Mineralia slov.
12 1980) 1, *27—42*

Geofyzikálna interpretácia intruzívneho komplexu v oblasti Kremnice

ADRIÁN PANÁČEK*, LUBOMIL POSPÍŠIL,* JAROSLAV LEXA**

* Geofyzika Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 834 37 Bratislava,
** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

(6 obr. v texte)
Doručené 16. 7. 1979

Геофизическая интерпретация интрузивного комплекса в районе Кремница

Западнее и северозападнее Кремницы была в прошлом установлена выразительная положительная гравиметрическая аномалия, которая обяснялась как результат воздействия т. н. Кремницкого горста. В результате детальной геофизической разведки в 1975—1978 годах мы пришли к иному заключению. Интерпретированные густотные разделы полученные при гравиметрии находятся в согласии с установленой геоэлектрической поверхностью среды с высоким сопротивлением. При сопоставлении этих данных с результатами геологической съёмки и скважин, мы пришли к выводу, что эту аномалию запричиняет интрузивный комплекс диоритов и диоритовых порфиров в комбинации с горстовым строением. Этот интрузивный комплекс диоритовых порфиров имеет грушевидную форму достигающих размеров 5—6 км, в апикальной части подвержен сильными гидротермальными изменениями. Западнее од северо-южной полосы нарушений выступает к поверхности, его восточная половина погружается. В нижних частях на основании геофизических измерений невозможно этот комплекс отличить от пород предвулканического комплекса.

Geophysical interpretation of the intrusive complex in the Kremnica area

A pronounced positive gravimetric anomaly has been identified to W and NW from Kremnica town interpreted as indication of the so called Kremnica horst. Detailed geophysical investigation allowed another explanation for this anomaly. A density boundary derived from gravimetric data corresponds roughly with the surface of high resistivity environment located by geoelectrical measurements. Confrontation with surficial mapping and drilling results identifies the investigated body as an intrusive suite of diorite porphyrite to diorite composition interfering with a horst

structure. This intrusive body of irregular pear shape attains 5 to 6 km size being strongly hydrothermally altered in its apical portions. The body outcrops to the W from the fault belt of lst vein system of N—S course whereas the eastern block is downfaulted. In deeper levels, the geophysical separation of intrusion from older basement is impossible.

Väčšina rudných ložísk a prejavov mineralizácie v terciérnych vulkanitoch sa viaže na centrálne vulkanické zóny a subvulkanické intruzívne komplexy. Vyhľadávať ich a študovať je preto prvoradým cieľom systematického metalogenetického výskumu.

Na možnosť výskytu intruzívnych hornín v oblasti Kremnice ako prvý poukázal F. Fiala (1961), ktorý pri silne propylitizovaných andezitoch jeho I. skupiny erupcií pripúšťa aj intruzívne formy a dokladá autometamorfný charakter propylitizácie.

M. Böhmer (1966) opisuje intruzívne horniny typu andezitových porfýrov (andezity s holokryštalickou základnou hmotou) v severojužnom pruhu na západnej strane I. žilného systému. Z banských diel uvádza žily a nepravidelné telesá dioritových porfyritov.

J. Forgáč et al. (1969) v rámci interpretácie výsledkov regionálneho geofyzikálneho výskumu v Kremnických vrchoch identifikujú výraznú tiažovú eleváciu na Z a SZ od Kremnice a interpretujú ju ako hrasť podložia, v jednom z modelov aj v kombinácii s intruzívnym telesom menších rozmerov. V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil (1973) nazvali túto eleváciu kremnickou hrasťou a pokladajú ju za vulkanotektonickú.

J. Lexa (in M. Böhmer 1976) dokladá, že propylitizovaný komplex v okolí Kremnice je centrálnou zónou bádenského stratovulkánu Kremnických vrchov, a predpokladá, že ho vo veľkej miere tvoria intruzívne horniny.

M. Böhmer (1976, 1977) predkladá výsledky štruktúrnych vrtov KŠ-1, KZ-1 a KR-3, ktorými overil intruzívne telesá dioritových porfýrov a dioritov (až v mocnosti 1000 m), a dokazuje, že sú súčasťou intruzívneho komplexu, ktorý vo forme andezitových porfýrov vystupuje v podloží I. žilného systému až do povrchovej úrovne. Intruzívny komplex štruktúrne kontroluje priebeh zlatonosných rudných žíl a pravdepodobne geneticky podmieňuje prejavy polymetalickej mineralizácie.

Výsledky meraní

Gravimetria

Pri analýze štruktúrnotektonickej stavby v okolí Kremnice sme

vychádzali z existujúcich tiažových meraní, a to mapy úplných Bouguerových anomálií s redukčnou hustotou 2,2 kg dm^{-3} (J. Forgáč et al. 1969). Na kvantitatívnu interpretáciu sme zmerali dva tiažové profily (A — A′ a C — C′, obr. 4), ktoré sú zhruba smeru V—Z a v západnej časti sú doplnené o výsledky vertikálneho elektrického sondovania (ďalej VES).

Predpokladom správnej interpretácie tiažových meraní je poznanie hustotných pomerov hornín v sledovanom území. Na zostavenie hustotného modelu sme použili hodnoty J. Šefaru et al. (1976), ktorí spracovali celú oblasť stredoslovenských neovulkanitov. Jednotlivým litologicko-petrografickým typom vulkanických komplexov priradili príslušné hustoty. Pre podložie budované prevažne vápnitými dolomitmi je charakteristická hustota pohybujúca sa v rozmedzí 2,75—2,85 kg dm^{-3}. Vulkanity sa hustotne prejavujú veľmi pestrým súborom, v ktorom najväčšie hodnoty dosahujú pevné andezity (2,50—2,60 kg dm^{-3}) a najnižšie hodnoty hustoty majú vulkanoklastiká (2,00 až 2,20 kg dm^{-3}). Dioritové porfyrity a diority zachytené vrtom KR-3 severne od Kremnice majú priemernú hustotu 2,73 kg dm^{-3}. Z prehľadu je zrejmé, že intruzívny komplex treba pre jeho hustotné vlastnosti začleniť do podložia.

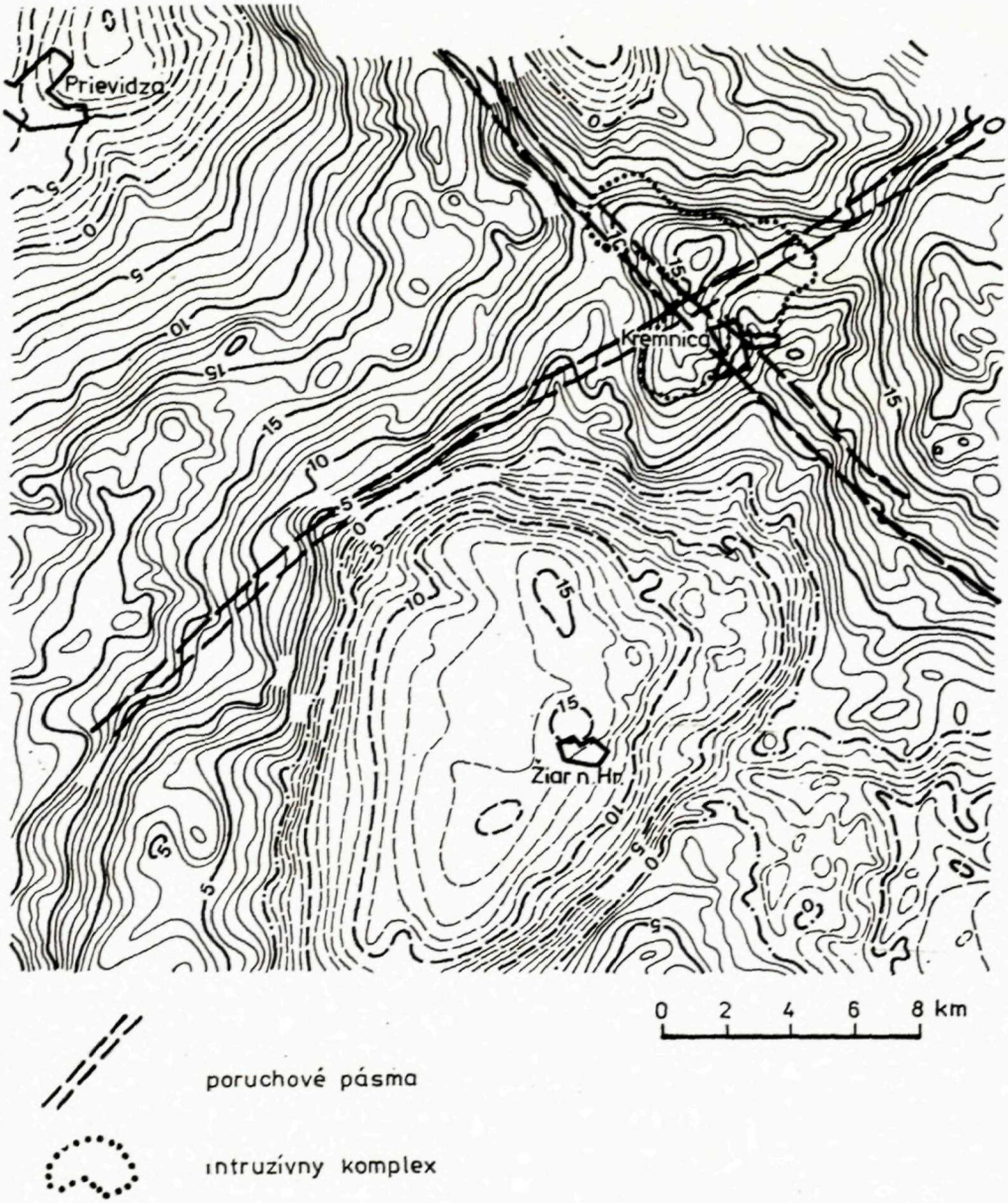
Pri rozbore tiažového poľa v skúmanej oblasti vychádzame z plošných máp úplných Bouguerových anomálií, ktoré sa podľa účelu transformujú do rozličných typov odvodených máp. Takto možno rozlíšiť a odstrániť deformujúce vplyvy rozmanitých morfologických depresií a elevácií, vymedziť rušivé účinky anomálnych telies vo vulkanickom komplexe alebo podloží.

Na interpretáciu reliéfu podložia sme použili úplné Bouguerove anomálie zostavené pre redukčnú hustotu 2,2 a 2,67 kg dm^{-3} a opravené o regionálne pole $r = 8\sqrt[3]{5}$ (obr. 1). Na každom interpretačnom profile je vynesená aj krivka ΔT. Takto pripravené profily sme skúmali z hľadiska závislosti tiažových anomálií od reliéfu terénu. Graficko-numerickým výpočtom sme určili priebeh predterciérneho podložia a nehomogénnosti v samotnom vulkanickom komplexe. Výsledný model sme overili výpočtom priamej úlohy na počítači (obr. 2).

Letecká a pozemná magnetometria

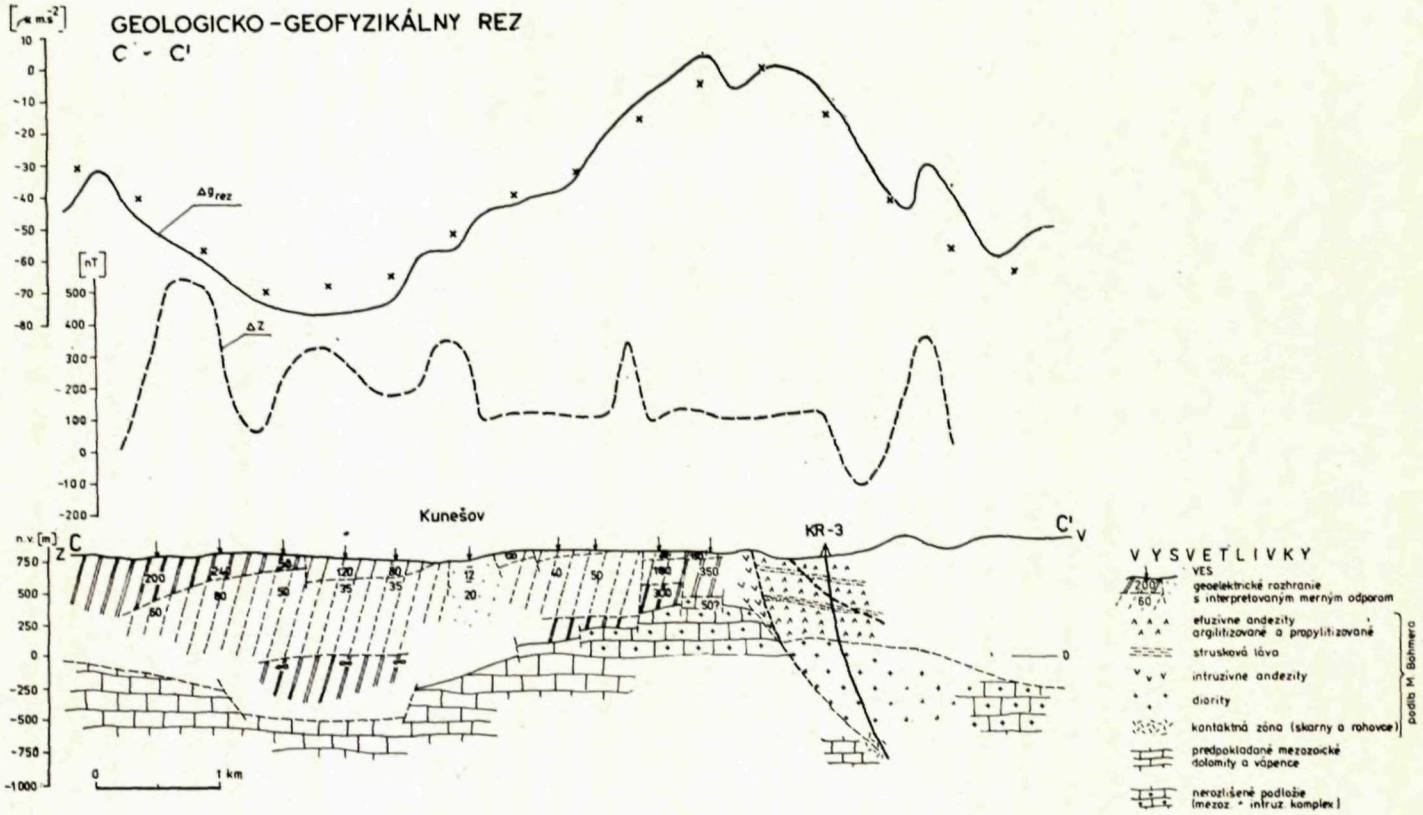
Na rozlíšenie a odhad mocnosti vulkanického komplexu sme použili letecké magnetické merania (A. Šalanský 1970) vo výške 500 m nad reliéfom a 2000 m n. m., pozemné plošné (J. Forgáč et al. 1969) i profilové merania (S. Ďuratný et al. 1977), ktoré sú spracované do máp izolínií a vertikálnych gradientov.

Podľa týchto meraní možno vul-



Obr. 1. Mapa reziduálnych tiažových anomálií podľa Griffina, $r = 8\sqrt[3]{5}$ km. Vyznačený je interpretovaný rozsah intruzívneho komplexu a priebeh hlboko založených zlomových pásiem smeru SV—JZ a SZ—JV

Fig. 1. Residual gravimetric anomaly map according to Griffin, $r = 8\sqrt[3]{5}$ km. The interpreted extent of the intrusive complex is plotted together with deep-seated fault belts of NW—SE and NE—SW direction



Obr. 2. Geologicko-geofyzikálny rez $C - C'$ (jeho lokalizácia je na obr. 4). Krížikmi paralelne s krivkou reziduálneho tiažového poľa je znázornený výsledok výpočtu priamej úlohy

Fig. 2. Geological and geophysical profile $C - C'$ (localisation in Fig. 4). The graph indicated by crosses parallel to the curve of the residual gravity data means result of direct problem computation

kanické horniny budujúce Kremnické vrchy rozdeliť do troch základných skupín:

— silno magnetické horniny s normálnym smerom vektora magnetizácie;
— silno magnetické horniny s reverzným smerom vektora magnetitizácie;
— veľmi slabo magnetické a prakticky nemagnetické horniny.

Pri interpretácii magnetických meraní je nevyhnutné poznať magnetické vlastnosti hornín — objemovú magnetickú susceptibilitu a prirodzenú remanentnú magnetizáciu.

Pri neovulkanických horninách magnetické vlastnosti varírujú vo veľmi širokom rozpätí, a to nielen pri lávových prúdoch a ich pyroklastikách, ale aj v rámci toho istého petrografického typu. Napr. magnetická susceptibilita andezitov sa pohybuje v rozpätí 0—72 840 . . 10^{-6} j. SI, prirodzená remanentná magnetická polarizácia je 0—2 269 nT (S. Ďuratný et al. 1977). Magnetizácia hornín závisí od množstva a druhu feromagnetických minerálov (magnetit, titanomagnetit, hematit, pyrotín, príp. iné), od charakteru rozloženia zrn feromagnetických minerálov, od stupňa sekundárnych premien. Napriek veľkej variabilnosti magnetických parametrov možno v rozložení zistených hodnôt nájsť isté zákonitosti. Z priemerných hodnôt vypočítaných pre základné typy neovulkanických hornín vychodí, že veľkosť remanentnej magnetizácie a objemovej magnetickej susceptibility narastá s bazicitou. Nízku a extrémne nízku hodnotu magnetických parametrov v najväčšej miere spôsobili hypergénne a hydrotermálne premeny. Veľmi slabo magnetické až prakticky nemagnetické sú aj tufy, tufity, tufitické pieskovce a pod.

Silne magnetické horniny s normálnym smerom vektora magnetizácie sú západne od Kopernice, v oblasti Kunešova a Jarabej. Vzhľadom na magnetické vlastnosti tieto oblasti budujú najmä pevné nepremenené efuzíva a pyroklastiká.

V okolí normálne magnetizovaných hornín sú výrazné záporné magnetické anomálie vyvolané reverzne magnetizovanými nepremenenými efuzívami a pyroklastikami. Od týchto plošne rozsiahlych anomálií sa výrazne odlišuje úzky pruh reverzne magnetických hornín priebehu približne SSZ—JJV, ktorý prechádza 200—250 m západne od kóty Jarabá a rozdeľuje normálne magnetizované horniny nachodiace sa v tejto časti.

Veľmi slabo magnetické a prakticky nemagnetické horniny sú rozložené najmä v oblasti širšieho okolia Pieskovca a východne a južne od nepremeneného komplexu Jarabej. Tieto oblasti sú budované hydrotermálne premenenými horninami, ktoré vychádzajú až na povrch alebo sú pod niekoľkome-

trovou (maximálne prvé desiatky metrov) polohou nepremenených vulkanických hornín (obr. 6).

Geoelektrické merania

Merania, podobne ako pozemné magnetické merania, boli vykonané na desiatich profiloch V—Z dlhých 4—6 km, s krokom 20 m, západne od Kremnice a Kremnických Baní (obr. 3). Vzdialenosť medzi profilmi je 800—1000 m, v miestach zahustenia 400—500 m.

Použili sme symetrické odporové profilovanie (SOP) s dvoma rozostupmi (A 200 M 40 N 200, A 40 M 40 N 40 B), vertikálne elektrické sondovanie (VES) s maximálnym roztiahnutím elektród AB = 4000 m a metódu vyvolanej polarizácie s rozostupom A 80 M 80 N 80 B.

Na základe analógie s výsledkami odporových meraní v oblastiach s podobnou geologickou stavbou možno jednotlivým odporovým intervalom priradiť nasledujúce geologické prostredia:

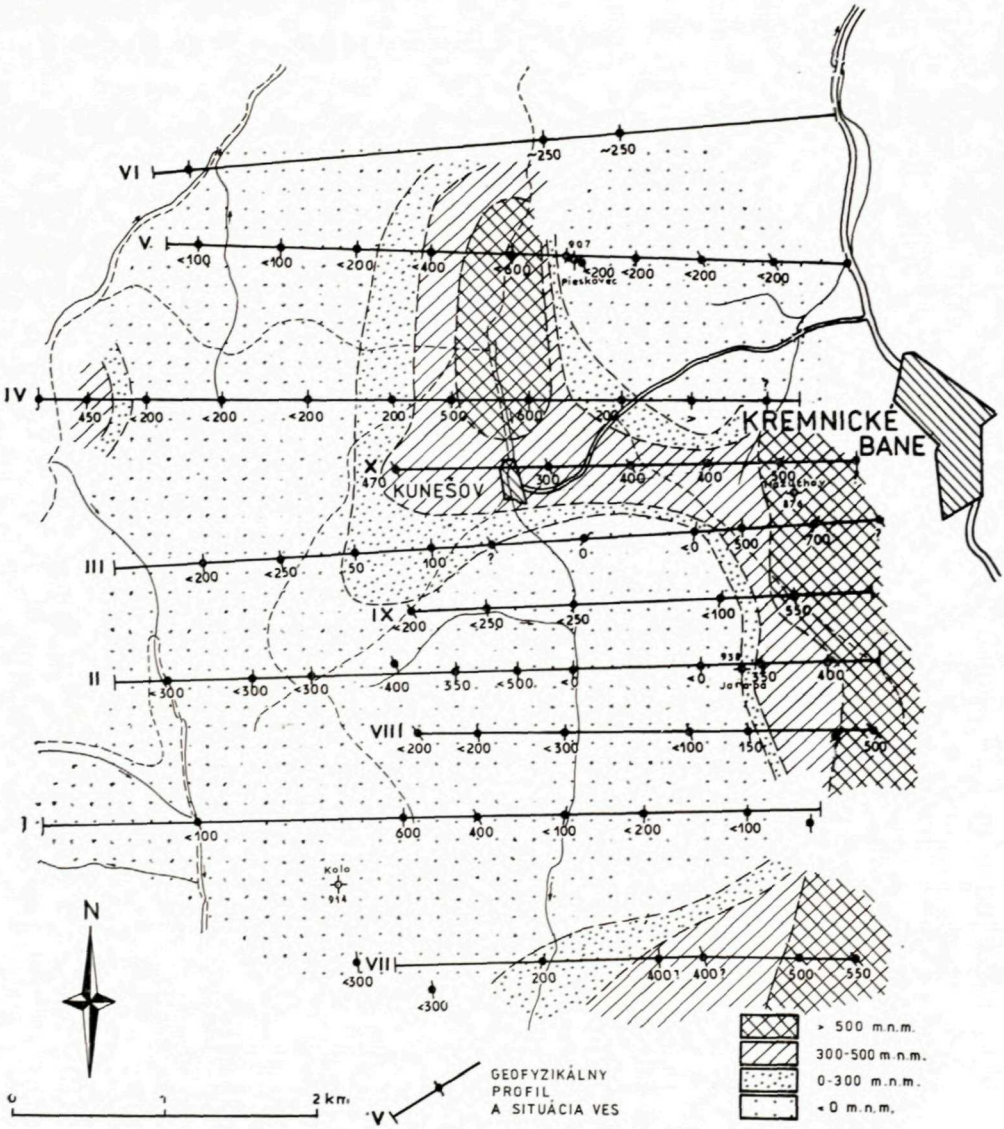
— merný odpor do 25 ohmm je charakteristický pre tufity, tufy, bentonity, tufitické ílovce a veľmi silne premenené a argilitizované andezity;
— merný odpor 25—80 ohmm mávajú hydrotermálne premenené efuzíva, vulkanoklastiká rozličnej zrnitosti (tufy, aglomeráty, epiklastické vulkanické pieskovce a drobnoúlomkovité brekcie) a komplexy vulkanitov s prevahou jemnozrnných klastík nad efuzívami;
— merný odpor 80—200 ohmm je charakteristický pre pórovité efuzíva, hrubé epiklastické vulkanické brekcie, komplexy s prevahou efuzív nad klastikami a niektoré horniny podložia;
— merný odpor nad 200 ohmm je typický pre pevné efuzívne horniny, najmä mladšie (andezity, ryolity, bazalty), silicifikované horniny, výnimočne pre hruboúlomkovité vulkanické brekcie. Takýto merný odpor mávajú aj horniny predvulkanického podložia (vápenec, dolomit) a horniny intruzívnych komplexov.

Z nameraných hodnôt zdanlivého merného odporu sme zostrojili mapy izolínií a z interpretovaných kriviek VES sme zostrojili mapy merných odporov pre hĺbku 300 m pod povrchom, nulovú nadmorskú výšku a mapu reliéfu vysokoodporového prostredia (obr. 3). Z profilových kriviek SOP, VP, VES a magnetometrie sme zostrojili geofyzikálne rezy.

Diskusia

Ako vyplýva zo štruktúrnej schémy stredoslovenských neovulkanitov (V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil 1973), reliéf podložia vulkanitov v širšom okolí Kremnice je výrazne rozčlenený. Na Z v okolí Handlovej a východne

v okolí Kordík a Králik podložie vystupuje na povrch. Výrazné zlomové pásmo smeru S—J a SSV—JJZ s aplitúdou vertikálneho pohybu vyše 1000 m oddeľuje tieto bloky od značne poklesnutej kryhy grabenu v strednej časti pohoria, spájajúceho Turčiansku kotlinu so



Obr. 3. Mapa izohýps reliéfu vysokoodporového prostredia
Fig. 3. Isohyps map of the high resistivity environment relief.

Žiarskou kotlinou, ktorá je poklesnutá ešte viac. V rámci grabenu sa na Z a SZ od Kremnice individualizuje morfologický chrbát, tzv. kremnická hrasť (V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil 1973). Z geologického mapovania v Kremnických vrchoch (J. Lexa 1973, 1975) vychodí, že hlavné zlomové systémy rozčleňujúce dnešný reliéf podložia porušujú bádenské členy vulkanického komplexu, spodnosarmatské členy predstavujú výplň grabenu a sarmatské členy vulkanického komplexu prekrývajú už sčasti zarovnaný reliéf a zlomy ich už neporušili. Vznik kremnického grabenu teda kladieme do obdobia mladšieho bádenu až najstaršieho sarmatu.

Prejav elevačnej štruktúry kremnickej hraste sa vytráca v mapách regionálneho poľa s polomerom vystredenia nad 1,5 km. Výrazným fenoménom je tu kríženie ostrých gradientov smeru SV—JZ a SZ—JV, ktoré možno sledovať aj na mape úplných Bouguerových anomálií na pomerne veľkú vzdialenosť (obr. 1). Gradient smeru SV—JZ pokračuje až do Podunajskej nížiny, kde sa jeho prejav stráca pod zväčšenou mocnosťou neogénu. Jeho priebeh je deformovaný radom poruchových pásiem smeru SZ—JV a S—J. Gradient smeru SZ—JV pokračuje cez oblasť Zvolenskej kotliny a juhozápadný okraj Lučensko-rimavskej kotliny až na územie Maďarska. Na toto rozhranie sa viaže intruzívny komplex Javoria a vulkanické centrum Lysec.

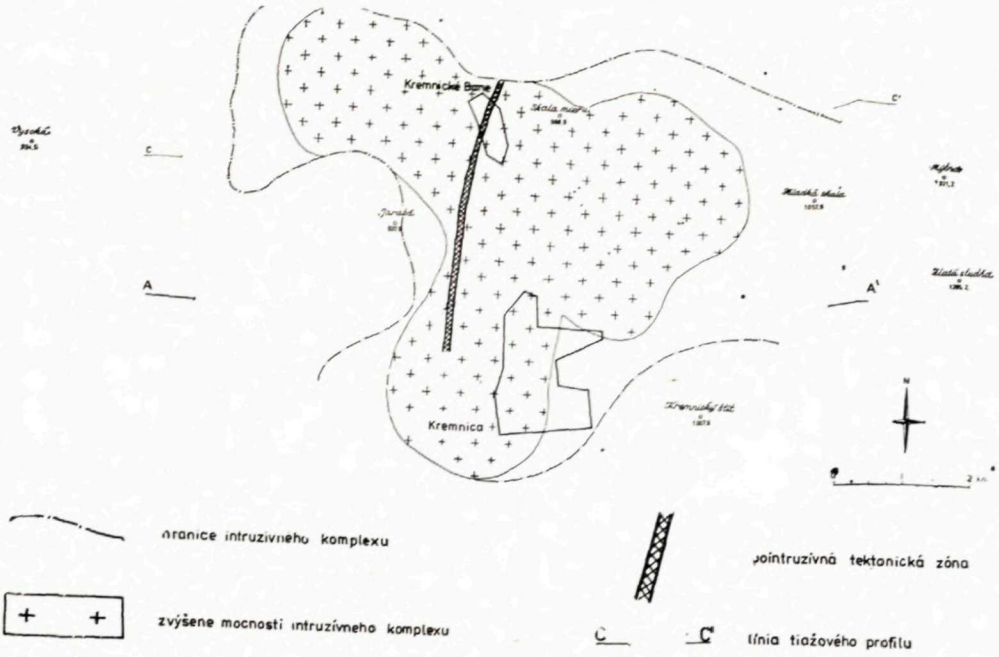
Z analýzy vyplýva, že tiažový účinok kremnickej hraste je plytkého pôvodu a do značnej miery je prejavom intruzívneho komplexu, príp. v kombinácii s hrasťou podložia. Priestorovo sa intruzívny komplex viaže na kríženie uvedených zlomových pásiem smeru SV—JZ a SZ—JV.

Povrch intruzívneho komplexu sa definuje na základe korelácie interpretovaného hustotného rozhrania s výsledkami VES a vrtov. Rozhranie získané interpretáciou tiažových meraní na profiloch A — A′ a C — C′ sa v oblasti kremnickej hraste zhoduje s priebehom povrchu intruzívneho komplexu zisteným vo vrtoch KR-3, KŠ-1, KZ-1. Je teda zrejmé, že sa tento intruzívny komplex s hustotou 2,73 kg dm^{-3} svojím účinkom zúčastňuje na kladnej tiažovej anomálii. Na spresnenie pozície intruzívneho komplexu v pripovrchových častiach západne od I. žilného systému sme použili aj výsledky VES, v ktorých uvedenému komplexu zodpovedá merný odpor nad 200 ohmm.

Plošné rozšírenie intruzívneho komplexu (obr. 4, 5) je určené na základe mapy úplných Bouguerových anomálií a odvodených máp, interpretovaných tiažových profilov, máp izolínií ΔT pri výške letu 500 m nad terénom a 2000 m a mapy reliéfu vysokoodporového prostredia (obr. 3).

V mapách Bouguerových anomálií a interpretovaných mapách sa

intruzívny komplex prejavuje kladnou tiažovou anomáliou hruškovitého tvaru. S ňou sa pomerne dobre zhoduje rozsah propylitizovanej zóny interpretovaný z leteckých a pozemných magnetických meraní (obr. 6) na základe rozsahu pokojného poľa nevýrazných anomálií do 50 nT.



Obr. 4. Rozsah a forma intruzívneho komplexu v oblasti Kremnice
Fig. 4. Extent and shape of the intrusive complex in the Kremnica area

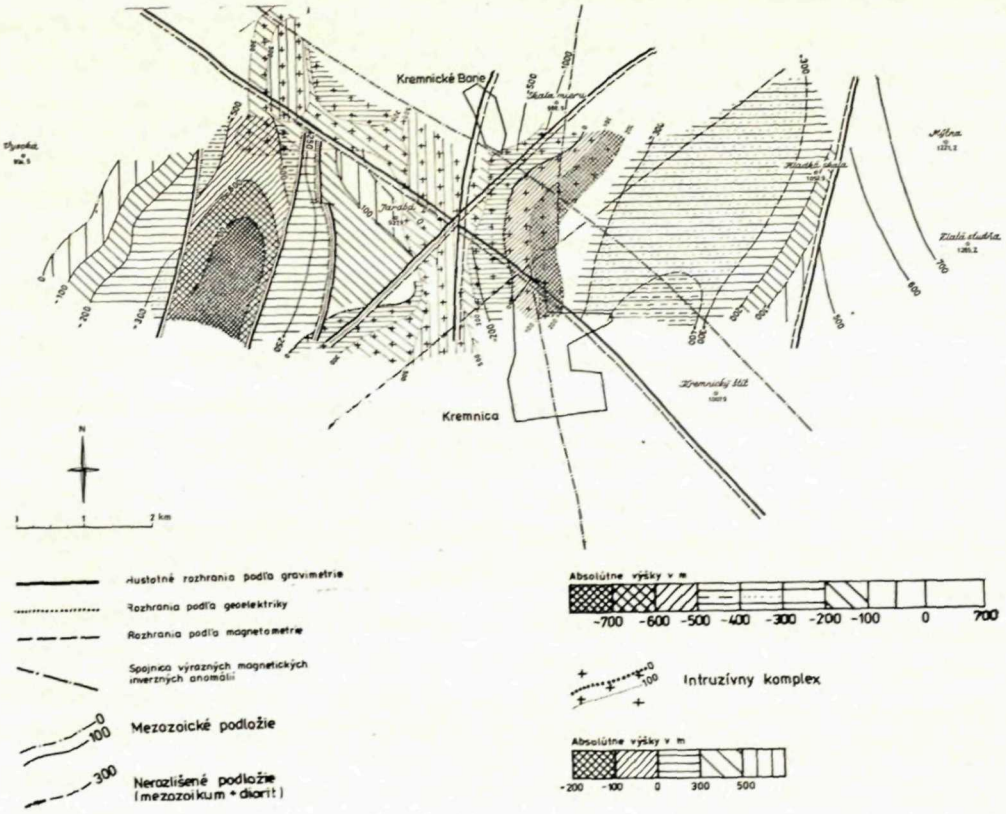
Zo západnej časti tiažovej elevácie sa na základe výsledkov VES zostavila mapa reliéfu vysokoodporového prostredia (obr. 3). Vzhľadom na koreláciu s povrchovým mapovaním a s výsledkom vrtov vysokoodporový horizont priraďujeme intruzívnemu komplexu (západne od I. žilného systému v zhode s výsledkami VES intruzívny komplex vystupuje až na povrch — porovnaj obr. 2, 5).

Pre vysokú hodnotu hornín intruzívneho komplexu (2,7—2,8 kg dm^{-3}) nemožno v súčasnosti v oblasti intruzívneho komplexu riešiť problém reliéfu podložia. Preto sme aj v geologicko-geofyzikálnom reze (obr. 2) zaviedli vysvetlivku nerozlíšeného podložia (mezozoikum s intruzívnym komplexom). Tento fakt však nemá vplyv na zistenie hustotných nehomogenít v hlbšom podloží, ktoré definuje zlomové

systémy smeru SZ—JV a SV—JZ.

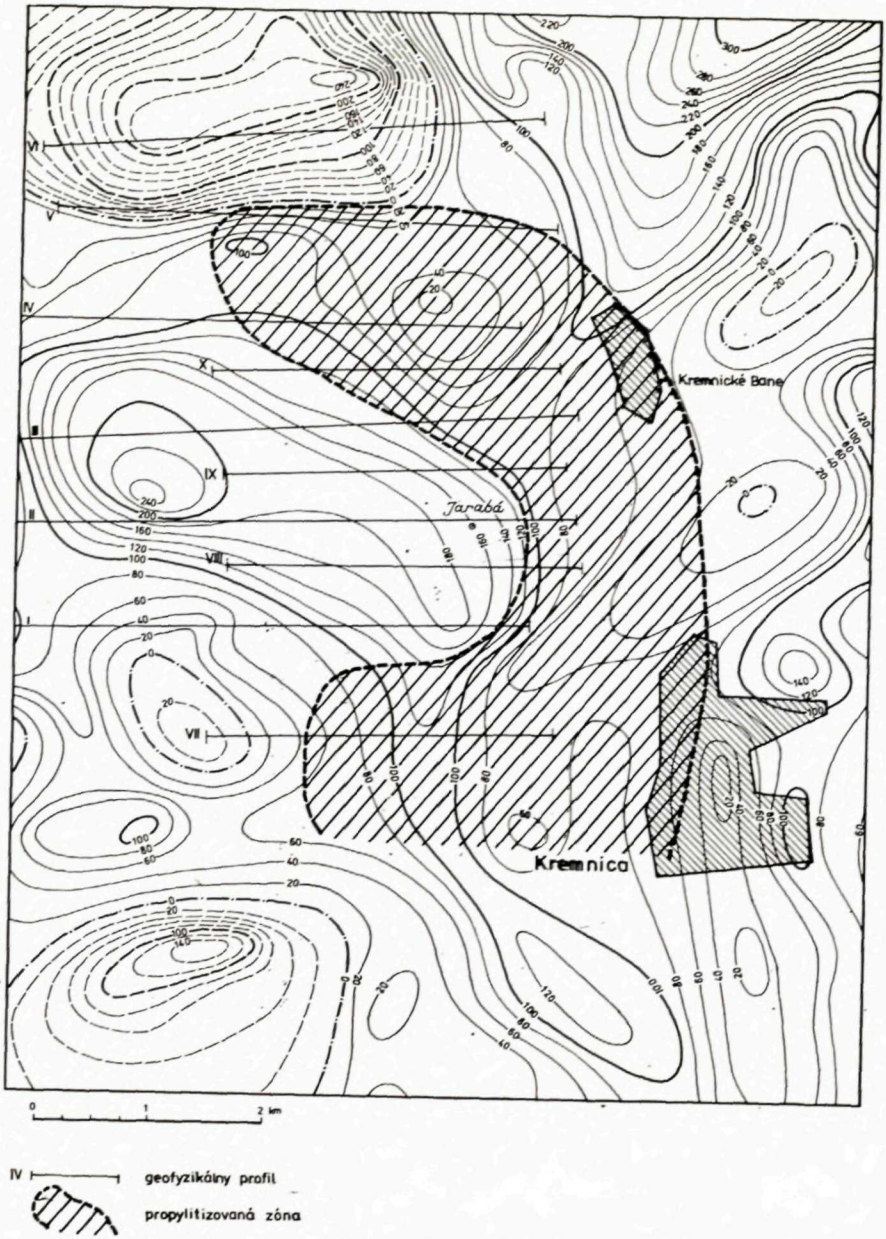
Výsledky magnetomerie, SOP a VES umožňujú v oblasti západne od Kremnice a Kremnických Baní vyčleniť tri odporové prostredia (obr. 2).

1. Prostredie hornín s merným odporom 150—300 ohmm, vystupujúce západne od Kopernického potoka a v oblasti kóty Jarabá v mocnosti 50—400 m. Príslušné horniny sú silne magnetické. Z korelácie s geologickou mapou vychodí, že toto odporové prostredie reprezentuje efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov.



Obr. 5. Štruktúrna schéma predterciérneho podložia a intruzívneho komplexu v okolí Kremnice
Fig. 5. Structural scheme of the pre-Neogene basement and of the intrusive complex near Kremnica

2. Prostredie takmer nemagnetických hornín s merným odporom 15—40 ohmm vystupuje na povrch v oblasti medzi Kremnickými Baňami a Kunešovom. Smerom na Z sa toto prostredie ponára pod efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov (prostredie 1).



Obr. 6. Mapa izolínií ΔT (nT) z leteckých magnetických meraní pri výške letu 500 m nad terénom. Rozsah hydrotermálne premenených hornín sa indikuje pokojným poľom nevýrazných anomálií

Fig. 6. Map of ΔT (values in nT) isolines obtained from airborne measurements (500 m flight altitude). The hydrotermally altered area indicated by quiet magnetic field contains only slight anomalies

Jeho mocnosť sa zistila len v blízkosti Kremnice, Kremnických Baní a Kunešova, kde dosahuje 200 až 300 m. V ostatných častiach územia VES spodné rozhranie nedosiahlo. V oblasti povrchových východov sú horniny tohto prostredia reprezentované propylitizovanými pyroxenickými andezitmi, často pyritizovanými, a ako overili vrty LX-10 a LX-11 medzi Kremnickými Baňami a Kunešovom, aj silne argilitizovanými až do hĺbky 200—300 m, čo zodpovedá fyzikálnym vlastnostiam. Postupné zvyšovanie merného odporu západným smerom pravdepodobne zodpovedá znižovaniu intenzity uvedených premien.

3. Oblasť južne od spojnice Mazuchov vrch—Kremnické Bane v dĺžke minimálne 3 km (južnejšie sa doteraz nemeralo) budujú slabo magnetické horniny s merným odporom 200—400 ohmm. Meraním VES podložie určiť nemožno. Pokračovanie prostredia sa dá sledovať len v smere na Tentrichov vrch v hĺbke 400 m, ďalej smerom na Kunešov v hĺbke 500 m a od Kunešova severným smerom približne 1—2 km, kde teleso opäť vytvára eleváciu s vrcholom 250 m pod povrchom (obr. 3).

Z geologického mapovania okolia Kremnice a Kremnických Baní (M. Böhmer 1976), ako aj zo štruktúrnej analýzy kremnického ložiska (M. Böhmer 1976, 1977) vyplýva, že uvedené prostredie v oblasti povrchových východov reprezentuje súčasť intruzívneho komplexu, ktorý bol v poklesnutej úrovni zistený aj vo vrtoch KR-3 a KŠ-1 (M. Böhmer 1977). Preto povrch tohto prostredia (obr. 3) stotožňujeme s povrchom intruzívneho komplexu. Takto definovaný povrch korešponduje s hustotným rozhraním interpretovaným na základe gravimetrie (pozri vyššie).

Záver

Vzájomná konfrontácia kvantitatívnej interpretácie tiažových meraní, výsledkov vertikálneho elektrického sondovania a výsledkov štruktúrnych vrtov a geologického mapovania indikuje, že kladnú tiažovú anomáliu v oblasti Kremnice spôsobuje prítomnosť intruzívneho komplexu dioritových porfýrov a dioritov, príp. v kombinácii s hrasťou podložia. Intruzívny komplex, predstavujúci centrálnu zónu bádenského stratovulkánu Kremnických vrchov, je situovaný na krížení hlboko založených zlomových pásiem smeru SV—JZ a SZ—JV. Forma a rozsah intruzívneho komplexu definovaná na základe gravimetrie (obr. 4, 5) sa zhruba zhoduje s formou definovanou na základe výsledkov vertikálneho elektrického sondovania, kde sa intruzívny komplex prejavuje ako vysokoodporové prostredie (obr. 3). V strednej časti je intruzívny komplex porušený zlomovým pásmom I. žilného systému, podľa ktorého je

jeho východné krídlo poklesnuté o niekoľko sto metrov. Na jeho západnej strane dosahuje intruzívny komplex povrchovú úroveň. Analýza leteckých a pozemných magnetických meraní (obr. 6) indikuje, že v apikálnej časti intruzívny komplex sprevádzajú intruzívne premeny (propylitizácia, argilitizácia, pyritizácia). V hlbšej úrovni intruzívny komplex od hornín predvulkanického podložia geofyzikálne rozlíšiť nemožno.

Recenzoval M. Böhmer

LITERATÚRA

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 11, s. 5—123.*

Böhmer, M. 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát, Kremnické vrchy. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Böhmer, M. 1977: Hlbinný výskum štruktúr kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrtov KŠ-1, KZ-1, KR-3 a regionálny geochemický výskum na liste Kremnica. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ďuratný, S. et al. 1977: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Kremnica—západ. *Manuskript — Geofond Bratislava. 102 s.*

Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrálnej a južnej časti Kremnických vrchov za roky 1955—1960. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Forgáč, J. et al. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. *Mineralia slov., 1, 3—4, s. 206—217.*

Konečný, V. — Šefara, J. — Zbořil, L. 1973: Investigation of deep structures in the basement of central Slovakian young volcanic region, and their classification with respect neogene volcanism. *Proceedings of the Xth Congress CBGA (Bratislava), s. 209—240.*

Lexa, J. 1973: Ročná správa za rok 1972. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Lexa, J. 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Šalanský, K. 1970: Letecké geofyzikální měření ve středoslovenských neovulkanitech. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Šefara, J. et al. 1976: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. *Manuskript — Geofond Bratislava. 241 s.*

Geophysical interpretation of the intrusive complex in the Kremnica area

ADRIÁN PANÁČEK, LUBOMIL POSPÍŠIL, JAROSLAV LEXA

Structural scheme of the Middle Slovakian neovolcanic area (V. Konečný et al. 1973) revealed strong dissection of the basement in wider surroundings of

Kremnica town. A pronounced morphological elevation, the Kremnica horst, individualizes here within a larger graben structure to the W and NW from Kremnica.

The elevational structure of the Kremnica horst appears in regional maps of the gravity field centred to over 1.5 km radius. As a pronounced phenomenon, sharp gradients of NE—SW and NW—SE direction intersect in the regional map. Such directions are followable even in total Bouguer's anomaly maps to great distances (Fig. 1). The gradient of NE—SW direction continues as far as the Danube lowland smoothed here by considerable thickness of the Neogene. Its course is deformed by a set of fault belts having NW—SE and N—S orientation. The NW—SE gradient continues across the Zvolen basin into Hungarian territory. An intrusive suite of the Javorie Mts. as well as the Lysec volcanic eruption centre are related to this sharp gradient.

It follows from these maps that the gravimetric effect of the Kremnica horst is of shallow nature representing to a great extent the influence of a complex intrusive body or its combination with the horst structure of the basement. The body emplaced at the site of intersection of both gradient (and fault) belts.

The external shape of this intrusion may be explained from the correlation of interpreted density boundary with results of vertical electric sounding and drilling data. The boundary obtained from gravity measurement data along profiles A — A′ and C — C′ covers the ascertained intrusion surface located in drillholes KR-3, KŠ-1 and KZ-1. It is therefore obvious that the intrusion with a rough density of 2,73 $kgdm^{-3}$ contributes to the positive gravimetric anomaly. Results of vertical electrical sounding were used to accurate the position of the intrusion westernly from the lst vein system. A specific resistivity value of 200 ohmm corresponds here with the intrusive complex.

The areal shape of the intrusion (Fig. 5) has been determined using the total Bouguer's anomaly map and derived maps, interpreted gravimetric profiles, maps of ΔT isolines (for 500 m flight altitude) as well as the relief map of the high resistivity environment. Both in the Bouguer's anomaly and derived maps, the intrusive complex appears as positive gravimetric anomaly of pear shape. A quiet magnetic field of low anomalies (up to 50 nT), interpreted as the extent of propylitized area from airborne and field magnetometric maps, corresponds relatively well with this anomaly. In the western part of the elevation, from results of verical electric sounding a map of high resistivity environment has been plotted (Fig. 3).

According to geological mapping and results of drilling, we explain this high specific resistivity environment by the presence of the intrusive complex. Westernly from the lst vein system, the body outcrops according to vertical electric sounding data (comp. Fig. 2 and 5).

It is impossible until to solve the basement relief below the intrusion, mainly due to high density of its participating rocks (2.7—2.8 $kgdm^{-3}$). Hence in the interpretative profile only an undifferentiated basement (Mesozoic rocks with the intrusive complex) has been introduced. This circumstance does not influence the distinction of density inhomogenities in deeper levels governed by NW—SE and SE—NW stretching fault systems. Magnetometric results, that of resistivity profiling and vertical electrical sounding data allow to distinguish three environments of different specific resistivity in the area (Fig. 2).

1) A rock unit environment with specific resistivity of 150—300 ohmm to the W from Kopernický brook and Jarabá hill attains 50—400 m thickness. Rocks composing the unit are strongly magnetic. According to a correlation with surface geology, this environment represents an effusive suite of hornblende-pyroxene andesite composition.

2) An environment of almost nonmagnetic rocks having specific resistivity of 15—40 ohmm between Kremnické Bane and Kunešovo villages. In westward direction, the rock unit merges beneath the effusive suite of the lst

environment. Thicknesses were estimated only around Kremnica, Kremnické Bane and Kunešovo attaining here 200—300 m. In remaining area the vertical electrical sounding data did not allow to interpret the floor. Surficial outcrops of the environment correspond to a propylitized pyroxene andesite and according to drill-hole data (LX-10 and LX-11) between Kremnické Bane and Kunešovo also to strongly argillitized andesite down to 200—300 m depth. These data are well reflected by physical properties as well. A gradual increase of the specific resistivity to the W may be probably explained by gradual decrease of alteration intersity.

3) The environment consisting of slightly magnetic rocks with a specific resistivity of 200—400 ohmm is followable at least 3 km southwards from the Mazuchov hill and Kremnické Bane connection. The depth of the floor may be not assumed here from vertical electric sounding data. A continuation of this environment may be supposed towards the Tentrichov vrch hill in a 400 m depth and farther to Kunešov in 500 m depth merging northernly from Kunešov into 1—2 km depth where the body creates another elevation with a summit 250 m below the surface (Fig. 3).

According to the geological map of the Kremnica and Kremnické Bane area (J. Lexa in M. Böhmer 1976) or even according to structural data of the Kremnica deposit (M. Böhmer 1976, 1977), the environment in its surficial outcrops corresponds with the intrusion ascertained in downthrown level in drill-holes KR-3 and KŠ-1 as well (M. Böhmer 1977). Hence we identify the top of the environment with the top of the intrusive complex.

Preložil I. Varga

RECENZIA

V. V. Naumenko, A-F. Gončaruk, Ju. M. Kopťuch: *Rudo-kontrolirujuščije faktory zoloto-polimetaličeskich i rtutnych mestorožden*ij *Sovetskich Karpat.* Kijev, Naukova Dumka 1978. 151 s., 7 obr., 12 tab.

Monografia je výsledkom výskumu pracovníkov oddelenia vulkanogénnych ložísk Inštitútu geochémie a geofyziky AV USSR. Kniha má päť častí.

1. Hlavné črty geologickej stavby a metalogenézy Karpát a panónskeho masívu. Logickým začiatkom práce je vymedzenie hlavných štruktúrnych prvkov Karpát: panónskeho centrálneho masívu konsolidovaného v kaledónskej a hercýnskej etape, ktorý v neogéne prešiel procesom tektonicko-magmatickej aktivizácie. Rigidný blok masívu je obklopený hrasťovo-grabenovým pásmom a pásmom neogénnych vulkanitov. Zmenšenú mocnosť kôry pod panónskym masívom spôsobilo stenčenie bazaltovej vrstvy pri zachovaní mocnosti granitovej vrstvy. Neogénny vulkanizmus tvoria magmy palingénneho pôvodu (ryolity, ignimbrity) a podkôrové andezito-bazalty. Autori konštatujú migráciu vulkanizmu od stredu panónskeho masívu smerom k periférii Karpát. V súvislosti s tým vymedzujú vnútorné (tortónsko-sarmatské, čiastočne panónske) a vonkajšie (panónsko-pleistocénne) vulkanické pásmo. Vnútorné pásmo je prvým a vonkajšie druhým štádiom aktivizácie. Vnútorné (stredoslovensko-apusenské) pásmo má zlato-polymetalické zrudnenie a pre vonkajšie prešovsko-hargítské pásmo je charakteristické ortuťové, arzénové a antimónové zrudnenie. V kapitole sú cenné obrázky tektonickej schémy Karpát, ako aj detaily zo Zakarpatska znázorňujúce povrchové a hlbinné štruktúry. Z nášho pohľadu je sporné zaradenie ortuťových ložísk a výskytov Spišsko-gemerského rudohoria do vonkajšej metalogenetickej zóny neogénnej mineralizácie. Aj keď neogénna mobilizácia a možno aj prínos ortuti sú tu skoro isté, jej časť sa do vrchnej kôry dostala v mezozoiku, možno aj v paleozoiku. Zaujímavú myšlienku o vnútornej a vonkajšej metalogenetickej zóne nebude pravdepodobne možno podoprieť jednoznačnou hranicou, veď sú

Pokračovanie na str. 74