

K veporiku v podloží Krupinské planiny na základě výsledků letecké geofyziky

IVAN GNOJEK

Geofyzika, š. p., Ječná 29 a, 612 46 Brno

(Doručené 15. 8. 1988, revidovaná verze doručená 31. 3. 1989)

Some remarks on the basement of the Krupinská planina Highland according to airborne geophysical data

Thanks to the elaboration of analytical maps showing continuation of the anomalous magnetic field to the upper half-space, up to 1 000 m above the ground, in the Central Slovakian neovolcanic area a distinct 60 nT anomaly was revealed and specified approximately 35 km south of the town of Zvolen (22 km north of the Czechoslovak-Hungarian border). Interpretation of the anomaly located its source characterized by $10\,000 \cdot 10^{-6}$ SI units average magnetic susceptibility in the depth interval of 2 to 8 km. Paleozoic crystalline basement rocks of the Vepor tectonic unit are supposed to be the geological environment inducing the source of the magnetic anomaly.

Úvod

Oblast středoslovenských neovulkanitů s převážně přípoверхovými horninami andezitového typu vytváří natolik intenzivní a výrazně členité anomální magnetické pole, že ještě i v nejnovějších, moderně pojatých pracích — např. Šefara et al. (1987) — bylo nutno konstatovat, že magnetické projevy těchto přípoверхových vulkanitů zcela zastírají účinky případných magnetických zdrojů v jejich podloží. Úplnou věrohodnost tohoto tvrzení o území Krupinské planiny v poslední době do jisté míry zpochybnily dvě příznivé skutečnosti, a to: (1) zvládnutí plošných výpočtů analytických pokračování magnetického pole do vyššího poloprostoru (Janák et al., 1986) s následným sestavením map těchto odvozených magnetických polí v území středoslovenských neovulkanitů (Gnojek a Mutlová) a (2) příznivý geologický řez Krupinskou planinou, v níž nejrozšířenější přípoверхový vulkanicko-sedimentární neogenní komplex, jako nositel zdrojů přípoверхových magnetických anomálií, není vyvinut ve velkých mocnostech. Jeho mocnost dosahuje řádově stovek metrů.

Jak ukazují v geologických řezech Konečný a Lexa (1984), jsou v podloží tohoto vulkanicko-sedimentárního komplexu většinou 100 až 200 m, na JV až 500 m mocné sedimenty spodního miocénu, pod nimiž je v bzovické propadlině (j. od Krupiny) vyvinuto až 500 m mocné souvrství paleogénu a svrchní křídý v pozici rané molasy (Vass, 1981). Podloží paleogénu a křídý, a v místě, kde tyto stratigrafické jednotky nejsou vyvinuty, pak podloží miocenních sedimentů, vytvářejí horniny mezozoika, opět převážně v sedimentárním vývoji. Horniny me-

zozoika se v práci Vasse et al. (1979) dělí na mezozoikum vyšších západokarpatských příkrovů a na obalové mezozoikum podložního krystalinika veporid. Předvulkanické sedimenty spodního miocénu, paleogénu a svrchní křídý i většinu sedimentů ostatního mezozoika (triasu a jury) lze považovat za nemagnetické. V mezozoiku chočského příkrovu sice známe ze z. části Slovenska magnetické projevy permských tholeiitických bazaltů a andezitů (melafyrů) a Polák (in Marková et al., 1972) ve vrtu Bzovík GK-4 (4 km jv. Krupiny) trias chočského příkrovu doložil, avšak tyto bazické vulkanity v žádném z vrtů, které zastihly předterciérní podloží v námi podrobněji hodnoceném území j. a jv. od Krupiny, t. j. Bzovík GK-4, Hontianské Nemce GK-1, Dolné Plachtince MV-1, ani ve vrtu Selany VV-1 zastiženy nebyly (fide Biela, 1978).

Krystalinické podloží podle všech autorů náleží k veporiku. Zatímco Konečný, Šefara a Vass (in Vass et al., 1979) uvádějí ve strukturně-tektonickém schématu podloží Krupinské planiny až 12 km široké pásmo převážně granitoidního a migmatitového komplexu kráľovohoľského, pokračujícího od posledních výchozů u Budíně a Ábelové na JZ až k obci Cerovo, mapa podloží terciéru zpracovaná Fusánem et al. (1987) granitoidy veporika klínovitě zužuje a ukončuje už j. od obce Dačov Lom.

Magnetické pole

Magnetické pole Krupinské planiny, zmapované v celém územním rozsahu leteckou magnetometrií, bylo prezentováno Gnojekem a Janákem (1986) v mapách v měřítku 1 : 50 000. Část aeromagnetické



Obr. 1. Aeromagnetická mapa Krupinské planiny pořízená ze základní letové výšky 80 m nad terénem (Gnojek a Mutlová, 1987).
 Fig. 1. Aeromagnetic map of the Krupinská planina Highland at 80 m flight altitude (Gnojek and Mutlová, 1987).

mapy anomálií ΔT na úrovni 80 m nad terénem z území Krupinské planiny a přilehlých částí pohorí Javorie a Štiavnických vrchů ukazuje obr. 1. Na této mapě zřetelně vystupuje velmi členité anomální pole, často s prudce se střídající polaritou, s nejčastějším rozpětím anomálních hodnot od -200 do 200 nT (nanotesla), v okolí kóty Lysec až 500 nT, při šířce lokálních anomálií ve stovkách metrů až 1 km. Dílčí lokální anomálie vysvětlujeme vyšším podílem vulkanické složky ve zdejších vulkanicko-sedimentárních souvrstvích, na J příslušejících převážně k formaci čelovské a lysecké, na S a Z pak vulkanickou složkou v komplexech transportovaných vulkanoklastik formace javorské, resp. sebeclebské.

Připovrchovou konfiguraci magnetického pole Krupinské planiny, vymapovaného v základní letové výšce 80 m nad terénem, výrazně ovlivňuje zdejší reliéf terénu. Zejména zaříznutá údolí říček Štiavnice, Krupinice, Litavy, Krtíše a Tisovníka, i jejich větších přítoků vytvářejí zřetelná minima v anomáliích ΔT , protažená podél jejich toků. Tento účinek chybějících magnetických hmot v nekonečných vodorovných deskách, jimiž lze zdejší vulkanicko-sedimentární komplexy aproximovat, byl výpočty dokázán mj. Švančarou (1985), je tedy možno teoreticky doložit, že vyerodováním a odnosem magnetických hornin vzniknou v připovrchových, subhorizontálně uložených magnetických tělesech minima anomálií ΔT až do prvních stovek nT.

Nárůst amplitud magnetických anomálií k S i k SZ do území Štiavnických vrchů a do pohorí Javorie je vyvolán postupným úbytkem sedimentární složky ve vulkanicko-sedimentárních souvrstvích a jejich přechodem od epiklastických vulkanických hornin k většímu zastoupení pyroklastik, až posléze ke značnému podílu kompaktních vulkanitů v lávových proudech, případně v extruzivních dómech, při rostoucí mocnosti vulkanického komplexu. V rozsáhlých lávových proudech pak dosahují magnetické anomálie hodnot v rozpětí od $-1\,000$ do $1\,500$ nT. Důkazy o tom, že rozsáhlé anomálie o velkých amplitudách jsou vyvinuty v územích s největšími mocnostmi andezitů a jejich tufů, podávají např. vrty Antol GK-2, Stará Huta GK-7 nebo Ostrá Lúka GK-8, v nichž byly zaznamenány sledy vulkanických hornin větších mocností než $1\,000$ m (fide Biela, 1978). Z magnetického účinku $1\,200$ m mocných andezitových mas v okolí vrtu Antol GK-2 bylo možno odvodit průměrnou magnetickou susceptibilitu tohoto vulkanického komplexu $35\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI.

O existenci magnetických hornin v podloží vulkanitů a vulkanicko-sedimentárních hornin Krupinské planiny nepodává aeromagnetická mapa pořízená ze základní letové výšky 80 m nad terénem žádnou zjevnou informaci. Odezva hlubokého podložního zdroje je v této mapě skryta v plošně rozsáhlém

kladném anomálním poli, rozčleněném do řady dílčích anomálií.

Výpočet analytického pokračování

Výpočet analytického pokračování magnetického pole do horního poloprostoru je schopen nahradit pomocí matematiky skutečná opakovaná letecká magnetická měření ve vyšších úrovních nad terénem. Po nedávno provedených experimentech bylo rozhodnuto zpracovávat z aerogeofyzikální databanky Západních Karpat mapy těchto odvozených polí pro úrovně 300 , 600 a $1\,000$ m nad terénem.

Cílem přepočtu geomagnetických polí na vyšší a vyšší úrovně nad terénem je postupně potlačovat v geomagnetických mapách anomální projevy malých plošných rozměrů, t. j. lokální anomálie, které jsou způsobeny povrchovými a připovrchovými zdroji. Uvedený proces tak vlastně představuje určitý druh separace zdrojů magnetických anomálií. V mapách analytického pokračování anomálního pole ve velkých výškách, např. $1\,000$ m nad terénem, jsou pak zachovány, a vlastně relativně zvýrazněny, jen projevy objemově rozsáhlých zdrojů, t. j. anomální magnetické struktury mnohakilometrových rozměrů, situované ve větších hloubkách okolo 1 km a hlouběji. Zatímco mapa magnetických anomálií pořízená v základní letové výšce 80 m nad terénem představuje sumární účinek všech superponovaných zdrojů, od zcela povrchových až po zdroje v hloubce okolo 10 km, jinými slovy souhrn regionálních a reziduálních složek pole, pak mapy analytických pokračování na vyšší úrovně nad terénem představují rostoucí zastoupení regionální složky pole.

Výpočet hodnot analytického pokračování magnetického pole na úrovně 300 , 600 nebo $1\,000$ m nad zemským povrchem představuje aplikaci symetrické matice 17×17 , t. j. 289 váhových koeficientů, postupně centrované na každý bod čtvercové sítě hodnot anomálií ΔT uložených v aerogeofyzikální databance. Před zahájením výpočtu je žádoucí zbavit stávající databanku, pořízenou z výsledků souhrnného zpracování letecky měřených dat vnitřních Západních Karpat (Gnojek a Janák, l. c.), především zbytků rušení přirozeného magnetického pole civilizačními vlivy a poté dointerpolovat síť hodnot výchozího pole v místech jeho nespojitostí způsobených různými technologickými příčinami.

Analytické pokračování pole na úroveň 300 m se počítá z „neředěné“ databankové sítě hodnot o rozměru 125×125 m, takže matice 17×17 bodů působí v elementárním poli 2×2 km. Při výpočtu pole v úrovni 600 m je podobná matice 289 koeficientů aplikována na „ředěnou“ databankovou síť 250×250 m, t. j. matice koeficientů zasahuje do původního pole v ploše 4×4 km, a konečně pole v úrovni

1 000 m nad zemí se počítá rovněž obdobnou maticí 17×17 koeficientů, aplikovanou na síť hodnot anomálií ΔT do rozměru 500×500 m, generalizovanou z původní databanky; v této síti uvedená matice koeficientů zabírá plochu 8×8 km původního magnetického pole. Toto slovní, nematematické vyjádření přepočtu polí naznačuje, že v každém bodě původní sítě musí být provedeno více než 1 000 algebraických operací; zvládnutí takového objemu prací je bez výpočtové techniky prakticky nemožné.

Ze srovnání mapy magnetického pole v úrovni základní letové výšky 80 m na obr. 1 s mapou analytického pokračování pole pro úroveň 1 000 m nad terénem na obr. 2 zřetelně vyplývá efekt žádoucí generalizace pole a zvýraznění hlouběji uložených zdrojů anomálního magnetického pole. Užitečnost generalizace anomálního pole vulkanitů pro studium stavby této oblasti je evidentní.

Mapa na obr. 2 výrazně ukazuje rozsáhlá nakupení magnetických vulkanitů v sv. části Štiavnického pohorí, přibližně v území Banský Studenec — Krupina — Zvolen — Stará Kremnička, a mohutné akumulace podobných hmot v pásmu od j. okraje Zvolena přes Zaježovou k Hornému Tisovniku. Vyplývá z ní hluboké zakořenění vulkanitů kóty Lysec a velký hlubkový dosah zdroje kováčovské anomálie, interpretované Filem (in Plančár et al., 1977), jejíž j. pokračování zasahuje na území Maďarska. Mapa dále upozorňuje na výraznou sv. — jz. linii ve Štiavnických vrších, oddělující prostor hodruško-štiavnického granodioritového intruzivního komplexu od jv. svahů Štiavnických vrchů, budovaných převážně lávovými proudy. Tato zřetelná lineární magnetická diskontinuita je nepochybně součástí zde probíhajícího pásma hlubinného veporského zlomu. V mapě dále nelze přehlédnout převládající uplatnění sz. — jv. směru ve stavbě pohorí Javorie ani projevy submeridiálních diskontinuit.

V podstatně zklidněném magnetickém poli Krupinské planiny odhalily mapy analytického pokračování pole rozsáhlou regionální anomálii s maximem přesahujícím 50 nT, protaženou ve směru SV—JZ, s vrcholem 4 až 5 km j. od obce Litava (litavská magnetická anomálie; Gnojek, 1988). Odhalení této anomálie patří k největším přínosům zpracovaných odvozených map. Pozvolné gradienty litavské anomálie naznačují, že je vyvolána hluboko uloženým a magneticky velmi účinným zdrojem, schopným ještě ve výšce 1 000 m nad zemí způsobit anomálii o amplitudě 60 nT.

Litavská magnetická anomálie

Litavská magnetická anomálie, zřetelně vymezená až v odvozených mapách, byla podrobena kvantitativní interpretaci podél profilu sz.—jv. směru, vede-

ného od Banského Studence přes Krupinu—Trpín—Príbelce do jz. sousedství vrtu Dolné Plachtince MV-1. Z interpretace vyplývá, že zdroj anomálie se nachází v hloubkách větších než 2 km a podle dosavadních znalostí geologického řezu tedy plně náleží k podložnímu veporiku. Respektujeme-li všeobecně uznávané údaje o vergenci veporického krystalinika k JV, můžeme tvar zdroje aproximovat kosodélníkem nebo přesněji lichoběžníkem, jak ukazuje obr. 3. Severozápadní vyklínění tělesa zdroje lze očekávat v úrovni obce Bzovík, jv. ukončení v j. a v. okolí obce Cerovo. V kolmém, sv.—jz. směru se těleso pravděpodobně rozkládá od v. okolí Dačova Lomu po z. okolí Čelovců. Jeho „magnetičnost“ lze charakterizovat buď celkovou průměrnou magnetickou susceptibilitou okolo $10\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI, nebo je možno diferencovat jeho susceptibilitu na $6\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI v horní části tělesa s přechodem v hloubce 4 km k susceptibilitě $15\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI. Spodní omezení zdroje se předpokládá v hloubce 8 km.

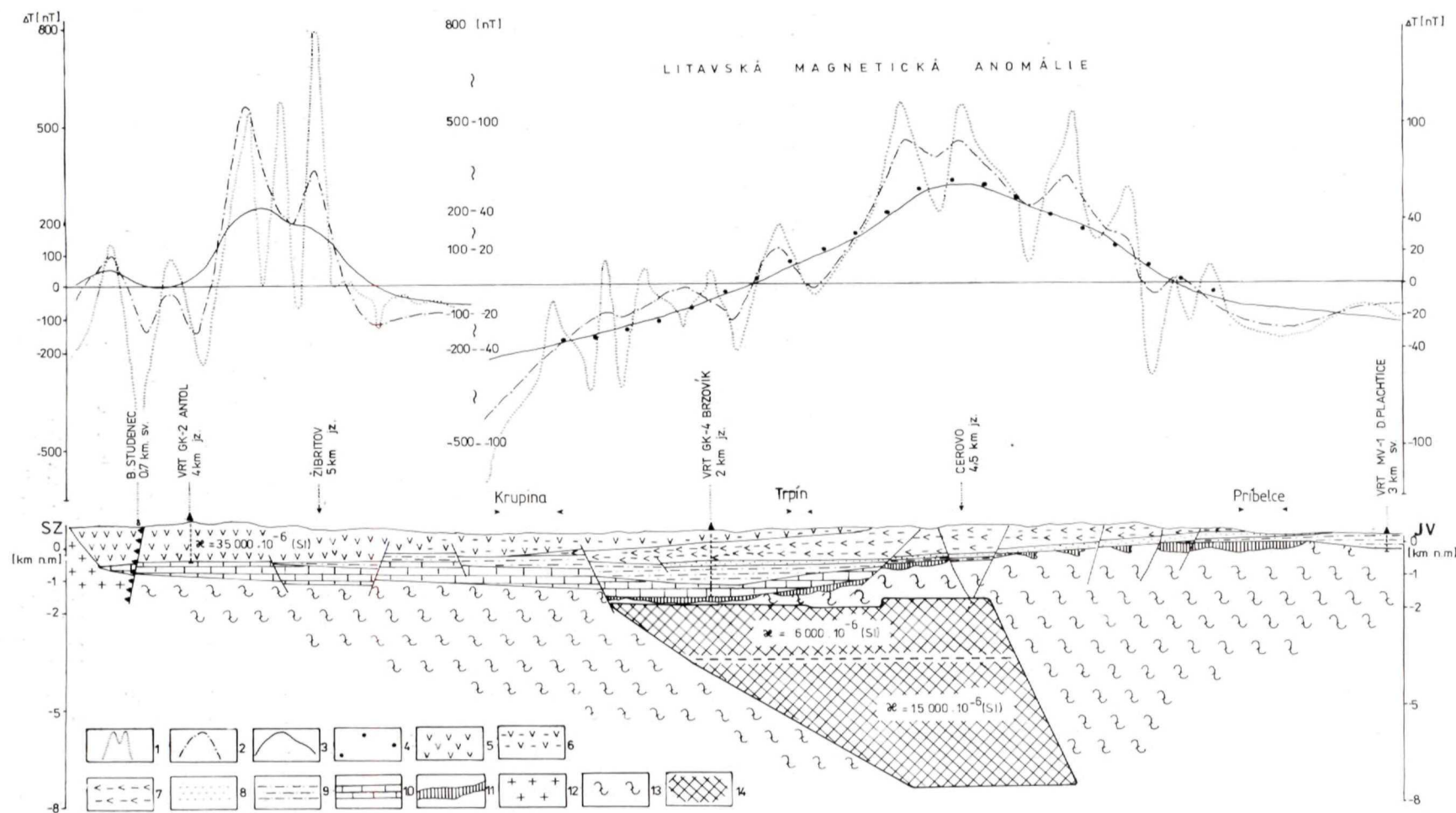
Tato kvantitativní interpretace respektuje výsledek vrtu Bzovík GK-4, situovaného 1 km jz. od interpretačního profilu. Vrt byl ukončen podle Poláka (in Marková et al., 1. c.) v hloubce 2 018 m v dolomitech středního až svrchního triasu. Horní okraj krystalinického podloží by tedy v sv. okolí Bzovíka měl být nedaleko pod uvedenou konečnou hloubkou tohoto vrtu.

Strukturní pozice anomálního zdroje

Horniny vyvolávající litavskou magnetickou anomálii jsou uloženy pod podstatnou jižní částí bzovické propadliny, vymezené Konečným, Šefarou a Vassem (in Vass et al., 1979) jako samostatný morfologický útvar z původní bátovecko-krupinské deprese Ďuratného et al. (1965). Lze předpokládat, že s.—j. zlom, ohraničující bzovickou propadlinu směrem k V, narušuje i horní plochu tohoto podložního zdroje.

Geologická mapa podloží terciéru od Fusána et al. (1987) určuje v území omezeném spojnicí mezi obcemi Pliešovce—Krupina—Medovarce—Cerovo—Litava—Senohrad—Pliešovce v podloží neovulkanitů a molasy mezozoikum a svrchní paleozoikum veporika. Tento rozsah mezozoických a svrchnopaleozoických hornin se pozičně logicky do značné míry shoduje s rozsahem bzovické propadliny vymezeným Vassem et al. (1. c.). V okolí tohoto mezozoického a svrchnopaleozoického ostrova zakreslují Fusán et al. (1. c.) krystalické břidlice veporika bez bližšího stratigrafického či litofaciálního zařazení.

Naproti tomu Vass et al. (1. c.) uvádějí ve svém strukturně-tektonickém schématu podloží ve směru od maďarské hranice k S po linii Pôtor—Príbelce—Hrušov hronský komplex svorů, rul a amfibolitů (sensu Klinec, 1966), dále k SZ nečleněnou juru až



Obr. 3. Interpretací profil Banský Studenec — Příbelce (Gnojek a Putna, 1988). 1 — magnetické pole naměřené ve výšce 80 m nad terénem, 2 — analytické pokračování magnetického pole ve výšce 300 m nad terénem (plošná filtrace), 3 — analytické pokračování magnetického pole ve výšce 1 000 m nad terénem (plošná filtrace), 4 — vypočtený magnetický účinek tělesa v řezu ve výšce 1 000 m nad terénem, 5 — lávové proudy andezitů, 6 — transportované vulkanoklastické horniny Štiavnických vrchů, 7 — epiklastické vulkanické horniny vinické a čelovské formace, 8 — sedimenty spodního miocénu, místy s vulkanickou příměsí, 9 — svrchnokřídové a paleogenní sedimenty molasy, 10 — mezozoikum vyšších západokarpatských příkrovů, 11 — obalové mezozoikum veporid (trias — jura), 12 — granodioritová intruze hodruško-štiavnická, 13 — krystalické břidlice veporika, 14 — zdroj litavské anomálie. (Geologický řez s využitím údajů Konečného a Lexy, 1984 a Vasse et al., 1979.)

Fig. 3. Interpretation profile Banský Studenec — Příbelce. 1 — airborne magnetic field observed in 80 m altitude, 2 — analytical continuation of the magnetic field 300 m above the ground (square filtration), 3 — analytical continuation of the magnetic field 1 000 m above the ground (square filtration), 4 — calculated magnetic response of the body at the cross-section 1 000 m above the ground, 5 — andesite lava flow, 6 — transported volcanoclastic rock in the Štiavnické vrchy Mts., 7 — epiklastic volcanic rock of the Vinica and Čelovec formations, 8 — Lower Miocene sediment with volcanic admixture, 9 — Upper Cretaceous and Paleogene molasse sediment, 10 — Mesozoic rock in the higher West Carpathians nappes, 11 — Mesozoic envelope of the Vepor tectonic unit, 12 — granodiorite intrusion, 13 — crystalline complexes of the Vepor tectonic unit, 14 — source of the Litava magnetic anomaly. (Geological cross-section using data by Konečný, Lexa, 1984 and Vass et al., 1979.)

perm obalových skupin a od spojnice obcí Červeňany—Plachtinské Lazy k SZ královoholfský komplex. Severovýchodní část nově vymezeného tělesa — zdroje litavské anomálie — by pak podle tohoto schématu podloží byla situována v královoholfském komplexu a jz. část v obalovém mezozoiku veporika a v jeho krystalinickém podloží.

Vzhledem ke skromným, a tedy i oprávněně rozdílným názorům na podloží Krupinské planiny je vhodné probrat geologickou interpretaci zdroje litavské magnetické anomálie v několika variantách se zvažováním stupně pravděpodobnosti jednotlivých typů zdrojů.

Mezozoické podložní zdroje této magnetické anomálie, analogické bazickým a ultrabazickým horninám meliatské skupiny nebo „spodního patra“ silického příkrovu, jsou málo pravděpodobné. S výjimkou rozsáhlého zakrytého tělesa peridotitů jz. od Košic (komárovecká anomálie), představují totiž zmíněná bazika a ultrabazika převážně drobná tělesa; zdroj litavské anomálie však drobným tělesem být nemůže. Navíc by v takovém případě mělo být v podloží gemerikum (?). V souvislosti s eventuální (avšak zde neznámou) přítomností gemerika se ještě nabízejí horniny ochtinského souvrství došinské skupiny, v níž zdroje magnetických anomálií existují, nedosahují však rovněž tak velkých rozměrů. Konečně nelze zapomínat, že Fusán et al. (l. c.) udávají z. okraj gemerika daleko od litavské anomálie, přibližně na s.-j. linii Divín—Bušince, t. j. nejméně 10 km v. od zdroje této anomálie.

Podstatně pravděpodobnějšími se jeví zdroje příslušející k veporiku, konkrétně k jižnímu veporiku. Obalové jednotky — mezozoická federátská a mlado-paleozoická revúcká — rovněž neposkytují velkou naději, že by mohly obsahovat rozsáhlé akumulace magnetických hornin. Ve federátské skupině převážně triasových a jurských sedimentů, mapovaných Vozárovou a Vozárem (1988) v nesouvislých výskytech mezi Dobšinou až Tuhárem, nebyly zatím zdroje magnetických anomálií zaznamenány. Stejně tak ani v revúcké skupině, vymezené Vozárovou a Vozárem (1982), není valná naděje na rozsáhlé zdroje letecky zjištěných magnetických anomálií. Její permské souvrství rimavské totiž obsahuje vedle sedimentů jen málo produktů ryolitového vulkanismu, jež nevytvářejí magnetické anomálie. Karbonské souvrství slatvinské sice zahrnuje i resedimentovaná vulkanoklastika a tenká výlevná tělesa dacit-andezit-bazaltového složení, jejich mocnost však nepřesahuje jednotky metrů, tělesa na sebe navenazují a nevytvářejí souvislý horizont. Proto je naděje na zdroje aeromagnetických anomálií v této skupině malá, a vskutku zatím žádné anomálie v povrchových výskytech těchto souvrství nebyly zaznamenány.

Zbývají tedy krystalinické komplexy veporika.

Nově je postupně vymezil Bezák (1982 a 1988). Přitom královoholfský komplex, ať už v pojetí Klincové či Bezákové (1988), jakožto povrchově značně rozšířený granitizovaný komplex migmatitů s enklávami pararul a granitoidů, je v naprosté většině svého povrchového rozšíření bez magnetických anomálií (srov. mapy Gnojka a Janáka, 1986). Proto nepřičítáme zdroj litavské magnetické anomálie ani tomuto komplexu. Pro úplnost uvádíme, že známý magnetický granit rochovecký není součástí královoholfského komplexu.

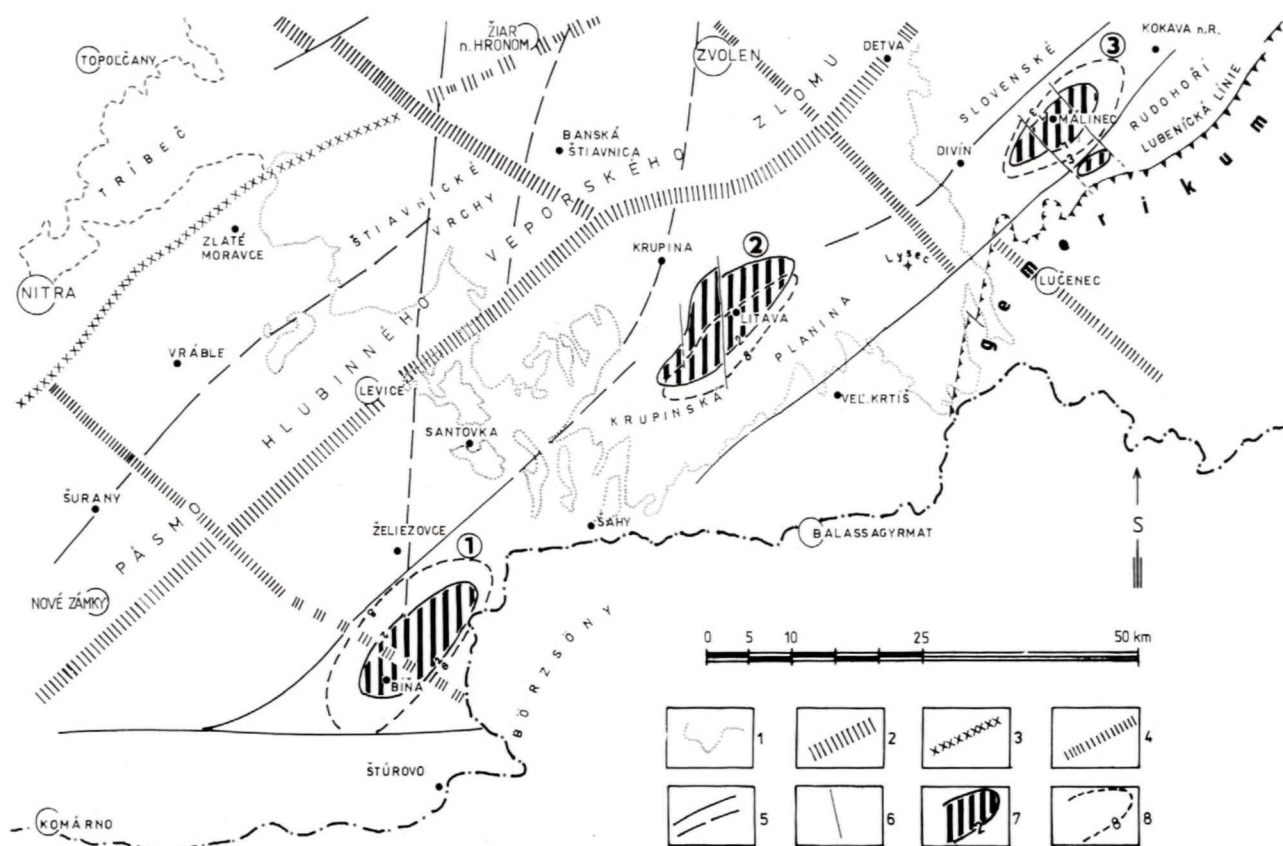
Za nejpravděpodobnější zdroj magnetické anomálie v podloží Krupinské planiny tedy považujeme ostatní krystalinické komplexy jižního veporika, totiž komplex Ostré, klenovecký, sinecký a lovinobanský komplex. Z nich pak konečně granátické svory a amfibolity (původně jílovce s bazaltoidními vulkanity) komplexu Ostré mohou s nejvyšší pravděpodobností být zdrojem aeromagnetických anomálií. Přestože o rozšíření těchto nově vymezených komplexů pod vulkanicko-sedimentárními horninami Krupinské planiny a pod sedimenty Ipelské kotliny zatím nemáme potřebné informace, můžeme zde na základě litavské anomálie jejich přítomnost předpokládat.

Konečně ke vzniku této anomálie mohly též přispět i kontaktně metamorfované sedimenty obalu veporika, především slatvinského a rimavského souvrství revúcké skupiny, případně i triasové skupiny federátské, pokud byly dotčeny kontaktním účinkem intruzí alpských granitoidů. Studium kontaktních aureol těchto granitoidů v jv. části veporika zjistili totiž Vozárová a Křištín (1985), že v tamní amfibolitové metamorfní facii nízkotlakového typu vzniká mj. také magnetit.*

Provedená geologická interpretace aeromagnetické litavské anomálie není v rozporu s výsledky gravimetrie. Osa sv.-jz. protažení zdroje magnetické anomálie probíhá totiž zcela paralelně a jen 3 až 4 km jižněji od osy kladné tíhové anomálie vedené od Dudinců, j. od Medovarů na Trpín a k Senohradu, a právě zde v okolí Senohradu bylo Šefarou in Vass et al. (1979) vymezeno eliptické těleso s převahou těžších hmot. Jižní část tíhové anomálie vymezující toto těleso těžších hmot se přímo překrývá se severní částí zdroje litavské magnetické anomálie. Příkopová až synklinoriální struktura, vymezená Vassem et al. (l. c.) na strukturně-tektonickém schématu podloží mezi Modrým Kamenem a Pliešovci, zahrnuje zdroj interpretované litavské magnetické anomálie v celém jejím rozsahu.

Předpokládané těleso kruhového průřezu s převahou lehčích hmot, ukázané citovanými autory v témže schématu podloží mezi Modrým Kamenem

* Na možný „kontaktně metamorfní“ (částečný) původ diskutované magnetické anomálie upozornil recenzent článku Vozár.



Obr. 4. Lokalizace hlavních zdrojů rozsáhlých magnetických anomálií v krystaliniku veporika (Gnojek, 1988). Hlubinné zlomy podle práce Šefary et al. (1987). 1 — rozšíření středoslovenských neovulkanitů na povrchu, 2 — hlubinné zlomy 1. řádu, zakryté, 3 — hlubinné zlomové zóny 2. řádu, zjevné, 4 — hlubinné zlomové zóny 2. řádu, zakryté, 5 — hlubinné zlomy 3. řádu, 6 — zlomy menšího hloubkového dosahu, 7 — horní okraj zdroje magnetické anomálie s hloubkou v km, 8 — předpokládaný spodní okraj zdroje magnetické anomálie s hloubkou v km; 1 — anomálie biňanská, 2 — anomálie litavská, 3 — anomálie málinecká.

Fig. 4. Location of main sources of extensive magnetic anomalies in the Vepor tectonic unit (Gnojek, 1988). Deep faults according to Šefara et al. (1987). 1 — outcropping Central Slovakian neovolcanics, 2 — 1st order deep fault, buried, 3 — 2nd order deep fault zone, 4 — 2nd order deep fault zone, buried, 5 — 3rd order deep fault, 6 — subordinated fault, 7 — upper margins of the magnetic anomaly depth in km, 8 — presumed lower margin of the magnetic source, depth in km; 1 — Biňa anomaly, 2 — Litava anomaly, 3 — Málincec anomaly.

a Velkými Stracinami, nevyvolává žádnou magnetickou anomálii. Nejde tedy o magnetické granitoidní těleso.

Závěr

Uplatnění progresivních postupů interpretačního zpracování nových aerogeofyzikálních dat v území Krupinské planiny, konkrétně zpracování analytických pokračování magnetického pole do horního poloprostoru, vedlo k odhalení magnetického anomálního zdroje v předterciálním podloží. Těleso zdroje má několikakilometrové rozměry a jeho centrum se nachází v okolí obcí Litava a Cerovo.

Přiřazení zdroje této anomálie k analogickým magnetickým horninám známým z gemerika považujeme za málo pravděpodobné. Rovněž obalové jednotky veporika nemohou velmi pravděpodobně obsahovat

tento objemný zdroj. Za nejpravděpodobnější geologický zdroj litavské anomálie považujeme proto paleozoické komplexy metamorfít veporského krystalinika, nově definované Bezákem (1988). Na základě analogie s magnetickými projevy těchto komplexů v exponovaných územích veporika sv. od Krupinské planiny (mezi Lovinobaní a Revúcou) usuzujeme, že by ji měly vyvolávat zejména horniny komplexu Ostré, případně spolu s komplexy lovinobanským a klenoveckým.

Na obr. 4 je závěrem znázorněna možná pozice zdrojů tří rozsáhlých magnetických anomálií vyvolaných hluboko uloženými tělesy, a to (od JZ) zdroj anomálie biňanské a předpokládanými magnetickými hmotami v hloubkách 2 až 8 km, zdroj nově vymezené anomálie litavské v podobné hloubkové úrovni a těleso způsobující anomálii málineckou s magnetickými horninami podstatně blíže pod povrchem

v úrovni 1 až 3 (4) km. Všechny tři se nacházejí v kladném tíhovém poli odkryté gravimetrické mapy, t. j. v územích s relativně těžšími horninami. V souladu s nejnovějšími poznatky Fusána et al. (1987) je přiřazujeme převážně ke komplexům krystalických břidlic veporika v podloží.

Literatúra

- Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfitů a granitoidů v kohút-ském pásme veporid (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65–70.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Stredoslovenské neovulkanity. . . . Východoslovenská nížina. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 11.
- Durán, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. *Geol. Práce, Spr.*, 33.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, Veda*.
- Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno, Geofond Bratislava*.
- Gnojek, I. 1988: Přehled magnetických anomálií a jejich zdrojů ve vnitřních Západních Karpatech. In: Suk, M. (Red.): *Sborník semináře „Geologické interpretace geofyzikálních dat“*. *Geofyzika Brno*.
- Janák, F., Madejewski, J., Matula, P. a Zabadal, S. 1986: Systém programů pro zpracování aerogeofyzikálních dat. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno*.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 6, 7–28.
- Konečný, V. a Lexa, J. 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov — 1 : 100 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Bratislava, Veda*.
- Marková, M., Planderová, E. a Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied.*, 23, 2.
- Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 2, 7–144.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk, geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — Geofyzika Brno, Geofond Bratislava*.
- Švancara, J. 1985: Program Talwani ΔT pro výpočet přímé magnetometrické úlohy. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ, Veda*.
- Vass, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. [Dokt. dis. práce.] *Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava*.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169–194.
- Vozárová, A. a Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož.*, 10, 199–221.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*.

Some remarks on the basement of the Krupinská planina Highland

The area of the Central Slovakian neovolcanites with the preponderance of rocks of the andesite type causes a very complex magnetic field which was not presented on older maps at all. The first result of the latest detailed airborne geophysical mapping of the Inner West Carpathians carried out in the period from 1976 to 1983 was the compilation of aeromagnetic maps on the scale of 1 : 50 000 (Gnojek and Janák, 1986). However, the very variable and articulated anomalous field of neovolcanic areas (Fig. 1) on these maps made it impossible to easily solve the regional geological problems of the volcanic regions.

A considerable improvement in the clarity of the magnetic field and thus a better utilization of aeromagnetic data in structural geology of the Central Slovakian volcanic region were possible derived maps elaborated only recently, especially maps of analytical continuation of the magnetic field to the upper half-space up to the level of 1 000 m above the ground (Fig. 2).

The derived maps allow the interpretation of some regional geological phenomena such as:

- 1) the total extension of volcanites covered with younger non-magnetic sediments
- 2) the delimitation of the territory with the greatest accumulation of magnetic volcanic masses
- 3) a new circle-shaped concentric magnetic structure

4) several faults both in the volcanites and in their basement.

And last but not least these maps revealed a distinct anomaly in the south-eastern part of the territory with the amplitude of 60 nT at the height of as much as 1 000 m. Its top part is 5 km south of the village of Litava (Litava magnetic anomaly) and approximately 22 km north of the Czechoslovak — Hungarian border.

Through the quantitative interpretation of this anomaly, using the Talwani — Heirtzler's method for two-dimensional bodies of polygonal cross-section with a pre-set susceptibility, it was found out that the anomaly can be caused by a body of trapezoid cross-section (Fig. 3) situated at the depth of 2 to 8 km and characterized by mean susceptibility of 10 000 · 10⁻⁶ SI units.

The geological interpretation of the anomaly source is a comparatively difficult task. According to the present knowledge of the basement (Fusán et al., 1987), the body is considered to be a part of the Vepor tectonic unit which probably builds the pre-Tertiary basement in this territory. Petrographically it may belong to the basement crystalline complexes of the Paleozoic age which outcrop in a very large area in the north-eastern neighbouring region, the Slovenské rudohorie Mts., where they have recently been studied by Bezák (1988). In addition to that the possible

source of the anomaly might be caused also by Mesozoic and Late Paleozoic rocks of the Gemer tectonic unit and might even be a product of contact metamorphism of Alpine granitoids (Vozárová and Krištín, 1985).

Finally, the greatest magnetic anomalies of deep sources

(anomalies 1 and 2 caused by the source at the depth of 2 to 8 km, anomaly 3 caused by the source at the depth of 1 to 3 (4) km) are shown in Fig. 4. They are supposed to be the most extensive accumulations of magnetic rocks in the south-eastern part of the Vepor tectonic unit.

RECENZIA

I. Kraus: **Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát.** Západné Karpaty, séria Mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza, 13. Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, 1989, 287 s., 143 obr., 43 tab., 16 fotografických tabuliek, anglické resumé (18 s.), anglické vysvetlivky, cena viaz. 45.— Kčs

Dielo svojím aktuálnym zameraním, zvolenými metódami a predovšetkým dosiahnutými cieľmi citeľne rozširuje poznatky v ložiskovej geológii kaolínových nerastných surovín. Poukazuje na základné rozmiestnenie produktov kaolinizácie rôznej genézy na území Západných Karpát a na prítomnosť morfológických a štruktúrnych prostredí, do ktorých by sa mohol orientovať ďalší geologický výskum a prieskum na objasnenie nových ložísk kaolínových surovín. Práca posluží aj spracovateľskému podniku, predovšetkým keramickému. Aktuálnosť tejto knihy umocňuje najmä skutočnosť, že Západné Karpaty nie sú tradičnou oblasťou na využívanie a spracovanie kaolínových surovín.

Autor v práci volil komplexný metodický prístup. Neobmedzil sa len na laboratórne a kamerálne metódy, ktoré samozrejme predstavujú zdroj základných údajov pre analýzu a riešenie problému, ale opieral sa o terénny výskum, vrtné a banské práce najmä Geologického prieskumu, š. p., odkiaľ získal množstvo vzoriek potrebných pre takú rozsiahlu analýzu. Na identifikáciu minerálov, riešenie genézy, stanovenie minerálneho zloženia ílov, obsahu petrogénnych kyslíčnikov, mikroprvkov a pod. využil okrem klasických laboratórnych analytických metód a optických prístrojov aj röntgen, transmisný elektrónový mikroskop, scanový elektrónový mikroskop a elektrónový mikroanalýzátor, čo umožnilo dosiahnuť výsledky na svetovej úrovni.

Kniha je rozdelená do deviatich hlavných kapitol: 1. Zvolené metódy spracovania, 2. Kaolíny Západných Karpát a ich klasifikácia, 3. Genéza kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát, 4. Genéza hydrotermálnej kaolinizácie Západných Karpát, 5. Genéza sedimentárnych kaolínov Západných Karpát, 6. Distribúcia mikroprvkov v kaolínach Západných Karpát, 7. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolinitových ílov Západných

Karpát, 8. Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch, 9. Záver.

Výsledky práce sa zakladajú na syntéze množstva analytických materiálov, demonštrovaných na početných obrázkoch, grafoch, tabuľkách a fotografiách. Najvýznamnejšie je vyčlenenie troch samostatných genetických typov ložísk kaolínov: zvetrávacie, hydrotermálne a sedimentárne. Zvlášť vyčlenil skupinu kaolinitových ílov. Podľa toho je rozdelená aj vlastná práca, tak geologicko-ložiskové pomery, ako aj genéza. Zistenie existencie kaolínových kôr vo všetkých jednotkách vnútorných Západných Karpát, intenzívnejšie kaolinizácie v starších útvaroch, zvlášť na metarolitoch gemerika, v okolí lubenícko-margecianskej línie a iných oblastiach, predstavujú oporné podklady pre prognózne zhodnotenie a vytypovanie najperspektívnejších území na vyhľadávanie a prieskum.

Nie menší význam má vyčlenenie časovej postupnosti hypergéennej kaolinizácie, najmä v terciérnych útvaroch (kišcel — egenburg v Južnoslovenskej kotline, pont v Rimavskej a Lučeneckej kotline, pont — ruman vo východoslovenskej panve, lutét — priabón a hlavná etapa bádenu až pontu), čo pomáha dešifrovať paleogeografické podmienky a vytypovať znosové a vynorené časti územia. Preukázal sa aj značný význam hydrotermálnej mineralizácie, ktorá sa môže využiť nielen pri vyhľadávaní tejto suroviny, ale aj ako jeden z vyhľadávacích príznakov, napr. ložísk polymetalických rúd. Škoda, že autor nevenoval viac pozornosti produktom kaolinizácie vo vulkanitoch Slanských vrchov a Vihorlatu, čo však neznižuje význam práce.

Dostáva sa nám do rúk súborné dielo ložiskovej geológie o kaolínach a kaolinitových íloch Západných Karpát, prvé a jedinečné svojho druhu pre skúmanú a spracovanú oblasť, ktoré vhodne dopĺňa medzeru v doterajších poznatkoch. Je názorným príkladom úzkeho prepojenia vedy s praxou, čo ho robí ešte aktuálnejším. Po knihe siahne nielen odborná geologická verejnosť, profesori a študenti vysokých škôl geologického, chemicko-technologického, úpravnickeho či ďalších smerov, ale iste aj mnohí odborníci rôznych odvetví spracovateľského priemyslu, v ktorých sa kaolín využíva ako základná či vedľajšia surovina.

Miroslav Slavkay