobe magnetotelurických rezov v mierke 1 : 25 000. Rezy obsahujú krivky pozdĺž elektrickej vodivosti S, závislosť zmien odporu $\rho_{\max}$ na zdanlivej hĺbke a priebeh prvého sledovaného horizontu. Poskytujú zaujímavý obraz hlbokých štruktúr oblasti pokrytej magnetotelurickým meraním. Potvrdila sa regionálna diskontinuita, ktorá oddeľuje dve oblasti s odlišnou geologickou stavbou, prebiehajúca súbežne s rožňavskou zónou diskontinuity. Podľa korelácie medzi dvoma líniami rezov má táto diskontinuita smer JZ — SV, hoci to mohli spôsobiť prične presuny v úseku medzi Medzevom a Popročom.

V prvej z týchto oblastí, ktorá pokrýva južnú časť profilov, leží sledovaný magnetotelurický horizont v hĺbke 9,5 — 11 km a môže detekovať podložie sedimentárnych komplexov. Na severnej strane zachytenej diskontinuity sa tento horizont prudko dvíha k povrchu a potom smerom na S stupňovite poklesáva do hĺbky 2 km. Podobný priebeh, hlavne na profile Jasov — Opátka, je členitý, má tvar hrastu a prepادلín s pomerne malými amplitúdami. Sledovaný horizont je charakteristický vysokými až nekonečnými odpormi, ktoré sa prejavujú strmým sklonom pravých vetiev sondážnych kriviek (takmer 63°). Nadložie je premenlivo vysokovodivé. Na južnej strane zistenej diskontinuity sme zaznamenali hodnoty pozdĺžnej vodivosti S v rozmedzí od 600 Ω^{-1} (profil Medzev — Prakovce) do 300 Ω^{-1} (profil Jasov — Opátka). V stredných a severných úsekoch oboch profilov vystupujú horniny s výrazne vyššími odpormi (20 — 50 Ω^{-1}).

Hodnoty S získané interpretáciou magnetotelurických sondážnych kriviek pre horniny v nadloží vysokoodporového horizontu by sa v zásade nemali odlišovať od skutočnej pozdĺžnej vodivosti. To vyplýva z porovnania výsledkov interpretácie parametrických sond vrtov SG-1 a SG-2 s hodnotami S na základe elektrokarotáže týchto vrtov. V oboch prípadoch rozdiel medzi hodnotami S neprekročil 10 %.

V súvislosti so spomenutými vrtmi sme uskutočnili pokusnú geologickú identifikáciu odporových komplexov zistených v rezoch. Vzhľadom na to, že na hodnotu pozdĺžnej vodivosti hornín má rozhodujúci vplyv prítomnosť nízkoodporových vrstiev (v danom prípade hlavne grafitické fylity), vysokovodivé úseky rezov signalizujú, že podiel týchto hornín v hĺbke je veľmi veľký. Potvrdzujú to aj hodnoty pozdĺžnej vodivosti ρ_L , ktoré sú v rozmedzí od 5 do 50 Ω .

Pri korelácií interpretovaného magnetotelurického horizontu s litológiou sme dospeli k záveru, že na severnej strane zistenej diskontinuity je tento horizont stropom vysoko metamorfovaných útvarov s nižšie vystupujúcimi granitmi. Vykonané magnetotelurické práce nevyjasňujú problém podložia granitov v hĺbke. Podľa sondážnych kriviek majú podložné útvary granitu rovnako vysoké hodnoty odporov. V troch sondách profilu Medzev — Prakovce sme pri predĺženom čase registrácie zachytili maximá a počiatok pravých poklesových vetiev kriviek. Dobré vodivá oblasť vystupuje v hĺbkach rádu 200 — 400 km čiže až do vrchnej časti plášťa.

Spektrometrický prieskum

Spektrometria prirodzeného gama žiarenia bola jednou zo základných metód v použitom komplexe.

Štvorkanálovým spektrometrom kanadskej firmy Exploranium — model DISA

400 A sme registrovali množstvo gama kvantov v štyroch energetických rozsahoch: 1,46 MeV (kanál draslík K^{40}), 1,76 MeV (kanál tória Bi^{214}), 2,62 MeV (kanál uránu Tl^{208}) a nadprahovú energiu 0,4 MeV (kanál úhrnnej aktivity Tc). Dodržiavali sme inštrukcie pre obsluhu aparatury DISA—400 A Op. Manual, 1976. Použitá geometria 2π zaistovala na každom bode profilu porovnateľné podmienky. Vyberali sme stanovište podľa možností na rovnom povrchu. Vrchnú vrstvu organiky sme odkryli. Aby výsledky neovplyvňovala zvýšená emanácia radónu, nemerali sme bezprostredne po daždi (okolo 4 hodín prestávka). Kvôli zavedeniu opráv na tvrdú zložku kozmického gama žiarenia v prirodzenom pozadí, robili sme každoročne niekoľko sérií meraní nad vodnou hladinou nádrže Bukovec vo vzdialenosti okolo 100 m od brehu (Bowie, 1955). Prístrojové chyby sme odstraňovali a choď prístrojov zabezpečovali každý deň počas 4 terénnych sezón meraním na báze. Využívali sme 6 stálych báзовých bodov lokalizovaných v okolí Rudníka a Klátova (pre práce v r. 1976 — 1977) a Košických Hámrov, Košickej Belej a Klátova (pre práce v r. 1978 — 1979). Meraniami na báze sme vždy začínali a končili denné merania.

Čas registrácie na jednotlivých meracích bodoch sme upravili podľa predpokladanej hodnoty štatistickej chyby (10 %) pri minimálnom zadanom počte impulzov v tóriovom kanáli $N_{Th} = 100$ imp. a vzhľadom ku kanálu uránu podľa vzťahu $N_U = 0,8 N_{Th} > 100$ imp. Počas 4 sezón terénnych prác sa čas registrácie na profiloch menil v rozmedzí 2 — 8 minút v závislosti na intenzite žiarenia jednotlivých horninových komplexov. Pri meraniach na báze bol čas integrácie pre 3 — 4 série meraní 4 — 6 minút.

Kamerálne spracovanie výsledkov spektrometrických meraní spočívalo na pre-

počte čítaní jednotlivých kanálov na impulzy za minútu a po zavedení opráv na kozmické a aparátúrne pozadie na výpočte ekvivalentných koncentrácií uránu eU a tória eTh (ppm), draslíka v % a celkovej intenzity žiarenia gama v jednotkách CGS ($\mu R/h$) a jednotkách SI (A/kg). Prepočty sme robili na základe každoročného ciachovania prístrojov na etalónoch v Bratkovciach pri Příbrami.

Priemerná presnosť stanovovania koncentrácií a celkového žiarenia na profiloch, ktorá vyplýva zo spôsobu a podmienok merania, sa počas 4 sezón ustálila takto: draslík 0,15 %, urán 0,65 ppm, tórium 1 ppm, celkové žiarenie 0,3 $\mu R/h$. Tieto údaje, získané z opakovaných meraní (asi 5 % celkového počtu), najlepšie hodnotia výsledky stanovovania obsahov spektrometriou. Získaný rád presnosti zaručuje hodnovernosť všetkých podstatných anomálií zistených na profiloch.

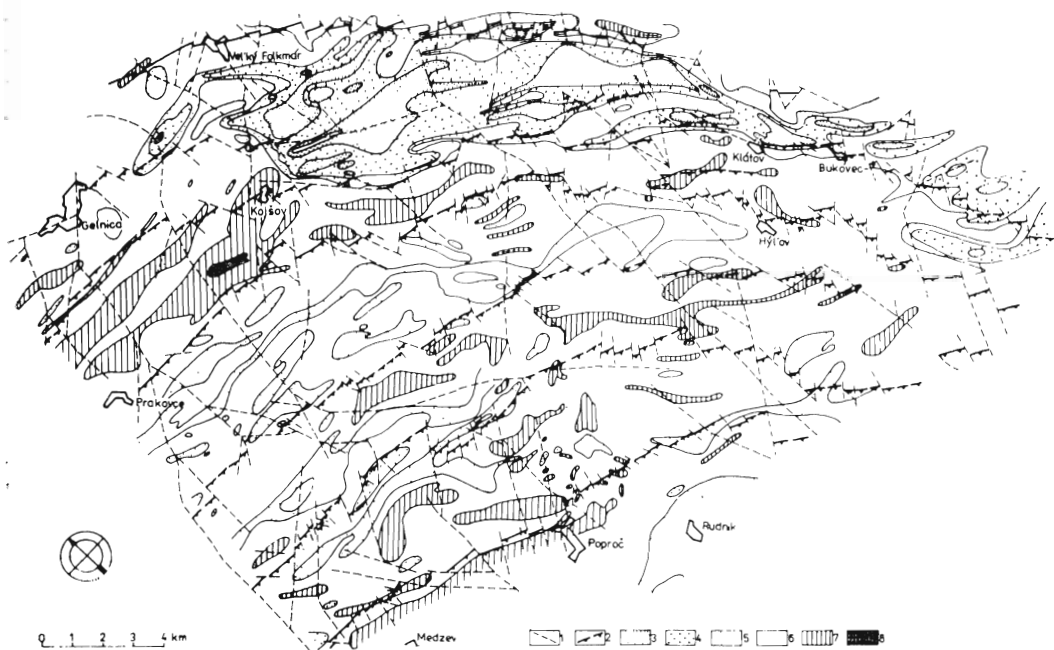
V rámci štatistickej analýzy potrebnej pri interpretácii výsledkov spektrometrie sme prepočtami určovali úroveň pozadia i hodnoty anomálie (stredná smerodajná odchýlka) a charakter rozdelenia žiarenia pre jednotlivé horninové typy.

V čiastkovej správe sme výsledky spektrometrie zverejnili v podobe profilových grafov 4 nameraných hodnôt a tiež pomeru eU/eTh. Zostavili sme tiež histogramy a tabuľky rozdelenia draslíka, uránu a tória pre hlavné typy hornín. Potom sme zostavili mapu izolínií celkovej aktivity gama v $\mu R/h$ ako hlavný výsledok interpretácie spektrometrie v etape čiastkovej správy geofyzikálno-geologickej interpretácie výsledkov.

V prvej fáze sme vyčlenili úseky podľa rozloženia rádioaktívnych prvkov a intenzity žiarenia na profiloch a identifikovali sme ich na základe archívnej geologickej mapy. Podkladom pre druhú fázu interpretácie sa stali výsledky geologicko-geofyzikálneho mapovania na profiloch. Pri

celkovom hodnotení indikácií zo spektrometrie podľa výsledkov mapovania treba zdôrazniť výnimočnú zhodu množstva interpretačných hraníc a úsekov so skutočnou geologickou situáciou. To zrejme súvisí s charakterom metódy, ktorá mala hlboký zásah, a s priaznivými podmienkami SGR pre jej použitie. Rozhodujúci význam tu má malá mocnosť zvetranín a relatívne nepatrný rozsah alúvií, ktoré clonia skutočný efekt podloží hornín. Určité rozdiely v lokalizácii vymapovaných hraníc sa prejavili na strmých svahoch, kde sa presun skalných sutí odrazil i na grafoch K, U, Th a expozičnom príkone (celkovej rádioaktivity).

Na základe porovnania výsledkov spektrometrie a mapovania spolu so širokým uplatnením štatistických analýz v rámci dvoch desiatok horninových typov sme urobili litologickú charakteristiku preskúmanej oblasti vzhľadom na rozloženie draslíka, uránu, tória a celkovej rádioaktivity. To je východiskovým materiálom pre geologickú interpretáciu spektrometrických prác. V regionálnom pohľade na rozloženie celkovej gama aktivity sa prejavuje rad podstatných prvkov, ktoré dávajú veľmi zaujímavý obraz geologickej stavby skúmanej oblasti (obr. 6). Stredná hodnota intenzity, ktorá zodpovedá prevládajúcim horninovým útvarom, sa po-



Obr. 6. Mapa úhrnného žiarenia gama [geologická situácia podľa Greculu, 1982]. 1 — zlomy, 2 — hranice príkrovov, 3 — izolínie pod $3 \mu\text{R/h}$, 4 — izolínie $3 - 5 \mu\text{R/h}$, 5 — izolínie $5 - 7 \mu\text{R/h}$, 6 — izolínie $7 - 10 \mu\text{R/h}$, 7 — izolínie $10 - 15 \mu\text{R/h}$, 8 — izolínie nad $15 \mu\text{R/h}$

Fig. 6. Map of total gamma-activity [structural unit boundaries and dislocations according to P. Grecula, 1982]. 1 — dislocation, 2 — structural unit boundary, Value of total gamma-activity: 3 — below $3 \mu\text{R/h}$, 4 — 3 to $5 \mu\text{R/h}$, 5 — 5 to $7 \mu\text{R/h}$, 6 — 7 to $10 \mu\text{R/h}$, 7 — 10 to $15 \mu\text{R/h}$, 8 — over $15 \mu\text{R/h}$

hybuje v rozmedzí 7 — 10 $\mu\text{R/h}$. Na tomto pozadí sa prejavujú početné pretiahnuté pásma zvýšených a znížených hodnôt prirodzenej rádioaktivity, ktoré odrážajú priebeh horninových komplexov s rôznou koncentráciou rádioaktívnych prvkov. Tvar týchto pásem zvýrazňuje charakteristické uloženie tektonických jednotiek, pričom dáva syntetický obraz zmien v ich litológii.

Prevládajúcim výskytom hornín so zvýšenou rádioaktivitou sa vyčleňuje západná časť mníšanskeho príkrovu, obzvlášť v úseku od Prakoviec po Kojšov. Tu vystupujú dve veľké pásma s intenzitou rádioaktivity značne prevyšujúcou 10 $\mu\text{R/h}$, s lokálnym, ale dosť rozsiahlym maximom nad 15 $\mu\text{R/h}$. Táto anomália sa viaže na rhyolity. Všeobecné zvýšenie úrovne rádioaktivity spomínanej časti mníšanskeho príkrovu vysvetľujeme tiež zmeneným chemickým zložením hlavne zelenkastých fylitov, ktoré ju tvoria. Vzhľadom na plošné rozmery výrazné pásma zvýšenej intenzity žiarenia vystupujú v strednej časti humelského príkrovu v okolí kvarcitov a metapsamitov. Vyššiu rádioaktivitu majú tiež niektoré horninové komplexy jedľoveckého príkrovu, hlavne v rajóne medzi Popročom a Zlatou Idkou. Časť mapy z rajónu Poproč, kde sa detailnejšie meralo (spektrometrické profily po 200 m), ukazuje prítomnosť mnohých plošne nevelkých anomálií, ktoré sa viažu na zlomové pásma, na niektoré časti granitov a zelečných fylitov.

Rozloženie celkovej rádioaktivity expozičného príkonu v rajóne Poproč dopĺňujú mapy koncentrácií draslíka, uránu a tória a hodnôt pomeru $e\text{U}/e\text{Th}$, ktoré sme vyhotovili pri vyhodnotení detailného prieskumu. Jasnejšie sa v nich prejavuje rozsah granitov, predovšetkým výrazným znížením hodnôt tória pri minimálnom zvýšení obsahu uránu (zvýšenia hodnoty pomeru U/Th).

V horninách vystupujúcich severne od granitového masívu sme namerali vyšší obsah tória. V okolí severného kontaktu granitov s horninami plášťa v okrajovom pásme granitov bolo menej uránu, pričom v prechodnom pásme jeho obsah znovu narástol. Severný fylitový komplex je charakterizovaný priemernou hodnotou obsahu uránu (pod 1,5 ppm) a relatívne vysokou koncentráciou tória (do 9 ppm). Mapa obsahu draslíka ukazuje jeho malé kolísanie vo východnom okolí granitu s lokálnymi maximami do 3,5 %.

Južný kontakt granitu, ktorý sa zbíha s násunovou hranicou medzevského príkrovu, sa v úseku medzi Popročom a Medzevom prejavuje výrazným nárastom rádioaktivity (izolínia 10 $\mu\text{R/h}$). Fylity, ktoré vystupujú na jej južnej strane, charakterizuje zvýšený obsah všetkých sledovaných prvkov. Draslík dosahuje miestne 3 %, tórium 12 — 13 ppm (stredná časť), urán nad 2 ppm.

V skúmanej oblasti sa výrazne prejavujú pásma zníženej (5 — 7 $\mu\text{R/h}$) i anomálne nízkej (pod 5 $\mu\text{R/h}$) intenzity prirodzeného žiarenia gama. Obzvlášť výrazne sa vyčleňuje celá severovýchodná časť tejto oblasti, ktorej ostro vykreslené hranice sú medzi obcami Veľký Folkmár — Malá Idka. Juhozápadný okraj tejto oblasti, vyznačený líniou s hodnotou 7 $\mu\text{R/h}$, veľmi presne odráža násunovú líniu deliacu kojšovský, rakovecký príkrov medzi Kojšovom a Malou Idkou.

Príčinou takého výrazného úbytku expozičného príkonu sú horniny s nízkou rádioaktivitou v okolí spomínaných jednotiek od línie Kojšov — Veľký Folkmár na východ. Obzvlášť výrazne sa vyčleňujú tiež centrálné časti východov mezozoických vápencov a dolomitov a rozsiahly amfibolitový masív na JV od Košickej Belej. Intenzita rádioaktivity tu klesá pod 3 $\mu\text{R/h}$ a miestami až pod 1 $\mu\text{R/h}$. Spektrometria tu rozlišuje rôzne litologické typy vápen-

cov, čo sa vždy nepotvrďuje makroskopicky. Plošne menej rozsiahly, ale taktiež výrazný pokles úrovne rádioaktivity pod $3 \mu\text{R/h}$ sme zistili v rajóne Klátova v okolí východov amfibolitov. Pásma s málo vyššou intenzitou žiarenia (medzi $5 - 7 \mu\text{R/h}$) zodpovedajú útvarom bazických pyroklastík. Severný okraj paleozoických útvarov sa prejavuje malým nárastom nad 7 , miestami nad $10 \mu\text{R/h}$.

Väčším podielom pásom so zníženou rádioaktivitou sa vyčleňuje tiež prakovský príkrov. Medzi Prakovcami a Hýľovom sme zistili anomálne pásma (pod $7 \mu\text{R/h}$) korelovateľné v dlhých úsekoch, odrážajúce komplexy útvarov kyslých pyroklastík a menej rádioaktívnych odrôd chloriticko-sericitických fylitov. Pásma podobného typu vystupujú v okolí západnej časti na styku medzevského a jedloveckého príkrovu. Tiež sa viažu na východy kyslých pyroklastík.

Regionálne zlomy sa v rozložení intenzity gama žiarenia jednoznačne neprejavujú. Určitá zhoda konfigurácie izolínií rádioaktivity a mapovaných dislokácií sa

prejavuje iba v prípadoch, keď tektonické zóny sú tiež kontaktom horninových súborov s rozdielnou rádioaktivitou. To dáva možnosť potvrdiť niektoré vymapované zlomy, prípadne naznačiť línie diskontinuity. Takýto prípad je napr. na strednom úseku zlatoidčianskeho zlomu (charakteristické rozloženie pásom s rozdielnou rádioaktivitou) a v južnej časti hýľovského zlomu (prerušenie súvislosti 3 anomálnych pásom). Obzvlášť zaujímavo sa prejavuje séria zlomov smeru JZ — SV na línii Poproč — Opátka. Analýza charakteru rozloženia rádioaktivity ukazuje, že línia týchto zlomov výrazne oddeľuje západnú oblasť vysokej a veľmi premenlivej rádioaktivity od východnej, oveľa menej kontrastnej, s hodnotami rádioaktivity na úrovni pozadia.

Keď sme spracovali výsledky spektrometrie pre vyhľadávanie rudnej mineralizácie, vykreslili sme na základe štatistických analýz anomálie (W^A) pre označené prvky a celkovú intenzitu rádioaktivity. Analyzovali sme 10 skupín najpočetnejšie sa vyskytujúcich hornín (tab. 1). Ďalším

TAB. 1

Hodnoty spektrometrických anomálií základných typov hornín
Values of spectrometric anomalies for main rock types

Druh horniny	W_{ATc} [uR/h]	W_{AK} [%]	W_{AU} [ppm]	W_{ATh} [ppm]
grafiticko-sericitické fylity	11,06	2,82	4,27	16,23
kvarcity	10,10	2,75	3,24	12,56
kvarcitické fylity	10,92	2,90	2,90	14,36
chloriticko-sericitické fylity	11,50	3,12	3,04	15,20
porfyroidy	12,43	3,92	3,35	16,28
amfibolity	6,45	1,44	2,29	8,28
bazické pyroklastické útvary	9,70	2,53	2,32	12,28
permské bridlce	9,64	3,40	3,04	11,89
vápence	6,43	1,59	1,86	8,38
dolomity	5,33	2,14	1,95	6,72

spôsobom prípravy kritérií na vyčleňovanie rudných pásem bola analýza profilových spektrometrických kriviek v okolí dokumentovaných polymetalických žíl.

Merkurometrický prieskum

Merkurometriu sme v komplexnom prieskume použili ako jednu z najlepších geochemických indikačných metód pri vyhľadávaní hydrotermálnej mineralizácie (Walling, 1972; Fursov, 1977). Merali sme v dvoch variantoch. Ako základnú verziu sme vo všetkých profiloch r. 1976 — 1978 použili bezprostredné určovanie koncentrácie Hg zo vzoriek pôdneho plynu. V záverečnej fáze (r. 1979) sme metodiku merkurometrických prác zmenili, prešli sme na pyrolytický variant, založený na určení hodnoty ortute vo vzorkách pôdy. Detailne [krok 5 m] sme vzorkovali iba krátke úseky profilov s predpokladaným výskytom rudnej mineralizácie.

Všetky merania (bezprostredne na profiloch alebo v laboratóriu) sme urobili ortuťovým spektrometrom kanadskej firmy Scintrex model HGG-3 s citlivosťou 0,05 nanogram/l. Metodika a technika merania v plynnej modifikácii bola zhodná s pokynmi v návode (HGG-3 Operating Manual, 1976). Vzorky plynu sme odoberali z hĺbky zodpovedajúcej horizontom B alebo C. Pri meraní v pyrolytickej modifikácii sme dodržali postup vypracovaný v Przedsiębiorstwie badań geofizycznych (Kucharski, 1980). Pôdne vzorky sme odoberali z horizontov A, B a C. Stanovenia sa robili na 45 mg vhodne pripravených vzorkách pri teplote skoro úplného uvoľnenia ortute (600 °C), ak koncentrácia Hg prekročila merací rozsah prístroja (3000 mV $\approx$ 1,8 ppm Hg), zmenšili sme hmotnosť vzoriek na 10 mg.

Počas 4 sezón terénnych prác sme pravidelne merali na dvoch testovacích úsekoch profilov v pásmach výrazných ano-

málií v rajóne Rudník a Poproč. Viackrát sme opakovali merania na vhodných úsekoch profilov v rámci 5 % prostriedkov určených na tento účel. Stabilitu stanovenia koncentrácie Hg v pôdnom plyne hodnotíme uspokojivo. Na výsledky merania týmto spôsobom vplývajú zmeny atmosférických podmienok (procesy migrácie ortute, Jonasson, 1972), ale v prípadoch výrazných anomálií sa zásadné rozdiely nezistili. V pyrolytickej verzii bola opakovateľnosť stanovenia Hg výborná, lepšia bola aj kontrastnosť anomálií, a preto sme prešli na tento variant meraní.

Výsledky merkurometrických prác v základnej plynnej verzii sme spracovali do profilových grafov koncentrácie Hg v zmluvných jednotkách mV (čítanie na prístroji), zatiaľ čo pre stanovenie metódou pyrolýzy sme zostavili grafy hodnôt Hg v ppm i mV pre všetky tri horizonty. Korelačné mapy anomálií Hg medzi profilmi sme zostavili iba pre rajóny detailného merania Poproč — Zlatá Idka a Klátov.

Výsledky merkurometrie sme interpretovali hlavne z aspektu rudnej problematiky. Podľa zmien nahustenia ortuťových pár v jednotlivých profiloch a v celej preskúmanej oblasti sme určovali okolité geologické prostredie predovšetkým vo vzťahu k zlomom. Podľa štatistických výpočtov stredná koncentrácia Hg ($\bar{x}$) v pôdnych plynch v celej oblasti činí okolo 6 mV čiže $2,8 \times 10^{-7}$ mg/l (výsledok z výpočtov po vylúčení 5 % maximálnych hodnôt), zatiaľ čo smerodajná odchýlka (δ) je rádovo 8 mV ($3,9 \times 10^{-7}$ mg/l). Hodnota 14 mV ($6,7 \times 10^{-7}$ mg/l), ktorá vyznačuje úroveň vlastnej anomálie $\bar{x} + \delta$, najnázornejšie charakterizuje preskúmanú oblasť SGR. Výrazne prevyšuje pozadie registrované v bezrudných oblastiach (Fursov, 1974). Svedčí to o vystupovaní mnohých zdrojov uvoľňovania ortuti a o veľmi priaznivých podmienkach pre jej migráciu (silné tektonické porušenie). Po po-

rovnání výsledkov geologického mapovania na profiloch s grafmi koncentrácie pár Hg usudzujeme, že väčšinu merkurometrických anomálií treba spájať so zdrojmi, ktoré ležia vo veľkých hĺbkach a ktoré tvoria rozsiahle aureoly okolo systémov zlomov, puklín a tektonických zón. Takmer všetky mapované dislokácie sa potvrdili ako výrazné anomálie Hg, lokalizované presne v strede zlomovej zóny alebo mierne posunuté. Väčšina merkurometrických anomálií nad zlomami je úzka (maximálne 100 m), so strednými amplitúdami (medzi 30 — 50 mV).

Tiež sa ukázalo, že na profiloch sme registrovali oveľa viac anomálií tohto typu, ktoré neboli vymapované ani ako zlomy, ani ako mineralizované zóny. Z toho vychodí, že dobré podmienky pre migráciu pár ortuti existujú tiež pri menších poruchách a tektonických zónach, ktoré sa pri povrchovom mapovaní prakticky neprejavujú. Niektoré anomálie môžu mať charakter pôdneho pokryvu (prevaha ílovitej zložky), v ktorom sa Hg môže koncentrovať. K anomáliám Hg, ktoré majú evidentnú súvislosť so zlomovou zónou, patrí anomália v údolí potoka Ida (testovací úsek). Nahustenie pár Hg tu dosahuje vysokú hodnotu (nad 300 mV). Podobná anomália (230 mV) sa vyskytuje taktiež v doline Idy 15 km východnejšie, asi 1 km na sever od Matej Idy. Veľmi intenzívnymi emanáciami pár ortuti sa prejavujú tiež kontaktné zóny granitov v rajóne Poproč a Rudník, zatiaľ čo v okolí ich východov sa množstvo anomálií výrazne znižuje.

V plošnom rozložení merkurometrických anomálií sa nepotvrdil regionálny trend. Naozaj výrazne sa prejavuje zníženie strednej koncentrácie ortuti na profiloch v juhovýchodnej časti prieskumnej oblasti (východne od Bukovca), ale to isto spôsobil výskyt slabo priepustných neogénnych útvarov. Charakter vykonané-

ho merkurometrického merania veľmi obmedzuje možnosť zachytiť regionálne tendencie v zmenách intenzity emanácií Hg vzhľadom na podstatný vplyv atmosferických podmienok na výsledky. Po analýze anomálií podľa geologickej mapy zastávame názor, že v okolí všetkých horninových komplexov sú podobné podmienky migrácie ortuti. Spomedzi mnohých merkurometrických anomálií zachytených na profiloch sme vybrali dva typy ako perspektívne z hľadiska vyhľadávania sulfidickej mineralizácie: široké, charakteristické vysokou intenzitou (všeobecne nad 50 mV) a zoskupenia niekoľkých úzkych anomálií s vysokou amplitúdou na krátkych úsekoch profilov.

Literatúra

- Berdičevskij, M. N. 1968: Magnitotelluričeskij metod razvedki. *Nauka, Moskva*.
 Bloch, J. M. 1962: Teoretičeskije krivyye elektroprofilirovanija. *Moskva*.
 Bowie, S. H. U. 1955: Radiometric surving with carbore counter. *Bull. Geol. Surv. Gt. Br.*
 Coney, D. P. 1977: Model Studies of the VLF — EM method of geophysical prospecting. *Geoexploration*, 15 (Amsterdam).
 DISA — 400 A Operating Manual Exploranium Ltd., 1976.
 EM—16 R Operating Manual Geonics Ltd., 1976.
 Fraser, D. C. 1969: Contouring of VLF — EM data. *Geophysics*, 34, (Houston).
 Fursov, E. V. 1977: Rtut' — indikator pri geochimických poiskach rudnych mestorozhdenij. *Moskva*.
 Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores. Proc. of Expl. an Int. Sym. Ottawa, 1977.
 Gnidyyn, V. N. — Sedelnikov, E. S. — Tarchov, A. G. 1973: Nekotoryje prijomj interpretacii dannyh metod radiokip na osnovanii modelirovania. *Geol. i Razv. HGG—3* Operating Manual Scintrex Ltd., 1976.
 Hood, P. 1976: Mineral exploration trends developments in 1975. *Canad. Min. (Toronto)*.
 International Atomic European Agency — Radiometric reporting methods and calibration in uranium exploration. *Techn. Rep.*, 174, (Vienna), 1976.

- Jonasson, I. R. — Boyle, R. W. 1972: Geochemistry of the mercury of natural contamination of the environment. *C. I. M. Bull.* 75.
- Komarov, V. A. 1972: Elektrorazvedka metodom vyzvanej polarizacii. *Leningrad.*
- Koulomzine, T. — Lamontague, V. 1970: New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics*, 35.
- Kucharski, R. 1980: Badania merkurometryczna metoda pirolityczna. Instrukcja metodyczna PBG, *Warszawa.*
- Logačev, A. A. 1962: Kurs magnitorazvedki. *Leningrad.*
- Mare, J. L. 1960: Uses of gamma ray spectrometer in mineral exploration. *Geophysics*, 25.
- Patella, D. 1972: An interpretation theory for induced polarisation vertical soundings [time domain]. *Geophys. Prosp.*, 20.
- Paterson, N. R. — Ronka, V. 1971: Five years of surveying with the VLF — EM method. *Geoexploration*, 9.
- Phillips, W. J. — Richard, W. E. 1975: A study of the effectiveness of the VLF method for the location mineralized fault zones. *Geoexploration*, 13.
- Prutkina, M. I. — Šaškin, V. E. 1975: Spravočnik po radiometričeskoj razvedke i radiometričeskemu analizu. *Moskva.*
- Redford, M. S. 1964: Magnetic anomalies over thin sheets. *Geophysics*, 29.
- Roy, A. — Apparao, A. 1971: Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36.
- Sato, M. — Mooney, N. M. 1960: The electrochemical potential of sulphides. *Geophysics*.
- Sedelnikov, E. S. — Tarchov, A. G. — Tursunmetov, 1974: Ob effektivnosti metoda SDV — radiokip pri detal'nom geologičeskom kartirovanii na primere nekotorych rudnykh mestoroždenij srednej Azii, *Geol. i Razv.*, 8.
- Semionov, A. S. 1974: Elektrorazvedka metodom jestestvennogo električeskogo poľa. *Moskva.*
- Semionov, M. V. 1975: Osnovy poiskov i izučeniya kolčedanno polimetalicheskikh rudnykh polej geofyzičeskimi metodami. *Leningrad.*
- Walling, R. I. — Davis, G. R. — Mayer, W. T. 1972: Trace identification of mercury compounds as a guide to sulphide mineralization at Keel-Eire. *Geochemical Expl.*
- Whitley, R. J. 1973: Electrode arrays in resistivity and IP prospecting. *Aust. Soc. Explor. Geophys. Bull.*, 4.

Methodics and interpretation results of complex geophysical investigations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The paper presents results of complex geophysical investigations realized in the entire eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. in the years 1976 to 1981. Prospection efficiency and contribution of single methods is evaluated mainly from the viewpoint of solution of the regional geological structure whereas less attention was paid to problems of ore concentrations which have been further evaluated. The most important elements of methodics used for geological interpretation from single methods are underlined which contributed, together with geological mapping, to final results.

Magnetometric measurements were aimed at solving problems of areal extension of single rock complexes. Pronounced anomalies characterize the northeastern part of the investigated area in the Rakovec nappe where anomalies are indicating the Klatov amphibolite mass and rocks of the diabase formation. The remaining part of the Spišsko-gem-

erské rudohorie Mts. is characterized, to the contrary, by a quiet magnetic field with local groupings of anomalies signaling the presence of higher magnetic rocks.

Measurements of induced polarization and of ground potentials allowed to follow zones of graphite phyllite composing elongated belts with anomalously higher values of polarization coefficient and lower ones of resistance or natural ground potentials. Such belts perfectly mark thrust surfaces at the base of Hummel, Prakevce, Medzev and Jedľovec partial nappes.

Data from profile measurements of electric resistivity contributed largely to the mapping of single rock units along the profile lines and to sketch their spatial arrangement. The map of electric resistivity allows the distinction, beside the already mentioned graphite phyllite zones, also of other rock assemblages each with its own characteristic properties. Areas of high resistivity indicate limestone and dolomite bodies near Rojšov

and Opátka as well as phyllitic rocks with strong silicification present in the western part of the area in Prakovce, Mníšek and Jedlovec partial nappes.

Distribution of natural gammaactivity is mapped by field spectrometric measurements and points to a higher concentration of alteration products in area near Prakovce and Kojšov. Characteristic share of potash, uranium and thorium is revealed by the granite body near Poproč. Spectrometric measurements excellently map the presence of slightly altered limestone and dolomite as well as of basic pyroclastic rocks.

Different nature have data obtained by VLF radiowave measurements and by mercurimetry. These results did not contribute to the areal distribution of rock complexes in similar manner as did the previous methods and so these have been used as supplementary criterions for the identification of anomalous zones along the profile lines. The Fraser's anomalies on radiowave measurement profiles do map

almost all tectonic zones, lithologic contacts and ore veins. Larger anomalous groupings of mercury fume concentration have been observed over zones of ore occurrences or over tectonic dislocations.

The complex geophysical investigations contributed to the discovery of numerous tectonic features and elements in the investigated part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. All completed geophysical maps indicate the shape of partial nappe units revealing characteristic bending from E—W directions in the west to NW—SE course in the east and southeast. In the shapes of isolines supplied by maps of electric resistivity, polarization coefficient, gammapectrometry and magnetometry, all main faults of regional meaning have been indicated namely those of N—S and SW—NE orientation. For the deciphering of tectonics, main data were supplied by induced polarization and measurements of natural ground potentials.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

S. Karolí — A. Dubéciová: **Litofaciálny vývoj molasových sedimentov staršieho miocénu v severnej časti Košickej kotliny** (Košice 16. 12. 1985)

Litofaciálny vývoj molasových súvrství egenburgu, karpátu a spodného bádenu má niektoré špecifické črty.

Prevažne pieskovcovo-prachovcový vývoj egenburgu predstavuje morskú sedimentáciu, vo vrchnej časti s osladzujúcim trendom a objavením sa detritického materiálu a slojov lignítu. Transgresívna, zlepencovo-pieskovcová fácia na báze karpátu smerom k severnému okraju panvy vyznieva, stredná časť karpátu má výrazný evaporitický vývoj s prechodom do komplexu pestrých pelitov vo vrchnej časti karpátu, ktorý je litologicky zhodný so spodným bádénom v netypickom vývoji. Pri novom geologickom mapovaní vznikla nutnosť detailnejšie spracovať solonostný horizont s dôrazom na genézu a faciálne vzťahy a tiež otázku stratigrafickej príslušnosti zblíženého litofaciálneho vývoja aj na základe typomorfných ťažkých minerálov. Aplikácia nových litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej nížiny ukázala, že bude vhodné zaviesť pre netypický vývoj spodného bádenu novú jednotku, špecifickú pre Košickú kotlinu.

J. Molnár: **Výsledky litografického a biostratigrafického výskumu bradlového pásma severne od Slanských vrchov** (Košice 16. 12. 1985)

V bradlovom pásme skúmaného územia sa ako najstaršie horniny nachádzajú rogožnícke brekie (vrchná jura — spodná krieda) s rohovcovým a vápencovým materiálom. Pre strednú kriedu sú charakteristické škvrnité slieňovce a slienité vápence (alb-cenoman). V spodnom turóne pribúda pestrých slieňovcov, prachovcov a vápnitých pieskovcov. Vrchnú kriedu charakterizuje slieňovcový a flyšový vývoj. V slieňovcovom vývoji sa faunisticky preukázal koňak a kampán vo vývoji pestrých slieňov a vápnitých pieskovcov až detritických vápencov. Flyšový vývoj charakterizuje podstatná prevaha pieskovcov a ílovcov nad pestrým súvrstvím.

V paleogéne bradlového pásma sa rozlišuje južný a severný bradlový paleogén. Južný budujú pročské vrstvy vo flyšovom vývoji, pestré fly a ílovce a zlepencový vývoj rozdelený do 2 megarytmov (spodný paleocén — stredný eocén). Spodný megarytmus má polymiktný materiál, vrchný prevažne karbonatitický s blokmi korálovo-riasových rifov. Severný bradlový paleogén charakterizujú pročské vrstvy a pestré fly a ílovce (paleocén — vrchný eocén).

Geofyzikálna charakteristika výskytu rudnej mineralizácie vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

ROBERT KUCHARSKI

Przedsiębiorstwo badań geofizycznych, Stalingradzka 34, 033-301 Warszawa

Doručené 8. 1. 1985

Геофизическая характеристика рудной минерализации восточной части Спшско-гемерского рудогория (Западные Карпаты)

В статье приведены геофизические характеристики рудной минерализации восточной части Спшско-гемерского рудогория, обработанные на основании комплекса геофизических методов (гравиметрия, магнитометрия, спонтанная поляризация, полевая гаммаспектрометрия, возбуждённая поляризация и меркурометрия) и результатов геолого-петрографических и геохимических исследований. Обсуждаются типы геофизических аномалий (в использованных методах) различных типов рудной минерализации и потенциальные возможности каждого из геофизических методов при поисках и разведке рудных месторождений.

Geophysical characteristic of ore mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Western Carpathians)

The paper presents geophysical characteristics of ore mineralization occurrences in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. completed on the base of complex geophysical investigations (gravimetry, magnetometry, spontaneous and induced polarization, field gammaspectrometry and mercurimetry) as well as of results of geological, petrographical and geochemical investigations. Types of geophysical anomalies are outlined and discussed (detected by applied methods) over various types of ore occurrences and potential possibilities of each geophysical method in prospection and exploration of ore desposits in the area are evaluated.

Skupina poľských geofyzikov a československých geológov vykonala v rokoch 1976—1981 komplexný geofyzikálno-geochemický a geologický výskum vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (ďalej iba SGR) s cieľom vyhľadávať a skúmať rudnú mineralizáciu.

Lokalizácia viacerých typov mineralizácie (prevažne hydrotermálnych žíl s rôz-

ným minerálnym zložením) bola známa a časť z nich (najmä tie, ktoré vystupujú na povrch) sa v minulosti exploatovala.

Len malá časť rudných telies sa môže (podľa skúseností z výskumu) bezprostredne sledovať metódami užitej geofyziky. Príčinou je malá mocnosť sledovaných žíl a veľmi veľká variabilita ich fyzikálnych vlastností, spôsobených znač-

nou rôznorodosťou mineralizácií, vzniknutých počas rozličných rudných procesov. Rudná štruktúra sa na meranom profile prejavila ako zóna, ktorá zahrňuje samotné rudné teleso a jeho alterované okolie. Rozmery takýchto zón takmer vždy prevyšujú rozmery rudných telies a ich šírka sa môže značne meniť. Na skúmanom území sa najčastejšie stretávame so silicifikáciou, sericitizáciou a kaolinizáciou, v menšej miere s K a Na feldšpatizáciou, chloritizáciou a greizenizáciou. Takéto alterované zóny možno veľmi spoľahlivo indikovať použitými geofyzikálnymi metódami. Uľahčuje sa tým vyhľadávanie a prieskum rudných telies. Napríklad silicifikácia spôsobuje zvýšenie zdanlivého merného odporu, zníženie objemovej hustoty, magnetickej indukcie a rádioaktivity. Sericitizácia hornín spôsobuje taktiež zníženie objemovej hustoty a magnetickej indukcie, ale narastá zdanlivá polarizovateľnosť a rádioaktivita (Golod, 1978; Doležalová et. al., 1976).

Nie všetky rudné telesá však majú okolorudnú aureolu takej mocnosti, ktorá sa dá detekovať geofyzikálnymi metódami a taktiež v alterovanej zóne nemusia byť vždy vyvinuté rudné telesá.

Podmienkou efektívneho sledovania alterovaných zón je, aby pri existencii dostatočne veľkej diferencie vo fyzikálnych vlastnostiach medzi metamorfovanými a nezmenenými komplexmi nebola šírka alterovaných zón menšia ako krok merania.

Analýza výsledkov výskumu nad známymi východmi zrudnenia (hlavne žilného typu), doplnená o známe geologicko-ložiskové a montanistické materiály, ukázala, že touto metodikou možno vyhľadávať mineralizované zóny, v ktorých sa môžu vyskytovať aj rudné žily. Miestami možno rudné telesá detekovať priamo geofyzikálnymi metódami.

Geofyzikálnu charakteristiku výskytu

hydrotermálnej mineralizácie vo východnej časti SGR sme spracovali na základe výskumu nad známymi rudnými telesami. Podiel jednotlivých metód na detekcii predpokladaných objektov uvádzajú nasledujúce časti.

Gravimetria

Gravimetrické merania (plošné a profilové) neslúžili na priame sledovanie alterovaných mineralizovaných zón, hoci výsledky petrofyzikálneho výskumu (Bárta, 1973) ukazujú veľmi výrazné rozdiely medzi rudnými telesami (hustota viac ako $3,0 \text{ g/cm}^3$) a okolnými horninami (hustota $2,5 - 2,9 \text{ g/cm}^3$).

Zmena hustoty prostredia obklopujúceho rudné teleso závisí od charakteru procesov, ktorými okolné prostredie prešlo. Silicifikácia, sericitizácia a kaolinizácia spôsobujú zníženie hustoty, naproti tomu pyritizácia a berezitizácia jej zvýšenie (Golod, 1978).

Malé rozmery rudných telies a okolorudnej alterovanej aureoly a veľká variabilita ich hustoty pri značnej vzdialenosti bodov merania takmer znemožňuje bezprostredne sledovať mineralizované zóny gravimetrickou metódou.

Analýzy gravimetrických máp, hlavne máp reziduálnych anomálií podľa Elkinisa (Grzywacz — Margulová), doplnené o výsledky geologicko-geochemických výskumov a ostatných geofyzikálnych metód, ukázali, že väčšina hydrotermálnych mineralizovaných zón sa prejavuje zápornými reziduálnymi anomáliami, zvlášť v okrajových častiach, a že sledované mineralizované zóny často vystupujú v oblastiach zvýšených gradientov tiaže, ktoré detekujú tektonické zóny.

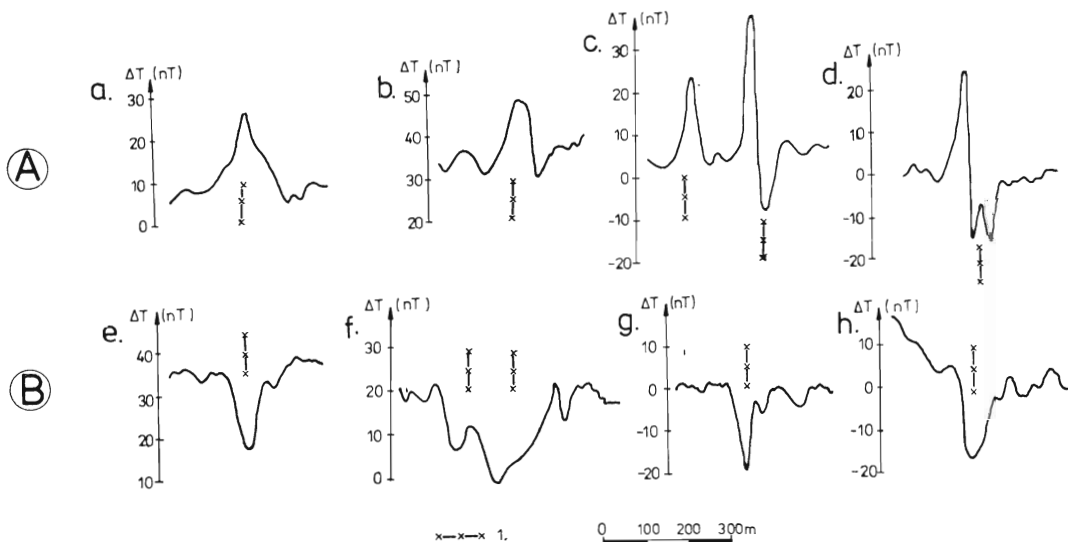
Gravimetrické merania môžu poskytnúť dostatočnú informáciu o možnosti výskytu mineralizácie na základe zistenia morfológie a hĺbky stropu granitu pod povrchom

(obr. 10), ak je s nimi táto mineralizácia spätá. Tieto informácie podstatnou mierou pomáhali prognózovať Sn — W mineralizáciu.

Magnetometria

Rudné telesá a ich okolorudná aureola sú najčastejšie nemagnetické alebo slabomagnetické. Podľa R. Bártu (1976) kolíše magnetická susceptibilita hydrotermálnych žíl v intervale $369 - 1023 \cdot 10^{-6}$ SI. V dôsledku takej nízkej hodnoty magnetickej susceptibilita väčšiny hornín budujúcich východnú časť SGR (s výnimkou diabázov a amfibolitov) sa mineralizované zóny prejavujú v magnetickom poli veľmi

nevýrazne. Obvykle sa vyskytujú niekoľkobodové anomálie ΔT , a to ako kladné, tak aj záporné, s amplitúdami 10 — 40 nT, vystupujúce na pozadí **kludného** magnetického poľa, ktorého **variácie** **spravidla** nepresahujú 30 nT (obr. 1). Záporné anomálie ΔT (obr. 1b) vyvolala znížená hodnota magnetickej susceptibility v mieste okolorudnej aureoly, spôsobená intenzívnymi hydrotermálnymi zmenami, hlavne sericitizáciou a chloritizáciou (Golod, 1978; Klicznikowa, 1970; atď.). Podľa M. Doležalovej et. al. (1976) sa magnetická susceptibilita granitov môže hydrotermálnymi zmenami znížiť o 50 % a u amfibolitov dokonca o 80 %. Takýto jav najpravdepodobnejšie spôsobuje činnosť hy-



Obr. 1. Typické magnetické anomálie ΔT nad rudnými žilami. 1 — rudné žily, A — kladné anomálie: a až d — kremeňovo-sideritové žily Koruna a Rúfus; B — záporné anomálie: e — kremeňovo-sideritová žila Michaeli so zvýšeným obsahom sulfidov; f — kremeňovo-sideritová žila Laura — Berta; g — sideritovo-polymetalická žila Humel; h — kremeňovo-sideritová žila so sulfidmi

Fig. 1. Typical magnetic anomalies of ΔT over ore mineralization outcrop. 1 — ore vein, A — positive anomaly, a-d — quartz-siderite vein Koruna and Rúfus, B — negative anomaly, e — quartz-siderite vein with higher sulphide content (Michaeli), quartz-siderite vein Laura — Berta, g — siderite-base metal vein Humel, h — quartz-siderite vein with sulphides

drotermálnych roztokov, v dôsledku čoho sa mení magnetit a iné feromagnetické minerály (ktoré môžu hydrotermálne žily obsahovať) na nemagnetický hematit a limonit.

V členitom horskom teréne treba uvažovať aj o možnosti kombinovania vplyvu rudonosnej (magnetickej) štruktúry a reliéfu terénu a vzniku zápornej magnetickej anomálie, ktorú nezapríčinili hydrotermálne zmenené horniny.

Kladné anomálie ΔT (obr. 1a) s amplitúdami 40 — 60 nT spôsobuje nízka koncentrácia magnetitu a pyrotínu v rudnom telese. Predpokladá sa, že vysoké [$\Delta T > 100$ nT] a stovky metrov široké anomálie ΔT sa viažu na vystupovanie rozptýlenej magnetitovej mineralizácie.

Pri analýze magnetickej anomálie nad rudnými zónami treba pamätať aj na bipolaritu magnetickej anomálie, pretože tá istá žila sa v určitých prípadoch môže prejavovať kladnou aj zápornou anomáliou.

Metóda spontánnej polarizácie (SP)

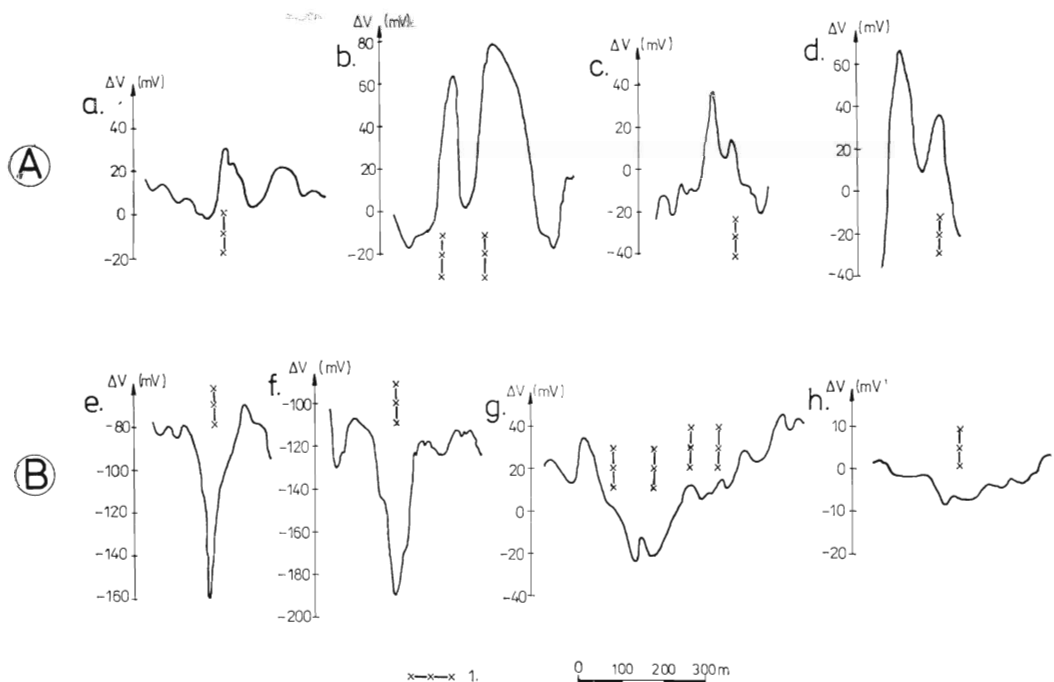
Touto metódou sa rudná mineralizácia jednoznačne neprejavuje. Sírniková mineralizácia, hlavne impregnačného typu, sa pri použití tejto metódy nedetekuje. (Príkladom sú rudonosné ruly v oblasti Klátova.)

Niekedy sú anomálie účinkom vplyvu morfológie terénu a erozívnych procesov deformované, čím značne klesá ich intenzita. Pre vznik anomálií tohto typu je nevyhnutná vysoká elektrochemická aktivita a vodivosť rúd spolu s priaznivými hydrogeologickými podmienkami, umožňujúcimi vznik oxidačno-redukčných procesov (Tarchov et. al., 1977). Nad rudnými žilami pozorujeme kladné a záporné anomálie SP (obr. 2). Príčiny takejto rozdielnosti nie sú ešte dostatočne objasnené, je reálne predpokladať, že charakter

anomálie závisí v podstatnej miere od mineralogického zloženia rudných telies (Urazajev, 1956; Tarchov et. al., 1977). Záporné anomálie SP (obr. 2b) sú podľa A. S. Semenova [1974] späté s výskytom oxidačno-redukčných potenciálov, ktoré sa prejavujú hlavne nad telesami s pyritovou a chalkopyritovou mineralizáciou, ako aj nad horninami s grafitickou prímesou. Intenzita týchto anomálií závisí vo veľkej miere od mocnosti zóny hypergenézy. Podľa S. B. Bermuchanova [1977] môže oxidačná zóna na ložisku sulfidov s mocnosťou 20 m spôsobiť anomáliu —80 mV. Ak sa zvýši mocnosť na 60 m, intenzita anomálie sa zvýši na —160 mV. Na skúmanom území boli anomálie takéhoto typu detekované nad niektorými rudnými žilami Anna (obr. 3e) a Anna Relichová (obr. 3f). Najčastejšie sú to záporné anomálie nie veľkých amplitúd (neprekračujú 40 — 60 mV). Vysoké anomálie SP (nad 150 mV) sú najmä nad polohami grafiticko-sericitických fylitov.

Zistili sme, že so zvyšovaním stupňa metamorfózy sa takéto anomálie zmenšujú a v horninách amfibolitovej fácie zanikajú. Tento jav sa vysvetľuje pri zvyšovaní stupňa metamorfózy vybielením čiernych metapelitov (Grecula, 1982), teda že organická substancia v slabometamorfovaných metapelitoch je rozptýlená v celej hornine a umožňuje tok elektrického prúdu, tým aj vznik anomálií. Kdežto pri vysokej metamorfóze sa organická substancia koncentruje do izolovaných šupíniek grafitu a hornina sa stáva nevodivá, a teda nespôsobuje ani vznik anomálie spontánnej polarizácie.

Kladné anomálie SP (obr. 2a) sme zaregistrovali nad rudnými žilami vystupujúcimi vo vysokometamorfnom prostredí s intenzívnou silicifikáciou. Podľa I. M. Urazajeva [1956] a A. G. Tarchova [1977] sú anomálie takéhoto typu späté s výskytom galenitovo-sfaleritovej mineralizá-



Obr. 2. Typické anomálie spontánnej polarizácie nad rudnými štruktúrami vo východnej časti SGR. 1 — rudné žily; A — kladné anomálie: a — kremeňovo-antimónová žila Ferdinand, b — kremeňovo-sideritová žila Boží dar so zvýšeným obsahom sulfidov, c, d — kremeňovo-polymetalické žily Bertalan V. a Jozef; B — záporné anomálie: e — kremeňovo-antimonitová žila Anna, f — kremeňovo-sideritová žila Anna Relichová so zvýšeným obsahom sulfidov, g — sideritovo-polymetalická žila Humei, h — kremeňovo-antimonitová žila v granite

Fig. 2. Typical anomalies of spontaneous polarization over ore mineralization outcrops in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 1 — ore vein, A — positive anomaly, a — quartz-siderite vein (Ferdinand), b — quartz-siderite vein with higher sulphide content (Boží dar), c, d — quartz-base metal vein (Bertalan V and Jozef), B — negative anomaly, e — quartz-antimonite vein (Anna), f — quartz-siderite vein with higher sulphide content (Anna Relichová), g — siderite-base metal vein (Humei), h — quartz-antimonite in granite

cie, ktorá spôsobuje vznik tzv. koncentračných potenciálov a potenciálov difúzo-absorpčných. Intenzita týchto anomálií sa približuje intenzite záporných anomálií a kolíše v intervale 30 — 80 mV. V niektorých mineralizovaných štruktúrach (hlavne v oblasti Zlatej Idky) pozorujeme malozloženie anomálií SP difúzo-absorpčného charakteru na anomálie oxidáčno-redukčné.

Metóda vybudenej polarizácie (VP)

Polarizovateľnosť hornín, vyjadrená hodnotou koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti η_{zp} , bola jedným zo základných dôkazov vystupovania rudnej mineralizácie. Anomálne, resp. zvýšené hodnoty tohto parametra v miestach, kde nebolo potvrdené vystupovanie grafitických fylitov, svedčili o prítomnosti rudných minerálov

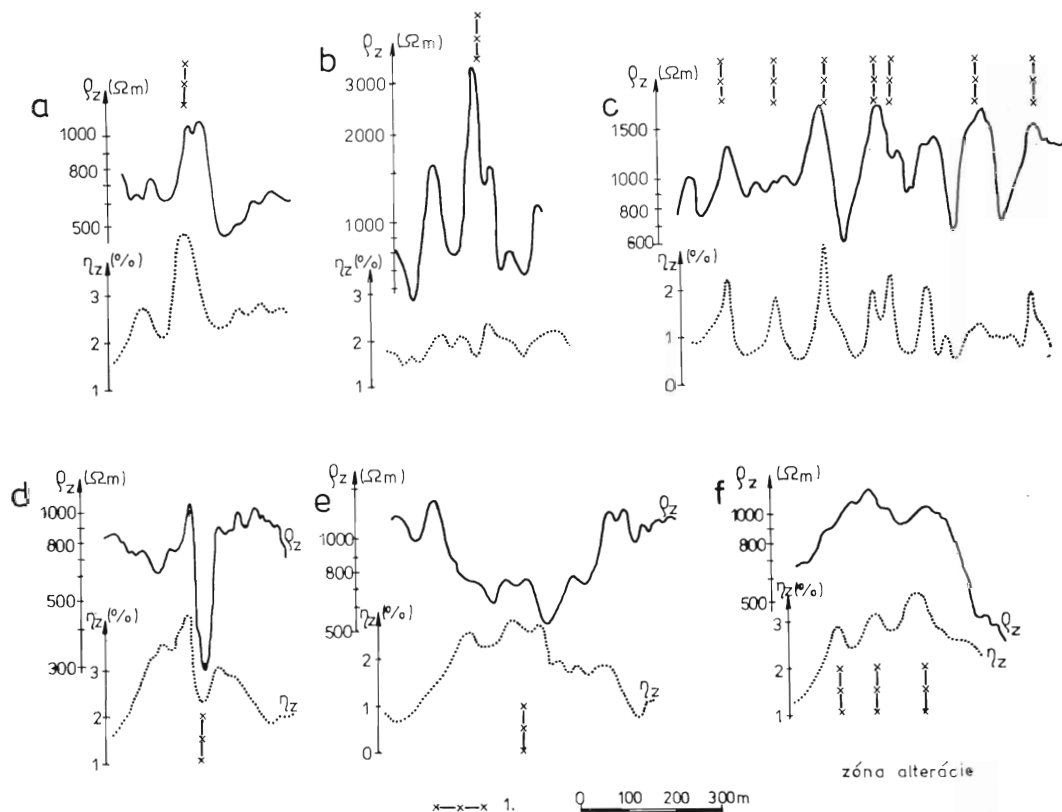
s elektrónovou vodivosťou [napr. pyrit, pyrotín, magnetit, chalkopyrit, galenit, pyroluzit, arzenopyrit].

Nad mineralizovanými žilnými štruktúrami sa zistili dva základné typy anomálií:

— Úzke anomálie, ktoré neprekračujú hodnotu 2 — 3 %, sme registrovali najčastejšie nad centrom rudnej žily (obr. 3).

Ako príklad môže poslúžiť anomália z oblasti Gelnice (obr. 3c), kde sú často iba jednobodové anomálie s amplitúdami 1 — 2 % [lokalizujú plytko uložené rudné žily].

— Anomálie η_z , široké 200 — 400 m, s menej alebo viac výraznými maximami nad rudnými žilami (obr. 3f). Anomália takéhoto typu zaberá celú mineralizovanú



Obr. 3. Typické anomálie zdanlivého merného odporu (ρ_z) a koeficienta vybudenej polarizácie (η_z) nad rudnými žilami. 1 — rudné žily, a + b — kremeňovo-antimónitové žily Ferdinand a Anna, c — kremeňovo-sideritové žily Margaréta a Daniel s malým obsahom sulfidov, d — kremeňovo-sideritová žila Boží dar so zvýšeným obsahom sulfidov, e + f — kremeňovo-sideritové žily so sulfidmi

Fig. 3. Typical anomalies of apparent specific resistivity (ρ_z) and of the induced polarization coefficient (η_z) over outcrops of ore mineralization. 1 — ore vein, a + b — quartz-antimonite vein (Ferdinand and Anna), c — quartz-siderite vein with low content of sulphides (Margaréta and Daniel), d — quartz-siderite vein with higher sulphide content (Boží dar), e + f — quartz-siderite vein with sulphides

štruktúru a je spôsobená rozptýlenou sulfidickou mineralizáciou v rudnej aureole.

— Pozornosť si zasluhuje aj zvláštny typ anomálie η_z , ktorý je na obr. 3d. Zistila sa znížená polarizovateľnosť prostredia bezprostredne nad rudnou žilou, pravdepodobne spôsobená silným zvetraním rudnej výplne, počas ktorého sa polarizovateľné minerály (napr. pyrit) zmenili na nepolarizovateľné kysličníky (limonit).

Okrem toho sme nad východmi rozptýlenej stratiformnej sírnikovej mineralizácie zaznamenali široké anomálie s amplitúdami miestami prekračujúcimi hodnotu 10 — 15 %. Tento typ anomálií sa zistil v oblasti výskytu rudonosných rúl v okolí Klátova (obr. 16).

Nevyriešeným problémom je odlíšenie anomálií spôsobených rudnou mineralizáciou od anomálií nad čiernymi fylitmi. Identifikácia rudných anomálií v zelených fylitoch potvrdila značné zvýšenie polarizovateľnosti aj v miestach, kde sú koncentrácie sírníkov malé. Podľa J. W. Markuszina et. al. (1973) spôsobuje to jemnovrstvovitost fylitov, vplývajúca na zväčšenie plochy povrchu styku sírníkov s medzipórovou vodou.

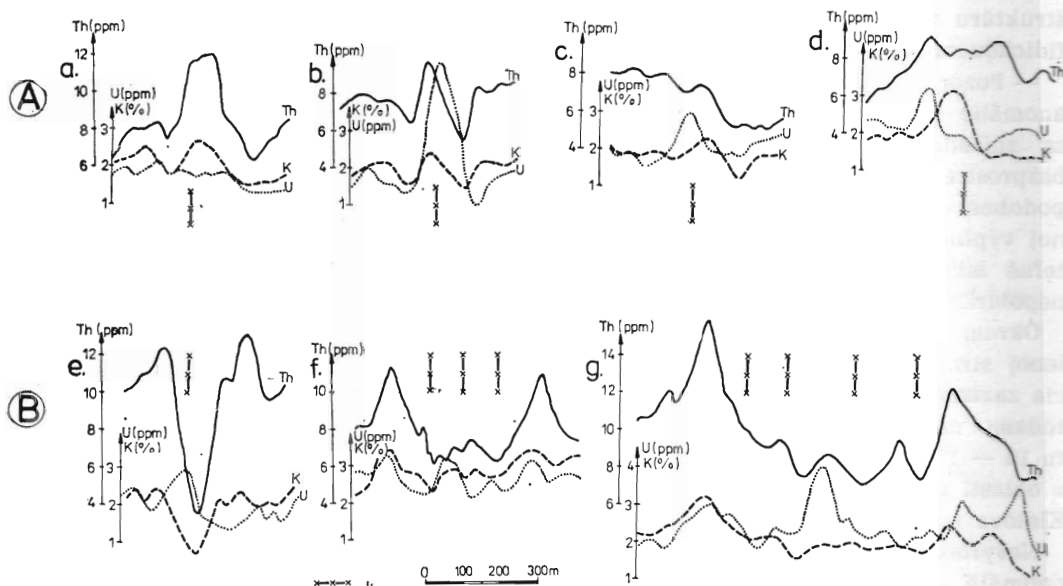
Pri meraniach metódou VP sa zisťoval ďalší geoelektrický parameter — zdanlivý odpor ρ_z , ktorý v miestach výskytu rudnej mineralizácie vykazoval veľkú variabilitu (300 — 5000 Ω m). Rudné žily sa prejavujú v krivkách zdanlivého merného odporu úzkymi vysokoodporovými anomáliami (1500 — 3000 Ω m), charakteristickými pre žily s kremeňom (obr. 3b). Kde silicifikácia bola menej intenzívna a procesy zvetrávania značne intenzívne, anomália je široká, často s dosť veľkou amplitúdou (obr. 3d, f). Merný odpor rudnej výplne žil je však spravidla nízky (menej ako 100 Ω), ale odpor okolorudnej aureoly ovplyvňuje intenzita silicifikácie. Nad niektorými mineralizovanými zónami sme pozorovali vysoké hodnoty

tohto parametra, ktoré často siahali za hranice zóny intenzívnej silicifikácie.

Terénna gamaspektrometria

Z analýzy výsledkov gamaspektrometrických meraní vychodí výrazná závislosť medzi rudnými telesami a zvýšenou koncentráciou rádioaktívnych prvkov. Nad väčšinou rudných telies sa potvrdil zvýšený obsah K, U, Th.

Nad rudnými telesami je väčšie či menšie zníženie koncentrácie Th a K pri fónovej alebo zvýšenej koncentrácii U (obr. 4b), čo je v súlade so známou závislosťou medzi koncentráciou U a Th a obsahom rudných materiálov v rude (obr. 5). Pre väčšinu rudných ložísk hydrotermálneho pôvodu, bez rozdielu, či obsahujú rádioaktívnu mineralizáciu, alebo nie, je podľa V. P. Vorobjeva (1977) charakteristickým prejavom rádioaktívny rozpad. Ale hoci takmer všetky hydrotermálne ložiská sprevádzajú alterované zóny obohatené o rádioaktívne prvky, nemožno tvrdiť, že sú zastúpené v každom rudnom telese. Okrem vyššie spomenutých typov prejavu rádioaktívnych prvkov zistili sme nad mineralizovanými zónami zvýšené, resp. anomálne koncentrácie Th — U (obr. 4b) a Th — K (obr. 5a) alebo anomáliu iba jedného prvku, a to bezprostredne nad rudným telesom pri konštantnom obsahu daného prvku v jeho okolí. Tento typ anomálií je charakteristický pre oblasti, v ktorých sa vyskytujú horniny s vyššou metamorfózou. Zovšeobecnením poznatkov z distribúcie rádioaktívnych prvkov v skúmanom území v návaznosti na metamorfózu môžeme uviesť, že existuje tesná závislosť medzi zvýšenou až anomálnou koncentráciou K, U a Th a rudnými telesami, ale tento vzťah závisí aj od stupňa metamorfózy (obr. 6, 7, 8). Rudnú mineralizáciu v málo metamorfovanom prostredí (fácia zelených bridlíc) sprevádza



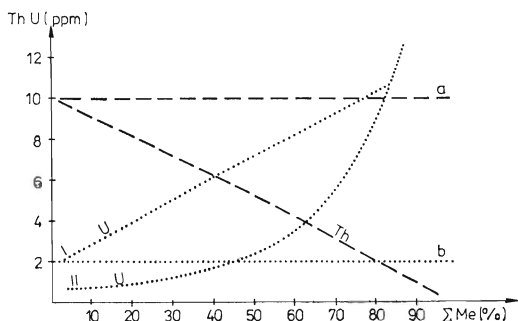
Obr. 4. Typické gamaspektrometrické anomálie nad rudnými žilami. 1 — rudné žily, A — prejavy so zvýšeným obsahom rádioaktívnych prvkov: a + b — kremeňovo-antimonitová žila Ferdinand a Agneška, c — kremeňovo-sideritová žila so zvýšeným obsahom sulfidov, d — kremeňovo-sideritová žila; B — prejavy so zníženým obsahom rádioaktívnych prvkov: e — kremeňovo-antimonitová žila Anna, f — kremeňovo-polymetalická žila Trojičná, g — kremeňovo-sideritová žila Laura — Berta

Fig. 4. Typical anomalies of gammaspectrometry over outcrops of ore mineralization. 1 — ore vein, A — higher content of radioactive elements, a, b — quartz-antimonite vein [Ferdinand and Agneška], c — quartz-siderite vein with higher sulphide content, d — quartz-siderite vein, B — lower contents of radioactive elements, e — quartz-base metal vein [Trojičná], g — quartz-siderite vein [Laura — Berta]

zvýšený obsah Th a K (obr. 7 a 8). [Jedná sa o kremeňovo-sideritovú, barytovú a stratiformnú mineralizáciu typu Jalivičieho vrchu.] Kremeňovo-antimonitová, kremeňovo-sírniková žilná mineralizácia, ako aj stratiformné zrudnenie v rulách pri Klátove, ktoré sa nachádzajú v prostredí vyššie metamorfovaných horín (amfibolitivá fácia), sprevádza zvýšená koncentrácia K a miestami aj U (obr. 6 a 8; rozpad rádioaktívnych prvkov nie je typický pre nízko a stredne temperovanú mineralizáciu).

Podľa N. G. Syromiatnikova et. al. (1976) môže byť zvýšenie koncentrácie Th a K,

v menšej miere tiež U, dôsledkom pôsobenia alkalickéj metasomatózy. Zvetrávacie procesy metamorfitov, hlavne tých, ktoré sú obohatené o tmavé minerály, spôsobujú obohatenie o Th (Krendelev, 1975). Na druhej strane zníženie obsahu Th a K spôsobuje hlavne zvýšenie stupňa silifikácie a intenzity zvetrávania. Pri analýze tohto javu treba brať do úvahy, že v pôdach na bázičných horninách je obsah K, U a Th identický s obsahom v materskej hornine alebo o 10 — 15 % vyšší, kým v pôdach vzniknutých z iných hornín je obsah nižší o 30 — 50 % oproti materskej hornine (Vavilin et. al., 1982).



Obr. 5. Obsah U a Th v závislosti na koncentrácii rudných minerálov v rude [Me] podľa N. G. Syromiatnikova [1976]. I — pre chalkopyritové rudy, II — pre barytovo-polymetalické rudy

Fig. 5. Uranium and thorium content in relation with content of ore minerals in ore [Me] according to N. G. Syromiatnikov [1976]. I — chalcopyrite ore, II — baryte-base metal ore

Merkurometria

Vyššia koncentrácia ortuti v hydrotermálnych žilách a v ich okolí je známym javom. V odbornej literatúre ho opísali viacerí autori [Saukov, 1946; Ajdinjan et. al., 1972; Fursov, 1977] a naše výsledky to taktiež potvrdili.

Nad kremeňovo-sideritovými žilami sme zistili veľmi vysoké anomálie Hg aj v pôdnych vzorkách (nad 1000 mV), aj v pôdnom vzduchu (20 — 100 mV). V pôdnych vzorkách s hmotnosťou 45 mg je 100 mV (0,06 ppm Hg); vo vzorkách plynu 100 mV ($4,6 \cdot 10^{-6}$ mg/l); (obr. 2). Anomálie Hg sa nevyskytujú len priamo nad rudným telesom, ale aj na jeho kontaktoch. Vyšší obsah Hg nad mineralizovanými zónami majú bazické horniny, zvlášť, ak sú slabo metamorfované. Na spätosť rumelkovej mineralizácie s diabázovým a porfýrovým vulkanizmom upozornil V. Sattran et. al. [1978] a iní autori.

Šírka zistených anomálií obyčajne nie-

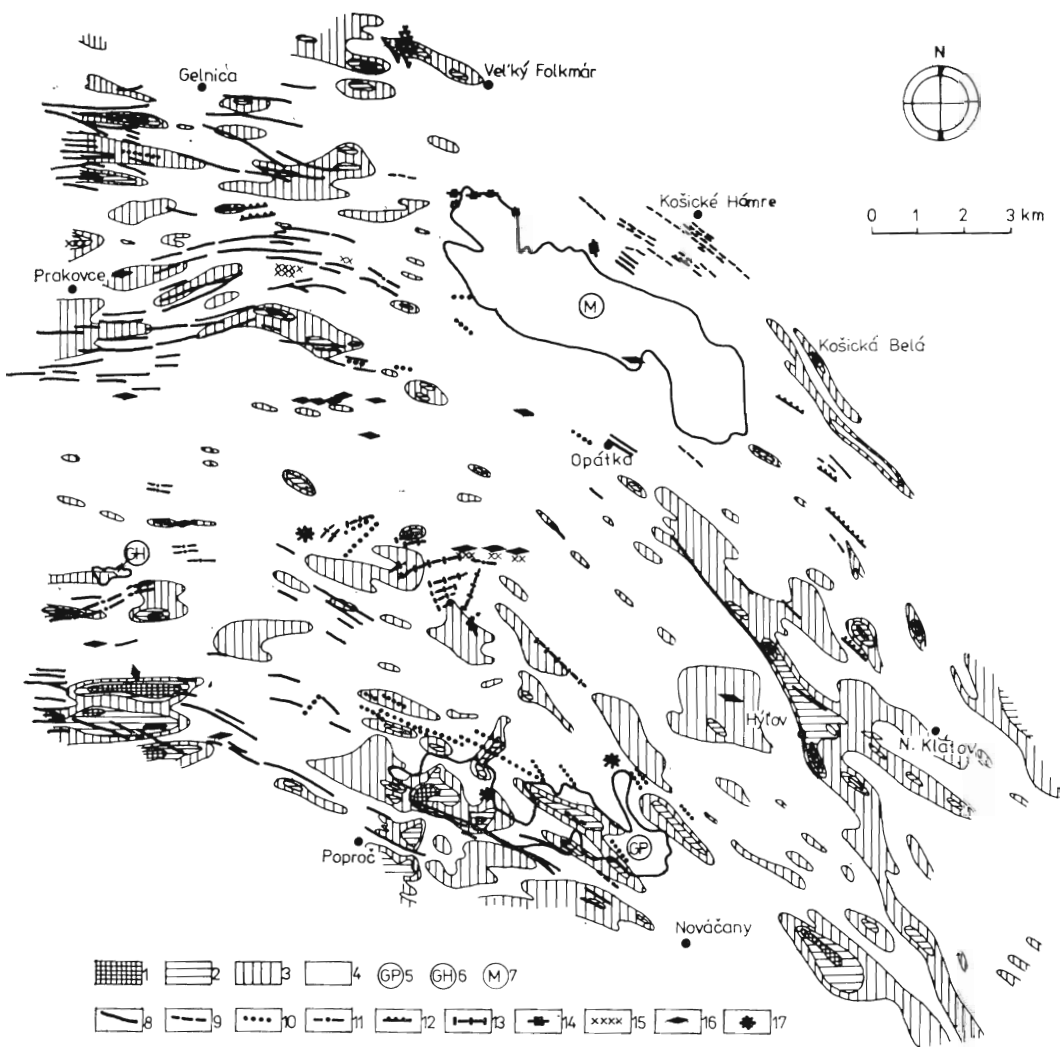
koľkokrát presahuje mocnosť rudných telies (oblasť Prakoviec a Gelnice). Nad žilami v oblasti Poproča sú anomálie rovnako intenzívne a väčšie.

Merania potvrdili známu závislosť, že v endogénnych rudných ložiskách sa obsah Hg zvyšuje od vysokotemperovanej do nízkotemperovanej mineralizácie [Saukov, 1946]. Podľa V. E. Fursova [1977] sa obsah Hg v hydrotermálnych rudných žilách pohybuje v rozmedzí 0,3 — 3,5 ppm, v priemere 1 ppm. My sme nemerali Hg v horninových vzorkách, ale sme analyzovali vzorky pôdneho vzduchu a vzorky pôdy. V. E. Fursov [1977] udáva pre pôdne horizonty nad sulfidickými telesami takéto koncentrácie Hg: horizont A 0,031 — 0,089 ppm, priemer 0,058 ppm; horizont B 0,027 — 0,063 ppm, priemer 0,044 ppm; horizont C 0,020 — 0,050 ppm, priemer 0,034 ppm.

Z porovnania vyššie uvedených údajov vidieť výrazne anomálne koncentrácie Hg nad sledovanými východmi rudných žíl. Diferenčné termické analýzy, vykonané na niekoľkých pôdnych vzorkách (obr. 9), ukázali, že v miestach, kde rudné teleso nevychádza na povrch, alebo v miestach jeho ohraničenia (na okrajoch) Hg vystupuje prevažne v zlúčenine s HgCl_2 , ktorá je ľahkorozpustná vo vode a prenáša sa v iónovej forme (obr. 9d). Naproti tomu v pôdach nad rudnými telesami (obr. 9a) sa potvrdil výskyt HgS, ktorý je ťažkorozpustný vo vode a jeho transport je možný vo forme drobných úlomkov a zŕn.

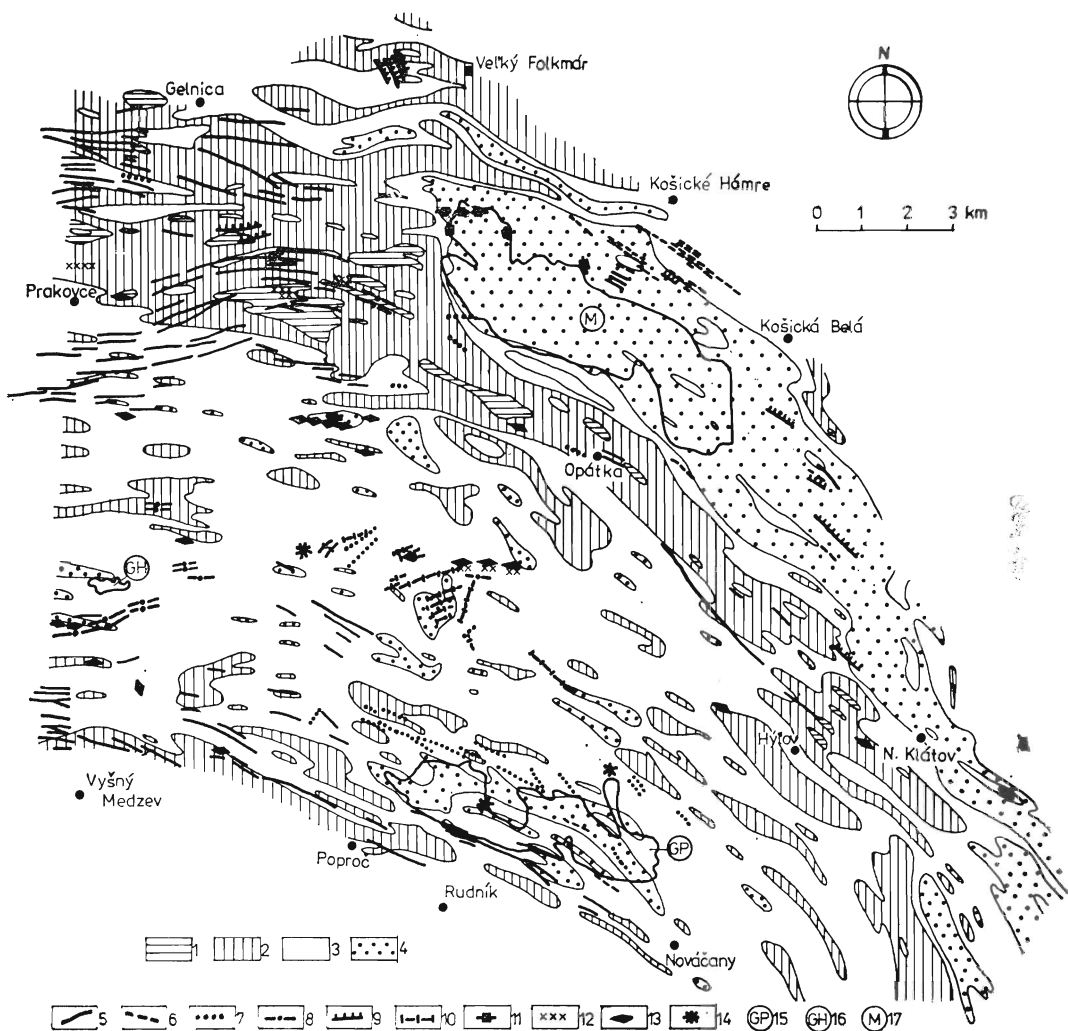
Tieto zistenia sú zhodné s pozorovaniami M. Koksoya a P. M. D. Bredshaw (1969), ako aj R. I. Wallinga et. al. [1972], ktorí potvrdili, že HgS sa koncentruje v blízkosti polymetalických sulfidov, kým HgCl_2 prevažne v horninách vzdialených od rudného telesa.

Použitie vyššie opísaných geofyzikálnych metód nám umožnilo priamo sledo-



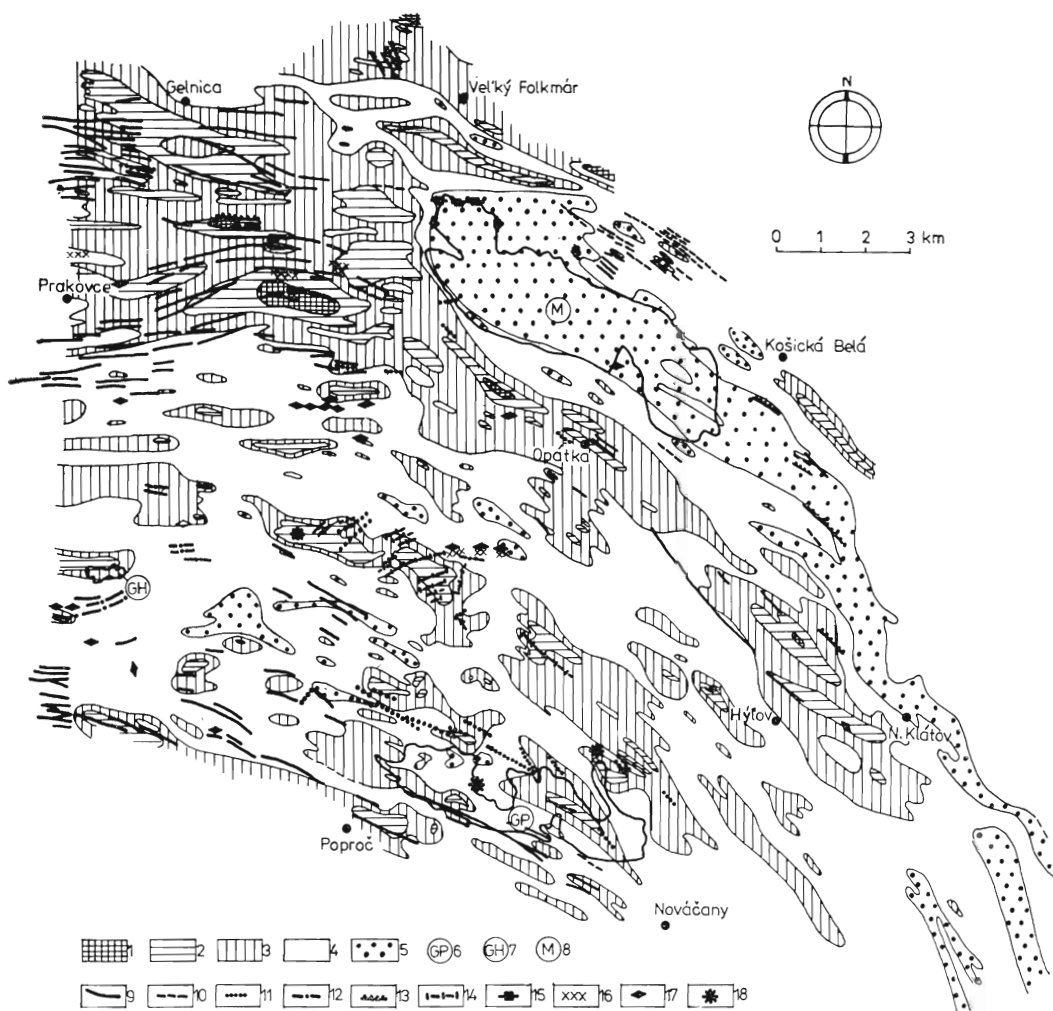
Obr. 6. Mapa ekvivalentného obsahu uránu v prírodných horninách východnej časti SGR. 1 — viac ako 3 ppm, 2 — 2,5 až 3,0 ppm, 3 — 2,0 až 2,5 ppm, 4 — menej ako 2 ppm. Ostatné vysvetlivky ako na obr. 8

Fig. 6. Map of equivalent uranium content in surface rocks of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 1 — over 3 ppm, 2 — 2.5 to 3.0 ppm, 3 — 2.0 to 2.5 ppm, 4 — below 2.0 ppm. Other explanations as in fig. 8



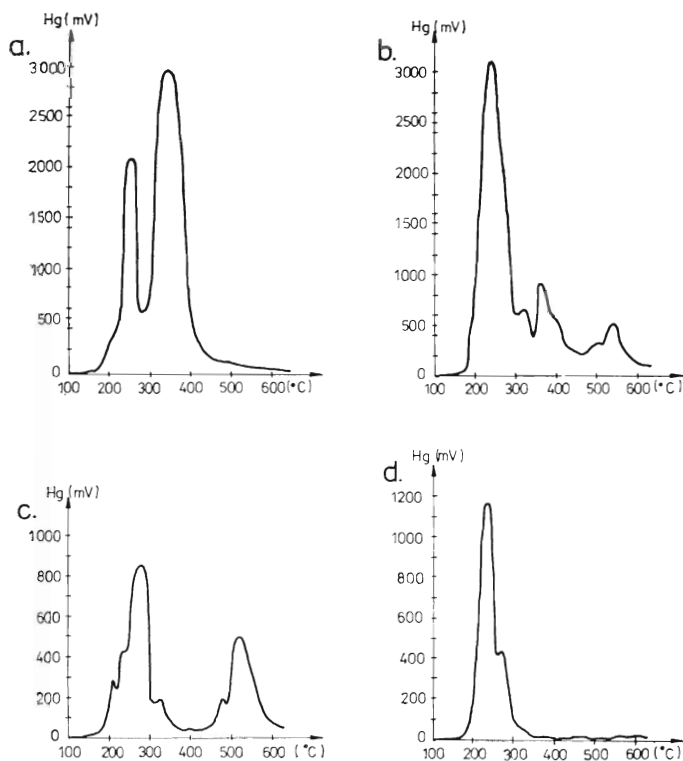
Obr. 7. Mapa ekvivalentného obsahu Th v pripovrchových horninách východnej časti SGR. 1 — viac ako 14 ppm, 2 — od 10 do 14 ppm, 3 — 6 až 10 ppm, 4 — 2 až 6 ppm. Ostatné vysvetlivky ako na obr. 8

Fig. 7. Map of equivalent thorium content in surface-near rocks of the eastern of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 1 — over 14 ppm, 2 — 10 to 14 ppm, 3 — 6 to 10 ppm, 4 — 2 to 6 ppm. Other explanations as in fig. 8



Obr. 8. Mapa obsahu izotopu K^{40} v prírodných horninách východnej časti SGR. 1 — viac ako 3 %, 2 — 2,5 až 3,0 %, 3 — 2,0 až 2,5 %, 4 — 1,0 až 2,0 %, 5 — menej ako 1 %, 6 — východ popročského granitu, 7 — východ humelského granitu, 8 — východy mezozoických komplexov, 9 — hydrotermálne sideritovo-polymetalické žily, 10 — kremeňovo-ankeritové žily so sulfidmi, 11 — kremeňovo-antimonitové žily, 12 — kremenné žily s malou prímiesou iných minerálov, 13 — barytové žily, 14 — kremeňovo-polymetalické žily, 15 — sedimentárne hematity, 16 — impregnácie Cu, 17 — stratiformné sirovkové zrudnenie, 18 — greizeny (podľa Malachovského, 1977)

Fig. 8. Map of K^{40} isotope content in surface-near rocks of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 1 — over 3 %, 2 — 2.5 to 3 %, 3 — 2.0 to 2.5 %, 4 — 1.0 to 2.0 %, 5 — below 1.0 %, 6 — outcrops of the Poproč granite body, 7 — outcrops of the Humel granite body, 8 — outcrops of Mesozoic complexes, 9 — hydrothermal siderite-base metal vein, 10 — quartz-ankerite vein with sulphides, 11 — quartz-antimonite vein, 12 — quartz vein with small admixture of further minerals, 13 — baryte vein, 14 — quartz-base metal vein, 15 — sedimentary hematite ore, 16 — disseminated copper ore, 17 — stratabound sulphide ore, 18 — greisen (according to Malachovský, 1977)



Obr. 9. Výsledky diferenčno-termického ohrevu Hg z pôdnych vzoriek odobratých na východoch žilnej kremeno-sideritovej mineralizácie so zvýšeným obsahom sulfidov (oblasť Gelnice). a, b, c — žily Daniel, Margaréta a Boží dar; d — okraj žily Otakár

Fig. 9 Results of differential thermal heating of mercury from soil samples taken over outcrops of quartz-siderite veins with higher sulphide content (Gelnica area). a, b, c — ore veins Daniel, Margaréta and Boží dar, d — margin of the Otakár ore vein

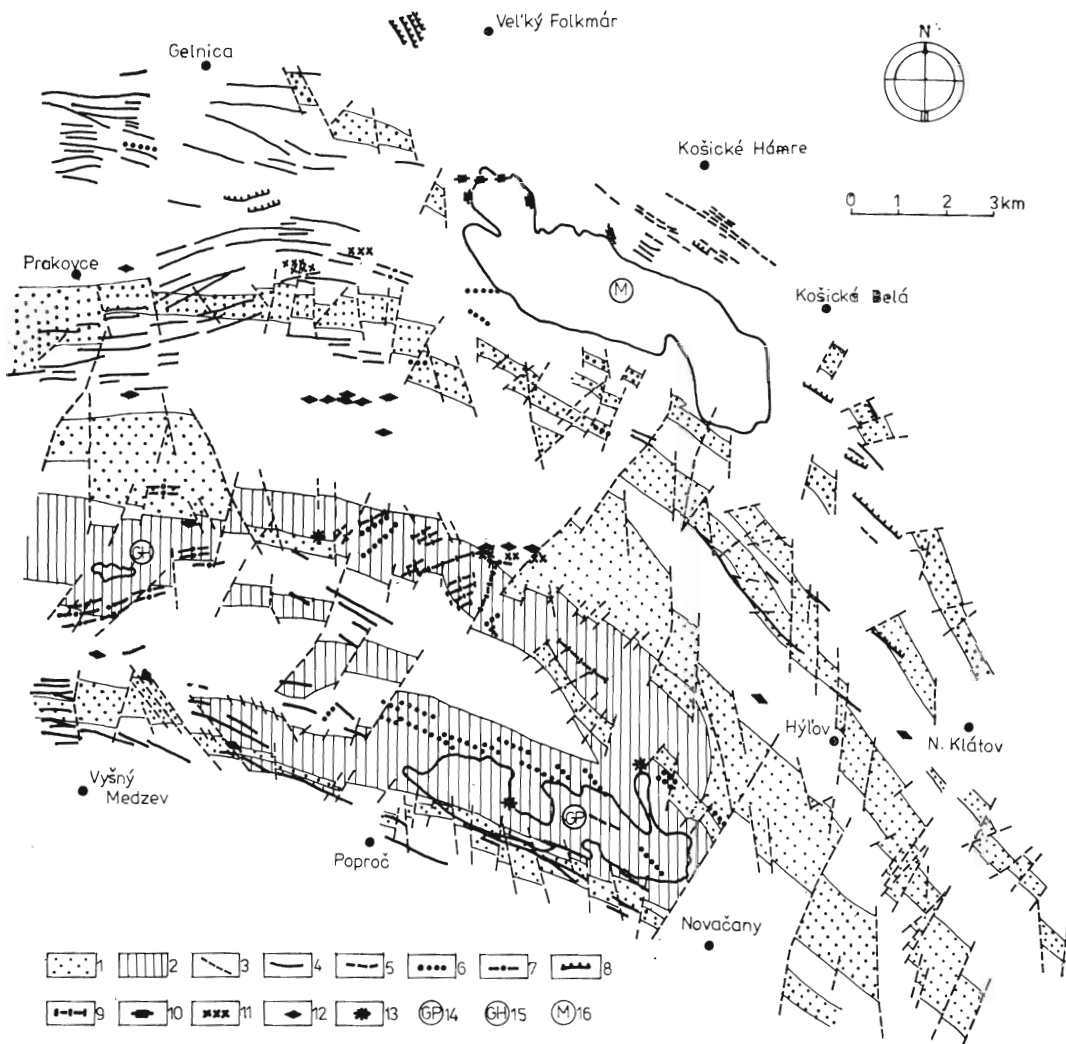
vať celú šírku mineralizovaných zón, odlišujúcich sa od okolných hornín svojimi fyzikálnymi vlastnosťami. Keď je mocnosť zóny okolorudných premien veľmi malá, treba sa sústrediť na sledovanie nepriamych príznakov zrudnenia (zlomy, litologické hranice, hĺbka granitu a pod.). V oblasti SGR je tiež známa predispozícia kontaktov plastických a rigidných hornín vhodných pre výskyt väčšiny rudných telies. To potvrdzujú aj výsledky metódy vybudenej a spontánnej polarizácie, kde sú všetky anomálne zóny späté s výskytom grafiticko-sericitických fylitov. Tieto zóny sa vyznačujú výraznými anomáliami ΔU , ρ_z , η_z . Preto sa mohol priebeh týchto litologických prvkov veľmi presne vyznačiť na celom skúmanom území [obr. 10]. Kde to bolo možné, urobili

sme koreláciu zistených úsekov do pásiem. Zohľadnili sme pritom priebeh zlomov a litologických pruhov podľa geologickej mapy. Tak sme v skúmanom území vyznačili 6 pásiem.

Najdlhšie pásmo (14 — 26 km), ktoré sa v geofyzikálnych poliach prejavuje najvýraznejšie, zodpovedá pruhu grafiticko-sericitických fylitov na hranici medzevského a jeďloveckého príkrovu. Ďalšie pásmo prebieha pozdĺž severného ohraničenia popročského granitového telesa (kontakt humelského a prakovského príkrovu). Najsevernejšie pásmo je na hranici prakovského a mníšanského príkrovu. Ostatné tri geofyzikálne menej výrazné pásma sú indikované útržkovite pozdĺž kontaktov mníšanského, kojšovského a rakoveckého príkrovu. V každom pás-

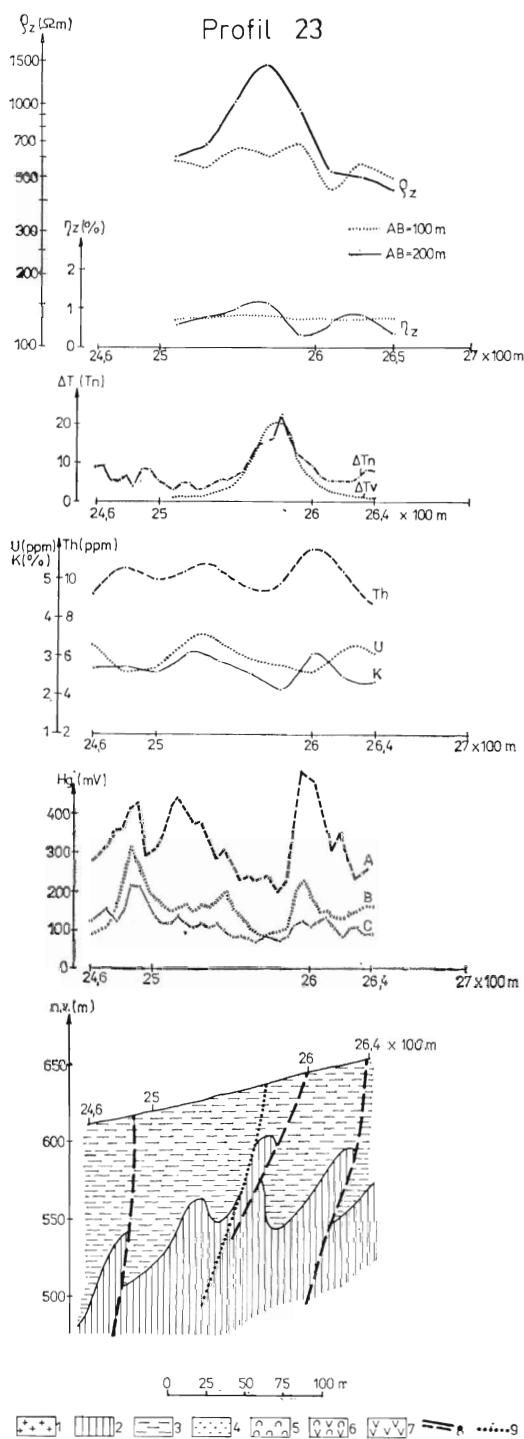
me sa nachádzajú početné geofyzikálne anomálne zóny rôznej intenzity, ktoré súvisia s výskytmi rudnej mineralizácie.

Vykonané geofyzikálne práce umožnili určiť mocnosť plytko uložených výskytov žilnej a stratiformnej mineralizácie. Ale



Obr. 10. Mapa výsledkov geofyzikálnych prác vo východnej časti SGR. 1 — zóny s výskytom grafiticko-sericitických fylitov vyznačené na základe výsledkov metódy vybudenej polarizácie a spontánnej polarizácie, 2 — granit do hĺbky 300 m. Ostatné vysvetlivky ako na obr. 8

Fig. 10. Map of geophysical measurement results in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 1 — zones with occurrence of graphite-sericite phyllite indicated by induced polarization and spontaneous polarization data, 2 — granite in depth to 300 m. Other explanations as in fig. 8



bez geochemických pozorovaní nebolo možné určiť pôvod mineralizácie. Geofyzikálne charakteristiky žilnej hydrotermálnej mineralizácie mohli v niektorých prípadoch slúžiť na upresnenie situácie mineralizovanej zóny.

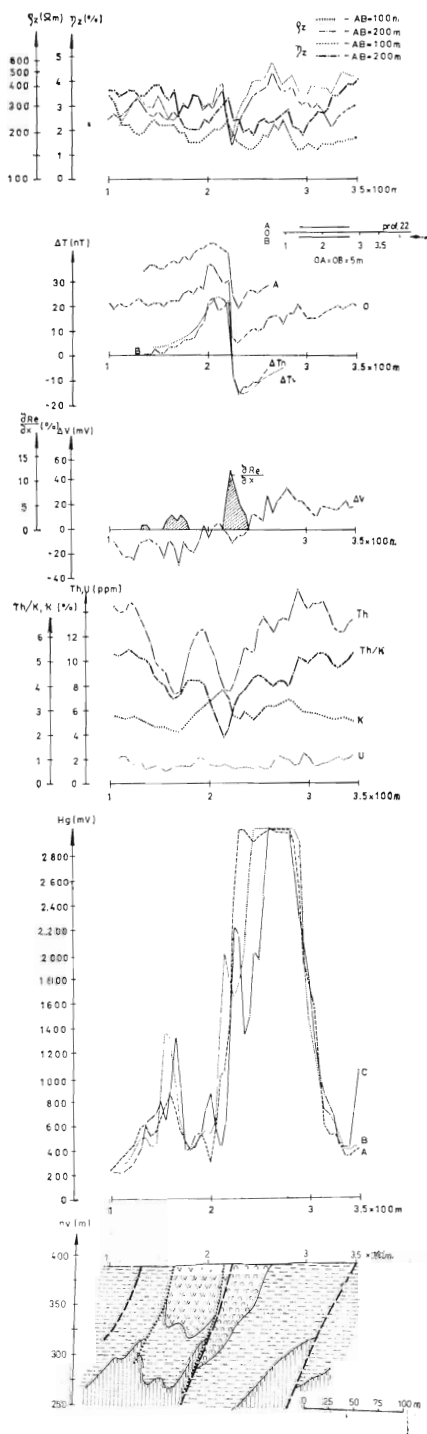
Mocnejšie rudné žily sa prejavujú pri použitých geofyzikálnych metódach ako malé, niekoľkobodové (často jednobodové) anomálie s amplitúdami zriedka prekračujúcimi dva až trikrát hodnotu normálneho poľa danej metódy. V zónach

Obr. 11. Výsledky detailných geofyzikálnych prác na kremeňovo-antimonitovej žile Agneška (okolie Poproča), krok merania 5 m. Krivky geofyzikálnych parametrov: ρ_z — zdaniľivý merný odpor, η_z — koeficient vybudenej polarizácie, ΔT — hodnota magnetickej indukcie (ΔT_n — merané, ΔT_r — teoretické),

ΔV — potenciál prirodzeného poľa, $\frac{\delta R_e}{\delta x}$ — anomálie VDV podľa Fräsera, K — draslík, U — urán, Th — tórium, Hg — obsah Hg z pôdnych horizontov A, B, C v dohovorených jednotkách mV — 1000 mV $\approx$ 0,06 ppm. (Na obr. 13 — 16 je obsah Hg stanovený z pôdneho vzduchu 100 mV = $4,6 \cdot 10^{-6}$ mg l⁻¹.) Geologický rez: 1 — granit, 2 — čierne metapelite ± lydity, 3 — zelené metapelite, 4 — metapsamity, 5 — metabazity, 6 — spodný pestrý vulkanický komplex, 7 — kyslé metapyroklastiká, 8 — zlomy, 9 — rudné žily (geologický rez podľa Greculu, 1981)

Fig. 11. Results of detailed geophysical measurements on the quartz-antimonite vein Agneška (surroundings of Poproč village), measurement distance 5 m. Curves of geophysical parameters, ρ_z — apparent specific resistance, η_z — coefficient of induced polarization, ΔT — value of magnetic induction (ΔT_n — measured, ΔT_r — theoretical), ΔV — potential

of the natural field, $\frac{\delta R_e}{\delta x}$ — anomalous value of VLF radiowave according to Fraser, K — potash, U — uranium, Th — thorium, Hg — mercury content in soil horizons A, B, C in conventional mV units (1,000 mV $\approx$ 0.06 ppm (mercury content in figs. 13 — 16 is measured from the soil air where 100 mV = 4.6×10^{-6} mg l⁻¹). Geological profile: 1 — granite, 2 — black metapelite and ($\pm$) lydite, 3 — green metapelite, 4 — metapsammite, 5 — metabasite, 6 — lower variegated volcanic complex, 7 — acidic metapyroclastics, 8 — fault, 9 — ore vein (profile according to Grecula, 1981)

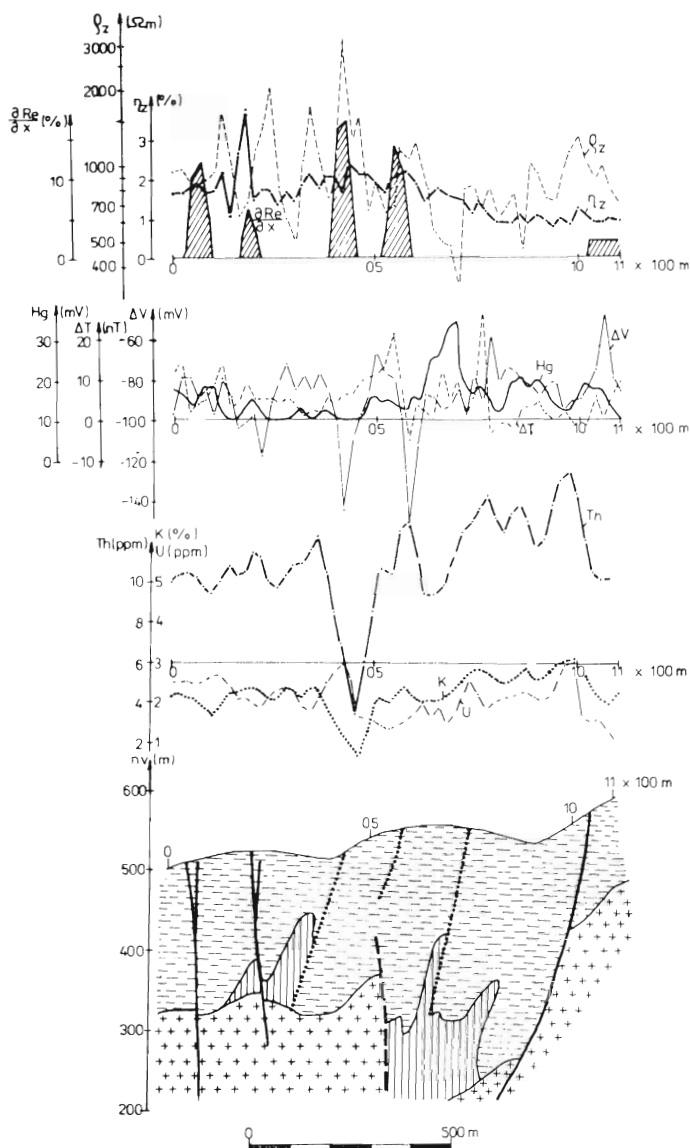


výskytu intenzívnej silicifikácie sledujeme tlmenie anomálií, naproti tomu procesy zvetrávania jednu skupinu anomálií tlmia (η_z , ΔT , U , K) a druhú zvýrazňujú (ΔU , ρ_z). Značné skreslenie, najmä v metódach SP, VP, VDV, spôsobujú aj malé vložky grafiticko-sericitických fylitov. Zhrnutím vyššie uvedených faktov môžeme formulovať výslednú charakteristiku: na tvar a veľkosť rudných anomálií vplyvajú geologické a geofyzikálne činitele, ktoré spôsobujú ich skreslenie, v krajných prípadoch ich dokonca potláčajú (príklady výsledkov geofyzikálnych meraní nad žilnou mineralizáciou sú na obr. 11 — 15).

Stratiformná mineralizácia, vystupujúca v niektorých oblastiach, má síce menej komplikované geofyzikálne prejavy, ale doposiaľ sa neskúmala dostatočne. P. Grečula (1982) vyčlenil vo východnej časti SGR dva rudonosné horizonty. Spodný obsahuje mineralizáciu sírnikového typu Fe, Cu a vrchný mineralizáciu typu Fe, Zn, Cu, Pb. Obidva horizonty sú v horninových komplexoch s diabázovým vulkanizmom. Prvý typ mineralizácie potvrdili geofyzikálne práce v amfibolových rulách (rakovecký príkrov) v oblasti Klátova (obr. 16), ktoré sa geofyzikálne vyčleňujú z okolitého prostredia veľmi ľahko. Charakteristické sú vysokou hodnotou poľa magnetickej indukcie $T_{\text{priem}} = 77$ nT (amfibolity majú -20 až $+288$ nT), nevýrazným kladným poľom spontánnej polarizácie ($V_{\text{priem}} = 30$ mV); nízkou hodnotou zdanlivého merného odporu ($\rho_z = 492 \Omega\text{m}$), približujúcou sa hodnote odporu amfibolitov, a vysokými hodnotami

Obr. 12. Výsledky geofyzikálnych prác na kremeňovo-sideritovej žile Rúfus (okolie Popročaj), profil 22, krok merania 5 m. Vysvetlivky ako na obr. 11

Fig. 12. Results of geophysical measurements on the kremeňovo-siderite vein Rúfus (surroundings of Poproč village), profile No 22, measurement distance 5 m. Explanations as in fig. 11



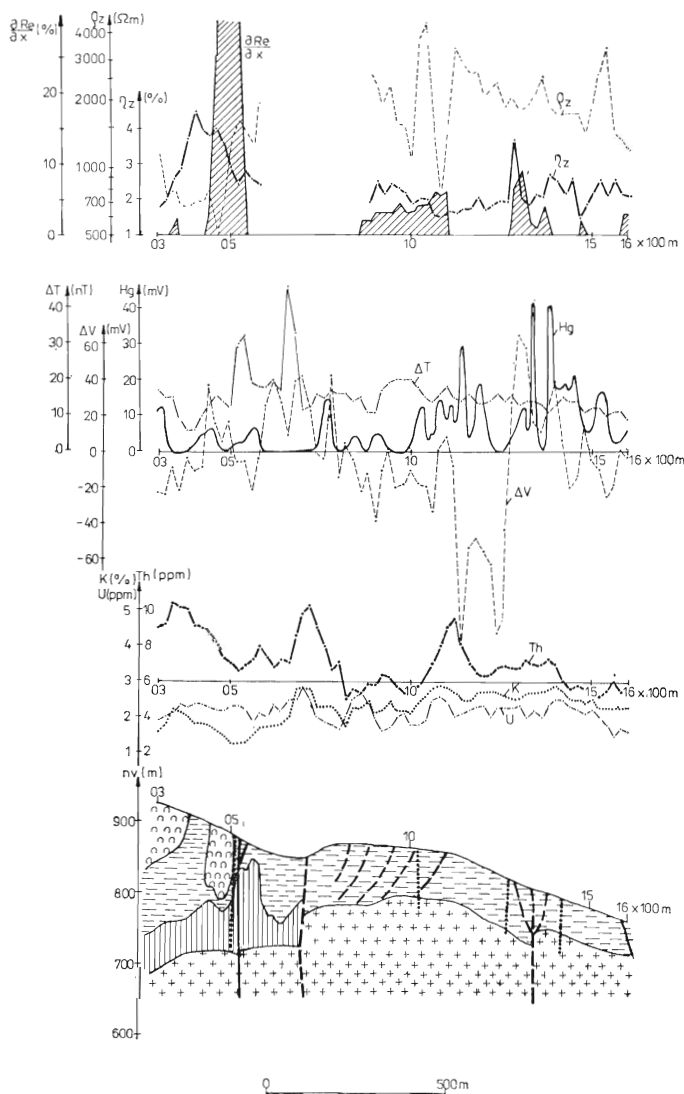
Obr. 13. Výsledky geofyzikálnych prác nad mineralizovanou zónou, v ktorej vystupuje kremeňovo-antimonitová mineralizácia (Poproč, žilá Anna), krok merania 20 m. Vysvetlivky ako na obr. 11

Fig. 13. Results of geophysical measurements over mineralized zone with quartz-antimonite ore, Poproč village area, Anna vein], measurement distance 20 m. Explanation as in fig. 11

polarizovateľnosti ($\eta_z = 9,3 \%$), ktoré sú spôsobené koncentraciami rudných minerálov. Amfibolové ruly sa vyznačujú aj nízkym obsahom rádioaktívnych prvkov [$K = 1,2 \%$, $U = 1,4 \text{ ppm}$, $Th = 4,0 \text{ ppm}$], ale v priemere o málo vyšším ako v amfibolitoch. Zistilo sa 6 korelačných vzta-

hov medzi sledovanými geofyzikálnymi parametrami, z ktorých je najtesnejšia korelácia ($t_F > 5$) medzi U a K , resp. η_z a K ;

Druhý typ stratiformnej mineralizácie sme sledovali v oblasti Prakoviec (mníšaňský príkrov). Zrudnenie tvorí tenké

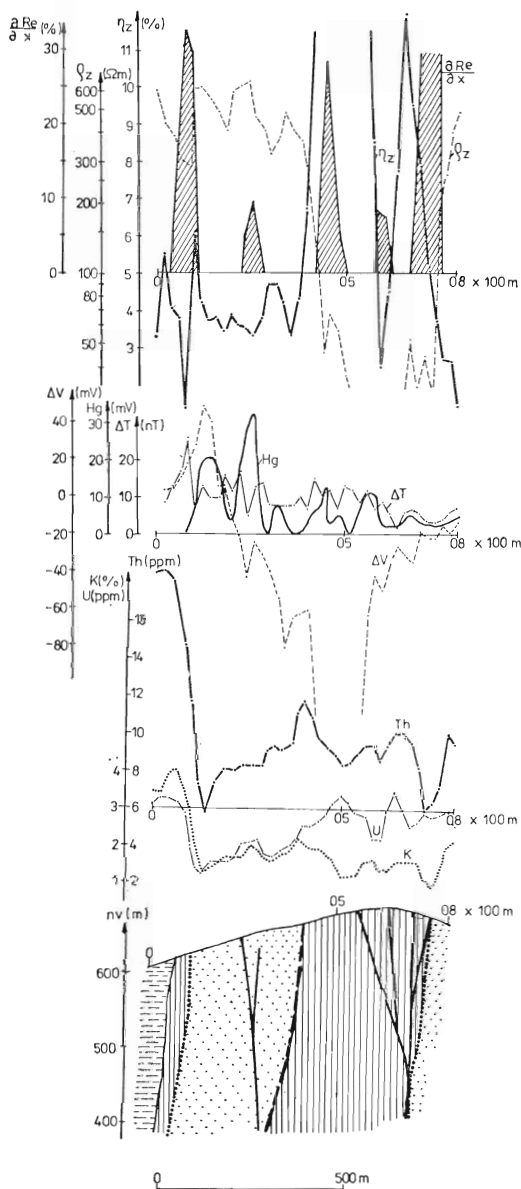


Obr. 14. Výsledky geofyzikálnych prác nad mineralizovanými zónami s výskytom kremeňovo-polymetallickej mineralizácie (okolie Zlatej Idky — žily Bertalan, Trojičná, Jozef, František-Jozef). Krok merania 20 m. Vysvetlivky ako na obr. 11

Fig. 14. Results of geophysical measurements over mineralized zones with quartz-base metal ore (surroundings of Zlatá Idka village, Bertalan, Trojičná, Jozef and František-Jozef veins) measurement distance 20 m. Explanations as in fig. 11

telesá v sericiticko-chloritických fylitoch s obsahom Fe, Zn, Cu, Pb, Ag sírníkov tzv. typ Jalovičieho vrchu. Vyznačuje sa kľudným magnetickým poľom (nedostatok anomálií) s hodnotami ΔT 20 — 34 nT; záporným poľom SP ($\Delta V = -62$ mV) s málo výraznými zmenami; vysokou priemernou hodnotou zdanlivého merného odporu ($\rho_z = 1314 \Omega m$); anomálnymi hod-

notami zdanlivej polarizovateľnosti ($\eta_z = 4,2 \%$) a zvýšeným priemerným obsahom Th (12,6 ppm), zníženým obsahom U (1,2 ppm) a obsahom K okolo 2,4 %. Zvýšená hodnota zdanlivého merného odporu ρ_z a anomálne hodnoty polarizovateľnosti rudoносných fylitov tohto typu sú najvýznamnejšie znaky, ktoré tieto horniny odlišujú od iných (nezrudnených)



Obr. 15. Výsledky geofyzikálnych prác nad mineralizovanou zónou s výskytom kremeňovo-sideritovej mineralizácie (okolie Medzeva — žila Lucia). Krok merania 20 m. Vysvetlivky ako na obr. 11

Fig. 15. Results of geophysical measurements over mineralized zone with quartz-siderite ore (surroundings of Medzev village, Lucia vein), measurement distance 20 m. Explanations as in fig. 11

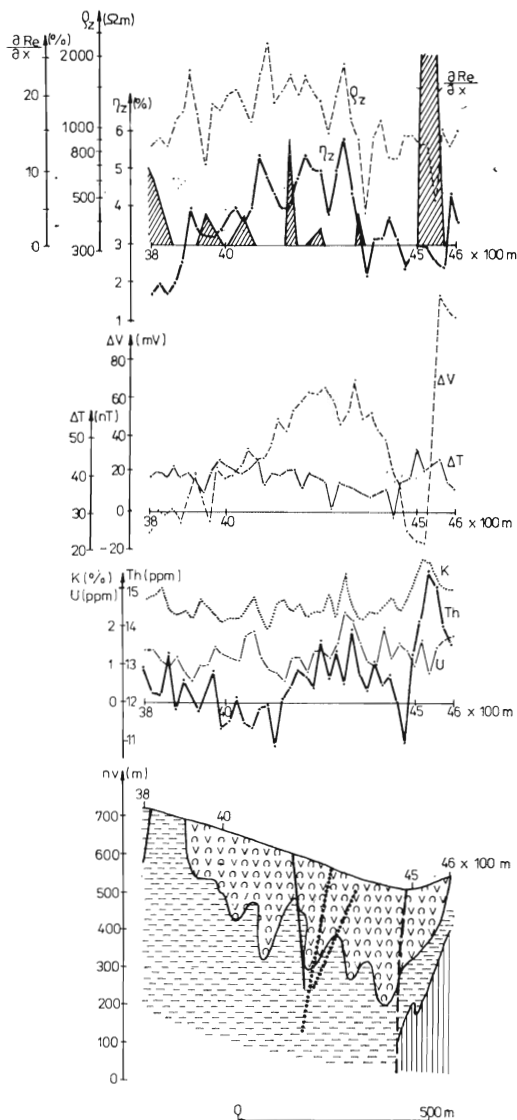
typov chloriticko-sericitických fylitov v skúmanej oblasti.

V rudonosných fylitoch sme zistili dve korelácie (medzi η_z a ρ_x a medzi Th a K), v nezrudnených fylitoch päť korelačných vzťahov. Charakter zmien geofyzikálnych parametrov v chloriticko-sericitických fylitoch vplyvom zrudňovacích procesov dobre ilustrujú frekvenčné charakteristiky (obr. 17).

Zvláštnym problémom bolo vyhľadávanie vysokotermálnej mineralizácie (Sn — W typ). Vo východnej časti SGR sa doteraz nezistili významnejšie prejavy mineralizácie tohto typu. Na niekoľkých lokalitách sú prejavy greizenizácie, ale bez zrudnenia. Z prác v iných častiach SGR vychádza, že Sn — W mineralizáciu nie je vo väčšine prípadov možné indikovať geoelektrikou a geomagnetikou, pretože minerály tejto asociácie (kassiterit, volframit, scheelit) sú vo veľkej väčšine prípadov nemagnetické a elektricky nevodivé. Ani merkurometria nie je vhodná, pretože vysokotermálna mineralizácia nebýva spätá s väčšou koncentráciou Hg. Základnou metódou na zistenie morfológie stropu granitu je gravimetria. Z toho usudzujeme, že je možný výskyt Sn—W mineralizácie. V priaznivých geologických podmienkach sa môžu sledovať zóny tohto typu zrudnenia terénou gamaspektrometriou. Zaradenie tejto metódy do komplexu metód vyhľadávania vysokotermálnej mineralizácie na základe analýzy koncentrácie rádioaktívnych prvkov a ich vzájomných pomerov opísali mnohí autori (Vorobjev, 1977; Syromiatnikov et. al., 1976; Vavilin et. al., 1980). Podľa N. J. Syromianikova et. al. (1976) je Sn — W mineralizácia, ktorá je spätá s procesmi metasomatózy (greizenizácie), charakteristická znížením obsahu K_2O a Na_2O . Zvlášť výrazne sa znižuje obsah Th pri zníženom pomere Th/U. Obsah Al a SiO_2 sa naopak výrazne zvyšuje. Obsah K sa

mení v pomerne širokom intervale, a to od zlomkov percenta v kremeňovo-topásovej fácií do 9 — 10 % v muskovitovej fácií. Z toho vyplýva, že obsah K silne zá-

visí od typu greizenu. L. N. Vavilin et. al. (1980) skúmal spätosť rudnej mineralizácie v granitoch s draselnými anomáliami, ktoré sú spôsobené hydrotermálno-metasomatickou mikroklinizáciou. Príznakom Sn — W greizenovej mineralizácie je anomálny alebo zvýšený obsah K a U. Pri mineralizácii kassiteritovo-sulfidickej



Obr. 16. Výsledky geofyzikálnych prác nad mineralizovanou zónou obsahujúcou stratiformnú Fe—Cu sulfidickú mineralizáciu [oblasť Klátova — spodný rudonosný horizont]. Krok merania 20 m. Vysvetlivky ako na obr. 11

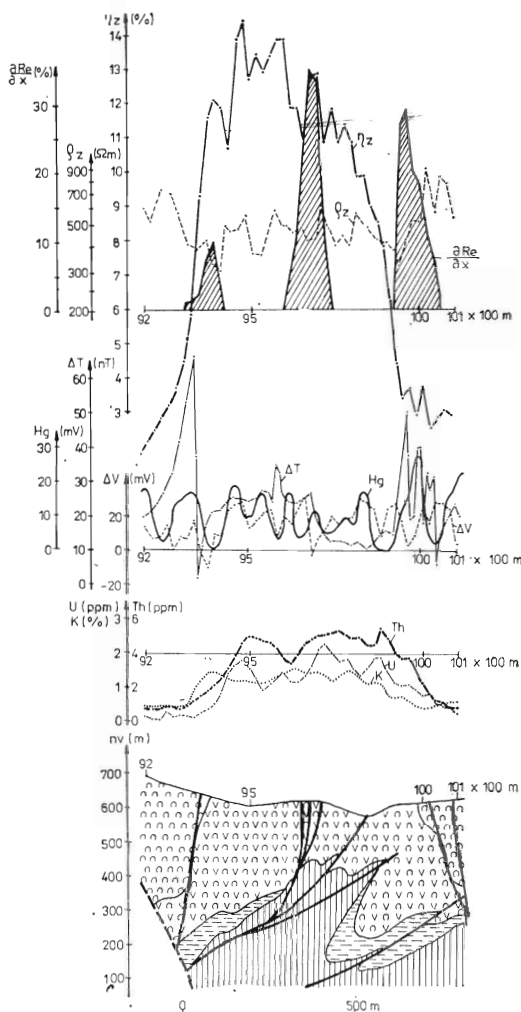
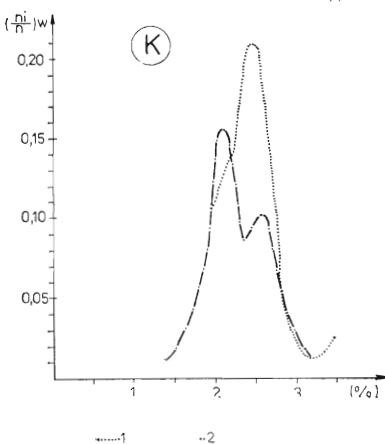
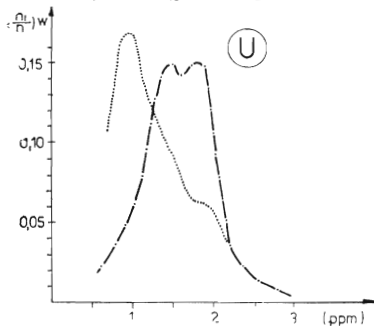
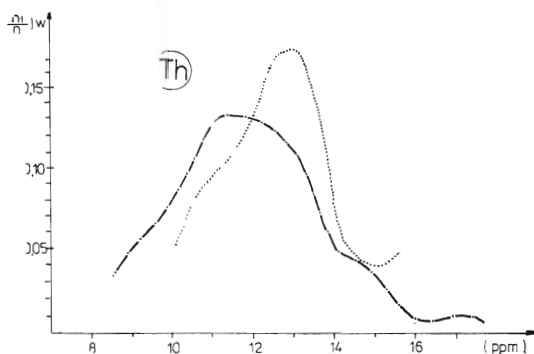
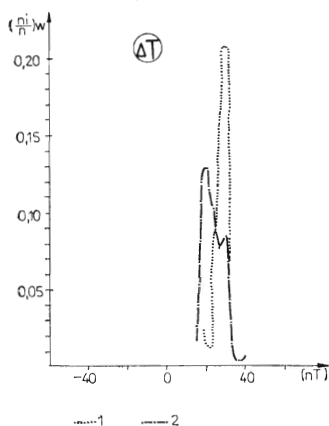
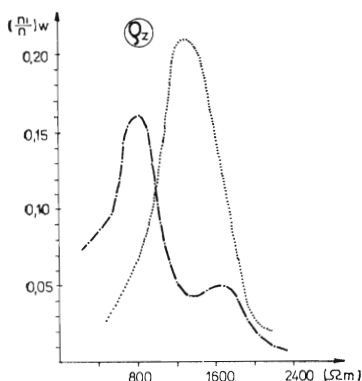
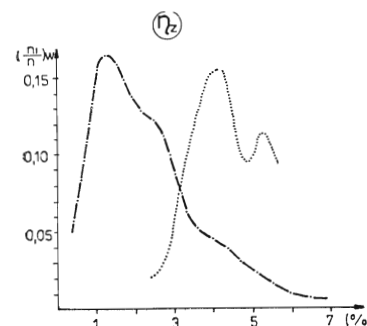


Fig. 16. Results of geophysical measurements over mineralized zone with stratabound iron-copper sulphidic ore [Klátov village area, the lower ore-bearing horizon], measurement distance 20 m. Explanations as in fig. 11

sú charakteristické anomálie K a Th s obsahom U, ktorý je blízky pozadiu (Vorobjev, 1977).

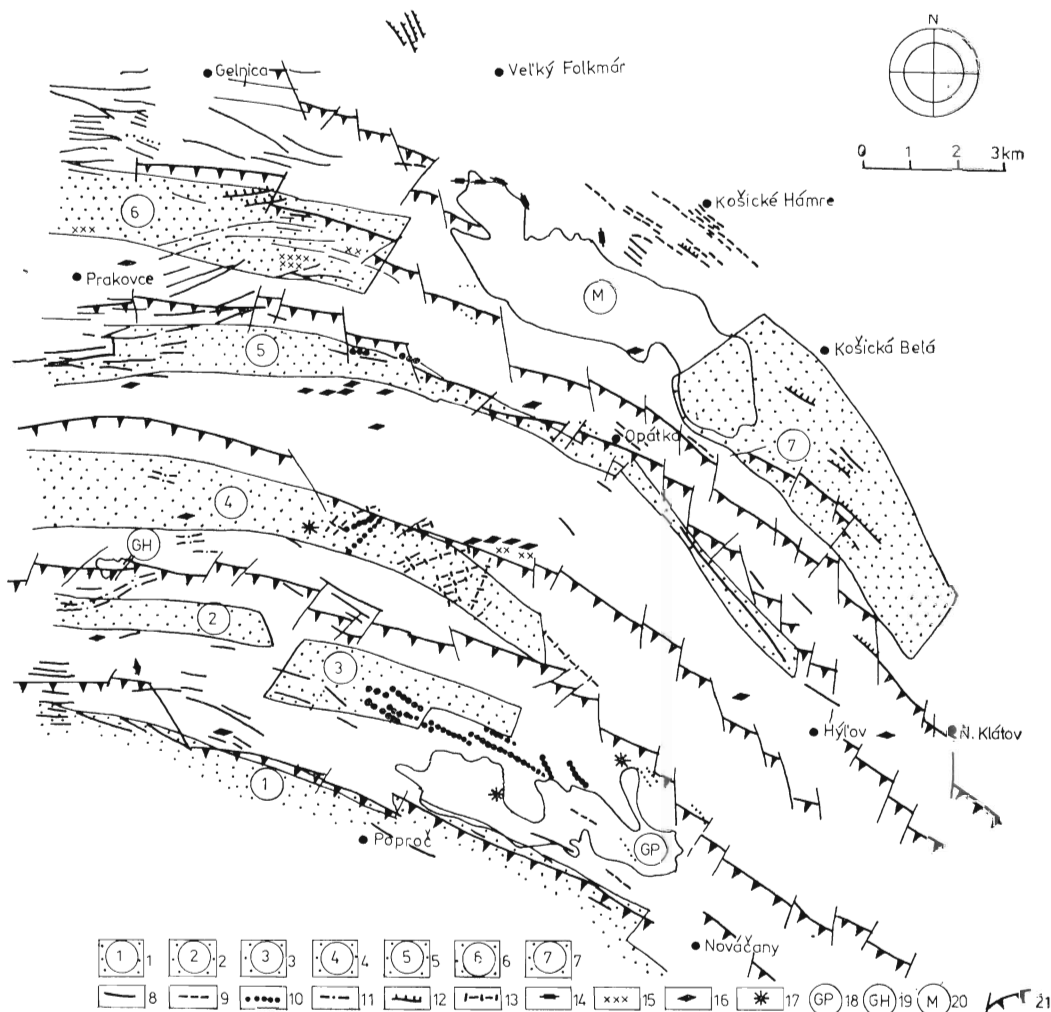
L. T. Miszin (1979) sa opiera o výsled-

ky geologického modelu ložiska Sn a usudzuje, že vyhľadávať mineralizáciu geofyzikálnymi metódami možno pomocou určenia hĺbky stropu granitu, mocnosti



Obr. 17. Krivky početnosti geofyzikálnych parametrov pre zrudnené (1) a nezrudnené (2) chloriticko-sericitické fylity (mineralizácia typu Jalovičieho vrchu — oblasť Prakovce)

Fig. 17. Frequency distribution pattern of geophysical parameters for mineralized (1) and barren (2) chlorite-sericite phyllite (ore of Jalovičí vrch type, Prakovce area)



Obr. 18. Mapa ložiskových prognóz vo východnej časti SGR (podľa Greculu, 1981). 1 — rudonosné pásmo Lucia, 2 — rudná štruktúra Humel, 3 — žilná štruktúra Agneška — Anna — Lazy, 4 — žilné štruktúry zlatohôrčianskeho pásma, 5 — žilné pásmo Jašterica — Koruna — Holica, 6 — žilné pásmo Gelnická hora — Buková dolina — Koššov, 7 — rudná štruktúra Klátov — Opátka, 8 — hranice štruktúrnych jednotiek podľa P. Greculu [1982]. Ostatné vysvetlivky ako na obr. 8

Fig. 18. Map of ore bodies forecast for the eastern part of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. [according to Grecula, 1981]. 1 — Lucia ore-bearing zone, 2 — Humel ore structure, 3 — Agneška — Anna — Lazy vein structure, 4 — vein structure of the Zlatá Idka zone, 5 — vein zone Jašterica — Koruna — Holica, 6 — vein zone Gelnická hora — Buková dolina valley — Koššov, 7 — Klátov — Opátka ore structure, 8 — boundaries of structural units according to Grecula [1981]. Other explanations as in fig. 8

metamorfných zón a hĺbky erozívneho zrezu. Ak je erozívny zrez plytký, Sn zrudnenie sa prejavuje zápornou gravimetrickou anomáliou s malou amplitúdou a malými rozmermi, monotónnym magnetickým poľom alebo miernym zvýšením magnetickej susceptibility na hraniciach rudného poľa, anomáliami alebo zvýšenými hodnotami polarizovateľnosti na hraniciach rudného poľa a zvýšenou alebo anomálnou koncentráciou K v centre rudného poľa a na jeho okrajoch pri fónovom obsahu Th a U.

Pri strednom stupni erózie môžeme na pozadí zápornej gravimetrickej anomálie, označujúcej oblasť plytko uloženého granitu, pozorovať lokálne kladné anomálie Δg (spôsobené tiažovým účinkom biotitov a rohovcov), ktoré sú charakteristické vysokou objemovou hustotou. Ďalej môžeme pozorovať zníženie magnetického poľa s anomáliami rôznej intenzity pri nepatrnom znížení polarizovateľnosti a nezmenenom obsahu rádioaktívnych prvkov.

Pri hlbokom erozívnom zreze rastie intenzita zápornej gravimetrickej anomálie Δg a zanikajú lokálne kladné anomálie na jej obvode. Na okrajoch rudného poľa sa zníži magnetické pole a polarizovateľnosť, pričom vzrastá obsah U a Th v centrálnej časti.

Opierajúc sa o tieto informácie, doplnené mapou reliéfu granitu (Grzywac — Margulová), spracovanou na základe výsledkov gravimetrických meraní, a mapami ostatných geofyzikálnych metód, rovnako ako aj o výsledky geochemického výskumu, je možné vyznačiť perspektívne plochy pre výskyt vysokotermálnej mineralizácie typu Sn — W.

Po opätovnej analýze všetkých geofyzikálnych výsledkov z východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sme v súlade s geochemickými a geologickými poznatkami vybrali 7 oblastí, ktoré majú z ložiskového hľadiska najlepšiu perspek-

tívu. Sú to: rudonosné pásmo bane Lucia, rozložené pozdĺž hranice medzevského a jedľoveckého príkrovu, s kremeňovo-sideritovou mineralizáciou obsahujúcou malé množstvo sulfidov; rudná štruktúra Humel, nachádzajúca sa v blízkosti humelského granitu (humelský príkrov), s prevládajúcou kremeňovo-sulfidickou mineralizáciou; žilné štruktúry Agneška — Anna — Lazy, späť so severným ohraničením popročského granitu (jedľovecký príkrov), s kremeňovo-antimonitovou mineralizáciou; žilné štruktúry zlatoidčianskeho pásma, viazané na plytko uložený granit (hĺbka 50 — 100 m) v oblasti Zlatej Idky (humelský príkrov), s obsahom kremeňovo-polymetalickej mineralizácie; žilné pásmo Jašterica — Koruna — Holica s podobným charakterom mineralizácie ako v pásme bane Lucia, teda s prevládajúcou kremeňovo-sideritovou mineralizáciou s podradným zastúpením sulfidov (vystupuje na styku prakovského a mníšanského príkrovu); žilné pásmo Gelnica — Perlová dolina — Kojšov, zabierajúce západnú časť kojšovského príkrovu, s dominujúcou kremeňovo-sideritovou mineralizáciou so zvýšeným podielom sulfidov; rudná štruktúra Klátov — Opátka, viazaná na amfibolitové ruly vystupujúce v oblasti klátovského amfibolitového telesa (rakovecký príkrov), s obsahom rozptýlenej stratiformnej Fe—Cu sírnikovej mineralizácie.

Literatúra

- Ajdinjan, N. A. — Saukov, A. A. — Ozierova, V. A. 1972: *Očerki geochimii rtuti. Moskva*, s. 120 — 138.
- Bárta, R. Geofyzikálna preskúmanosť. Geologicko-ložisková štúdia SGR. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*.
- Bermuchanov, S. B., 1977: Metod jestestvennogo električeskogo poľa. *Alma-Ata*, s. 64 — 66.
- Doležalová, M. — Duda, V — Stára, S. 1976: Mapování zón okolorudních změn na

- rudonosných štruktúrach geofyzikálnymi a geochemickými metódami. *Sborník přednášek — Symposium Hornická Příbram ve vědě a technice. Příbram, s. 183 — 198.*
- Fursov, V. E. 1977: Rtuť — indikátor pri geochimických poiskach rudnych mestoroždenij. *Moskva, s. 43 — 56.*
- Golod, M. J. 1978: Geofizičeskiye metody pri poiskach tektoničeskich pegmatitonosnyh zon. *Leningrad, s. 3 — 28.*
- Grecula, P. — Kucharski, R. 1981: Dokumentacja koncowa z kompleksowej interpretacji geologiczno-geofizycznej we wschodniej części SGR. *Manuskript — archiw GP Spišská Nová Ves.*
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Bratislava, Alfa, 269 s.*
- Klicznikova, V. A. 1970: Geofyzičeskiye poiski rudnyh mestoroždenij. *Alma-Ata, s. 70 — 88.*
- Koksoy, M. — Bredshaw, P. M. D. 1969: Secondary dispersion of mercury from cinabar and stibnite deposits, West Turkey. *Quart. Colo. Sch. Mines, 671, s. 348 — 354.*
- Krendlev, F. P. 1976: Radiogeochemičeskiye oreoly v zolotorudnyh polach zapadnego Uzbekistana. *Novosibirsk, s. 43 — 50.*
- Markuszin, J. V. — Borscow, V. D. — Czuprin, J. S. 1973: Srovnatel'nyje osobennosti vyzvannoj polarizacii nekotoryh rudnyh i porodooobrazujuščich mineralov. *Fiz. Zemli, 2, s. 51 — 61.*
- Miszin, L. T. — Latikajnej, B. J. 1979: Geofyzičeskiye issledovanija pri poiskach i ocenke skrytych mestoroždenij olova. *Moskva, s. 136 — 150.*
- Sattran, V. et. al., 1978: Regionální prognózy Hg — zrudnění v Českém masívu. *Praha, ÚÚG, 125 — 150.*
- Saukov, A. A. 1946: Geochimija rtuti. *Trudy Inst. geol. Nauk, AN SSSR, 78, s. 74 — 90.*
- Semionov, A. S. 1974: Elektrorazvedka metodom jestestvennogo električeskogo poľa. *Leningrad, s. 236 — 282.*
- Smirnov, B. J. 1969: Geologija poleznych iskopajemyh. *Moskva, s. 257 — 275.*
- Syromiatnikov, N. J. — Ivanov, E. J. — Trochimov, L. A. 1976: Radioaktivnyje elementy kak geochimičeskiye indikatory porodo i rudoobrazovanija. *Moskva, s. 48 — 71.*
- Tarchov, A. G. — Bondarenko, W. M. — Nikitin, A. A. 1977: Principy kompleksirovanija v razvedočnoj geofyzike. *Moskva, s. 91 — 93.*
- Urazajev, I. M. 1956: O prirode jestestvennyh električeskich poľej vznikajuščich nad sulfidnymi mestoroždenijami. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz., 9, s. 123 — 111.*
- Walling, R. I. — Davis, G. R. — Mayer, W. T. 1972: Trace identification of mercury compounds as a guide to sulphide mineralization at Keel — Eire. *Geochemical Exploration, pp. 320 — 354.*
- Vavilin, L. N. — Vorobiev, V. P. — Jefimov, A. V. 1982: Aerogammaspektrometrija v geologii. *Leningrad, s. 33 — 248.*
- Vorobiev, V. P. 1977: Aerogammaspektrometričeskij metod poiskov rudnyh mestoroždenij. *Metodičeskoje rukovodstvo, Leningrad, s. 7 — 154.*

Geophysical characteristics of ore mineralizations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Western Carpathians)

The paper submits characteristics of ore mineralizations in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. evaluated on the base of complex geophysical, geological and geochemical investigations realized in 1970 — 1981 by Polish and Czechoslovak specialists.

The extent of ore manifestations (mostly hydrothermal ore veins with various mineralogical content) is indicated, as deduced from the methods of applied complex, by the mineralized zone containing beside the ore vein structure proper also a belt of altered rocks in its surroundings.

Gravimetric measurements have been realized with the aim to detect the deeper geological structure and yielded sufficient information over potential sites of high-

thermal ore mineralizations of tin-tungsten type by localizing sites of granite bodies in shallow depth beneath a metamorphic mantle.

Magnetometric data do not indicate pronouncendly the mineralized zone. Most frequently, both positive and negative anomalous values of ΔT extend but over some observation points attaining 10 — 40 nT amplitude.

Ore mineralizations are reflected by spontaneous polarization data in a very complicated manner. Disseminated sulphidic ore has not been substantially detected whereas two groups of anomalies, both positive and negative, occur over ore veins. Negative anomalies of the natural electric field do not overpass a 40 — 80 mV amplitude over mineralized zone with pyrite, chalcopyrite and

graphite content whereas positive anomalies of the same amplitude usually are related to mineralized zones in strongly altered rocks with heavy silicification.

The polarization ability of rocks expressed by the coefficient of apparent polarization appeared to be one of main detectors of ore occurrences. Two types of anomalous η_z values occur over the ore veins. Narrow, frequently but one-point anomalies not exceeding 2 — 3 % by amplitude are localized immediately over the ore vein and broad (200 — 400 m) anomalies of similar amplitude cover the entire mineralized zone the ore-near alteration zone including.

Stratabound disseminated sulphidic mineralizations appeared by extensive anomalous portions in profiles with amplitudes varying between 2 and 15 %. Also the resistivity (ρ_z) values have been assumed for interpretation with fluctuations between 300 and 5,000 Ω m limits indicating the zones of ore occurrence. Two types of ρ_z anomalies have been distinguished: positive ones characteristic for ore with quartz veins and negative anomalies over mineralized zones in which a strong surficial weathering occurred.

Gamma spectrometric measurement data confirmed relations between ore occurrences and the content of radioactive elements. Along the majority of mineralized zone boundaries, higher concentrations of thorium and potash have been detected whereas ura-

nium content fluctuates around average values. The compiled maps of radioactive element concentration prove that relations do exist between these concentrations and ore occurrences. Low- and medium-temperature ore mineralizations are localized in slightly metamorphic rocks being detected by higher concentration of thorium and potash. High-temperature ores localized in higher metamorphic rock environment are indicated by higher concentrations of potash and, sometime, of uranium.

Mercuriometric data proved the known relation between higher mercury content and ore occurrences. High values of 2 — 8 ppm were detected over quartz — siderite ore zones. Few DTA data from soil samples point to the presence of mercury chloride in soils over buried orebodies whereas mercury sulphide (or sometime mercury oxide) characterizes the soils immediately overlying the orebody.

The paper further discusses results of geophysical measurements over selected vein orebodies with various mineralogical content (quartz-siderite, quartz-antimonite and quartz-sulphide) as well as over disseminated stratabound concentrations (Fe-Cu, Fe-Zn-Cu-Pb-Ag). Further possibilities to use geophysical indications for prospection of high-thermal ore (tin-tungsten) are pointed out. Such occurrences are highly probable in the investigated area as well.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Miklóš: **Petrológia kryštalinických bridlic metamorfnych zón Malých Karpát** (Bratislava 17. 10. 1985)

V roku 1984 sa S. P. Korikovskij, B. Cambel, J. Miklóš a M. Janák pokúsili zovšeobecniť a syntetizovať všetky údaje o zonálnom metamorfizme kryštalinika Malých Karpát a jeho vzťahu ku granitom bratislavského a modranského masívu. Výsledkom bola Mapa zonálneho paleozoického metamorfizmu Malých Karpát, stanovenie izográd pre štádiám fázovej rovnováhy v každej zóne a upresnenie podrobných údajov o plošnom vývoji metamorfnych subfácií. Dospeli k záveru, že metamorfóza Malých Karpát sa rozdeľuje na dve blízke (podľa času), no rôzne (podľa P—T parametrov) etapy.

Prvá etapa metamorfizmu súvisí s prienikom bratislavských granitov. V tejto etape sa vyčleňujú nasledujúce metamorfne zóny: biotitová, granátová, staurolitovo-chloritová a staurolitovo-sillimanitová. Celkový tlak prvej etapy periplutonickéj metamorfózy je približne 300 — 350 MPa, ale teplotný gradient je od 350 °C (biotitová zóna) do 550 °C až 580 °C (staurolitovo-sillimanitová zóna). Údaje Rb—Sr geochronológie ukázali (Bagdasarjan et al., 1982; 1983), že formovanie sa začalo už v spodnom až strednom devóne (387 ± 38 mil. rokov) a jeho kulminačná etapa, súhlasná s kryštalizáciou bratislavského masívu, zodpovedá hranici devón — karbón (347 ± 4 mil. rokov).

Druhá etapa metamorfizmu má nápadne výrazný kontaktný charakter a je spätá s prie-

nikom modranských granitoidov. Po analýze Mapy metamorfizmu Malých Karpát konštatujeme, že vysokoteplotné exokontaktné rohovce okolo modranského masívu sa naložili na nízkoteplotné chloritovo-sericitické a biotitovo-sericitické fylity harmónskej série, ale aj na horniny pezinsko-perneckej zóny. Vo vzťahu k posledne menovaným má zrohovcovanie sekundárny naložený charakter. Analýza paragenéz rohovcov ukazuje, že podmienky ich kryštalizácie (teplota 620 — 660 °C a tlak okolo 200 MPa) sú značne plytšie ako staršia metamorfóza prvej etapy. Možno to vysvetliť tým, že prienik bratislavských a modranských granitov bol časovo rozdielny. Vek druhej (kontaktnej) etapy zodpovedá času kryštalizácie modranských granitov, podľa Rb—Sr izochróny je stanovený na 324 ± 18 mil. rokov (spodný karbón).

Horniny biotitovej zóny sa nachádzajú vo vonkajšej časti kryštalinika Malých Karpát. Sú detailne zvrásnené, veľmi jemnozrnné až jemnozrnné. Štruktúry majú lepidogranoblastické až lepidoblastické s granoblastickým vývojom kameňa bez porfyroblastov a textúry tenkobridličnaté, jemnobridličnaté až okaté. Charakteristickými minerálmi sú [priemerné hodnoty modálneho zloženia]: Bt [15 %]; Cl [11 %]; Ser [9 %]; Ms [2 %]; Plg [15 %]; Qtz [45 %]; Acces [2 %].

Metamorfóza granátovej zóny mení metamorfity biotitovej zóny v juhozápadnej časti periplitonickéj kontaktnej aureoly bratislavského masívu, ale stretávame ju tiež v severozápadnej časti pezinsko-perneckej zóny i na SV od Malých Karpát. Horniny granátovej zóny sú jemnozrnné. Štruktúry majú lepidoblastické až granoblastické, porfyroblastické, textúry bridličnaté, usmernené, páskované. Priemerné modálne zloženie hornín uvedenej zóny je: Bt [28 %], Chl [4 %], Ser [2 %], Ms [2 %], Gar [1 %], Plg [22 %], Qtz [38 %], Acces [3 %].

Staurolitovo-chloritová zóna zamieňa gra-

nátovú zónu v aureole pozdĺž západného kontaktu bratislavského masívu, ale je rozšírená aj v oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika a na SV od modranského masívu. Horniny uvedenej zóny sú jemnozrnné až drobnozrnné, lepidogranoblastické, páskované granolepidoblastické a porfyroblastické štruktúry. Textúra je najčastejšie usmernená, bridličnatá. Priemerné modálne zloženie hornín St—Chl zóny je: Bt [31 %], Chl [4 %], Ser [1 %], Ms [3 %], Gar [2 %], St [1 %], Plg [21 %], Qtz [35 %], Acces [2 %].

Staurolitovo-sillimanitová zóna je najvyšším teplotným pásmom v periplitonickéj aureole okolo bratislavského masívu. Horniny St—Sill zóny sú jemnozrnné až drobnozrnné. Štruktúry majú granolepidoblastické, páskované, porfyroblastické, nematoblastické — fibroblastické a textúry bridličnaté, usmernené. Ich priemerné modálne zloženie je: Bt [34 %], Ms [3 %], Gar [2 %], St [1 %], Sill [1 %], Plg [22 %], Qtz [34 %], Acces [2 %].

Kontaktná rohovcová zóna lemuje kontúry modranského granitoidného masívu. Najtypickejšie metapelitické, metapsamitické rohovce majú škvŕnité, granolepidoblastické, porfyroblastické, okaté štruktúry a vrstvité až listrické masívne, ale aj bridličnaté, slabé usmernené textúry. Horniny sú jemnozrnné až drobnozrnné. Vrstvitosť odráža pôvodnú litologickú nehomogenitu hornín. Často ju zdôrazňuje veľký počet kremeňových a plagioklasovo-kremeňových polôh v bridliciach, ktoré majú mikrodiastrofický charakter. Priemerné modálne zloženie hornín kontaktnej rohovcovej zóny je: Bt [30 %], Chl [1 %], Ms [4 %], Gar [2 %], And [2 %], Crd [5 %], Plg [19 %], Qtz [36 %], Acces [3 %].

Intruzívna činnosť granitoidov v jadrových pohoriach môže byť viacfázová. Medzi jednotlivými fázami existovala tektonická aktivita spojená s erozívnou činnosťou. Metamorfný proces je prerušovaný a jednotlivé fázy variského plutonizmu môžu byť na seba naložené.

Príspevok k metodike interpretácie pôdnej ortuťometrie

JÚLIUS GÉCZY,* IVAN MARUŠIAK, ml.**

* Geofyzika, gen. Muchu 5, 052 01 Spišská Nová Ves

** Geofyzika, Geologická 18, 825 52 Bratislava

Doručené 8. 10. 1984

Заметки к методике интерпретации почвенной ртутеметрии

Почвенная ртутеметрия уже несколько лет используется в комплексе геофизических методов. Познание источников и определение антропогенной и природной контаминации почв позволяет исключить кажущиеся аномалии ртути и тем самым улучшить интерпретацию результатов ртутеметрических измерений.

Contribution to the metodics of soil mercuryetry interpretation

Soil mercuryetry has been used in the complex of geophysical methods for several years. Recognition of sources and determination of anthropic and natural contamination of soils enable to eliminate false Hg anomalies and thus they make the interpretation of mercury measurement results more effective.

Koncom 70. rokov sa začala využívať v komplexe geofyzikálnych metód ortuťometria v laboratórnej modifikácii. Interpretácia výsledkov pôdnej ortuťometrie v dôsledku nedostatočnej znalosti geochemie Hg v hypergénnych podmienkach bola problematická a nejednoznačná. Hg vytvára množstvo falošných anomálií. V predkladanej práci venujeme najväčšiu pozornosť zdrojom a určeniu antropogénnej a prírodnej kontaminácie, ktoré tieto falošné anomálie vytvárajú.

Metodika odberu vzoriek a ich analýza

Pôdne vzorky sa pre ortuťometriu odoberajú z podhumusovej vrstvy pozdĺž vy-

týčených geofyzikálnych profilov. Krok odberu závisí od podrobnosti prieskumu, obyčajne je 20 m. Obsah Hg sa stanovuje ortuťometrom HGG-3 z pár metódou suchej destilácie vzoriek.

Geochemia Hg

Dôležitým predpokladom pre racionálne využitie ortuťometrickej metódy prospekcie je poznanie zákonitostí rozšírenia a migrácie Hg. V geochemii Hg sú dôležité jej vlastnosti ako schopnosť sublimácie, tvorenie amalgámov, aktívna účasť na sorpcii a desorpcii (Chairetdinov, 1971).

Základnú predstavu o rozšírení Hg v zemskej kôre a v jednotlivých geosférach

získame z klarkových hodnôt. A. A. Saukov et al. [1972] uvádzajú priemerný obsah Hg v zemskej kôre 45 ppb, v hydrosfére 1 ppb, v pedosfére 30 ppb a v atmosfére 0,5 -- 20 mg · m⁻³. V horninách býva obsah Hg v rozmedzí 10 — 90 hm. ppb.

Najvyššiu koncentráciu Hg pozorujeme v hydrotermálnych ložiskách. Vďaka svojim migračným schopnostiam vytvára Hg okolo ložísk široké primárne aureoly, ktoré sú obyčajne širšie ako pri iných chalkofilných prvkoch. Primárne aureoly Hg sa našli v ložiskách rôznych typov: sulfidno-ortutných, antimónových, zlatých a zlato-strieborných, polymetalických, kýzových [Saukov et al., 1972], barytových a fluoritových [Friedrich — Pilger, 1971]. Morfológicky primárne aureoly Hg patria k líniovým, infiltračným aureolám, vyvinutým najviac pozdĺž kontaktov hornín, zlomov a puklín.

Vysoký ionizačný potenciál Hg spôsobuje, že sa ortuť zo zlúčenín a väzieb mení na rýdzu. Je to pomalý, nezvratný proces premeny Hg z rôznych foriem výskytu na ľahko sublimujúce formy. Prebieha v rôznych horninách, ale pomer voľných pár Hg k viazanej Hg je v rudných telesách 5000 — 10 000 krát vyšší ako v horninách. Po uvoľnení zo zlúčenín Hg sublimuje prevažne k povrchu, a to v závislosti na spojení zdroja s nadložnými horninami. Väčšiu časť tejto ortute sorbujú pokryvné útvary, zvyšok tvorí plynnú aureolu v pôdnom vzduchu a v atmosfére. Sorpčné aureoly obsahujú až 90 % sublimovanej Hg z ložiska [Fursov, 1977]. Ich rozšírenie a intenzita závisí okrem tektonickej spojitosti so zdrojom aj od hĺbky a úložných pomerov zdroja, jeho rozsahu a v nemalej miere od vlastností pokryvných útvarov čiže sorbentu. Najvýznamnejšie prírodné sorbenty Hg sú ílové minerály a hydráty oxidov Fe, Mn a Al. Nezistili sa rozdiely v obsahu Hg v zá-

vislosti na type pôdy.

Interpretácia pôdnej ortuťometrie

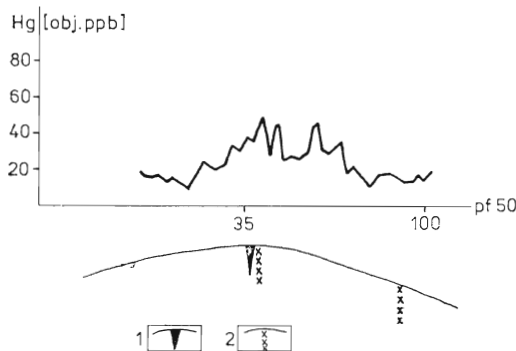
Nasledujúce poznatky sme získali prehodnotením pôdnych ortuťometrických meraní v oblasti Kremnických vrchov (Ďuratný et al., 1977; Panáček, 1978), Slovenského rudohoria a v centrálnej časti Volovských vrchov [Kucharič, 1982]. Na príklade týchto oblastí objasňujeme pôvod anomálií podľa ich tvaru a ich vzťahu ku geológii, morfológii a vegetácii.

Pri vyhodnocovaní výsledkov ortuťometrických meraní musíme vyriešiť tri základné úlohy — vymedziť lokálne anomálie, určiť falošné anomálie a na základe geologicko-štruktúrnych, geomorfologických kritérií posúdiť anomálie, ktoré ostanú po vylúčení falošných anomálií a anomálií nad známymi rudnými výskytmi.

Vymedzenie lokálnych anomálií

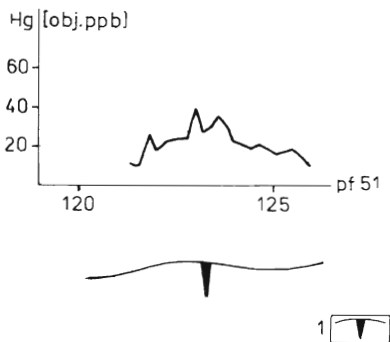
Základom pre vymedzenie lokálnych anomálií Hg je matematicko-štatistické spracovanie analytických údajov či už pomocou počítačovej techniky alebo pravdepodobnostného papiera. Vďaka vysokej citlivosti prístroja HGG—3 neskresľujú sa základné štatistické parametre. Rozdelenie početností obsahu Hg v pôdach Kremnických vrchov a oblastí Mníšek nad Hnilcom — Medzev je monomodálne, lognormálne, čo súvisí nielen s rovnomerným rozdelením fónovej Hg v pôdach, ale tiež s veľkým počtom analyzovaných vzoriek z daného územia (rádovo tisíce hodnôt). V hodnotách fónového obsahu v pôdach nad rozličnými typmi hornín nie sú veľké rozdiely, preto netreba súbor rozdeľovať na podsúbory podľa litológie.

Hranicu anomálie určujeme najmä analogicky. Napríklad v oblasti severne od Medzeva je obsah Hg v pôde nad sideritovými a kremeňovo-ankeritovými žilkami



Obr. 1. Hg v pôdach nad kremeňovo-ankeritovou žilou Kauligov vrch (lokalita Mníšek nad Hnilcom — Medzev, geofyzikálny profil 50, metráž 93,0 — 100,0). 1 — žila, 2 — zlom

Fig. 1. Hg in soils above the Kauligov vrch quartz — ankerite vein. (The Mníšek nad Hnilcom — Medzev locality, geophysical profile No 50, 93.0 — 100.0). 1 — vein, 2 — fault



Obr. 2. Hg v pôdach nad sideritovou žilou Pívering (lokalita Mníšek nad Hnilcom — Medzev, geofyzikálny profil 51, metráž 122,0 — 126,0). 1 — žila

Fig. 2. Hg in soils above the Pívering siderite vein. (The Mníšek nad Hnilcom — Medzev locality, geophysical profile No 51, 122.0 — 126.0 m.). 1 — vein

mi približne $x \pm \delta$, pričom je zreteľná pozitívna anomália (obr. 1, 2). Preto za hranicu anomálie môžeme v tejto oblasti považovať i hodnotu $x \pm \delta$ (x je aritme-

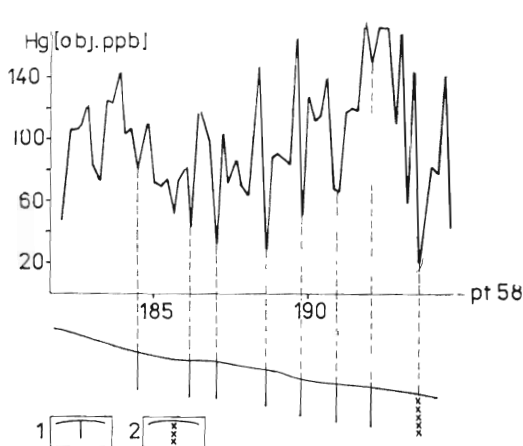
tický priemer, δ je smerodajná odchýlka). V oblastiach, kde nemôžeme použiť princíp analógie, za hranicu anomálie považujeme hodnotu $x \pm 2\delta$.

Určenie falošných anomálií

Za falošné anomálie označujeme anomálie spôsobené rôznymi typmi kontaminácií, anomálie vznikajúce analytickými chybami, anomálie spôsobené zlým vzorkovaním. Ďalej sú to anomálie vyvolané primárne zvýšeným obsahom Hg v hornine (Bouška et al., 1980).

Správnosť analýzy overujeme odberom a analýzou kontrolných vzoriek. Pomocou Wilcoxonovho a t-testu zisťujeme (napr. Dempér, 1982), či rozdiely medzi základným a kontrolným súborom sú len náhodné alebo zákonité. Doterajšie výsledky svedčia o vierohodnosti analýz.

V okolí Mníška nad Hnilcom vystupuje na niekoľkokilometrových úsekoch netypické anomálne pole Hg. Krivka obsahu Hg vyzerá, akoby bola prevrátená. Pozadie Hg je vysoké, dosahuje anomálne hodnoty, a nad štruktúrnymi líniami (zlomami a kontaktmi hornín) sú vytvorené výrazné negatívne anomálie (obr. 3). Z toho usudzujeme, že Hg je v týchto pôdach antropogénneho pôvodu. Za zdroj Hg v skúmanej oblasti považujeme úpravňu rúd v Rudňanoch a Kovohutu v Krompachoch. Odhadujeme, že z uvedených metalurgických závodov emitujú za rok tony ortuť. V atmosfére sa Hg viaže na prachové častice, ktoré rozptyľuje vietor. Najmä zrážkami sa dostáva Hg do pôdy. Rozsah a stupeň znečistenia okolia jednotlivých zdrojov Hg závisí od množstva emisií, výšky komína, tepelnej výdatnosti exhalácií, smeru a rýchlosti vetra, množstva zrážok a morfológie terénu. Pretože fónový obsah Hg v pôde býva veľmi nízky, množstvo spadnutej Hg môže prevýšiť fón a ovplyvniť rozdelenie Hg na veľké vzdia-



Obr. 3. Príklad antropogénnej kontaminácie pôd ortuťou (lokalita Mníšek nad Hnilcom — Medzev, geofyzikálny profil 58, metráž 182,0 — 194,4). 1 — kontakt hornín, 2 — zlom
Fig. 3. An example of anthropic contamination of soils by mercury. (The Mníšek nad Hnilcom — Medzev locality, geophysical profile No 58, 182.0 — 194.4 m). More detailed explanations are in the text. 1 — contact of rocks, 2 — fault

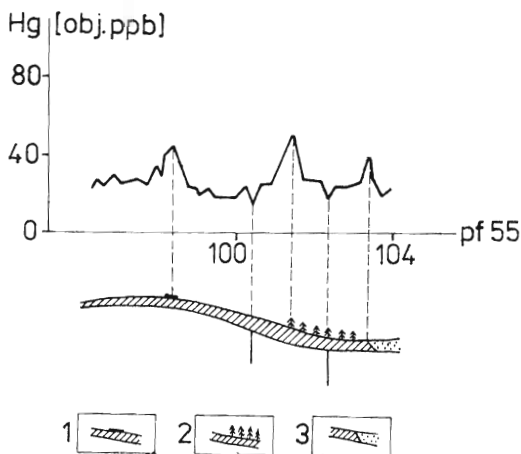
lenosti, v našom prípade do 10 km.

Okrem metalurgického priemyslu sú príčinou kontaminácie pôdy aj banské práce, spaľovanie uhlia, cementárne, tehelne a elektrolyza NaCl. Znečistenie banskou činnosťou je známe (Levinson, 1976). Pri oxidácii sulfidov v haldách, lomoch, dobývaní blízko povrchu sa vytvárajú kyslé vody, ktoré obsahujú aj Hg, ak bola v sulfidoch viazaná. Tieto vody postupujú do riečnej siete, pritom kontaminujú blízku pôdu. Z úpravníckych kalov sa pevné jemné častice môžu rozptyľovať mechanicky, vodou alebo vetrom do značných vzdialeností podľa morfológie terénu. Pri spaľovaní uhlia, výrobe cementu a tehál sa do ovzdušia uvoľňuje Hg v závislosti od množstva spracovanej suroviny a obsahu Hg v surovine. Napríklad pri spálení 1000 kt uhlia s priemerným obsahom Hg 1 ppm a za predpokladu, že 90 % z cel-

kového množstva Hg sa uvoľní do atmosféry, emituje 0,9 t Hg. Tepelná elektráreň Nováky spotrebuje ročne asi 4000 kt hnedého uhlia (Anonym, 1984).

Antropogénna kontaminácia sa prejavuje vysokým pozadím a vytváraním negatívnych anomálií na zlomoch a kontaktoch hornín. Negatívne anomálie môžeme vysvetliť jednoduchým mechanizmom: Zdroj antropogénnej Hg je na povrchu, hlavný smer jej pohybu je zhora nadol. Pri silných dážďoch sa na štruktúrnych líniách cirkuláciou povrchovej vody vyplavuje Hg a tvoria sa negatívne anomálie. V oblastiach fónového výskytu Hg závislosť obsahu Hg na prítomnosti štruktúr nepozorujeme. V územiach, kde môžeme očakávať antropogénnu kontamináciu, je výhodné použiť horninovú ortuťometriu.

Pri sledovaní závislostí ortuťometrie od



Obr. 4. Príklady geochemických bariér pre migráciu Hg v pôdach a ich prejav v ortuťometrii (lokalita Mníšek nad Hnilcom — Medzev, geofyzikálny profil 55, metráž 98,0 — 104,0). 1 — poľná cesta, 2 — hranica lesa, 3 — hranica alúvia

F.g. 4. Examples of geochemical barriers for the migration of Hg in soils and their manifestation in mercurymetry. (The Mníšek nad Hnilcom — Medzev locality, geophysical profile No 55, 98.0 — 104.0). 1 — field path, 2 — boundary of wood, 3 — boundary of alluvium

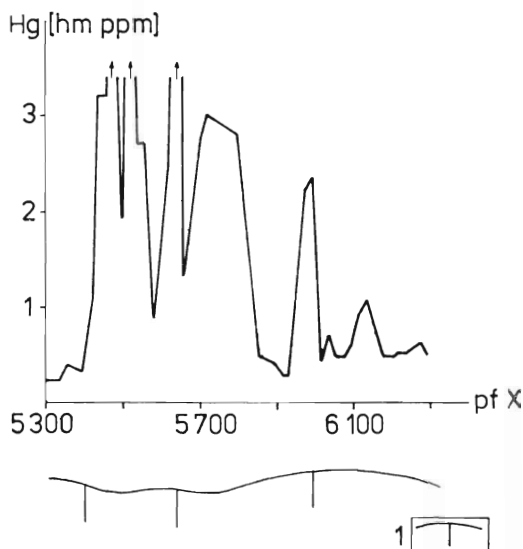
morfológie terénu a vegetačného pokryvu sme pozorovali častý výskyt málo výrazných anomálií, napr. na hranici lúky a leša, v tesnej blízkosti lesných a poľných ciest, na styku delúvia a alúvia (obr. 4). Pôvod týchto anomálií objasňujeme migráciou fónovej Hg v zóne hypergenézy a označujeme ich ako prírodné kontaminácie. Hg môže migrovať v oxidačných vodách s kyslým až slabokyslým pH a v glejových vodách s kyslým aj zásaditým pH (Pereľman, 1977). Migrácia Hg v pôdnych roztokoch kyslých a slabokyslých lesných pôd je preto celkom pravdepodobná, najmä ak berieme do úvahy kyslú povahu súčasných zrážok, s pH blízkym 4 (Anonym, 1982). Vyššie uvedené morfologické a vegetačné hranice predstavujú pre pôdne roztoky geochemické bariéry. Pri rekognoskácii terénu a pri odbere vzoriek treba preto zaznamenať všetky zmeny v charaktere pôdy, rastlinného pokryvu a morfológie terénu.

Perspektívne anomálie Hg

Pri pôdnej ortuofometrii sa snažíme nájsť vlastné sekundárne aureoly, t. j. pokračovanie primárnej aureoly v pôde.

V skrytých ložiskách môžeme podľa charakteru primárnych aureol Hg predpokladať anomálny obsah Hg v pôde nad kontaktmi hornín, zlomami a puklinami, ktoré priestorovo súvisia so zrudnením. Podľa šírky a kontrastnosti anomálie môžeme posudzovať hĺbku a kvantitu zdroja Hg. Čím sú anomálie Hg nad štruktúrou širšie a kontrastnejšie, tým je mineralizácia bližšie k povrchu a obsahuje viac Hg. Zlomy, ktoré majú v hraniciach ložiska len fónový obsah Hg, sú pravdepodobne porudného veku (Saukov et al., 1972).

Ako príklad perspektívnej anomálie uvádzame anomáliu Hg v okolí Kunešova v Kremnických vrchoch (obr. 5).



Obr. 5. Príklad perspektívnej anomálie Hg v Kremnických vrchoch [lokalita Kunešov, geofyzikálny profil X, metráž 5300 — 6500]. 1 — kontakt hornín

Fig. 5. An example of the perspective anomaly in the Kremnické vrchy Mts. [The Kunešov locality, geophysical profile No X, 5,300 — 6,500 m]. 1 — contact of rocks

Anomálie, ktoré považujeme za perspektívne pre výskyt nejakej mineralizácie z hľadiska ortuofometrie, korelujeme s komplexom geofyzikálnych metód. Vybrané úseky odporúčame detailnejšie skúmať.

Literatúra

- Anonym, 1982: Ročenka meraní znečistenia ovzdušia na území SSR [1980 — 1981]. *Manuskript — archív SHMÚ Bratislava*.
- Anonym, 1984: Bilancia emisií SSR. REZZO I za rok 1982. II. časť — Stredoslovenský kraj. *Manuskript — archív SHMÚ Bratislava*.
- Bouška, V. et al. 1980: *Geochemie. Academia, Praha*.
- Dempér, J. 1982: Kontrola správnosti analytických výsledkov. *Geol. Průzk.*, 6. s. 174 — 176.

- Ďuratný, S. — Kollár, L. — Panáček, A. — Pospíšil, L. — Stránska, M. — Vybíral, V. 1977: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Kremnica-západ. [Etapová správa.] *Archív Geofyzika Bratislava*.
- Friedrich, G. H. — Pilger, A. 1973: Geochimické poiski barytových i fluoritových mestoroždenij. In: *Geochimické poiski*. Ed. R. Boyle. [Ruský preklad.] Moskva, Mir, s. 71 — 76.
- Fursov, V. Z. 1977: Poiski rudnych mestoroždenij po gazovom oreolam razsejaniya rtuti. *Sov. Geol.*, 4, s. 55 — 65.
- Chairetdinov, I. A. 1971: K voprosu o gazovykh oreolach rtuti. *Geochimija*, 6, s. 668 — 683.
- Kucharič, L. 1982: SGR — Geofyzika II. Etapová správa, oblasť Mníšek nad Hnilcom — Medzev. *Archív — Geofyzika Bratislava*.
- Levinson, A. A. 1976: Introduction to exploration Geochemistry [ruský preklad]. Moskva, Mir.
- Panáček, A. 1978: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón v stredoslovenských neovulkanitoch, oblasť Kremnica-juh. *Manuskript — archív Geofyzika Bratislava*.
- Perelman, A. I. 1977: Biokosnyje sistemy zemli. Moskva, Nauka.
- Saukov, A. A. — Ajdinjan, N. Ch. — Ozerova, N. A. 1972: Očerki geochimii rtuti. Moskva, Nauka.

Contribution to the methodics of soil mercury interpretation

Mercury is used as an indicator element for prospecting of different types of sulphide, barite and fluorite ores. Interpretation of soil mercury results is problematic. We must solve three basic tasks by evaluation of measurement results: to define local anomalies, to determine false anomalies and to evaluate the perspective anomalies, which have remained after elimination and those, which are situated over the well-known ore occurrences.

We have determined the aureole boundary (limit) according to the manifestation of mercury in soils which are over well-known ore occurrences. This limit can reach relatively low values of $x \pm \delta$, where x is an arithmetical mean and δ is a standard deviation (Fig. 1, 2).

We consider mining activity, metallurgical industry, coal burning, cement works, brickworks and electrolytic effect of NaCl anthropic sources of Hg contamination. The contaminated sections on profiles as a result of anthropic contamination are characterised by high background and by the formation of ne-

gative anomalies on faults and contact zones of rocks (Fig. 3).

Natural contaminations are caused by the migration of background Hg in the zone of weathering. The migration of mercury stops on geochemical barriers, in that way false anomalies are formed. We can observe anomalous content of Hg e. g. at the boundary of a meadow and a wood, at the nearness of wood and field paths and at the contact of deluvium and alluvium (Fig. 4). We can connect these anomalies with sorption barriers.

We can assume anomalous contents of Hg in soils above contacts of rocks, faults and joints, which are spatially connected with buried deposits. The faults, which have only background contents of Hg are probably younger than ore bodies (Saukov et al., 1972).

We correlate the anomalies, which are considered to be perspective from the point of view of mercury interpretation, with the complex of geophysical methods. We recommend some selected sections for more detailed prospecting.

Výskyt opálovej mineralizácie v Pohronskom Inovci

JÁN JAHN — PAVOL KOVÁČ

Месторождение опаловой минерализации в районе Погронского Иновца Западные Карпаты

В неовулканических породах северо-восточнее деревни Махулинце в Погронском Иновце опал-гялит представляет выполнения трещин в андезитах в виде капель и виноградоидных агрегатов. Встречаются и опалоносные коры (1,5 см толщины) и налёты. Опал бывает прозрачной, белой, желтоватой, оранжевой и краснокоричневой окрасок. Кроме этого месторождения опал обнаружен и на других четырёх месторождениях.

Occurrence of opal mineralization in the Pohronský Inovec Mts. (Western Carpathians)

In neovolcanites NE of Machulince in the Pohronský Inovec Mts. opal-hyalite forms the filling of fractures in andesites in form of dripstones and botryoidal aggregates. Opal crusts (1.5 cm thick) and films also occur. Opal is clear, white, wine yellow, orange and auburn. Except this locality opal occur also in others.

V ostatných rokoch sme skúmali rozšírenie minerálov postvulkanickej hydrotermálnej aktivity v západnej časti neovulkanického komplexu Pohronského Inovca. Usilovali sme sa lokalizovať primárny výskyt opálovej mineralizácie známej v minulosti zo sekundárnych nálezísk v povodí Žitavy.

Územie tvoria lávové prúdy leukokratného pyroxenického andezitu striedajúceho sa s andezitovými pyroklastikami, ktoré patria inoveckej formácii vrchnej stratovulkanickej stavby štiavnického rudného rajónu (Burian et al., 1985). Výskyt nízkotermálnej mineralizácie je známy zo Starej Huty (Láznička, 1965) a z Novej Bane (Karolusová, 1982).

Výskyt opálov sme študovali v katastroch obcí Obyce, Machulince a Opatovce nad Žitavou, a to v terénoch drenovaných potokmi povodia Žitavy. Podarilo sa nám lokalizovať nasledujúce primárne výskyty:

1. Stenový etážový kameňolom ležiaci na severozápadnom a západnom úbočí kóty 368 m, 750 m na SV od stredu obce Machulince.

Opál — hyalit sa vyskytuje na plochách odlučnosti doskovitých andezitov, alebo tvorí výplň dislokačných pásem v spodnej časti lomu. Dislokácie sú vyplnené tektonickými brekciami zloženými z andezitových litoklastov a hyalitového tmelu. Minerál tvorí charakteristické kvapľovité a hroznovité agregáty s guľovitým povrchom. Bežné sú povlaky a hyalitová kôra, plošne zaberajúce niekoľko cm². Mocnosť kôry nepresahuje 1,5 cm. Jednotlivé vzorky sú číre alebo mierne do biela zakalené. Pri zvýšenom obsahu železa sú vínovožlté, sýtooranžové až červenohnedé.

2. Zárez lesných ciest severne od kóty 397 m na pravom brehu Kopanického jarku, východne od obce Machulince, v nadm. v. 400 — 500 m.

3. Osamotené bloky andezitov ležiace pod opusteným kameňolomom Benát na juhozápadnom úbočí kóty 692 m, v katastri obce Opatovce nad Žitavou.

4. Skalné sufoviská na pravom brehu Svinjarskeho potoka, 1,5 km južne od Cerevého vrchu (548 m), východne od obce Obyce.

5. Hrebeň Pohronskeho Inovca medzi kótami Krivá [712 m] — Drienka [756 m] — Malý Inovca [870 m], východne od Machuliniec. Na týchto lokalitách sme zistili podobné pomery ako v kameňolome Machulince.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Dyda: **Sledovanie objemových zmien pri rekryštalizácii malokarpatských metapelitev** [Bratislava 17. 10. 1985]

Detailnejšie sledovanie objemových zmien pri metamorfnej rekryštalizácii poskytuje údaje o priestorových zmenách a rozdielnostiach v rámci konkrétnych litologických horizontov. Komplexnosť metamorfného procesu vyžaduje pri hodnotení konkrétnych javov zjednodušenie, ktoré dovoľuje predvídať niektoré pochoďy, prípadne spoznávať mieru jednotlivých zmien. Modelovanie niektorých procesov metamorfnnej rekryštalizácie poskytuje zároveň úplnejší obraz o spätosti chemického zloženia minerálov rovnovážnej asociácie s ich modálnym množstvom aj fyzikálnymi vlastnosťami celej horniny, ktoré spolu navzájom súvisia.

Rozsah týchto zmien v teréne závisí od veľkosti chladnúceho magmatického telesa, s ktorým súvisí aj veľkosť vznikajúcich pegmatických kontraktačných puklín. Vznik puklinových pegmatitov však bude daný aj rýchlosťou kryštalizácie, hĺbkovým horizontom tuhnutia, tektonickými pohybmi, teplotným gradientom aj viskozitou zostatkovej taveniny, ktorá určuje difúziu do týchto zón. Do týchto puklín sa pravdepodobne vysokým vakuom sa môžu z okolia, ak to difúzia dovolí, nasávať zbytkové roztoky s obsahom úžitkových zložiek. Ak pomalý proces kryštalizácie a chladnutia umožní migráciu úžitkových zložiek v priestore chladnúceho telesa, v ktorom objemové zmeny kryštalizácie vytvorili kontraktačné pukliny, potom sa spĺňa jeden z predpokladov ich úžitkovej koncentrácie. Toto experimentálne a numerické priblíženie podporuje fakt, že v bratislavských granitoidoch sú častejšie puklinové pegmatity než v modranských. Z termodynamického

Rozšírenie opálovej mineralizácie presahuje uvedenú oblasť západnej časti pohoria a v nepatrných indiciách sa objavuje aj v južnej a východnej časti pohoria.

spracovania minerálnych asociácií periplutonických zón bratislavského granitoidného masívu vyplýva, že periplutonické zóny sa metamorfovali pri teplotách 520 — 580 °C a tlaku 3 — 5,5 Kbar. Takýto tlak indukuje rekryštalizáciu v značných hĺbkach (prepočty určujú hĺbku periplutonickéj rekryštalizácie na 12 — 18 km). Neskoršie vyzdvihnutie a erózia týchto zón nesporne zotrela apikálne, nadložné časti tých granitoidných intrúzií, ktoré mohli byť aktuálne z hľadiska ich úžitkovosti.

Teoretický prístup a modelové výpočty metamorfných reakcií dovoľujú predvídať zmeny hustoty spojené s rekryštalizačným procesom. Objemové zmeny v priebehu kryštalizácie magmatických hornín majú značný význam pri hodnotení potenciálneho výskytu puklinových pegmatitov v týchto horninách. Súhrnné hodnotenie objemových zmien v procese magmatickej kryštalizácie a rekryštalizácie metamorfných periplutonických zón umožňuje sledovať priestorové zmeny geologického prostredia v dynamike jeho premeny. Termodynamická charakteristika rekryštalizácie zároveň umožňuje aproximáciu hĺbok týchto procesov, pri ktorých k objemovým zmenám dochádza. Pri kryštalizácii malokarpatských granitoidov sa redukoval priestor približne o 12,6 — 13,6 %. Bratislavské granitoidy podľahli väčším objemovým zmenám než modranské, čo zrejme podmienilo väčší výskyt puklinových pegmatitov práve v bratislavských granitoidoch. Redukcia metamorfovaných periplutonických zón $V_{max.} = -6,5$ až $-15,3$ %, sledovaná numericky aj experimentálne na základe hustôt, je v zhode s modelovými výpočtami.

Numerický prístup tak umožňuje detailnejšie sledovať rekryštalizačný proces a predvídať objemové zmeny v priebehu magmatickej kryštalizácie aj rekryštalizačného procesu.

Odborný seminár Paleogeografia a tektonický vývoj molasových panví a vulkanitov Západných Karpát

Odborný seminár Paleogeografia a tektonický vývoj molasových panví a neovulkanitov Západných Karpát sa konal 18. októbra 1985 na Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave pri príležitosti 60. narodenín RNDr. Jána Gašparika, CSc.

Seminár zorganizoval RNDr. D. Vass, DrSc., a pripravil aj nasledujúci výťah z prednášok:

I. Krystek: **Vatové sedimenty v karpate čelnej hlbiny Západných Karpát na Morave**

V južnej a strednej časti čelnej hlbiny na Morave je karpát vyvinutý prevažne ako šír. Prevládajúcou sedimentárnou textúrou je paralelná laminácia. Sedimenty sa ukladali pravdepodobne z uniformných suspenzií v málo dynamickom prostredí.

Sedimenty karpátu, pochované pod 2000 — 4000 m hrubými flyšovými príkrovmi (vrty MND Gottwaldov 1, 2, Stupava 1), majú pestrú paletu sedimentárných textúr: popri paralelnej laminácii sa zistilo šošovkovité, zvlnené a zvlášť flaserové zvrstvenie, drobné šikmé zvrstvenie prúdových čerín a zvrstvenie typu rybia kosť (herringbone cross-bedding), zriedka aj gradačné zvrstvenie. Na vrstevných plochách sú čerinové vtisky, bioglyfy, miestami je hojná bioturbácia. Textúrne znaky svedčia o sedimentácii v plytko-vodnom prostredí prílivovo-odlivových plošín v intertidálnej a zvlášť subtidálnej zóne. Textúry sa cyklicky opakujú. Možno usúdiť, že sedimenty karpátu pochované pod flyšovými príkrovmi predstavujú južný okraj karpatskej čelnej hlbiny, kde more transgredovalo na ploché pobrežie tvorené kryštalinikom. Transgresiu karpátu na sávske čelá príkrovov sme tu, na rozdiel od viedenskej panvy, nezistili.

D. Vass: **Rádiometrickí časová škála neogénu Paratetýdy a rýchlosť sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát**

Intenzita rýchlosti sedimentácie vo vnútrohorských panvách Západných Karpát migrovala od západu na východ. Vo viedenskej panve kulminovala počas karpátu (22 cm / 100 rokov), v trnavsko-galantskej panve (severná časť Podunajskej nížiny) v bádene (8,62 cm / 100 rokov) a vo východoslovenskej panve v spodnom sarmate (18,61 cm / 100 rokov).

Podobný trend mala migrácia intenzity rýchlosti sedimentácie v čelnej hlbine Západných Karpát: v juhozápadnej časti moravskej čelnej hlbiny kulminovala v karpate (12 cm / 100 rokov), v severovýchodnej časti moravskej čelnej hlbiny v spodnom bádene (10 cm / 100 rokov) a v poľskej čelnej hlbine v sarmate (10,38 cm / 100 rokov). Kulminácia rýchlosti sedimentácie sprevádzala, resp. predchádzala posledné vrásnivé procesy vo Vonkajších Západných Karpatoch.

V období neskej molasy (panón — pliocén) najrýchlejšia sedimentácia bola v zadnej hlbine, napr. v gabčíkovej panve v pante (10 cm / 100 rokov).

Pri generalizujúcom pohľade na neogénny vývoj Západných Karpát možno konštatovať, že rýchlosť sedimentácie a vulkanická aktivita kulminovali v strednom miocéne. Detailná analýza časového vzťahu medzi rýchlosťou sedimentácie a vulkanizmom na východnom Slovensku ukazuje, že kulminácia rýchlosti sedimentácie (spodný sarmat) predchádzala kulmináciu vulkanickej aktivity (stredný a vrchný sarmat).

M. Kováč — I. Krystek — D. Vass: **Vznik, migrácia a zánik sedimentačných priestorov v Západných Karpatoch počas neogénu**

Neogénny vývoj alpsko-karpatskej sutúrnej zóny predstavuje finálne štádium tvorby karpatského horského oblúka. Vrásnené vonkajšie pásmo Karpát namáhala kompresia smerujúca na S a SV, zatiaľ čo vnútorná a tylová oblasť Karpát bola oblasťou dilatácie v smere SV — JZ až V — Z. Veľkosť redukcie priestoru v čelných jednotkách vonkajších Karpát sa rovná roztváraniu priestoru vnútri a v tylovej oblasti Karpát. Stavba alpsko-karpatskej vnútornej zóny sa neukončila pozdĺž celého horského oblúka súčasne. Táto skutočnosť sa okrem iného odzrkadľuje vo vývoji jednotlivých sedimentačných priestorov a v migrácii subsidencie ako v čelnej hlbine, tak aj vo vnútrohorských panvách a v zadnej hlbine.

I. Kraus: **Prejavy kaolinizácie v oblasti Turčianskej kotliny**

V jadrových pohoriach Západných Karpát sa kôry zvetrávania zachovali len ojedinele a

doteraz sa v nich nepotvrdila vyššia koncentrácia kaolinitu. Prvé prejavy primárnej kaolinizácie v jadrovom pohorí Žiar indikujú sekundárne kaolíny charakteru kaolinitových pieskov, ktoré vystupujú na viacerých lokalitách pri obciach Rudno a Budiš na severovýchodnom okraji pohoria. Zaraďujú sa do staršieho cyklu martinských vrstiev Turčianskej kotliny a v ílovej frakcii je dominantne zastúpený kaolinit. V ich bezprostrednej blízkosti sa v plytkých vrtoch do hĺbky 30 m overili granitické piesky a štrky, ktoré predstavujú zvetraninový, prevažne eluviálny plášť vyvinutý na granitoidoch Žiaru. Mineralogické štúdium ílovej frakcie (asociácia illit + kaolinit ± montmorillonit) potvrdilo, že sa jedná o relikt kaolínovej kôry zvetrávania zistený prvýkrát na granitoidoch jadrového pohoria v Západných Karpatoch.

A. Nagy: Metodika paleogeografického výskumu v sedimentárnych panvách

Pri zostavovaní paleogeografických máp možno využiť štatistické spracovanie údajov z povrchového výskumu a z vrtov, a to o litologickej náplni, o špecifických sedimentologických rysoch a fosíliách. Údaje sa zaznamenávajú do 4 typov tzv. údajových listov, ktoré pomocou korelačných mapiek poskytnú základné informácie na zhotovovanie faciálnych a paleogeografických máp.

J. Lexa: Paleogeografia severozápadnej časti stredoslovenských neovulkanitov

Po denudácii spodného miocénu v spodnom bádene v danej oblasti začína sedimentácia vo fluvialno-limnických podmienkach s lokálnou uhoľnou sedimentáciou. Sedimentačný priestor kopíruje subsidenčnú zónu smeru V — Z od Brezna po Bánovce nad Bebravou, v ktorej sa uchoval paleogén. Vo vyššom bádene vznikol kremnický a štiavnický stratovulkán a do sedimentačného priestoru bánovskej a Hornonitrianskej kotliny sa splavoval vulkanický materiál. Vo vrchnom bádene sa stratovulká-

ny denudovali, začal sa tvoriť kremnický graben. Prínos vulkanického materiálu do Hornonitrianskej kotliny ustal. Vznikli tam močiare (a v nich handlovské a novácke uhoľné sloje), neskôr ich vystriedalo jazero. Na konci bádenu a v ranom sarmate výrazne subsidoval kremnický graben (Turčianska a Žiarska kotlina) a štiavnická kaldera v sprievode rozsiahleho vulkanizmu. Sedimentácia v Hornonitrianskej kotline skončila prínosom karbonatického materiálu vodnými tokmi od SZ. V sarmate vznikli na okrajoch kremnického grabenu centrá nediferencovaných pyroxenických andezitov (stratovulkány Vtáčnik, Remata, Flochová), ktoré okrem iného zakryli i handlovské a novácke uhoľnosné vrstvy. V Žiarskej a Turčianskej kotline pokračovala subsidencia aj v panóne až pliocéne.

V. Konečný — J. Lexa — M. Kaličiak: **Štruktúry a evolúcia neogénneho vulkanizmu stredného a východného Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike**

Intenzívna bloková tektonika predneogénneho podložia na vnútornej strane karpatského oblúka podmienila vznik hrastovo-prepadlinových systémov. V oblasti stredného a východného Slovenska túto tektoniku sprevádzal andezitový, menej aj rhyolitový vulkanizmus. Blokovaná tektonika zohrala rozhodujúcu úlohu pri lokalizácii eruptívnych centier, vývoji vulkanotektonických štruktúr a intravulkanických bazénov. Pokrok v oblasti stratigrafie vulkanitov a paleovulkanologických rekonštrukciách dovolil analyzovať vzťahy medzi vývojom vulkanizmu a blokovou tektonikou. Z tejto analýzy vyplýva rad odlišných čŕt medzi vývojom stredoslovenských a východoslovenských vulkanitov, a to v časovom posune medzi vulkanickou aktivitou a blokovou tektonikou, v litérovom zložení, v sukcesii vulkanických produktov, ako aj v rozsahu vulkanických štruktúr a v rôznom stupni diferenciácie magmatických hmôt. Tieto rozdiely poukazujú zreteľne na odlišnosti hlbinných procesov, ktoré kontrolovali blokovanú tektoniku, ako aj generáciu magmy.

Zomrel prof. RNDr. Jozef Švagrovský, DrSc.



Dňa 18. decembra 1985 vo veku 64 rokov náhle zomrel náš popredný paleontológ prof. RNDr. Jozef Švagrovský, DrSc.

Narodil sa 2. mája 1921 v Sešovciach v rodine kováča. V roku 1944 ukončil stredoškolské štúdium na gymnáziu v Michalovciach. Prvú etapu vysokoškolského štúdia na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave ukončil v roku 1948 prvou štátnou skúškou z prírodopisu a zemepisu. Potom pokračoval v štúdiu geologických disciplín.

V roku 1949 nastúpil do zamestnania na vtedajšom Geologicko-paleontologickom ústave Prírodovedeckej fakulty ako výpomocný asistent, o rok neskôr obhájil dizertačnú prácu, v ktorej sa zaoberal neogénom Košickej kotliny. Neskôr ako asistent a odborný asistent

pokračoval vo výskume neogénu karpatských oblastí Slovenska. Venoval sa paleontologickému výskumu, a to najmä štúdiu mäkkýšov. Paleontológiu prednášal aj poslucháčom geológie a biológie. Paleontológia, ktorá do tých čias nemala na Slovensku tradíciu, sa vďaka prof. J. Švagrovskému začala aj u nás rozvíjať ako vedná disciplína.

Láska k paleontológii ho nikdy neopustila. Podrobne spracoval paleontologický materiál z neogénu západokarpatských oblastí a výsledky štúdia použil na podrobnú biostratigrafiu neogénu.

Prof. J. Švagrovský sa veľmi aktívne podieľal na výchove paleontológov, geológov a vedeckých aspirantov. V roku 1954 bol menovaný za docenta vtedajšej Fakulty geologicko-geografických vied UK, v roku 1957 získal titul kandidata geologicko-mineralogických vied. V roku 1962 bol ustanovený za riadneho profesora paleontológie. Výsledky tejto svojej činnosti uverejňoval v rôznych odborných časopisoch (publikoval viac ako 50 vedeckých prác) a prednášal ich na paleontologických seminároch a kolokviách u nás i v zahraničí. Monografiu o sarmate Československa a jeho moluskovej faune obhájil v roku 1968 ako doktorskú dizertačnú prácu na Karlovej univerzite v Prahe. Vydával učebné texty a v roku 1976 vydal prvú po slovensky napísanú vysokoškolskú učebnicu systematickej zoopaleontológie ako celoštátnu vysokoškolskú učebnicu.

Prof. J. Švagrovský zastával aj dôležité funkcie. Hneď po oslobodení rodnej obce bol zvolený za tajomníka MNV v Sešovciach a túto funkciu vykonával do jesene roku 1945. Bol podpredsedom CZV ROH na Univerzite Komenského, prodekanom pre pedagogické veci a pre výskum a vedeckú prácu, v rokoch 1960 — 1962 dekanom Prírodovedeckej fakulty, členom redakčných rád časopisov Geologický zborník a Acta geologica et geographica, členom výboru Národného paleontologického komitétu ČSAV, predsedom rigoróznej

komisie pre udeľovanie hodností RNDr., predsedom komisie pre obhajobu kandidátskych a doktorských dizertačných prác z paleontológie.

Predčasným odchodom prof. RNDr. Jozefa Švagrovského, DrSc., strácajú jeho spolupra-

covníci a študenti geológie vzorného vysokoškolského pedagóga, československá paleontológia a celá geologická spoločnosť obeťavého vedeckého pracovníka, dobrého človeka a priateľa.

Čeť jeho pamiatke!

V. Sitár

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 18, číslo 2, júl 1986.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 2. 7. 1986.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1986.

Príspevok k metodike interpretácie pôdnej
ortufometrie

181

Contribution to the metodics of soil mercurymetry interpretation

AKTUALITY

NEWS

Ján Jahn — Pavol Kováč

Výskyt opálovej mineralizácie v Pohronskom Inovci

137

Occurrence of opal mineralization in the Pohronský Inovec Mts. [Western Carpathians]

KRONIKA

CHRONICLE

Viliam Sitár

Zomrel prof. RNDr. Jozef Švagrovský, DrSc. 191

Prof. RNDr. Jozef Švagrovský, DrSc., died

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok

154

Abstracts of lectures

179

183

Odborný seminár Paleogeografia a tektonický vývoj molasových panví a vulkanitov Západných Karpát

189

Scientific seminary: Paleogeography and tectonic development of molasse basins and volcanites in the Western Carpathians

RECENZIE

BOOK REVIEW

Ján Hurný

Ultramafické horniny Západných Karpát, Československo [D. Hovorka et al.]

130

Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. [D. Hovorka et al.]

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

GEOFOND BRATISLAVA

49 374

