

Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska

AUGUSTÍN ŠUTORA¹, BARTOLOMEJ LEŠKO¹, JOZEF ČVERČKO², JOZEF ŠRÁMEK¹¹ Geofyzika, s. p., závod Brno, Poděbradova 102, 612 46 Brno² Moravské naftové doly, k. p., závod Michalovce, Priemyselná 1, 071 01 Michalovce

(Doručené 30. 4. 1989, revidovaná verzia doručená 9. 11. 1989)

Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia

Geological interpretation of geophysical data along profiles A₂A₂, B₁B₁ and C₁C₁ indicated that the West Carpathian crust in Eastern Slovakia developed into its recent picture during all orogenic events of Alpine age initiating in the Upper Jurassic and terminating during Pleistocene by vertical movements of partial units and segments. This experience is probably valid for the entire West Carpathians as well.

In the time of orogenic processes during the Miocene when huge nappe structures originated at the expense of external flysch basins, only terminating nappe movements completed, or better devastated, the earlier nappes of the upper crust in internal Carpathians. Therefore after the Upper Miocene events it is almost impossible to localize the tectonic scar from which the Mesozoic Austroalpine nappes derived. In the recent gravimetric picture the Tatric, Krížna and Choč nappes remain but in the summit of frontal parts of an obducted crustal segment in the form of remnants hence neither their original southward extension may be assessed. Carbonate masses (mostly dolomite of model bodies No. 13" and 12" in profile B₁B₁) are considered to represent remnants of the Choč nappe group composing, between K_p = +33 to +60 km, the frontal part of the obducted segment in this profile. Such conclusion leads to the statement that scars after the paleogeographic source domains of Carpathian Mesozoic nappes have completely been destroyed far before the Miocene in the time of Mesozoic orogenic events of Paleogene age. The process led to the effacement of possible scars from the Carpathian arch similarly to the fate of Veporic and Gemeric units in the space of recent discontinuities Balaton—Darnó and Zagreb—Zemplín in Eastern Slovakia during the Miocene.

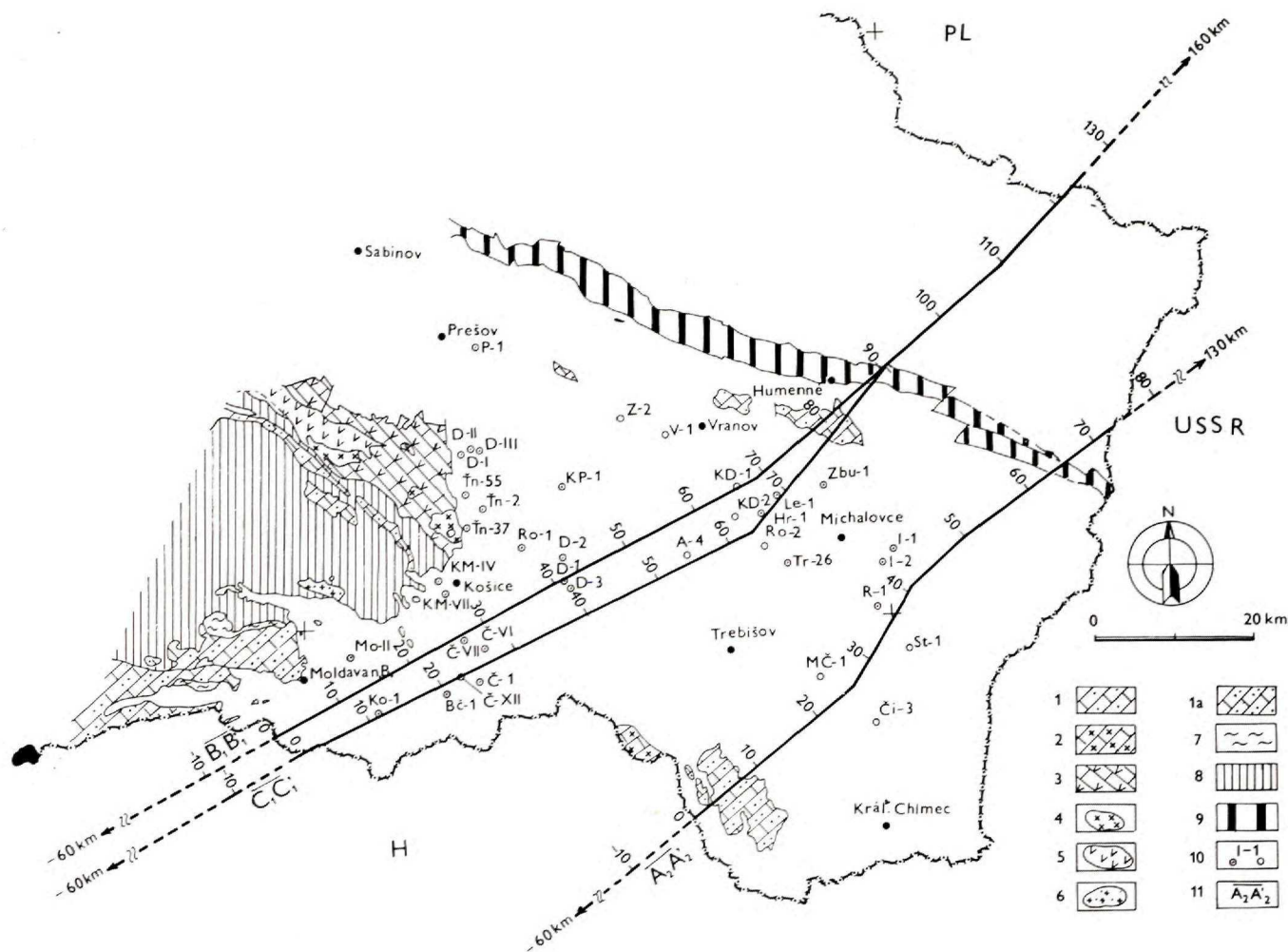
The question on the share of hydrocarbon migration from Mesozoic and older lithological complexes in the basement into elevation structures of Upper Miocene age in their cover remains unsolved. Densities point to the probability of this migration because such elevations between Lesné—Vranov n/T. — Zámotov and Hanušovce n/T. — Veľký Šariš — Levočské vrchy Mts. occur in favourable position above the Pre-Neogene framework. This favourable position is created by the foreground of the obduction surface of the southern crustal segment together with the presence of a crustal slab detached from the former southern margin of the North European platform in 5—6 km depths.

Úvod

Množstvo geofyzikálnych poznatkov z posledných rokov o plošnom a vertikálnom rozložení horninových mas zemskej kôry spolu s geologickými poznatkami o povrchovej a podpovrchovej stavbe pieninského bradlového a flyšového pásma, humenského a zemplínskeho hrastu, ako aj výsledky vrtných prác z Východoslovenskej nížiny a Košickej kotliny umožňujú reálnejšie než predtým nahliadnuť do genézy kôry východnej časti Západných Karpát. Nové údaje o transporte litologicko-stratigrafických mas pri posledných tektonických pohyboch prispievajú v podstatnej miere k riešeniu otázky roponádejnosti tohto regiónu.

Nové poznatky prináša aj komplexná analýza tiažových a geomagnetických dát z východoslovenskej

neogénnej panvy (obr. 10), v ktorej sme od povrchu predterciérnych litologických komplexov až po úroveň Moho-diskontinuitnej vrstvy vyčlenili niekoľko anomálnych prvkov a študovali sme ich vzťah k základnej geologickej stavbe. Na to sme zostavili odkrytú tiažovú mapu opravenú o tiažový prejav štruktúrnej diferenciácie na úrovni Moho-diskontinuity (obr. 2). Potrebnú korekciu sme urobili na základe údajov Šefaru et al. (1987). Medzi anomálne úseky patrí priestor smerom na východ od Prešova, priestor medzi Vranovom nad Topľou a Michalovcami a oblasť medzi Michalovcami a Ptukšou pri čs.-sovietskej hranici. Otázky vzájomných vzťahov anomálnych prvkov a ich genetickej závislosti od geologickej stavby sme riešili v súlade so skôr získanými poznatkami z pásma vnútorných a vonkajších Západných Karpát (Leško et al., 1980, 1982, 1985, 1988; Šutura et



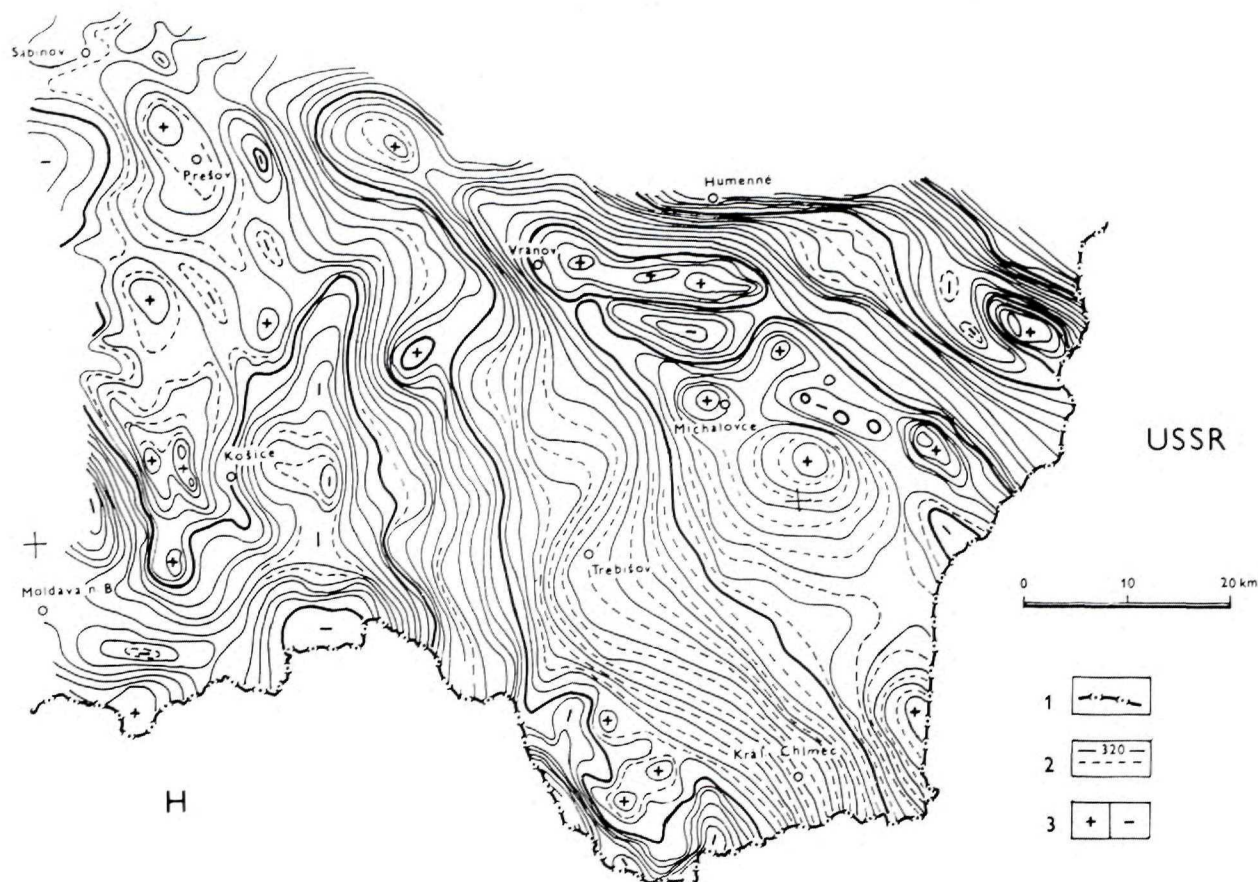
Obr. 1. Situácia geofyzikálne interpretovaných profilov A_2A_2 , B_1B_1 a C_1C_1 na geologickej schéme východného Slovenska (Leško a Šutura, 1988). 1 — karbonátové a pelitické súvrstvia vyšších mezozoických príkrovov južného kontinentálneho okraja karpatskej geosynklinály, 1a — vrchnopaleozoické až mezozoické súvrstvia zemplínskeho hrastu a Silickej planiny, 2 — paleozoické a staršie kryštallické bridlice a granity zemplínskeho hrastu, 3 — mezozoické a paleozoické, prevažne karbonátové súvrstvia, často metamorfované (dynamo-), 4 — granity, 5 — kryštallické bridlice paleozoika až proterozoika (3—5 — jednotky veporskej skupiny), 6 — mladé mezozoické granity, 7 — mezozoické, prevažne karbonátové súvrstvia, dynamometamorfované, s prvkami oceánskej kôry, 8 — paleozoické a staršie kryštallické bridlice a karbonáty s prvkami predmezozoickej oceánskej kôry (6—8 — jednotky gemerskej skupiny), 9 — pieninské bradlové pásmo, pelitické a flyšové súvrstvia, 10 — niektoré vrty, ktoré zasiahli predterciérne podložie, 11 — interpretované geofyzikálne profile.

Fig. 1. Situation of geophysical profiles interpreted: A_2A_2 , B_1B_1 and C_1C_1 on geological sketch map of Eastern Slovakia (Leško and Šutura, 1988). 1 — carbonate and pelitic sequence of Upper Mesozoic nappes derived from the southern continental margin of Carpathian geosyncline, 1a — Upper Paleozoic to Mesozoic sequence of the Zemplín horst and of the Silica plateau, 2 — Paleozoic and older crystalline schist and granite of the Zemplín horst, 3 — Mesozoic and Paleozoic, mostly carbonate sequence, frequently (dynamo-) metamorphosed, 4 — granite, 5 — crystalline schist of Paleozoic to Proterozoic age (3—5 — units of the Vepor group), 6 — young Mesozoic granite, 7 — Mesozoic, mostly carbonate sequence, dynamometamorphosed with oceanic crustal elements, 8 — Paleozoic and older crystalline schist and carbonate with elements of Pre-Mesozoic oceanic crust (6—8 — units of the Gemeric group), 9 — the Pieniny Klippen Belt, pelitic and flysch sequences, 10 — some of drillings reaching the Pre-Cenozoic basement, 11 — geophysical profile interpreted.

al., 1982) na regionálnych profiloch A_2A_2 , B_1B_1 , C_1C_1 (obr. 1). Akceptovali sme tiež poznatky z prác: Šefara et al. (1987), Grecula a Együd (1977), Grecula a Hovorka (1987), Grecula a Varga (1979), Varga (1978), Fusán et al. (1987), Kilényi a Rumpler (1984), Fülöp et al. (1986, 1987), Tomek et al. (1987), Kázmér a Kovacs (1985) a ďalších autorov.

Základné varianty riešenia, transformované do

východiskových a následne reambulovaných hustotných modelov sme testovali pomocou 2,5 rozmernej Talwaniho úlohy na počítači ICL-PV Quatro. Hustotné heterogenity sme pozdĺž uvedených profilov modelovali do hustotne homogénnych telies polygonálneho prierezu, ktorých tretí rozmer (kolmý na smer profilu), bol ohraničený vzdialenosťou ± 25 km. Vzhľadom na pomery zistené v štruktúrnej individu-



Obr. 2. Odkrytá mapa tiaže opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania (Šutóra, 1988). 1 — štátne hranice, 2 — izanomálie delta g ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Fig. 2. Stripped gravity map corrected by gravity effect of structural differentiation at the level of MOHO discontinuity (Šutóra, 1988). 1 — state frontier, 2 — isonomaly delta g ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

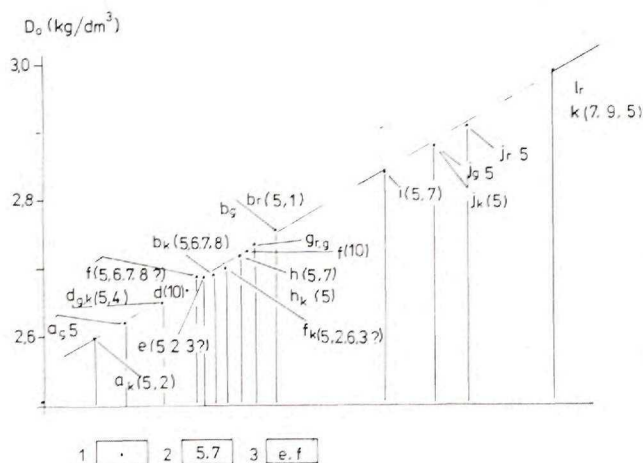
alizácii a diferenciácii horninového prostredia sme túto metódu použili pri zostavovaní litologických komplexov reliéfu predterciérneho podložia neogénnej panvy. V hlbších častiach kôry sme pre anomálne telesá aplikovali ohraničenie v treťom rozmere až ± 45 km. Pri finálnych modeloch dosiahnutá zhoda medzi tiažovou krivkou a vyrátaným tiažovým efektom nepresahovala ± 1.0 mgl. Výsledky kvantitatívnej analýzy predkladáme vo forme čiastočne skrátených modelových rezov, hoci sme modelové riešenia analyzovali v intervaloch uvedených na obr. 1.

Hustotná charakteristika predterciérnych horninových komplexov

Fyzikálne parametre horninového prostredia, ktoré tvorí podpovrchovú a povrchovú stavbu zemskej kôry, sme stanovili z hustotných analýz vrtných vzoriek (Pichová, 1978—1988; Uhmanna a Angelidis, 1980) a z komplexnej práce Husáka (1987 in Šefara et al., 1987), ktoré sme transformovali do grafov (obr. 3, 4, 5, 6). Pre horninové komplexy širšieho územia

bradlového pásma sme použili výsledky z vrtu Hanušovce—1 (Borkovcová, 1983 in Leško et al., 1985) a pre flyšové pásmo poznatky Uhmanna et al. (1987). Tie nám potom umožnili určiť potrebné fyzikálne parametre veľkej časti terciérnych, paleozoických i starších horninových komplexov bradlového a flyšového pásma, ako aj podložia východoslovenskej terciérnej panvy.

Pri definovaní hustotného rozloženia hornín v spodnej časti zemskej kôry sme použili výsledky Vyskočila (1985). Ako počiatočnú — referenčnú strednú hustotu pre hĺbky od 10 km do 30 km sme použili hustotný parameter $D_0 = 2.80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a pre horniny z bezprostredného podložia Moho — diskontinuity $D_0 = 3.05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Hoci sme na množstve povrchových a vrtných vzoriek z územia Košickej kotliny a Východoslovenskej nížiny merali hustotné susceptibilitné a rýchlostné parametre, v geologickej interpretácii geofyzikálnych dát zostáva mnoho otvorených otázok. Príčinou je nielen málo petrografických a stratigrafických dát o hodnotení predterciérnych útvarov — zväčša alpínsky (dynamo-, anchi-) meta-



Obr. 3. Hustoty hornín mladšieho a staršieho paleozoika v gemerskom pásme. ① — objemové hustoty (D_o v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), ② — označenie vrtov alebo povrchových odberov: 1 — Bočiar-1, 2 — Čaňa XII, 3 — Čaňa VII, 4 — Čaňa VI, 5 — povrchový odber s prijatými výsledkami Husáka (in Šefara et al., 1987), 6 — Komárovce IV, 7 — Komárovce IX, 8 — Komárovce VII, 9 — Košice-15, 10 — Čaňa-1; ③ — litologická charakteristika: ak — kremenitý porfýr karbónu, br — fylity rakoveckej formácie, bg — fylity gelnickej formácie, bk — karbónske fylity, d — kremenité pieskovce a droby, dkg — pieskovce — droby rakoveckej a gelnickej formácie, e — muskoviticko-sericitické bridlice, f — tmavé ílovité bridlice karbónu (fk), grg — karbonáty rakoveckej a gelnickej formácie, h-hk — vápence karbónskeho veku, i — dolomity karbónskeho veku, j — diabázy, k — magnezity, l — amfibolity.

Fig. 3. Rock densities of Upper and Lower Paleozoic age in the Gemeric belt. 1 — volume density (D_o in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — sample site (drilling or surficial): 1 — Bočiar-1, 2 — Čaňa XII, 3 — Čaňa VII, 4 — Čaňa VI, 5 — surficial sample with acquired result by Husák (in Šefara et al., 1987), 6 — Komárovce IV, 7 — Komárovce IX, 8 — Komárovce VII, 9 — Košice-15, 10 — Čaňa-1; 3 — lithology: ak — quartz porphyry, Carboniferous, br — slate, Rakovec Group, bg — slate, Gelnica Group, bk — slate, Carboniferous, d — quartz arenite and greywacke, dkg — sandstone and greywacke, Rakovec and Gelnica Groups, e — muscovite-sericite shale, f — dark argillaceous slate, Carboniferous (fk), grg — carbonate, Rakovec and Gelnica Groups, h-hk — limestone, Carboniferous, i — dolomite, Carboniferous, j — diabase, k — magnesite, l — amphibolite.

morfovaných, ale predovšetkým geologická zložitost konštelácie študovaného územia. V tomto priestore sa zbiehajú línie alpsko-karpatských diskontinuit, čím vytvárajú stret západokarpatských a juhoalpských segmentov kôry (Kázmér a Kovacs, 1985) počas neoalpinskeho dotvárania stavby s ďalekosiahlym transportom vrchnokôrových litologických mäs smerom na sever a SV.

Nové petrografické analýzy Hovorku (1987 a 1988, ústne oznámenie) uvádzajú v tejto oblasti nové údaje o vzťahu magnetickej susceptibility k hustotným parametrom niektorých dynamometamorfovaných litologických sledov. Napríklad z petrografického opisu vzoriek z vrtov Iňačovce—3, Rebrín—1, Blatná Polianka—1, Zbudza—1 je zrejme, že tam ide o horninové zoskupenie (dynamometamorfované pe-

lity, mramorizované vápence, kalcitické bridlice, „schistes lustrés“, serpentinity, ultrabázické vulkanity a vulkanické sedimenty) pochádzajúce z oblasti s oceánskou kôrou, ako napr. penninské jednotky Západných Álp. Hmotnosť týchto hornín obyčajne kolíše v závislosti od magnetickej susceptibility, ktorú zasa podmieňuje charakter metamorfózy minerálov, ako serpentinizácia, rekryštalizácia a tektonizácia horninového prostredia v dôsledku kinetických mechanizmov v čase mezo- až neoalpinských orogénov (Leško et al., 1988).

Napr. peridotity z vrtu Zbudza—1 (obr. 6) pri susceptibilitě $\gamma = 64\,000 \cdot 10^{-6}$ (SI) vykazujú hmotnosť $D_o = 2,84 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Ale pri hodnote $\gamma = 127\,000 \cdot 10^{-6}$ (SI) je ich hmotnosť $D_o = 2,60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Podobnú závislosť medzi hmotnosťou a magneticou susceptibilitou sme zistili aj na vrte Komárovce—1 (obr. 4). Na základe tiažových a geomagnetických analýz z vrtov Komárovce—1 a Zbudza—1, ako aj ďalších lokalít sme tiež zistili, že zdrojom záporných tiažových a kladných geomagnetických anomálií sú skôr petrofyzikálne zmeny pôvodne rovnakých litologických sekvencií ako geologicky cudzie, anomálne odlišné telesá (obr. 7, 8, 9, 10).

Geologická interpretácia geofyzikálnych údajov

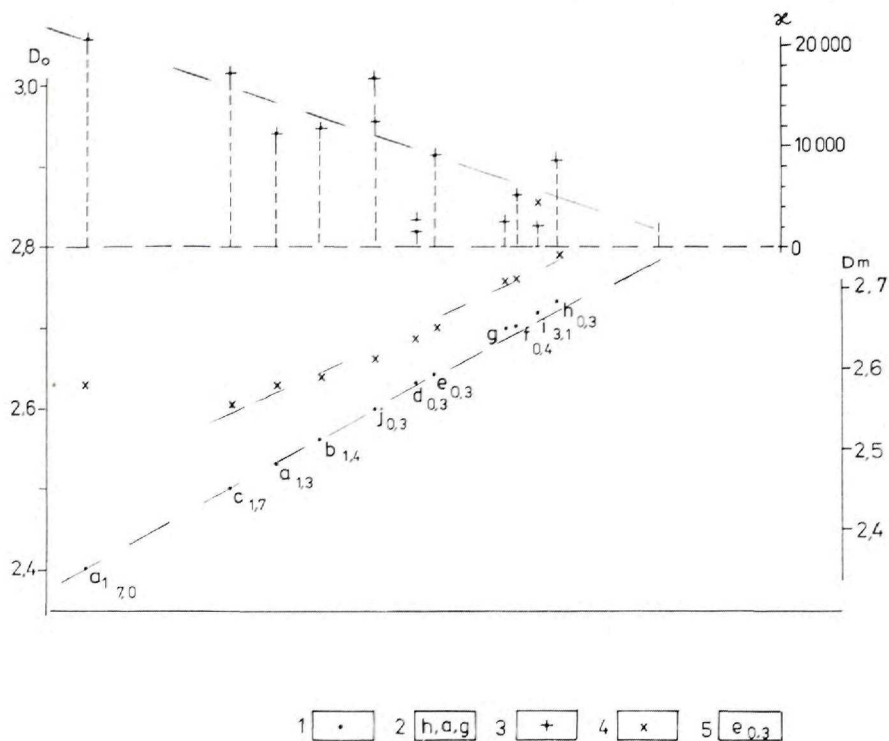
Na základe výsledkov komplexnej kvantitatívnej a kvalitatívnej analýzy tiažových a geomagnetických dát pozdĺž profilov A_2A_2' , B_1B_1' , C_1C_1' (obr. 11, 12, 13) môžeme vyčleniť dva odlišné úseky kôry predstavujúce južný a severný segment. Medzi nimi rozlišujeme vlastné kolízne pásmo obdukčného procesu v kôre, čiže pásmo, kde sa nahromadili alebo pohltili v plášti kôrové pláty, pochádzajúce z dvoch kontinentálnych segmentov.

Profil A_2A_2'

Južný segment na tomto profile sa nachádza v úseku od Kp—10 km smerom na sever do Kp+17 km a jeho geofyzikálny obraz predstavujú tieto modelové telesá:

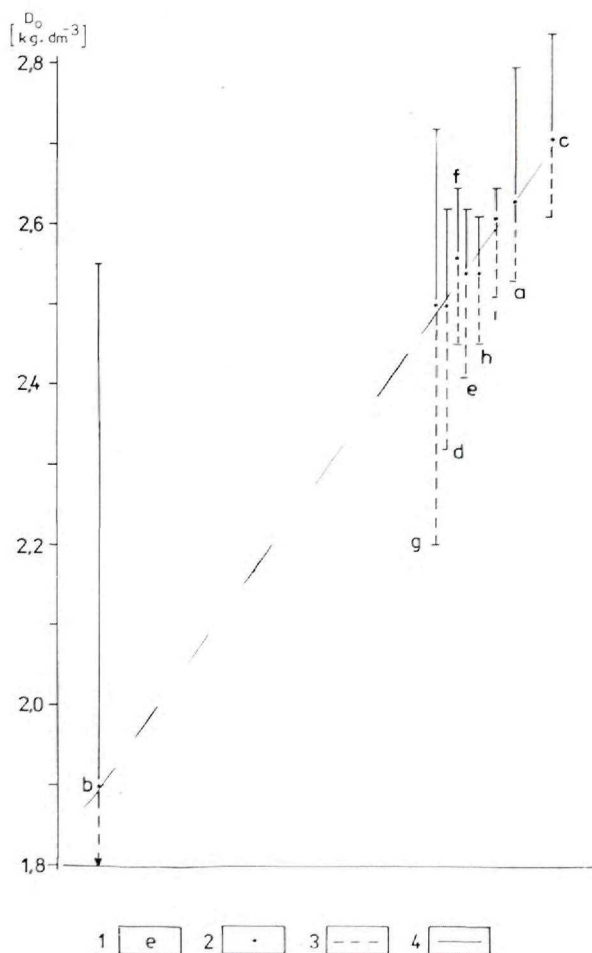
V spodnej kôre sa vyskytujú modelové telesá 8 a 11 s hmotnosťou $D_o = 2,78 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $D_o = 3,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Z geologického hľadiska (obr. 11) by teleso 11 s hmotnosťou $D_o = 3,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ zodpovedalo horninovým komplexom prechodnej zóny kôra — plášť, ktorá by tiež v seizmickom vlnovom obraze (Vejmėlek, 1988) zodpovedala rýchlostným parametrom 8.1 km/s (obr. 16). Moho-diskontinuita prebiehala v hĺbkovom intervale 25 až 26 km, čo je v súlade aj s poznatkami geofyzikálneho výskumu Šefaru et al. (1987).

Modelové teleso s priemernou hmotnosťou $D_o =$



Obr. 4. Hustota a susceptibilita hornin mezozoika z vrtu Komárovce-1 s použitím podkladov Pospíšila, Gnojeka a Hovorku (1988). 1 — stredná hodnota objemovej hustoty (D_0 v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — serpentinizovaný peridotit (Hovorka in Biela, 1978): a — hĺbka 1 155,5 m, b — 1 350 m, c — 1 528 m, d — 1 096,5 m, e — 1 194 m, f — 1 350 m, g — 983 m, h — 1 488 m, i — 1 700 m, j — 1 320,5 m, 3 — hodnota magnetickej susceptibilita (10^{-6} SI) podľa Pospíšila et al. (1988), 4 — mineralogická hustota ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 5 — pórovitosť v %.

Fig. 4. Density and susceptibility of Mesozoic rocks in the Komárovce-1 drilling from data by Pospíšil et al. (1988). 1 — mean value of the volume density (D_0 in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — serpentinized peridotite (Hovorka in Biela, 1978): a — 1 155.5 m depth, b — 1 350 m depth, c — 1 528 m depth, d — 1 096.5 m depth, e — 1 194 m depth, f — 1 350 m depth, g — 983 m depth, h — 1 488 m depth, i — 1 700 m depth, j — 1 320.5 m depth; 3 — magnetic susceptibility value (10^{-6} SI) after Pospíšil et al. (1988), 4 — mineralogical density ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 5 — porosity in %.

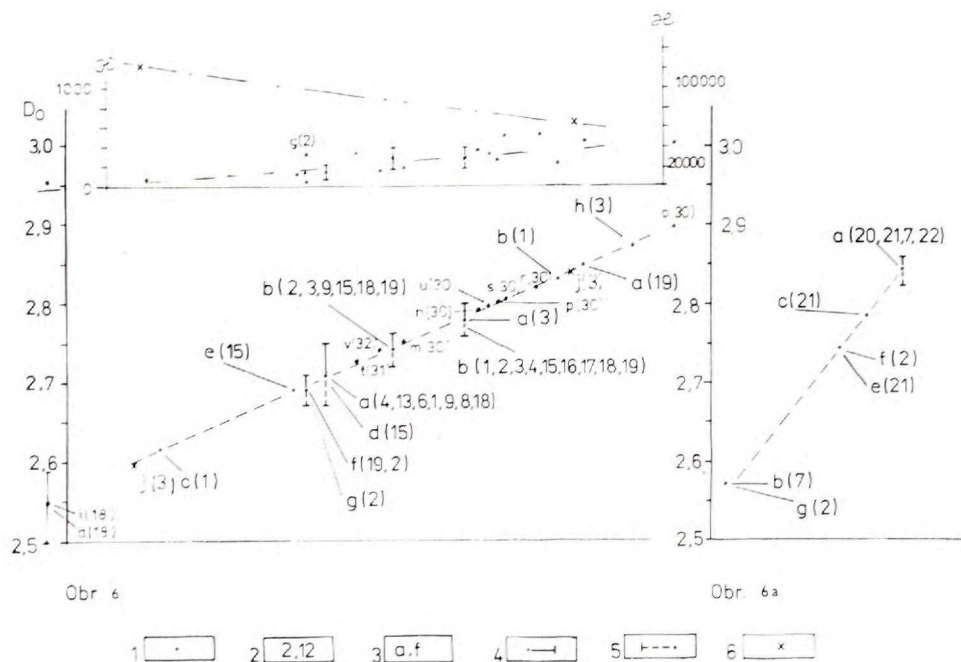


Obr. 5. Hustota hornín z južnej oblasti Zemplínskych vrchov (upravené podľa podkladov Obernauera et al., 1971). 1 — litologická charakteristika hornín: a — andezity, b — ryolity — ryolitové tufy, c — vápence, dolomitické vápence, d — kremence, kvarcity, e — černochovske súvrstvie, f — cejkovské súvrstvie, g — spodnokarbónske súvrstvie, h — diabázové tufy, i — svorové ruly. 2 — priemerná objemová hustota (D_0 v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 3 — minimálne doložená objemová hustota, 4 — optimálne doložená objemová hustota ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$).

Fig. 5. Density of rocks in the southern part of the Zemplínske vrchy Mts. (modified from Obernauer et al., 1971). 1 — lithology: a — andesite, b — rhyolite and tuff, c — limestone, dolomitic limestone, d — quartzite, silica rock, e — Čerchov Fm., f — Cejkov Fm., g — Lower Carboniferous sequence, h — diabase tuff, i — mica schist to gneiss. 2 — average volume density (D_0 in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 3 — minimal volume density, proved, 4 — optimal proved volume density ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$).

$2.78 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ možno korelovať s horninovými komplexami spodnej a vrchnej časti kôry s tým, že v hĺbkach 13 až 10 km predpokladáme predkambrické až mezozoické sedimenty (karbonáty, psafity až pelity). Taký výklad podporuje aj zväzok reflexných plôšiek na profile 598/84 v hĺbkovom intervale 10 až 13 km (Vejmėlek, 1988; obr. 16).

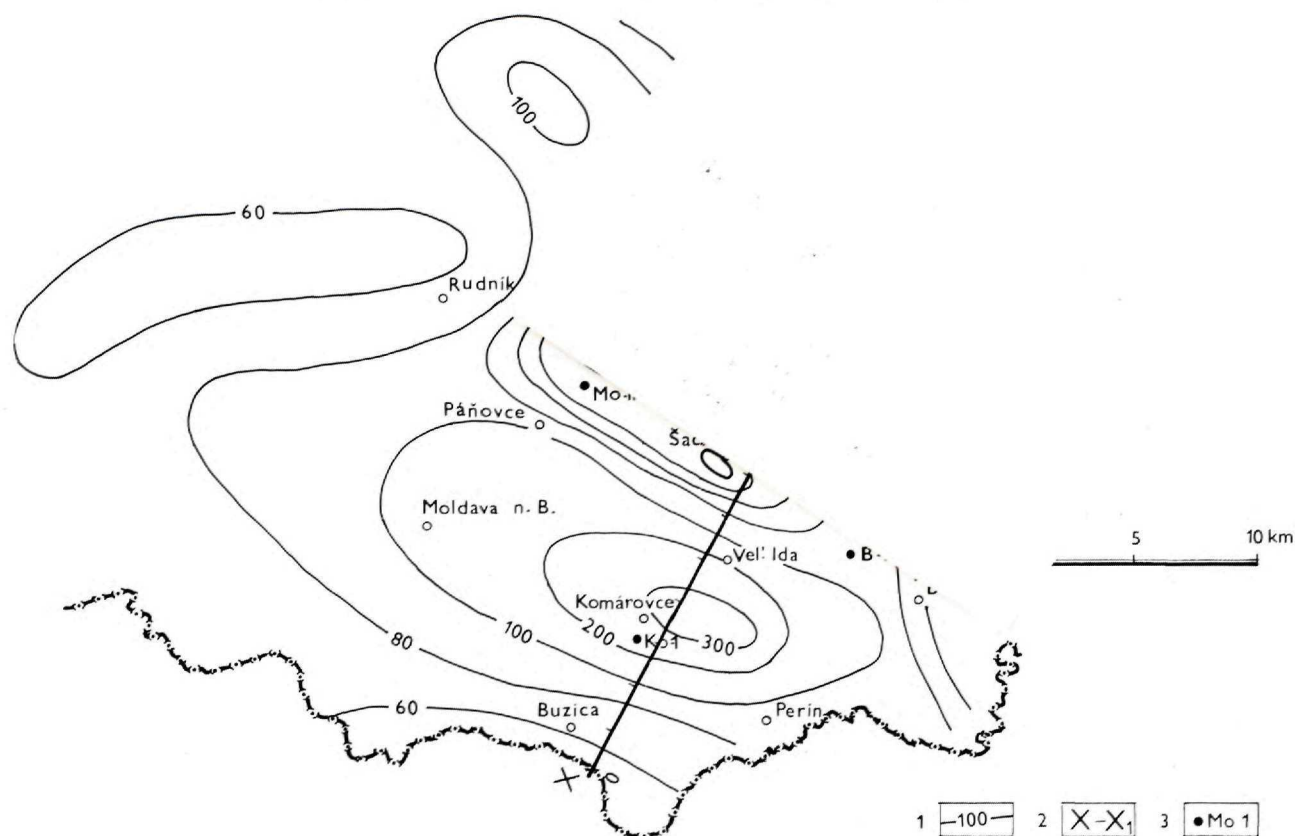
Vrchný kôrový plášť, začínajúci sa asi v hĺbkach 10 až 11 km výraznými reflexnými plôškami (obr. 11, 12, a 16), reprezentujú modelové telesá 5, 6, 7 a 26. Modelové teleso 5 považujeme v bazálnej časti za ťažový prejav granitov a kryštallických bridlíc, opísaných Vozárovou (1989), s hmotnosťou $D_0 = 2.72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ až do úrovne hĺbok 5 až 6 km, kde zväzok výrazných reflexných plôšiek na profile



598/84 signalizuje už karbonátovo-pelitické prostredie. V jeho nadloží považujeme modelové telesá 6.7 a 26 s hmotnosťou $D_o = 2.63 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, $2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $2.60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ za sedimenty paleozoické psamiticko-pelitického vývoja s vložkami — polohami čierneho uhlia s bohatou vulkanickou prímiesou, čo ešte zvýrazňuje ich fyzikálne vlastnosti s nízkymi hustotami ($2.60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Patrí tu asi aj kašovské súvrstvie vrchného paleozoika, tvoriace na povrchu hlavnú zložku zemplínskeho hrastu (Grecula a Együd, 1977).

Južný kôrový segment na profile $A_2A'_2$ je vo fyzikálnom obraze nápadne výrazný štruktúrnou konfiguráciou v dôsledku kolízie kontinentálnych blokov. Ak prihliadneme na jeho epikontinentálne

vrchné paleozoikum, hlavne karbón (Grecula a Együd, 1977; Grecula a Varga, 1979) a zvlášť obsah jury s polohami čierneho uhlia, a zoberieme do úvahy dynamický tvar nadobudnutý pravdepodobne počas kolízie a pohlcovania kôrových plástov severne ležiacoho kontinentu, ako aj jeho regionálnu pozíciu v susedstve západoalpského, pôvodne východoalpského segmentu, ohraničeného od S. SZ líniou Záhrab—Zemplín (segment D — Árkai a Lelkes-Felvári, 1987), ponúka sa možnosť predpokladať, že podobne ako v prípade segmentu Dráva—Bakony (Kázmér a Kovacs, 1985) ide aj tu o mimokarpatský nealpínsky kôrový prvok. Časovo spadá aktivita južného kôrového segmentu pravdepodobne do obdobia od paleogénu (stredného eocénu) po vrchný



Obr. 7. Mapa izanomál delta Z (nT) upravená podľa Šutora (1954). 1 — priebeh izanomál delta Z, 2 — situácia interpretovaného profilu, 3 — situácia niektorých vrtov.

Fig. 7. Map of isoanomalies delta Z (nT) modified after Šutora (1954). 1 — isoanomaly delta Z, 2 — interpreted profile, 3 — drilling site.

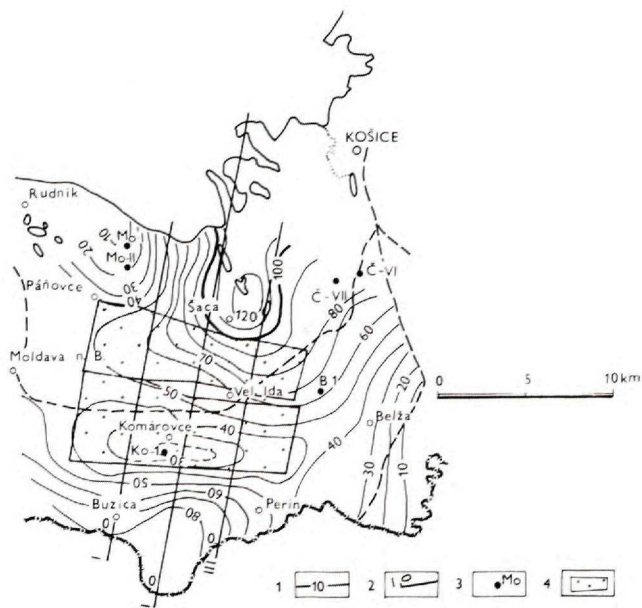
miocén, s čím súvisí aj likvidácia zvyškov sedimentačného priestoru pieninského bradlového pásma, južných častí magurského flyšového bazénu, ako aj spodnomiocénneho bazénu (eger — egenburg) rozloženého severne od bradlového pásma.

Severný segment na profile $A_2A'_2$ ohraničujeme medzi Pk + 10 km až Pk + 90 km. Ale v podpovrchovej a povrchovej stavbe tento segment pokračuje v aktívne postihnutej forme ďalej smerom na SV k okraju flyšových Karpát. V úseku Pk + 13 až Pk + 70 km je kôrový segment v celom priereze alpínsky maximálne aktivizovaný, čo sa predovšetkým prejavuje výrazným vyklenutím plášťových i spodnokôrových litologických celkov severoeurópskeho kontinentu (modelové telesá 13, 12, 16, 15), ako aj litologických zvyškov predstavujúcich pôvodnú, alpsko-karpatskú geosynklinálu (modelové telesá 9, 10, 25) (obr. 11).

Pri severnom okraji južného — „zemplínskeho“ — segmentu, čiže v centre kolíznej zóny kontinentálnych blokov, interpretujeme fyzikálne individualizované telesá 16, 15, 9, 10 a 25 ako reprezentantov litologických sledov, ktoré v dôsledku obdukčných procesov boli spolu s vyššími nadložnými karpatský-

mi geosynklinálnymi prvkami odlúpnuté od spodnej kôry severoeurópskeho kontinentu a vyvlečené na obdukované okraje severoeurópskeho kontinentu na vzdialenosť 110—150 km. Ich bazálne časti sa smerom na sever a severovýchod dvíhajú z úrovne -15 km v Pk 0 km až na úroveň -10 km. V priestore Pk + 50 km povrch týchto telies dosahuje do hĺbky iba 2 km.

Z hľadiska kvantitatívnej a kvalitatívnej analýzy tiažových dát, ako aj na základe poznatkov povrchovej a podpovrchovej stavby širšieho územia koreluje modelové teleso 16 s hmotnosťou $D_0 = 2.72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ s vulkanogénnymi komplexami a modelové teleso 15 s hmotnosťou $D_0 = 2.76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ považujeme za ich predkambrický až mezozoický sedimentárny pokryv nad kontinentálnou kôrou. Modelové teleso 9 s hmotnosťou $D_0 = 2.75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ už pravdepodobne reprezentuje paleozoické kryštalické bridlice v bazálnej a dynamometamorfne mezozoikum vo vrchnej časti, ktoré sa nachádza v pásme Bunkovce—Iňačovce—Zbudza. Nevylučujeme, že aj teleso 10 v bezprostrednej blízkosti „zemplínskeho“ segmentu v šupinovitej tektonickej forme patrí k týmto horninám. Modelové teleso 25 hmotnosti



Obr. 8. Odkrytá mapa tiaže na úrovni predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania (Šutora, 1988) a situácia interpretovaných profilov. 1 — priebeh izomorf delta g, 2 — situácia a označenie interpretovaných profilov, 3 — situácia vrtov, 4 — priestorové vymedzenie anomálneho zdroja.

Fig. 8. Uncovered gravity map on the Pre-Cenozoic basement surface corrected by gravity effects of structural differentiation at the MOHO discontinuity (Šutora, 1988) and the interpreted profiles. 1 — isomorph delta g, 2 — interpreted profile, 3 — drilling site, 4 — limits of the anomalous source.

alebo keď ide o alúminium a železo

$Do = 2.66 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ s telesom 9 zvýrazňuje mezo- zoické zvyšky oceánskeho pôvodu v kôre Západných Karpát. V podpovrchovej stavbe predstavuje fyzikálne diferencované teleso 3 hmotnosti $Do = 2.15 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ vrchnomiocénne sedimenty s vulkanickou a andezitovou prímесou.

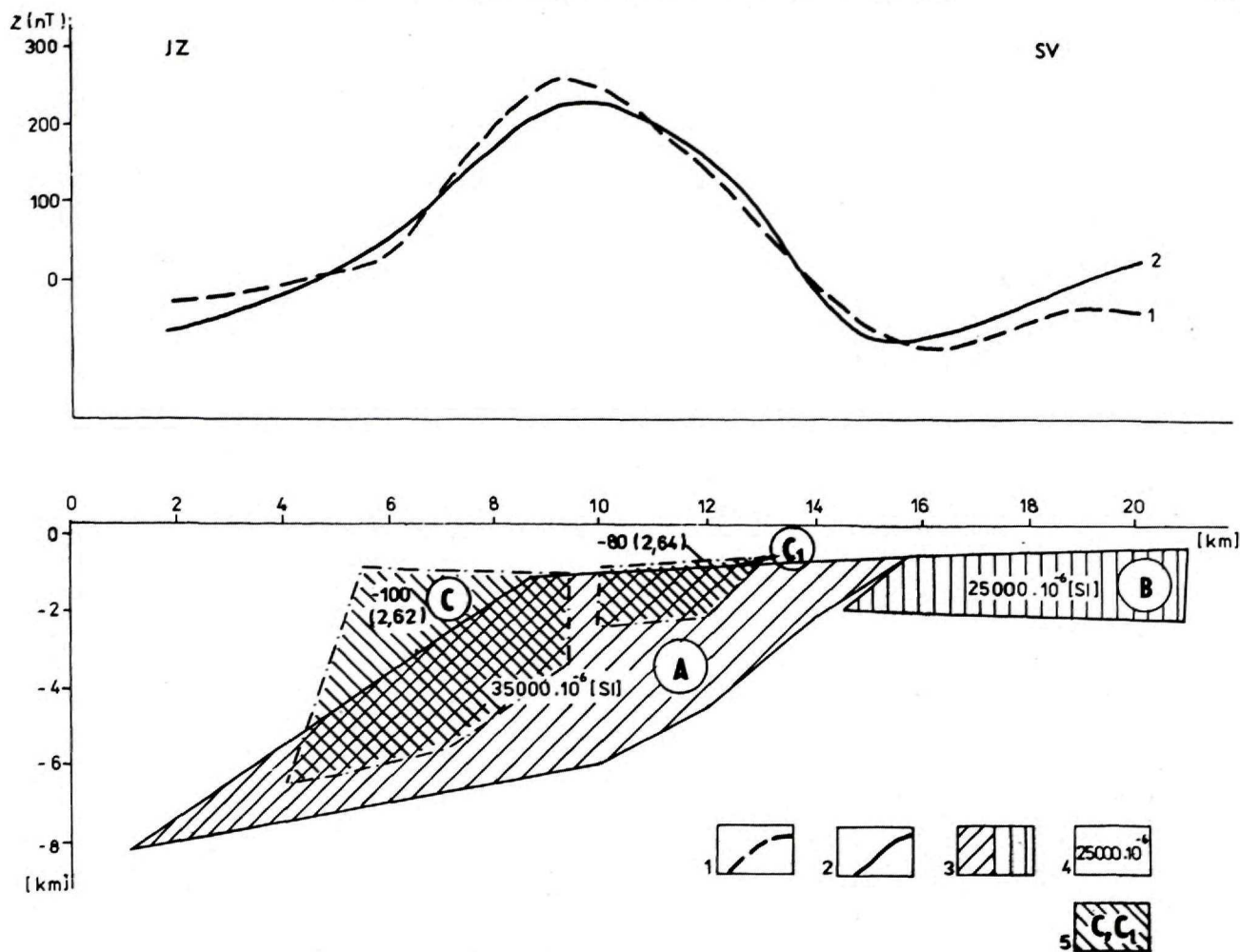
Severný úsek kolíznej zóny medzi Pk + 50 až + 75 km predstavuje v podpovrchovej stavbe zvyšky križňanského prikrovu, pieninského bradlového pásma a krynickej jednotky magurského flyšového pásma. V ich podloží a nadloží horninových komplexov severoeurópskeho kontinentu (modelové teleso 14) je hmotový obraz asi od hĺbok 10 až 11 km nahor veľmi zložitý a individualizovaný v modelových telesách 21, 27, 19, 18 a 4.

Modelové teleso 21 s hmotnosťou $Do = 2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v podloží magurských flyšových sekvencií najskôr zodpovedá flyšovým súvrstviam duklianskej alebo tylovým častiam sliezskej jednotky v podobe odlúpnutých zvyškov pôvodnej platformy kontinentálneho pôvodu (sliezskej kordiliery v zmysle Książkiewicz, 1960—1963), ktoré v povrchovej stavbe indikujú fragmenty kryštalinika na šmykových plochách antiklinálnych pruhov v duklianskej jednotke alebo exotické bloky — klasty a „Lusky Bystrego“ v sliezskej jednotke (Ślaczka, 1959). Vrchná časť

telesa 21 od hĺbok 9 km smerom nahor predstavuje flyšové sekvencie magurského prikrovu.

V nadloží spomínaného telesa na južnej strane sa fyzikálne diferencuje teleso 27 s hmotnosťou $Do = 2.72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a po vonkajšej — severnej strane sa individualizuje modelové teleso 19 s hmotnosťou $Do = 2.80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Teleso 27 považujeme v podmienkach obdukcie a procesov skracovania kôrových plástov za horninový a štruktúrno-tektonický ekvivalent telesa 10 a 9. Naproti tomu modelové teleso 19 hmotnosti $Do = 2.80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, vyskytujúce sa izolovane v paleogénnom flyšovom prostredí, pravdepodobne reprezentujú karbonáty. Teleso, sledovateľné v seizmologickom vlnovom a gravimetrickom obraze, zachováva v celom západokarpatskom oblúku rovnakú tektonickú pozíciu voči pieninskému bradlovému a magurskému flyšovému pásmu. Všade ho podstielajú flyšové súvrstvia vnútorných čiastkových jednotiek magurského prikrovu. Naproti tomu litologické komplexy jury až paleogénu bradlového pásma sú vždy v jeho tektonickom nadloží. Domnievame sa, že modelové teleso 19 ako karbonátový masív reprezentuje zvyšok devastovaného južného okraja severoeurópskeho kontinentu — severopieninskej kordiliery v zmysle Marschalka (1975), oddeľujúci pieninský a magurský flyšový sedimentačný bazén. Tektonicky sa však už musel formovať počas ilýrskych pohybov, lebo jeho súčasná konfigurácia v novovzniknutom štruktúrnom pláne svedčí o ďalekosiahlom (vyše 100 km) transporte smerom na S—SV.

V jeho južnom susedstve sa individualizuje modelové teleso 18 hmotnosti $Do = 2.59 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a teleso 4 hmotnosti $Do = 2.49 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Zaberajú priestor povrchových východov bradlového pásma a oligomiocénnych usadenín v jeho severnom predpolí. Nízka hmotnosť modelových telies v priestore Kp +58 až +65 km koinciduje s litologickým obsahom kriedových púchovských vrstiev, paleogénneho pročského súvrstvia, malcovského oligocénneho súvrstvia a molasového egenburského súvrstvia. To tiež svedčí o tom, že jurské vápencové bradlá povrchovej stavby na okolí Podhorode a Beňatiny smerom do hĺbky vyznievajú. V priestore Pk +49 až +60 km v celej dĺžke nadložia telesa 27 sa individualizuje teleso 17 s hmotnosťou $Do = 2.695 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Keďže vrtne práce v tomto priestore odkryli dolomitické vápence a dolomity, zdá sa, že zistená hmotnosť tohto telesa je veľmi nízka a nezodpovedá jeho litologickému obsahu. Preto sa domnievame, že hrúbka karbonátových komplexov humenského hrastu je v tomto priestore nepatrná, a preto sa gravitačne presadzujú horniny z telesa 21, prípadne horniny vrchnej časti telesa 27, alebo litologické teleso 18 je potrebné umiestniť aj do spodnej časti telesa 27, čiže do podložia dynamometamorfovaných mezo- zoických komplexov s prvkami oceánskej kôry, čo najviac



Obr. 9. Magnetometrická a tiažová interpretácia získaných dát na profiloch XX' a Ko-II a ich vzájomná korelácia. 1 — nameraná krivka delta Z, 2 — vyrátaný účinok anomálnych zdrojov, 3 — poruchové anomálne telesá, 4 — hodnoty aplikovanej susceptibiliti, 5 — anomálne poruchové teleso interpretované na profile Ko-II.

Fig. 9. Magnetometric and gravity interpretation of acquired data on profiles XX' and Ko-II with their mutual correlation. 1 — measured curve of delta Z, 2 — calculated effect of anomalous source, 3 — disturbing anomalous body, 4 — value of used susceptibility, 5 — anomalous disturbing body interpreted on profile Ko-II.

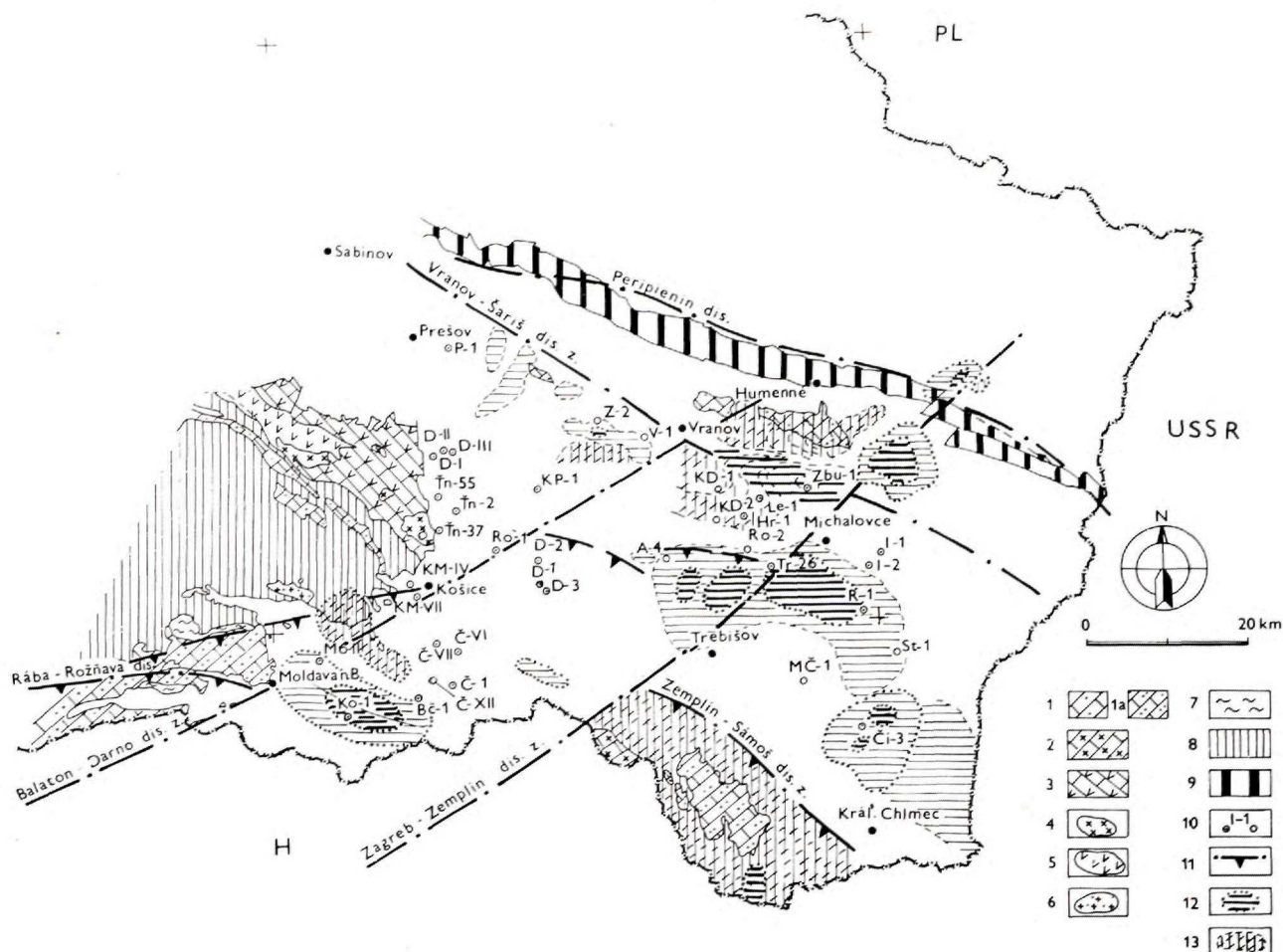
zodpovedá tektonickým procesom a paleogeografickej konfigurácii rozloženia litologicko-stratigrafických jednotiek pred spodným miocénom.

Severná časť profilu $A_2A'_2$ zachytáva krátky úsek flyšového pásma magurskej a duklianskej jednotky v modelových telesách 21, 22, 23 a 24. Modelové teleso 22 hmotnosti $D_0 = 2,655 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ reprezentuje eocénne súvrstvia račianskej jednotky (zlínske súvrstvie) a pestré podmenilitové, menilitové a krosnianske súvrstvia duklianskej jednotky. Plocha nasunutia magurského príkrovu na dukliansku jednotku v priestore Pk +76 je na profile fyzikálne zaznamenaná napriek tomu, že prebieha vo fyzikálne rovnakom hustotnom prostredí. Strihovské súvrstvie s prevahou pieskocov zachycuje modelové teleso 21 hmotnosti

$D_0 = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, čo je azda pre tento litologický komplex mierne prevýšená hodnota. Príčinu tohto javu môžeme snáď vidieť v prítomnosti hrubých polôh konglomerátov s klastami granitov, kryštalic- kých bridlic a karbonátov, ktoré zvyšujú hodnoty hmotnosti strednoeocénneho flyšového súvrstvia z $D_0 = 2,65 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ na $D_0 = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Modelové teleso 23 koinciduje s priebehom vrchnokriedového lupkovského súvrstvia v duklianskej jednotke.

Profily $B_1B'_1$ a $C_1C'_1$

Tieto oblasti sme situovali západne od profilu $A_2A'_2$ a paralelne s ním do územia, kde ústia hlboko založené diskontinuitné pásma vybiehajúce z Južných



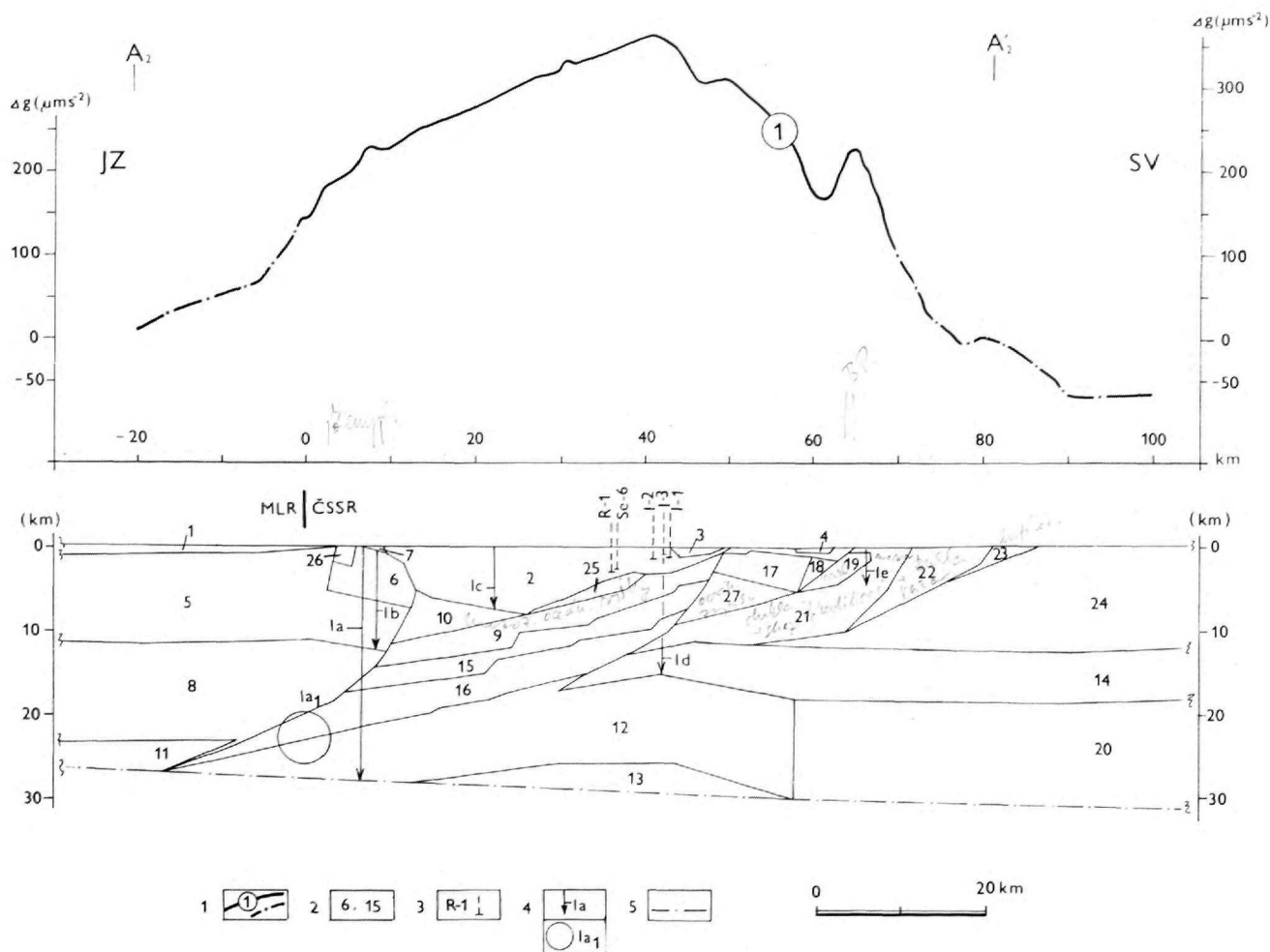
Obr. 10. Rozloženie výrazných magnetických anomálií v podloží východoslovenskej neogénnej panvy. 1–10 — vysvetlivky ako na obr. 1; 11 — hlavné diskontinuitné zóny vrchnomiocénneho obdukčného procesu a tektonomiocénnych pohybov kôrových plástov. 12 — výrazné kladné geomagnetické anomálne prvky a ich vrcholové časti. 13 — plošné rozšírenie výraznejších záporných geomagnetických prvkov.

Fig. 10. Distribution of pronounced magnetic anomalies in the basement of the East Slovakian Neogene Basin. 1–10 — explanations as in fig. 1; 11 — main discontinuity belts of the Upper Miocene obduction process and of tectonic movements of crustal slabs in the Miocene. 12 — pronounced gravimetric highs and their summits. 13 — areal extent of pronounced negative geomagnetic elements.

— Východných Álp cez Maďarsko smerom na V a SV do Západných Karpát na východnom Slovensku. Medzi najdôležitejšie z nich patrí diskontinuitné pásmo Záhreb — Zemplín (Grecula a Varga, 1979), vychádzajúce z periadriatickej línie medzi Južnými a Východnými Alpami a pokračujúce popri severnom okraji pohoria Mecsek na SV k západnému okraju zemplínskeho hrastu.

Niekoľko desiatok km západnejšie od predchádzajúcej línie prebieha diskontinuitné pásmo Balaton — Darnó (Zelenka, 1975; Varga, 1978; Grecula a Varga, 1979), ktoré podľa citovaných autorov na našom území vytvára južné ohraničenie silického mezozoického prikrovu voči Maďarskému stredohoriu s epikontinentálnou jurou a spodnou kriedou a s bohato zastúpeným vulkanizmom v triase Bukových vrchov. Okrem toho podľa názoru Greculu a Vargu (1979) na rožňavskej diskontinuitnej ploche

ako na severnom — severovýchodnom pokračovaní rábskej línie mal by v doline riečky Bodvy tektonicky vyznieť drávsko-bakonský segment Kázméra a Kovácsa (1985), od juhu ohraničený diskontinuitnou plochou Balaton — Darnó. Podľa posledne menovaných autorov bol tento segment vysunutý z oblasti medzi Južnými a Východnými Alpami počas mezoalpínskych fáz smerom na východ až SV na vzdialenosť 450 km. Na naše územie by mal drávsko-bakonský segment zasahovať len nepatrne, a to v trojuholníku Košice — Bodva — línia Balaton — Darnó. Lenže oveľa väčšou mierou naše územie zasahuje kôrový segment rozložený medzi líniou Balaton — Darnó a líniou Záhreb — Zemplín s paleozoicko-mezozoickými sedimentami Bukových vrchov v tzv. dinárskej fáci. To vytvára uzol stretu karpatských geosynklinálnych stavebných prvkov s juhoalpiskými kôrovými prvkami v neoalpínskom štruktúrnom pláne Západ-



Obr. 11. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu A_2A_2' . 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až — 65 km: odkrytá tiažová mapa na úroveň predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úroveň MOHO-diskontinuity; interval Pk 0 až — 20 km a Pk +65 až +160 km: úplná Bouguerova anomália pre redukčnú hustotu $2.67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ opravená o tiažový účinok hlbínnej stavby). 2 — modelové telesá. 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu. 4 — významné geologicko-fyzikálne indikácie: la, la₁, lb — seizmický profil 598/84, obr. 14. lc — reambulovaná mapa reliéfu predterciérneho podlažia neogénnej východoslovenskej panvy. ld — poznatky z refrakčných profilov. le — poznatky z vrtu Hanušovce-I a zo seizmických výskumov flyšového pásma. 5 — zovšeobecnený priebeh MOHO-diskontinuitného rozhrania podľa Šefaru et al. (1987).

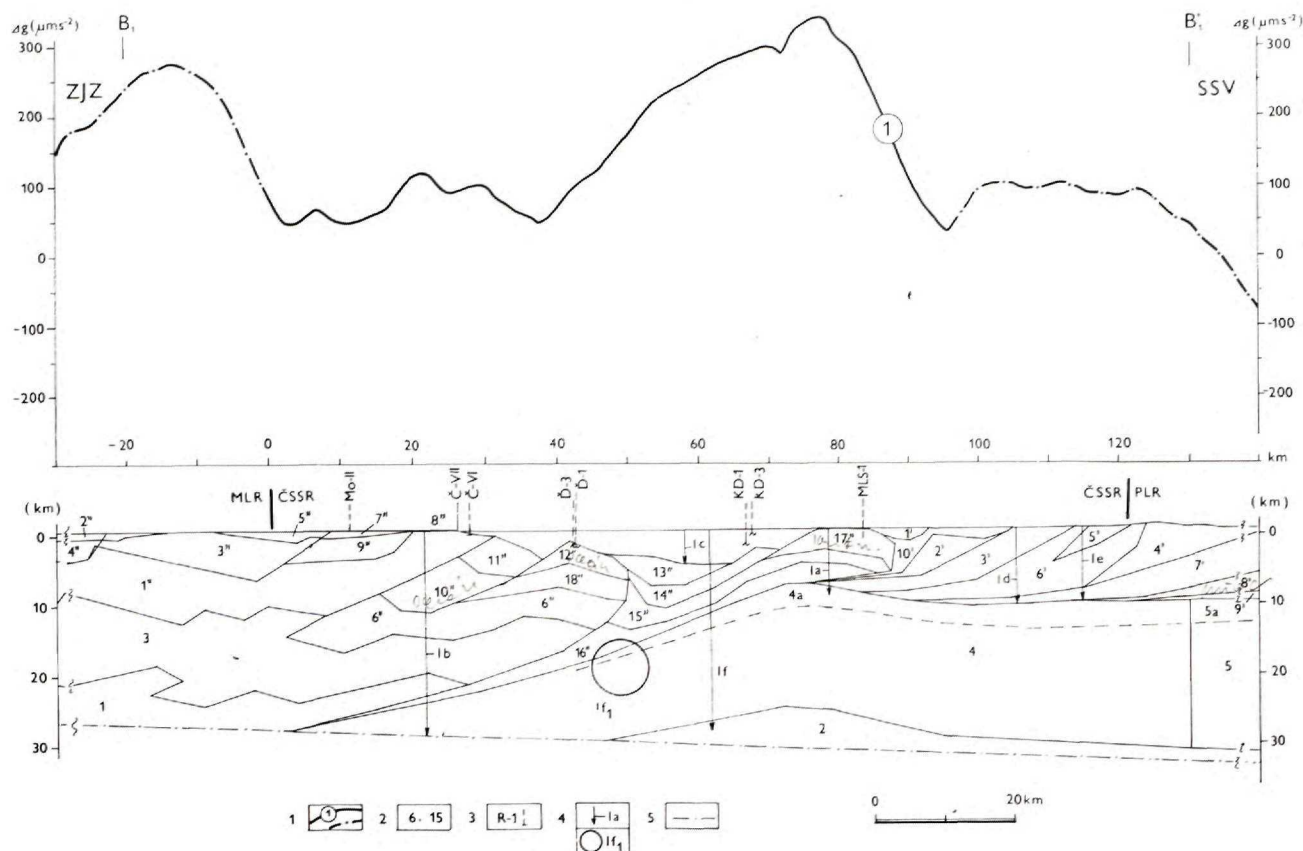
Fig. 11. Geophysical profile A_2A_2' . 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to —65 km: uncovered gravity map on the level of the Pre-Cenozoic basement surface corrected by gravity effect of structural differentiation on the level of MOHO; interval Pk 0 to —20 km and Pk +65 to +160 km: composite Bouguer's anomaly for reduction density $2.67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ corrected by gravity effect of the deep structure). 2 — model body. 3 — drilling data from the near surroundings of the profile. 4 — main geological and geophysical indication: la, la₁, lb — seismic profile No. 598/84, fig. 14. lc — corrected map of the Pre-Neogene basement surface in the East Slovakian Basin. ld — knowledge from the refraction profile. le — knowledge from the Hanušovce-I drilling and from seismological research of the flysch belt. 5 — generalization of the MOHO discontinuity after Šefara et al. (1987). Density characteristics in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, values in the Slovak caption.

ných Karpát na východnom Slovensku. V dôsledku tejto situácie pri riešení východného pokračovania západokarpatských stavebných prvkov v karpatskom oblúku vzniká problém ich identity v tejto oblasti, ktorý napokon zvyšuje aj veľmi zložitý geofyzikálny obraz (seizmologický, tiažový a geomagnetický).

Geofyzikálne dáta získané na profiloch B_1B_1' a C_1C_1' z južného segmentu kôry umožňujú len alternatívne riešenie, čím otvárajú priestor na disku-

siu. Tieto dáta aj tak limitujú možnosti prístupu ku geologickému výkladu zvlášť tam, kde fyzikálne vlastnosti horninového prostredia sú rozdielne.

Južný segment kôry na profiloch B_1B_1' a C_1C_1' sa vyznačuje miernym úklonom geologických prvkov smerom na VZ a Z. To dokumentuje, že produkty kolízie (skracovania a pohlcovania) kôrových prvkov sú rozložené v kolíznom pásme, zaberajúcom celú dĺžku profilu smerom na S po priestor Pk +60 km.



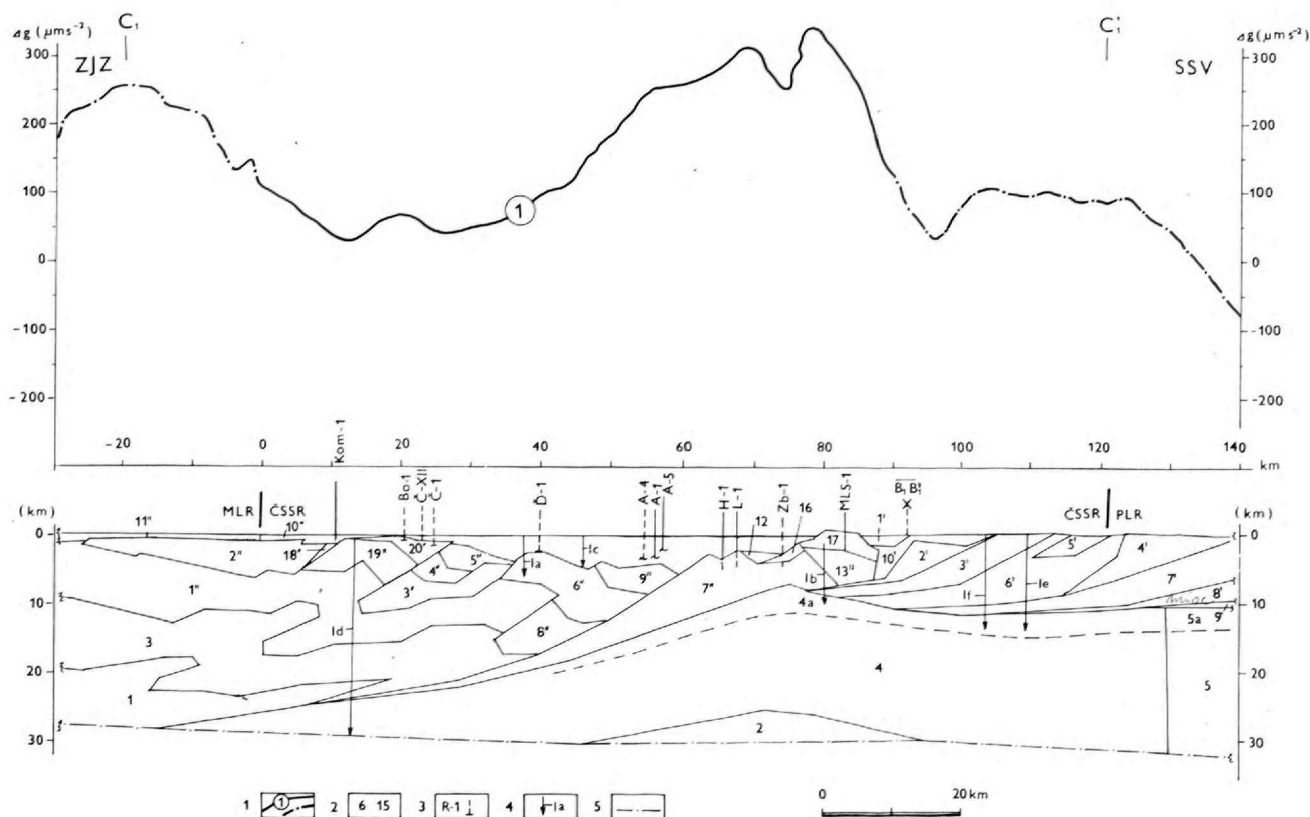
Obr. 12. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu B₁B₁'. 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až +95 km: odkrytá tiažová mapa na úrovni predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania; interval Pk 0 až -30 km a Pk +95 až +140 km: úplná Bouguerova anomália opravená o tiažový účinok hlbínnej stavby), 2 — modelové telesá, 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu, 4 — významné geologicko-geofyzikálne poznatky: Ia — refrakčné merania na seizmických profiloch 11 R/74, 12 R/76, Ib — zovšeobecnený priebeh MOHO-vrstvy podľa Šefaru et al. (1987), Ic — reambulovaná mapa reliéfu predterciérneho podložia, Id — poznatky zo seizmických výskumov a vrtných prác vo flyšovom pásme, Ie — geofyzikálne indikácie zóny vodivého rozhrania, If, If₁ — seizmický profil 590/85, 5 — zovšeobecnený priebeh Moho-vrstvy podľa Šefaru et al. (1987).

Fig. 12. Geophysical profile B₁B₁'. 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to +95 km: uncovered gravity map on the level of Pre-Cenozoic basement surface corrected by the gravity effect of structural differentiation at the level of MOHO; interval Pk 0 to -30 km and Pk +95 to +140 km: composite Bouguer's anomaly corrected by the gravity effect of the deep structure), 2 — model body, 3 — drilling data from the near surroundings of the profile, 4 — main geophysical knowledge: Ia — refraction measurement on seismic profile 11 R/74, 12 R/76, Ib — generalized course of the MOHO after Šefara et al. (1987), Ic — corrected map of the Pre-Cenozoic basement surface, Id — knowledge from seismic research and drillings in the flysch belt, Ie — geophysical indication of the zone of conductive boundary, If, If₁ — seismic profile 590/85, 5 — generalized course of MOHO after Šefara et al. (1987).

prípadne siahajú až do oblasti bradlového a magurského flyšového pásma k Pk +90 km. To zároveň svedčí o severovýchodnom smere transportu kôrových prvkov prechádzajúcich od juhozápadu pozdĺž línii Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín a o ich čiastočnom nasunutí na západokarpatské geosynklinálne jednotky v smere Z a SZ, čiže o vytváraní štruktúrnych foriem „en échelon“ voči hlavnému smeru na S—SV.

V oblasti čs.—maďarského pohraničia po Pk +6 až +10 km od hĺbky Moho-diskontinuity až po povrch sme vyčlenili niekoľko fyzikálne individualizovaných

telies s rôznymi hustotami. V najjužnejšom úseku profilu je vyčlenené modelové teleso 3 s hmotnosťou $D_0 = 2.83 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v šupinovitej forme, ktoré interpretujeme ako spodnú časť kôry („bazaltovú“). V úseku Pk -30 km až Pk -10 km vystupuje teleso až do úrovne -10 km od povrchu zeme. Individualizované teleso 1' v jeho nadloží s hmotnosťou $D_0 = 2.75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ považujeme za reprezentanta vrchnej vrstvy spodnej kôry (tzv. „granitová“), ktorá v susedstve rožňavskej línie vystupuje do úrovne -6 km od povrchu zeme. Na povrchovej a podpovrchovej stavbe sa zúčastňujú telesá 2" (profil C₁C₁) s hmotnosťou



Obr. 13. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu C_1C_1 . 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až +85 km: odkrytá mapa tiaže na úrovni predterciérneho reliéfu opravená o vplyv štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuítneho rozhrania; interval Pk 0 až -30 km a Pk +85 až +140 km: úplná Bouguerova anomália pre hustotu $D_0 = 2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ opravená o vplyv hlbínnej stavby); 2 — modelové telesá, 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu, 4 — významnejšie geologicko-geofyzikálne informácie — pokyny; 1a — staršie refrakčné merania na seizmických profiloch 31 R/70, 20 R/76, 2 R/71, 1b — merania na seizmických profiloch 11 R/74, 12 R/76, RS 1/72, 1c — reambulovaný variant mapy reliéfu predterciérneho podložia, 1d — zovšeobecnený priebeh Moho-diskontinuítneho rozhrania v zmysle Šefaru et al. (1987), 1e — indikácia vodivého rozhrania v zmysle Prausa et al. (1984), 1f — poznatky získané zo seizmických meraní a z vrtných prác vo flyšovom pásme, 5 — detto ako 4 Id.

Fig. 13. Geophysical profile C_1C_1 . 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to +85 km: uncovered gravity map on the level of Pre-Cenozoic basement surface corrected by effects of structural differentiation on the level of MOHO; interval Pk 0 to -30 km and Pk +85 to +140 km: composite Bouguer's anomaly for density $D_0 = 2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ corrected by effects of the deep structure), 2 — model body, 3 — drilling data from the near surroundings of the profile, 4 — main geological and geophysical knowledge: 1a — older refraction measurement on profile 31 R/70, 20 R/76, 2 R/71, 1b — measurement on profile 11 R/74, 12 R/76, RS 1/72, 1c — corrected version of the Pre-Cenozoic basement surface, 1d — generalized course of MOHO after Šefara et al. (1987), 1e — indication of the conductive boundary after Praus et al. (1984), 1f — knowledge from seismic research and drilling data in the flysch belt, 5 — the same as 4 Id.

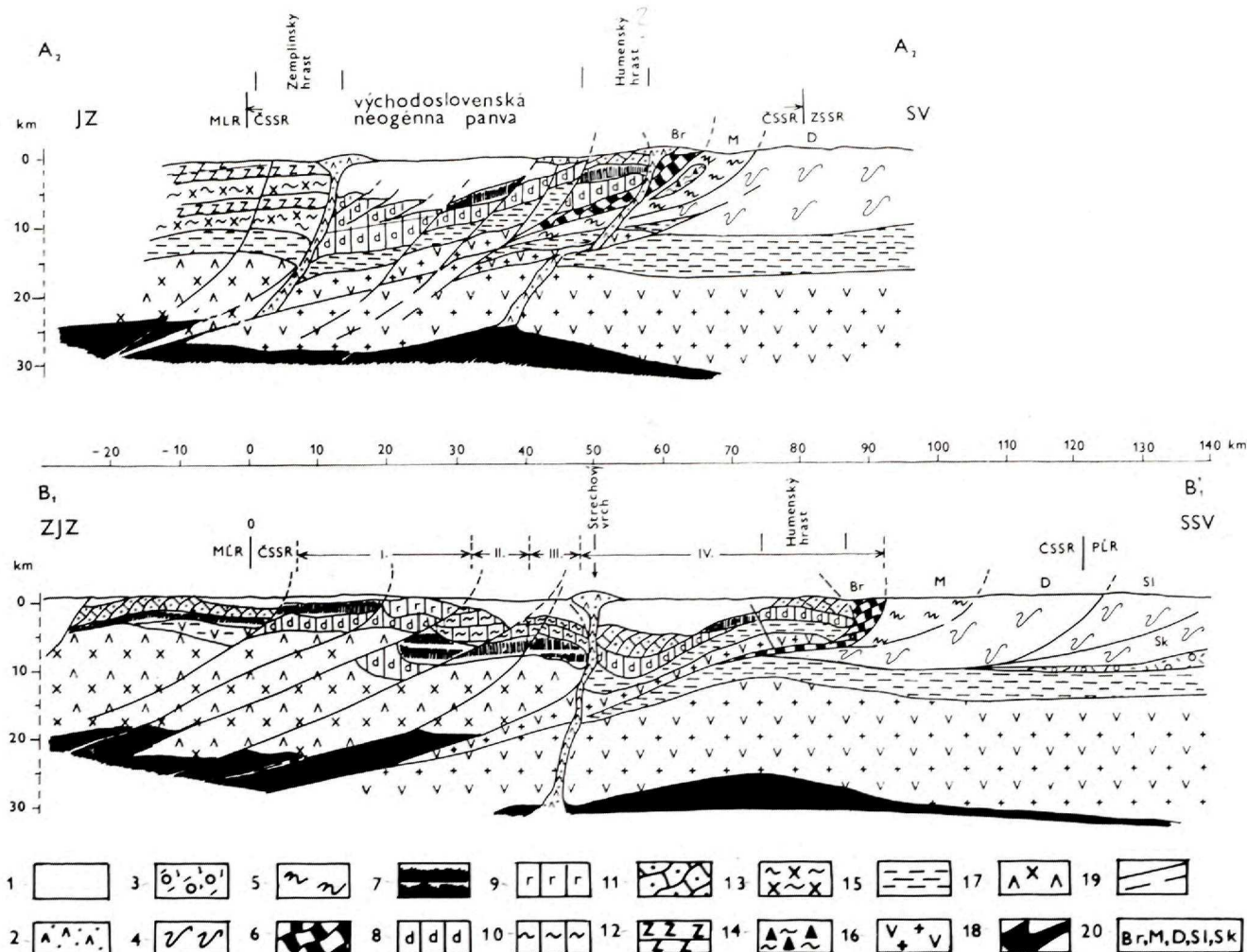
$D_0 = 2,75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a 3" (profil B₁B₁) s hmotnosťou $D_0 = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré považujeme za dynamo-metamorfované sedimenty rudabanského pásma v nadloží so zvyškami karbonátov silického príkrovu v nepatrných mocnostiach. Naproti tomu hmotnosť $D_0 = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ modelového telesa 3" (profil B₁B₁) svedčí skôr o výskyte paleozoických sedimentov a ich kryštallického podložia v pásme Dráva—Bakony (Kázmér a Kovács, 1985).

Smerom na sever k centrálnej časti kolíznych štruktúr upozorňuje fyzikálny obraz na „chaotické“ usporiadanie geologických prvkov. Domnievame sa,

že to odráža stret diskontinuít Balaton—Darnó, Záhreb—Zemplín a kolmej línie Szamos—Zemplín, čo je prejavom miocénnej obdukcie.

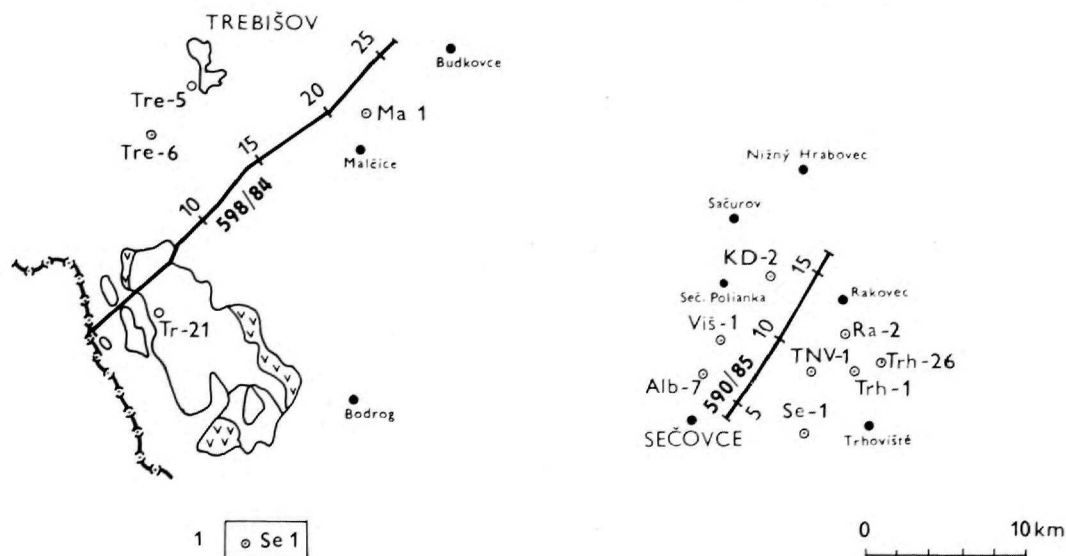
V celokôrovom profile sa tam črtá niekoľko neoal-pínsky intenzívne prepracovaných geologických prvkov. Plášťové horniny tu vystupujú až do úrovne -19 km, prípadne -20 km (oblasť Čane a Košíc) a spodná vrstva kôry vystupuje do hĺbky -6 km pod Komárovcami a v západnom predpolí Slanských vrchov. Pre prehľadnosť interpretácie zoskupujeme v tomto priestore modelové telesá do štyroch skupín.

Prvú skupinu ohraničujeme priestorom od Pk



Obr. 14. Geologická interpretácia geofyzikálnych profilov A₂A₂ a B₁B₁. 1 — sedimenty miocénu až kvartéru, 2 — neovulkanity a ich pyroklastiká, 3 — oligocénno-miocénna molasa karpatskej flyšovej predhlbne, 4 — flyšové súvrstvia vonkajšieho flyšového pásma (duklianskej, sliezkej a skolskej jednotky), 5 — flyšové súvrstvia vnútorného flyšového pásma (krynickej a zlínskej jednotky), 6 — karbonátové, pelitické a flyšové súvrstvia bradlového pásma, 7 — mezozoická vulkanogénna formácia komárovského typu, 8 — paleozoické a staršie karbonátovo-pelitické a psefitické súvrstvie, 9 — mladé mezozoické granity, mezozoické karbonáty až psamity, paleozoické a staršie kryštalické bridlice s prvkami predmezozoickej oceánskej kôry, 10 — vrchnopaleozoické a mezozoické karbonátovo-pelitické dynamometamorfované súvrstvia a paleozoické i staršie kryštalické bridlice a granitoidy, 11 — karbonátovo-pelitické súvrstvie tatrického, križňanskeho a chočského príkrovu vrátane silického príkrovu zo slovensko-maďarského pohraničia, 12 — karbonátovo-pelitické až psefitické súvrstvia vrchného paleozoika a mezozoika zemplinského hrastu, 13 — paleozoické a staršie sedimenty južných kôrových segmentov a kryštalínika, 14 — karbonáty neznámeho pôvodu v magurskom flyšovom prostredí, 15 — sedimenty pokryvu tzv. granitovo-bazaltovej vrstvy kôry, predkambrium — spodná krieda, 16 — spodný plášť kôry severného segmentu európskej platformy, 17 — spodný plášť kôry južného segmentu, 18 — MOHO-diskontinuita a plášťový substrát, 19 — dôležité tektonické línie a plochy, 20 — pieninské bradlové pásmo, magurská, sliezka a skolská jednotka flyšového pásma.

Fig. 14. Geological interpretation of geophysical profiles A₂A₂ and B₁B₁. 1 — sediment, Miocene to Quaternary, 2 — volcanite and pyroclastics, Neogene, 3 — molassic sediment of the Carpathian flysch foredeep, Oligocene to Miocene, 4 — flysch sequence of the outer flysch belt (Dukla, Silesic and Skole units), 5 — flysch sequence of the internal flysch belt (Krynica and Zlin units), 6 — carbonate, pelite and flysch sequence of the Pieniny Klippen Belt, 7 — volcanogenous formation of the Komárovce type, Mesozoic, 8 — carbonate-pelitic sequence, psefite, Paleozoic and older, 9 — young granite of Mesozoic age, carbonate and psammitic crystalline schist with elements of oceanic crust, Paleozoic, 10 — carbonate and pelitic dynamometamorphic sequence of Upper Paleozoic and Mesozoic age, older crystalline schist and granitoids, 11 — carbonate and pelitic sequence of the Tatric, Križna and Choč nappe including the Silica nappe in the Slovakian-Hungarian frontier, 12 — carbonatic to pelitic and psephitic sequences of Upper Paleozoic to Mesozoic age in the Zemplin horst, 13 — Paleozoic and older sediment of southern crustal segments and crystalline, 14 — carbonate of unknown provenience in the Magura flysch, 15 — sediment in the cover of the granite-basalt layer of the lower crust, Precambrian to Lower Cretaceous, 16 — lower slab of the crust in the northern segment of the European Platform, 17 — lower slab of the crust of the southern segment, 18 — MOHO discontinuity and mantle substratum, 19 — main tectonic line and surface, 20 — the Pieniny Klippen Belt, Magura, Silesic and Skole units of the flysch belt.



Obr. 15. Situácia hlbinných seizmických profilov 598/84 a 590/80. 1 — hlboké vrtý.
 Fig. 15. Sketch map of deep seismic profiles No. 598/84 and 590/80. 1 — deep drilling.

+6 km do Pk +28 km. Tu sú na profile C_1C_1' individualizované telesá 18", 19" s hmotnosťou $Do = 2.63 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a na profile B_1B_1' teleso 9" s hmotnosťou $Do = 2.72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Pomerne nízku hmotnosť a vysokú geomagnetickú susceptibilitu telesa 18" spôsobuje ultrabázické teleso na okolí Komároviec a jeho vulkanicko-sedimentárny sprievodný mezozoický komplex. Modelové telesá 19" (C_1C_1') a 9" (B_1B_1') v bazálnej časti pričleňujeme k rakoveckej riftovej formácii gemerského pásma s podmienkou, že vo vrcholovej časti sú pokryté — v tektonickom vzťahu — vulkanogénnymi a dynamometamorfovanými komplexami komárovského typu s hmotnosťou $Do = 2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Napriek tomu, že sa komárovský komplex vo fyzikálnom modeli výrazne neprejavuje, môžeme ho predpokladať i v oblasti Čane, pretože ho na profile C_1C_1' modelové teleso 20" s hmotnosťou $Do = 2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ signalizuje. Podobne aj modelové teleso 3" (C_1C_1') s hmotnosťou $Do = 2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a teleso 10" (B_1B_1') s hmotnosťou $2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v bazálnej časti môžu reprezentovať rakoveckú formáciu, ktorá nesie v tektonickom nadloží mezozoické vulkanogénne súvrstvie komárovského typu, azda tektonicky sformované v jednotke Bôrky (Leško a Varga, 1980). Týmto spôsobom by zvyšky paleozoických a mezozoických riftovo-vulkanických súvrství gemerika zabíjali najďalej východným smerom do kôrového segmentu D, ležiaceho (podľa Árkai a Lelkes-Felváryovej, 1987) medzi diskontinuitami Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín.

V tretej a čiastočne i druhej skupine telies nad telesami 3" (C_1C_1'), 10" a 18" (B_1B_1') s hmotnos-

ťou $Do = 2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ sú individualizované modelové telesá 11", 12" (B_1B_1') a 6" (C_1C_1') s oveľa vyššími hodnotami hustôt ($Do = 2.72 - 2.745$ a $2.75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Z tektonického hľadiska ich považujeme za východné výbežky veporského pásma pozostávajúce z kryštalických bridlic, granitoidov a karbonátov staršieho až mladšieho paleozoika. Modelové teleso 6" v tretej skupine pod telesom 9" (C_1C_1') považujeme za tektonicky nahromadené čelné veporské komplexy proterozoika až mezozoika na hrane obdukčnej plochy v kolíznom pásme. V analogickej mechanickej funkcii je v nadloží modelové teleso 9" (C_1C_1') s hustotou $Do = 2.85 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré pre vysokú hustotu považujeme za mezozoický dolomiticko-vápencový komplex zvyškov chočského príkrovu. Komplex bol tiež zistený vo vrtoch situovaných vo vrcholovej časti modelového telesa 6" v priestore Pk +50 až +60 km v okolí Ďurkova a Kecerovských Peklián. Podobne aj na profile B_1B_1' v depresnej časti štvrtej skupiny telies sa individualizuje teleso 13" s podobnou vysokou hodnotou hmotnosti ako teleso 9". Jeho funkcia v obdukcii a litologicko-stratigrafický obsah sú totožné s telesom 9". Obidve telesá svedčia o koncentrácii karbonátových telies pravdepodobne v chočskej skupine príkrovov na hrane obdukčného bloku.

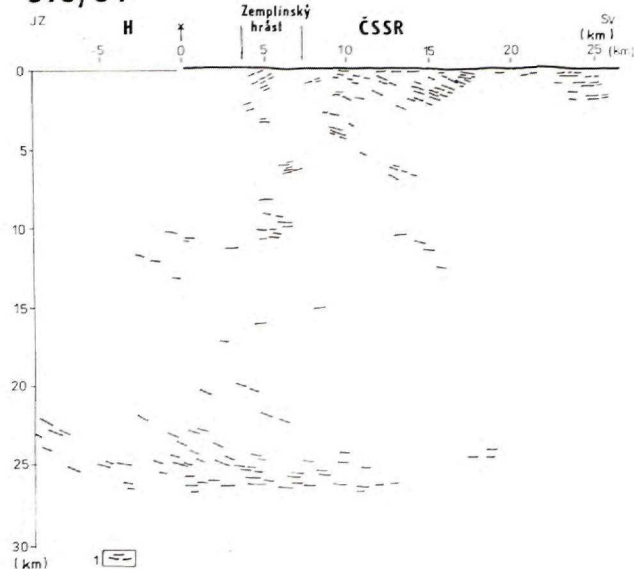
Severný segment na profiloch B_1 , C_1 v priestore Pk +50 až +90 km reprezentuje severnú čelnú časť obdukovaných štruktúrnych jednotiek predmiocénnej západokarpatskej kôry. Vo vrchnej časti čela sa vyskytujú tektonicky odlúpnuté a smerom na S až SV transportované prvky pochádzajúce z pôvodného južného okraja severoeurópskeho kontinentu s tzv.

„granitovou“ a sedimentárnou vrstvou — modelové telesá 16", 15" s hmotnosťou $Do = 2.76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (profil B_1B_1') a 7", 13" s hmotnosťou $Do = 2.76 - 2.74 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (profil C_1C_1'). Nad týmito jednotkami kontinentálneho pôvodu sa vyskytujú modelové telesá reprezentujúce štruktúrne prvky alpsko-karpatskej geosynklinálnej proveniencie. Oceánskeho pôvodu sú telesá 10" ($Do = 2.695 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) teleso 12" ($Do = 2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) a 16" (profil C_1 , hmotnosť $Do = 2.65 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Teleso 17" (B_1C_1 , $Do = 2.70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) reprezentuje tatrický a krížňanský príkrov. Mnohé, zvlášť plastické sedimenty bradlového pásma sa hustotne výraznejšie neprejavujú. Predpokladáme, že v dôsledku transportu vyšších príkrovových jednotiek geosynklinálneho pôvodu a pod nimi jednotiek eugeosynklinálnej oceánskej proveniencie v pásme Bunkovce—Lesné—Zbudza boli tektonicky redukované podobným spôsobom ako sedimenty spodného miocénu z jeho severného predpolia. Priestorová konfigurácia telies 1' ($Do = 2.60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) a 10' ($Do = 2.69 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) v bradlovom pásme a miocénnej bazéne svedčí o tom, že spomínané vyššie jednotky, pochádzajúce z južného kontinentálneho okraja a z oceánskej oblasti karpatskej geosynklinály, boli v procese miocénnej obdukcie Západných Karpát nasunuté na bradlové pásmo a spolu s prevrášnenými sedimentami spodného miocénu vlečené na vzdialenosť vyše 100 km smerom na S a SV.

Spodná časť kôry v priestore Pk +50 až +90 km spolu s plášťovým substrátom vytvára klenbu a vyzdvihuje sa až do úrovne -10 až -8 km. Ďalej smerom na sever—severovýchod od Pk +90 km už spodná časť kôry v tiažovom obraze nejavi známky alpínskej aktivizácie. Zato však v jej nadloží sú flyšové sekvencie alpínsky prepracované a vytvárajú ďalekosiahle príkrovové jednotky s transportom dosahujúcim iba v miocéne vzdialenosť 110—150 km smerom k čelnej predhlbni Karpát. V bezprostrednom podloží flyšových príkrovov a v nadloží karbonátovej vrstvy platformy s hustotou $Do = 2.82 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (teleso 4a) sú telesá 8' a 9' s nízkymi hustotami $Do = 2.58 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $Do = 2.40 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré považujeme za sedimenty oligomiocénnej predkarpatskej molasy. Južný okraj týchto telies zasahuje do blízkosti južnej jednotky magurského flyšového pásma a koinciduje s hranicou zmien Gieseho vektorov vodivosti horninového prostredia v celom západokarpatskom oblúku (Pěčová et al., 1979) (obr. 17).

Domnievame sa preto, že línia zmien smerov vektorov vodivosti prechádza cez južný okraj sedimentačného bazénu oligomiocénnej molasy a určuje pravdepodobnú vzdialenosť transportu flyšových aj vnútornejších karpatských príkrovových jednotiek, prípadne ich tektonických zvyškov v čase vrchnomiocénneho orogénu.

598/84



Obr. 16. Hlbinný seizmický rez na profile 598/84 získaný z časového rezu transformáciou vybraných reflexov (Vejmėlek, 1988). 1 — reflexné plochy.

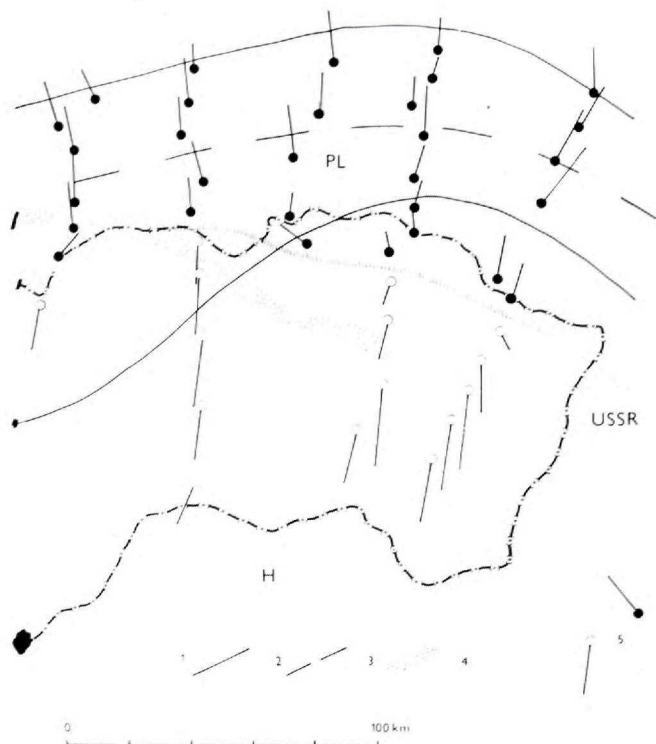
Fig. 16. Deep seismic profile 598/84 gained from time section by transformation of selected reflexes (Vejmėlek, 1988). 1 — reflexion surface.

Ropnogeologické hodnotenie

Geochemické výskumy ukazujú (Đurica, 1976; Franců a Šimánek, 1987), že hlavná fáza tvorby uhľovodíkov sa vo východoslovenskej neogénnej panve nachádza v hĺbkach 2 až 3.5 km, zatiaľ čo vo viedenskej panve je počiatočné štádium tvorby uhľovodíkov až v hĺbkach 4 až 5.2 km. Príčinou je vysoký geotermický gradient v horninových komplexoch východoslovenskej neogénnej panvy +45, +53 °C/km, ktorý zabraňuje tvorbe uhľovodíkov.

Takmer neperspektívna na výskyt uhľovodíkov je južná časť panvy, a to v dôsledku dynamických štruktúr vedúcich ku skracovaniu kôry v čele južného kôrového segmentu a pre prienik plášťových horninových mäs do podpovrchových úrovní (obr. 11, 12, 13). Domnievame sa, že uvedené fakty sú príčinou iba slabých prítokov nehorlavých plynov na lokalitách Senné, Bunkovce, Ptrukša a uhľovodíky, ktoré tam v materských sedimentoch vznikli, už z nich migrovali.

Severná a severozápadná časť panvy dáva viac perspektívy pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov. Vyplýva to predovšetkým z geologickej stavby ako výsledku vrchnomiocénnych tektonických pohybov. Na základe doterajších prospekčných prác v tejto časti vyčleňujeme asi 50 km dlhé lesňansko-zámutovské elevačné pásmo s niekoľkými čiastkovými prvkami. Všetky elevačné prvky sú prekryté sedimentami karpátu a bádenu a ako pasce sa aktívne začali



Obr. 17. Význačné geofyzikálne anomálie v Západných Karpatoch (Pěčová et al., 1979). 1 — schematické ohraničenie zápornej tiažovej anomálie, 2 — priebeh osi zápornej tiažovej anomálie, 3 — priebeh pieninského bradlového pásma, 4 — zóna zvýšenej elektrickej vodivosti a zmeny smeru Wieseho vektorov, 5 — veľkosť úsečky je úmerná intenzite magnetovariačných anomálií.

Fig. 17. Main geophysical anomalies of the West Carpathians (Pěčová et al., 1979). 1 — schematic boundary of the gravity low, 2 — axis of the gravity low, 3 — the Pieniny Klippen Belt, 4 — zone of anomalous electric conductivity and changes of Wieses vector directions, 5 — the size of line segment reflects the intensity of magnetic variation anomaly.

prejavovať až po prekrytí spomínaných usadenín. Pobádenský tektonický vývoj ich veľmi málo narušil a pozmenil, a preto sú schopné akumulovať miliardy m^3 zemného plynu.

Nevyriešená je zatiaľ otázka podielu migrácie uhľovodíkov z podloží mezozoických a starších litologických komplexov do vrchnomiocénnych elevačných štruktúr. Z hustotného obrazu vyplýva, že migrácia z podložia je pravdepodobná, lebo spomínané elevačné pásma sú v priaznivom vzťahu k predneogénemu tektonickému plánu. Za také považujeme predpolie obdukčnej plochy južného kôrového segmentu a prítomnosť kôrového plástu, odlúpnutého z pôvodného južného okraja severoeurópskej platformy (modelové teleso 15" — B_1B_1' a 7" — C_1C_1') v hĺbke 5 až 6 km nad južným úpäťm vyklenutia severoeurópskej platformy. Nízky tepelný gradient horninového prostredia (Hanušovce—1, 6 006 m s 178—180 °C) a podpovrchový dosah karbonátov a psefitov epikontinentálnej platformy môže priazni-

vo ovplyvniť akumuláciu uhľovodíkov v podpovrchovej stavbe.

Avšak za najperspektívnejšiu oblasť pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov považujeme príbradlovú zónu so severnými okrajmi miocénnej východoslovenskej panvy a Košickej kotliny, lebo sa nachádza nad klenbou severoeurópskej platformy asi v priestore Pk +65 až +90 km. Jej perspektíva spočíva:

1. Vo vyklenutí tektonicky málo alpínsky aktivizovanej platformy na úroveň hĺbok 10—8 km s nasledujúcimi pravdepodobnými litologickými sledmi vrchnej časti kôry: karbonáty, pelity až psefity od predkambria po juru a spodnú kriedu hmotnosti $D_0 = 2.83 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (modelové teleso 4a);

2. V priaznivom tepelnom gradiente (Leško et al., 1982, 1983);

3. V úložných pomeroch potenciálnych pascí a v charaktere tesniacich litologických komplexov. Ako horninové prostredie ložísk by mohli slúžiť sedimenty predkambria až spodnej kriedy epikontinentálneho platformného vývoja, flyšové súvrstvia bradlového pásma a južných jednotiek magurského flyšového pásma. Funkciu ekranujúceho prostredia môžu vytvárať pelitické súvrstvia bradlového pásma a peliticko-karbonátové komplexy tatrckého a križňanského príkrovu, ktoré tam zasahujú v príkrovových zvyškoch. Svedčia o tom výsledky hlbokých vrtov Lipany—1, Šariš—1, Hanušovce—1, Lesné—1 a ďalšie.

Záver

Geologická interpretácia geofyzikálnych dát pozdĺž profilov A_2A_2' , B_1B_1' , C_1C_1' umožňuje predpokladať, že získaný obraz zemskej kôry Západných Karpát na východnom Slovensku a azda i celých Karpát je výsledným produktom pôsobenia viacerých alpínskych orogénov počínajúcich vo vrchnej jure a končiacich v pleistocéne vertikálnymi pohybmi čiastkových geologických prvkov i celých kôrových segmentov. Kým pri vonkajšom okraji Západných Karpát miocénne horotvorné pohyby vytvorili z flyšových sedimentov mohutné príkrovové jednotky (Książkiewicz, 1959), príkrovové jednotky z predošlých alpínskych orogénov v priestore vnútorných Karpát iba dotvorili, či skôr devastovali vo vrchnej časti kôry. Preto po vrchnomiocénnom orogénnom procese je takmer nemožné lokalizovať jazvu, z ktorej sa zrodili mezozoické príkrovy, pochádzajúce z južného kontinentálneho okraja karpatskej geosynklinály. V recentnom tiažovom obraze sa tatrcký a križňanský príkrov zachovali vo vrcholovej časti čela obdukovaného segmentu len ako zvyšky, a preto ani nemôžeme posúdiť ich rozšírenie smerom na juh. Masy karbonátov, zväčša dolomitov (modelové telesá 13" a 12" profilu B_1B_1'), považované za zvyšky príkrovov chočskej skupiny, zasahujú priestor Kp +33 až +60 km,

kde vytvárajú čelnú časť južného obdukčného segmentu. Preto usudzujeme, že jazvy po zdrojoch karpatských mezozoických príkrovov zanikli z karpatského oblúka dávno pred miocénom, ešte počas mezoalpínskych orogénov v paleogéne, podobne ako gemerské a veporské jednotky v priestore diskontinuit Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín na východnom Slovensku v miocéne.

Na kôrových vrstvách oslabených dislokáciami v dôsledku recesných procesov koncom bádenu, v sarmate až v pliocéne za frontálnou časťou orogénu vznikli andezitové a niektoré rhyolitové vulkanické telesá ako produkty plášťového diapíru (Slávik, 1968). Ich prírodné kanály sú v recentnom tektonickom pláne predovšetkým v predterciérnych komplexoch dislokované voči vlastným intruzívnym a extruzívnym telesám, a to podľa intenzity pobádenských až pleistocénnych pohybov. Tieto poznatky vrhajú nové svetlo aj na problém vzniku a vývoja nielen východoslovenskej a transkarpatskej depresie, ale až za západokarpatských depresii vôbec, lebo ich umožňujú interpretovať ako medzištruktúrne prepادلiny, ktoré v celej šírke obdukčného pásma vznikali ako výsledok tenzných tlakových procesov.

Je pozoruhodné korelovať naše poznatky s výsledkami niektorých alpských geológov, ku ktorým dospeli pri interpretácii vzniku Álp v ranom terciéri. Takisto zdôrazňujú obdukčné procesy pri transporte „austroalpínskych“ príkrovov na „európsku stranu“ alpínskeho orogénu a prekvapujúco podobné riešenie s našim modelom nachádzame pri ktoromkoľvek obdukčnom procese Daviesa (1968), Laubschera (1970), Oxburgha (1972) a Pricea (1981). Odlišný model „skrakovania kôry“ Západných Karpát, vychádzajúci z funkcie bradlového pásma, prezentuje Birkenmajer (1986). Jeho model je však v rozpore s poznatkami geofyzikálneho merania, s výsledkami hlbokých vrtov, ale predovšetkým autor neberie do úvahy poznatky z južných oblastí Západných Karpát i Východných Álp.

Literatúra

- Armstrong, R. L. a Dick, H. J. H. 1974: A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock. *Geology*, 2, 35—40.
- Árkai, P. a Lelkes-Felvári, Gy. 1987: Very low and low-grade metamorphic terrains in Hungary. In: H. W. Flügel, F. P. Sassi a P. Grecula (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.—Monogr. Bratislava, Alfa*, 51—68.
- Biela, A. 1978: Hlboké vrtv v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 11.
- Birkenmajer, K. 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians. *St. Geol. Pol.*, 7—32.
- Burov, V. S., Višňakov, I. B., Gluško, V. V., Kruglov, S. S., Sviridenko, V. G., Smirnov, S. E., Sologubov, V. B., Spitkovskaja, S. M., Chižňakov, A. B., Fištinskij, L. E., Čekunov, A. V. a Šakin, V. A. 1985: Geodinamika Karpat. *Kijev, Naukova dumka*.
- Davies, H. L. 1968: Papuan ultramafic belt. *Proc. 23rd Inter. Congr., Prague*, 1, 209—220.
- Durica, D. 1976: Geológia potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Fusán, P., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 7—103.
- Francú, J. a Šimánek, V. 1987: Modelovanie procesov postsedimentárnej premeny hornín a zóna hlavnej fázy tvorby uhľovodíkov vo východoslovenskej neogénnej panve. In: *Geologické dni Jána Slávika, Košice*, 297—310.
- Gluško, V. V., Samojluk, A. P. a Truškevič, R. T. 1970: Tektonika predkarpatského progiba. *Geol. Žurnal (Kijev)*, XXX.
- Gnojek, I. 1987: Príspevek k interpretácii magnetického poľa Východoslovenskej nížiny. In: *Geologické dni Jána Slávika, Košice*, 331—341.
- Grecula, P. a Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, 449—462.
- Grecula, P. a Varga, I. 1979: Hlavné pásma diskontinuity na vnútornej strane Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 11, 389.
- Grecula, P. a Hovorka, D. 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: H. W. Flügel, F. P. Sassi a P. Grecula (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.—Monogr., Bratislava, Alfa*, 251—270.
- Hovorka, D. 1987: Správa o orientačnom petrografickom štúdiu ultrabázického telesa zastihnutého vo vrte Zbudza—I. *Manuskript — archív MND Michalovce*.
- Ibrmajer, J. 1963: Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 200 000. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 38, 4.
- Jacko, S. 1975: Pásmo Čiernej hory. *Mineralia slov.*, 7, 53—62.
- Kaličiak, M. 1988: Geologická stavba strato-vulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 20, 417—434.
- Kázmér, M. a Kovács, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system. Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta. Geol. Hung.*, 28, 1—2, 71—84.
- Kilényi, E. a Rümpler, J. 1984: Basement (pre-Tertiary) contour map of Hungary. *GEOS*.
- Książkiewicz, M. a Leško, B. 1959: On the region between Krosno and Magura-Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 7, 773—780.
- Książkiewicz, M. 1960, 1963: Evolution structurale des Carpathes. Polonaises. *Livre a la mémoire du Prof. Paul Fallot, t. II, Paris*, 528—562.
- Książkiewicz, M. 1972: Budova geologiczna Polski. Tektonika 3. Karpaty. *Warszawa, Wydaw. Geol.*
- Laubscher, H. 1970: Bewegung und Wärme in der alpinen orogenese. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 50, 565—596.
- Leško, B. 1977: Nefte-gazonosnosť Západných Karpát s točki zrenjia geologičeskogo strojenija. In: *Sobr. materialov naučno-praktičeskoj konfer. stran-členov SEV Moskva*.
- Leško, B. 1978: Perspektíva ropy a zemného plynu v mimopanových oblastiach Záp. Karpát. [Časť hlav. referátu na II. celoštátnej naft. geolog. konferencii v Gottwaldove.] *Manuskript — archív GÚDŠ*.
- Leško, B. a Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significances. *Mineralia slov.*, 12, 97—130.
- Leško, B., Chmelík, F. a Fusán, O. 1980: Návrh na hlboký oporný vrt Šariš—I (5 500—6 000 m). *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Leško, B., Chmelík, F. a Rudinec, R. 1982: Perspektíva územia na ropu a zemný plyn východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk.*, 24, 2, 37—39.
- Leško, B. et al. 1983: Oporný vrt Lipany—I (4 000 m). *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 18, 5—78.
- Leško, B. et al. 1985: Oporný vrt Hanušovce—I (6 003 m). *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 20, 5—205.
- Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M. 1988: Geology of the Považský

- Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 2, 195—216.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Bratislava, Veda, SAV*, 5—143.
- Obernauer, D. 1971: Zemplinsky ostrov-juh. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Oxburgh, E. R. 1972: Plate tectonics and continental collision. *Nature*, 239, 202—204.
- Pěchová, V. a Praus, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. In: *Geodynamic investigation in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda, SAV, 119—129.
- Pichová, E. 1978: Fyzikální vlastnosti hornin na vrhu Ložin—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1979: Fyzikální vlastnosti hornin na vrhu Vranov—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1982: Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogénnej pánve. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1984: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Albinov—7, Michalovce—1, Trebišov—6. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1985: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Pavlovce—1, Senné—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1986: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Hrušov—1, Zbudza—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pichová, E. 1988: Fyzikální vlastnosti hornin vrhu Tušická Nová Ves—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pospíšil, L. 1982: Syntéza geofyzikálnych údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Pospíšil, L. a Husák, L. 1985: Príspevok geofyziky k poznaniu stavby východoslovenských neovulkanitov a ich podložia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 10, 197—219.
- Price, R. A. 1981: The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. Denver, Rocky Mts. Assoc. Geol., 41—54.
- Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov.*, 12, 507—531.
- Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Zpr.*, 44—45, 199—214.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurópe. [Doktorská dizertačná práca.] Bratislava.
- Slączka, A. 1971: The Geology of the Dukla unit. *Inst. Geol. (Warszawa)*, LXIII, 1—97.
- Šefárik, J. et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západ. Karpát pre účely prognózovania ložísk. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Šutora, A. a Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. Věd, Geofyz. Ř. UG*, 4.
- Šutora, A., Janošík, M. a Leško, B. 1982: Geofyzikální průzkum flyšového pásma a vnítrókarpatských jednotek v západ. části Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Tomek, C., Dvořáková, L., Ibrmajer, J., Jiříček, R. a Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt; Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 89, 383—388.
- Uhmán, J. a Angelidis, A. 1980: Fyzikální vlastnosti hornin na vrhu Trhovište—26. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Uhmán, J. et al. 1977: Hustoty, porozita a magnetická susceptibilita hornin v oblasti Hanušovce, Stropkov, Medzilaborce, Papín a Humenné. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 385—441.
- Vejmálek, L. 1988: Východoslovenské seizmické hlubinné profily 598/84, 590/85; kap. 11, 4. In: *Blížkovský et al.: Geofyzikální výzkum zemské kůry pro potřeby ložiskového výzkumu v ČSSR*. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Vyskočil, V. 1985: Referenční hustotní modely litosféry. *Sbor. Problémy současné gravimetrie. Geofyz. Ústav ČSAV Praha*. *Manuskript — Geofyzika, Brno*.

Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia

In the West Carpathians the last fundamental Alpine orogenic events occurred during the Upper Miocene and terminated by vertical movements of partial crustal blocks during Pleistocene time. Results of these movements are preserved in the geophysical picture along profiles. New knowledge is gained from a complex analysis of gravimetric and geomagnetic data oriented onto the solution of relations between anomalous elements and main geological units namely between the Pre-Cenozoic basement surface and the MOHO discontinuity in the depth. The necessary physical parameters for most of Cenozoic, Mesozoic and Paleozoic lithologies have been obtained from a large scale sampling of drillhole as well as surficial samples. Densities of the lower crust have been derived from data of seismology and from petrography of some dynamometamorphic units. Their processing yielded the relations between densities and susceptibility influenced, in certain cases, by the degree of serpentinization, recrystallization or diaphtoresis. The last processes resulted from kinetic, Meso- and Neopalpine orogenic events.

Heterogenities of densities have been modelled along three Transcarpathian profiles (A, B and C) into, by density homogenous, partial bodies solving the 2.5 dimensional

Talwani's problem programmed for an ICL-PC Quattro computer. This method resulted in distribution picture of partial units which homogenous densities in the crust. The picture is in this case the result of piling up of several crustal slabs derived from two different continental units due to their obduction.

The presented profiles allow to distinguish the originally southern and northern segments of the obduction belt. Between both there are the units of the collision belt itself represented by piled up, or submerged into the mantle, crustal slabs which create the surficial units, too.

The southern Zemplinic segment is composed of model bodies No. 5, 6, 7 and 8 (Fig. 11) on profile A₂A₂ extending to N-NE till the Szamos—Zemplín line creating the front of obducted units. Due to its epicontinental Upper Paleozoic but mainly Mesozoic lithologies (Grecula, Együd, 1977), the Zemplín unit is assumed to represent an external in relation to other West Carpathian elements. The unit acquired its recent position probably during Paleogene (Illyrian phase; Książkiewicz, Leško, 1959) and probably even Miocene orogenic phases. The same events led to the termination of Egerian to Eggenburgian sedimentary basins existing on the external side of the Pieniny Klippen

Belt. On the west, limits to the Zemplín Unit are created by the Zagreb — Zemplín discontinuity towards the Bükk Mts. (Fig. 10).

The collisional segment itself occurs in the northern foreground of the Zemplín segment being built by model bodies No. 9, 15, 16 and 25. These bodies are detached and torn away slabs from the originally southern margin of the North European continent carrying in their hanging wall the West Carpathian block units inherited from the previous Alpine orogenic events. The lower crustal layer beneath Neogene sediments of the East Slovakian lowland in the collisional segment merges into the mantle under the Zemplín unit. Northwards this layer is elevated into 6 km depth due to the upwarping of the weakly engaged North European platform (Figs. 11 to 14).

The frontal portion of the northern segment in surficial structure is made of units derived from the original oceanic area of the Carpathian geosyncline (i. e. of "Penninic" provenience). The units are composed of the Magura flysch and the Pieniny Klippen Belt together with dynamometamorphic Mesozoic lithologies and oceanic crustal segments (model bodies No. 18, 21 and 25). Also units coming from the southern continental margin of Carpathian geosyncline (i. e. units of "Austroalpine" provenience) participate on the composition of this collisional segment creating the Tatric and Križna nappes (model body No. 17).

The lower crust in remaining portions of the profile (its N-NE termination) does not allow to judge on Alpine reactivation. Over the lower crustal layer and immediately under the flysch nappes, there occur model bodies of low densities, namely along profiles B and C (2.58 and $2.40 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ respectively) reaching southwards till the boundary on which the Wiese's vectors change their directions (Fig. 17). Probably, these bodies consist of Oligocene to Miocene sediments of the Carpathian foredeep below the Carpathian flysch nappes indicating by that the distance into which have the Carpathian geosynclinal and continental lithologies been transported in the time of Miocene crustal shortening (110—150 km).

Different picture is indicated by gravimetry along profiles B and C displaying the southern part of the obducted segment in which imbricated and perfectly dispersed elements compose the entire crust.

The situation probably results from the action of crustal segments which gradually escaped (Kázmér, Kovács, 1985) after Paleozoic movements from the northern foreground of Southern Alps and from the Eastalpine area eastward to northeastward across the today Hungary reaching the West Carpathians in Eastern Slovakia. Their effects into the Paleozoic West Carpathian structures resulted in the vanishing of some West Carpathian geosynclinal units during the Paleogene and Miocene in favour of elements which originated in the Southern and Eastern Alps. By this process the Gemeric (model body No. 9") and Veporic (bodies No. 11", 12" and partly 13") units disappeared easterly from the Balaton—Darnó line. Farther to the east from the site of the Zagreb—Zemplín line also the so called Subtatric and Tatric Nappes (model bodies No. 13" and 17") partly together with the Magura flysch nappe, composing the paleogeographical northern part of Carpathian "Penninic" disappeared.

Lithologies derived from the upper mantle within the southern segment reach in single imbricated elements into 19 km depth along the profiles B and C whereas the lower crustal layer (model bodies No. 1", 6" on profile B and that of 1" and 8" on profile C) is elevated into 6—9 km below the surface near Čaňa and Košice in the western foreground of the Slanské vrchy Mts. (Figs. 12 to 14).

Lithological complexes of the Gemeric belt (Early Paleozoic) are represented by the basal part of model bodies No. 9" and 19" in profile C together with slabs beneath the Komárovce dynamometamorphosed Mesozoic (model bodies No. 3" and 11"). The easternmost remnants of the Veporic belt are interpreted in model bodies No. 11" and 12" (densities of 2.72 and $2.76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ respectively) under which the bodies No. 10" and 18" are lighter with their $2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ representing Mesozoic volcanites.

The crustal segment occurring northerly from the line Trhovište—Strechový vrch Mt. till the Krynica unit in the Magura flysch belt represents the northern part of obducted crustal units derived from Pre-Miocene West Carpathians. The tectonically detached and north- to northeastward transported partial units occur in the summit of this segment being derived from originally southern margin of the North European continent with its granite and sedimentary layers. These are indicated by model bodies No. 15" and 16" in profile B as well as by 7" and 13" in profile C. The bodies in their overlier (No. 13", 14" and 17" in profile B and 12, 16 and 17 in profile C) are made of lithologies representing Carpathian geosynclinal provenience from which the bodies No. 12, 16 and 10' create the oceanic units themselves whereas the bodies 13" and partly even 17" are interpreted as derived from the southern continental margin (Tatric, Križna and Choč nappes).

It is clear from the indicated interpretations that the recent crustal picture in Eastern Slovakia originated as the result of several Alpine orogenic phases which initiated in Jurassic time and finished by vertical movements during the Pleistocene. While the orogenic processes of Miocene age created huge flysch nappes in the external Carpathians, their effect onto the internal Carpathian units was only in modifications of the earlier nappe structures in fact destroying the earlier more perfect and preserved crustal units. So it is almost impossible to localize the scar of the paleogeographic homeland from which the older Mesozoic and Paleogene Carpathian geosyncline nappes derived.

On the other hand, the orogenic phases created quite favourable geological situations for the origin and accumulation of hydrocarbons by forcing the crustal slabs carrying epicontinental lithologies into technically accessible depths (5 to 7 km below the surface). For this reason it is assumed that prospective area for hydrocarbon occurrences is represented by the Klippen-near zone (Leško, 1977) in Eastern Slovakia, composed, as far as its tectonic framework, of subsurface units derived from the North European platform and its cover sediments (Precambrian to Jurassic). In its tectonic hanging wall there are carbonates and psefitic rear portions of the Pieniny Klippen Belt and of the Magura nappe together with sediments of Lower Miocene age in the Lesné—Vranov n/T. — Zámotov elevation belt deposited above the southern slopes of the upwarped platform (Fig. 14).