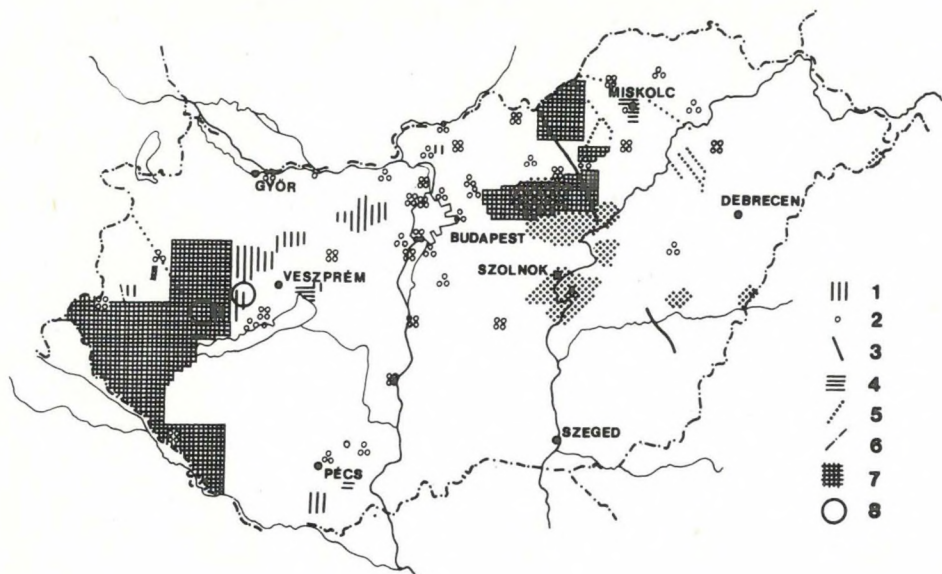


# 1 FÖLDTANI KUTATÁS



1. ábra. Az ELGI terepi mérései 1988–89-ben

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása
- 2 — mérnökgeofizikai, vízföldtani és környezetvédelmi kutatás
- 3 — földkéreg- és litoszférakutatás
- 4 — gravitációs és földmágneses mérés
- 5 — szeizmikus kutatás
- 6 — geoelektromos szelvénymenti mérés
- 7 — geoelektromos területi mérés
- 8 — légi-geofizikai kutatás

Fig. 1. Field work of ELGI, 1988–89

- 1—integrated prospecting for minerals
- 2—hydrogeological, civil engineering, and environmental projects
- 3—crustal and lithospheric investigations
- 4—gravity and geomagnetic survey
- 5—seismic survey
- 6—geoelectric profiles
- 7—geoelectric network
- 8—aero-geophysical survey

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ за 1988–89 гг.

- 1 — комплексные работы на полезные ископаемые
- 2 — инженерно-геофизические и гидрогеологические изыскания
- 3 — изучение земной коры и литосферы
- 4 — гравиразведка и магниторазведка
- 5 — сейсморазведка
- 6 — электроразведка в профильном варианте
- 7 — электроразведка в площадном варианте
- 8 — аэрогеофизические измерения

## 1.1 REGIONÁLIS FÖLDTANI KUTATÁS

### 1.1.1 A Kisalföld regionális geofizikai kutatása\*

A tájegység komplex földtani kutatása az 1982-ben elfogadott program alapján, összehangolt MÁFI–ELGI éves munkatervek szerint valósult meg. A program menetrendje szerint a geofizikai vizsgálatok alapját képező terepi mérések — módszerenként időben eltolódva — 1989 végéig befejeződtek. Ez lehetőséget biztosít, hogy a 8 éves kutatás fontosabb adatairól és néhány eredményéről áttekintést adjunk.

A kisalföldi kutatási programon belül a geofizikai mérések célja: a változatos kifejlődésű és településű medenceüledékek, továbbá a különböző korú és szerkezeti helyzetű aljzati képződmények fizikai paramétereinek meghatározásával egységes geofizikai adatbázis és térképsorozat létrehozása. A kutatás eredményeit elsősorban a regionális földtani értelmezés, a területi vízgazdálkodás, a környezetvédelem, a mezőgazdaság és a településfejlesztés hasznosíthatja, de egyes térképeknek fontos szerepe lehet a szénhidrogén és melegvízkutatás terén is.

A különböző módszereket alkalmazó kutatás a behatolási mélység, fizikai felbontóképesség, a várható eredményesség alapján három mélységintervallumra terjedt ki: a

- felszínközeli (10–20 m) rétegeket mérnökgeofizikai szondázásokkal (MGS),
- közepes mélységig (500–700 m) települt képződményeket VES és GP módszerekkel,
- a medence nagyszerkezeti elemeit tellurikus (TE), magnetotellurikus (MT) és szeizmikus mérésekkel vizsgáltuk.

A kutatás 1982-ben a Győr D-i térképlap területén indult. Évenként átlagosan egy db 1:100 000 méretarányú térképlapot (kb. 1500 km<sup>2</sup>) mértünk fel. Az egyes módszereket a megoldandó feladat szerint csoportosítottuk, illetve alakítottuk ki a terepi paraméterek és a módszerek területi egymásutánosságának rendjét.

\* Hobot J., Dudás J., Fejes I., Milánkovich A., Pápa A., Nemesi L., Varga G.

a) *A felszínközeli rétegek vizsgálatára* végzett MGS mérések részletesebb összefoglalását az 1987. Évi jelentésben adtuk meg. Emlékeztetésül: a módszert a földtani térképezés eszközeként, a MÁFI sekélyfúrásaival párhuzamosan alkalmaztuk a felszínközeli rétegek műszaki-földtani paramétereinek vizsgálatára. A kutatás során kb. 12 000 km<sup>2</sup> területen, 1758 ponton, 18 578 m összhosszban történt négyparaméteres MGS mérés. A mérési adatokból számítógépes megjelenítő programmal földtani rétegsorok és litológiai rétegminősítések készültek. Ezek a térképező fúrásokból származó eredményekkel közös értelmezés után épülnek be a MÁFI különböző földtani, vízföldtani, agrogeológiai, építésföldtani stb. térképsorozataiba. Az MGS mérések tényanyagát és az értelmezett szelvények nagy részét mágneslemezen tároljuk, amelyek a földtani adatokkal egységes bázissá szervezhetőek.

b) *A közepes mélységű kutatások* az 500–700 m mélységig települt — első sorban a pleisztocén és felső pannon — összletek vizsgálatára irányultak. Célunk e képződmények üledékföldtani, vízföldtani viszonyainak regionális megismerése. A kutatásban geoelektromos ellenállás (VES) és gerjesztett potenciál (GP) méréseket alkalmaztunk.

A kisalföldi kutatási programban méréseink mintegy 9000 km<sup>2</sup>-re terjedtek ki. A kutatás 8 éve alatt 1268 ponton végeztünk AB = 4000 m-es VES mérést. E pontok 22%-án, 284 ponton AB = 800 m-es GP szondázást, a többi ponton, különböző AB-távolságok mellett összesen 5515 GP-szelvénypont mérést (GPP) is végeztünk. A VES–GP ponthálózat sűrűsége: 5–7 km<sup>2</sup>/pont. A mérések éves tényadatait az *I. táblázat* foglalja össze.

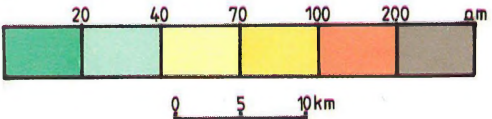
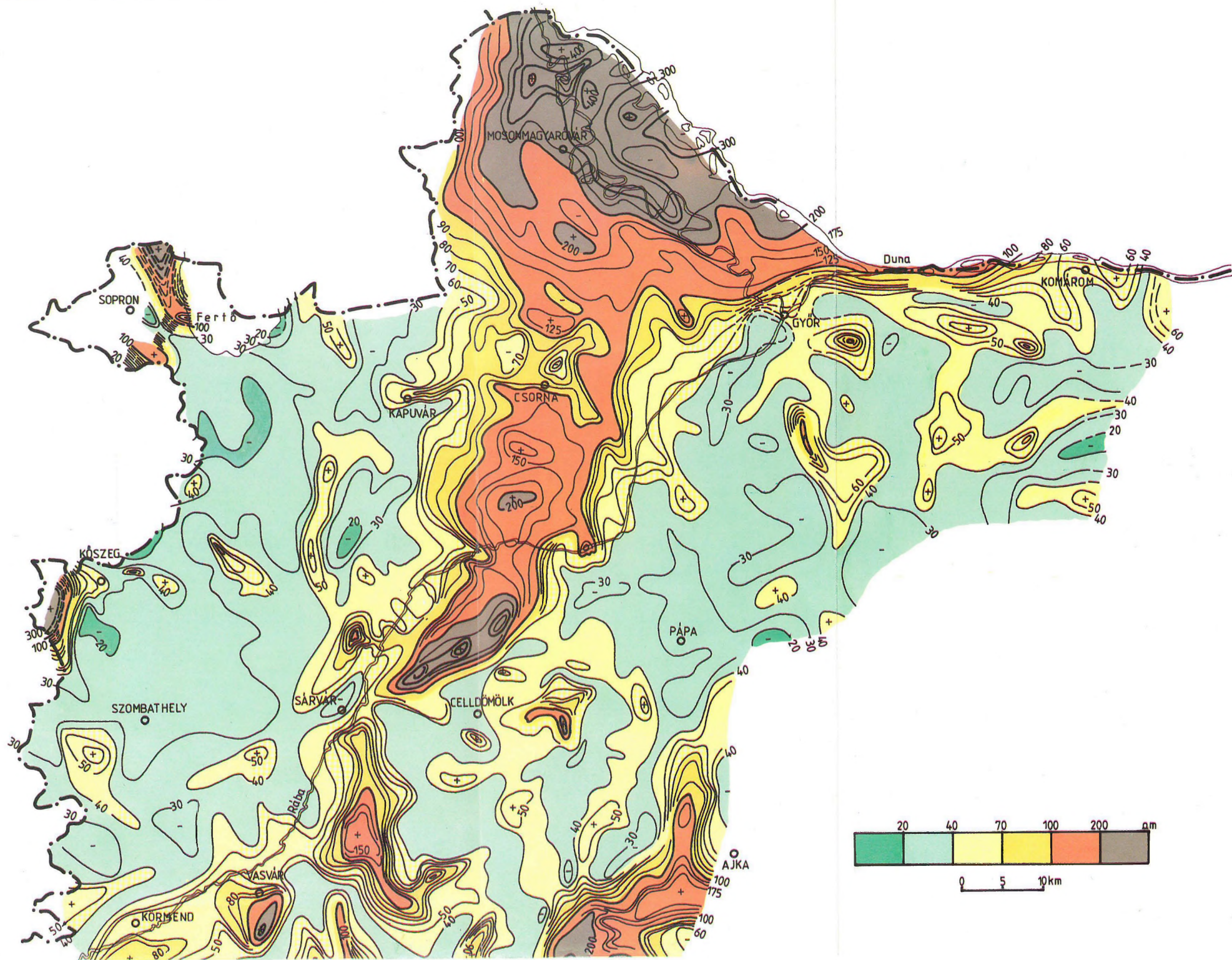
ÉV	VES	GPS	GPP	km <sup>2</sup> /pont	szerkesztett térképek szelvények száma	
1982	160	53	600	7,5	13	4
1983	240	81	820	5,6	14	9
1984	256	88	935	5,7	13	3
1985	201	72	1060	5,4	13	3
1986	215	10	1110	6,0	13	4
1987	196	–	990	6,5	13	4
1990	Adatbázis, zárójelentés			–	–	–
Össz.:	1268	284	5515	átl. 6,0	79	27

*I. táblázat.* A Kisalföldön végzett közepes mélységű (500–700 m) kutatás teljesítményadatai

*Table I.* Production data of medium-depth (500–700 m) prospecting on the Little Hungarian Plain

*Таблица I.* Данные по выполнению среднелюбинных (500–700 м) исследований в Малой Венгерской впадине

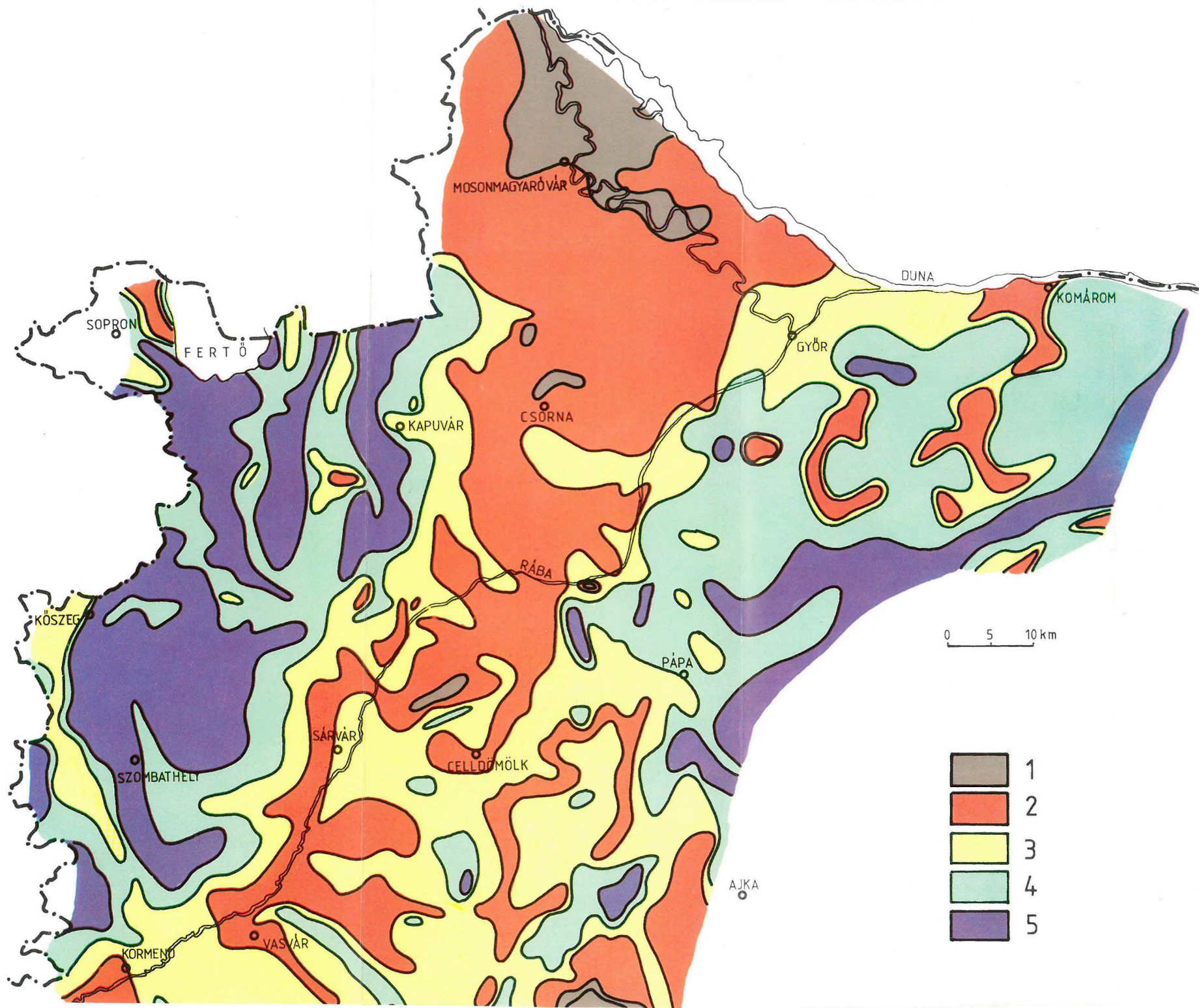
*Megjegyzés:* A táblázat nem tartalmazza a kisalföldi mérésekhez kapcsolódó 1988–89. évi zalai méréseket



2. ábra. Átlagellenállás térkép 100 m mélységig

Fig. 2. Average resistivity to a depth of 100 m

Рис. 2. Карта средних сопротивлений до глубин 100 м



0 5 10 km

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

*3. ábra.* Litológiai térkép 150–200 m mélységig

1 — az öszlet 70–80%-a kavics, durva homok, homok; 2 — az öszlet 60–70%-a homok, finom homok; 3 — az öszlet kb. 50%-a homok, finom homok; 4 — az öszlet 20–30%-a finom homok, kőzetliszt; 5 — az öszlet túlnyomórészt impermeábilis

*Fig. 3.* Lithological sketch to a depth of 150–200 m

1—70–80% of the complex is gravel, coarse sand, sand; 2—60–70% sand, fine-grained sand; 3—about 50% fine-grained sand, sand; 4—20–30% fine-grained sand, aleurite; 5—practically impermeable

*Рис. 3.* Литологическая карта до глубин 150–200 м

1 — толща на 70–80% состоит из галечников, грубых песков и песков; 2 — толща на 60–70% состоит из песков и тонких песков; 3 — толща на приблизительно 50–50% состоит из тонких песков и глин; 4 — толща на 20–30% состоит из тонких песков и алевритов; 5 — толща практически непроницаемая



A kutatások eredményeit a méréseket követő évben jelentésekben foglaltuk össze. A jelentések szelvény- és térképanyaga 1:100 000-es léptékű. A VES-GP mérések paramétereit és kiértékelési adatait mágneslemezen tároljuk. Az egységes adatbázis kialakítása IBM AT személyi számítógépre folyamatban van.

A mérésekkel vizsgált mélységtartomány képződményeinek horizontális és vertikális felépítéséről a VES görbék számítógépes modellezéséből származó rétegellenállás és vastagsági viszonyok adnak képet. Ezek a korábbi évi jelentésekben közölt rétegszelvények és a különböző mélységintervallumokra szerkesztett átlagellenállás térképek alapján ismertek. A VES mérésekkel jól követhető volt a pleisztocén–felső pannon, a peremeknél a felső- és alsópannon határa és az idősebb paleozoós–mezozoós aljzat felszíne is.

Az üledékes összlet regionális ellenállás-változásait a 100 m behatolási mélységre szerkesztett térképen (2. ábra) mutatjuk be. A térkép szembetűnően nagy ellenállással (70–300  $\Omega$ m) jelzi Szigetköz térségében É-on a Duna és a Lajta, D-en a Duna és a Rába kavicsteraszaiból képződött hordalékkúpot, valamint a Rába és néhány ösfolyó különböző vastagságú hordalékanyagát. Nagy fajlagos ellenállással jelentkeznek a medenceperemi kismélységű aljzat közetei is (Ajka–Sümeg, Kőszeg, Sopron).

A látszólagos polarizálhatóság ( $P_a$ ) laza üledékekre jellemző értékei az egész Kisalföldön 1–6% között változnak. Ezek önállóan nem, de az azonos mélységre meghatározott látszólagos ellenállás adatokkal együtt értelmezve üledékminőségre adnak becslési lehetőséget (lásd ELGI Évi jelentés 1983–1987.). A két paraméter együttesen a jelentős átfedések ellenére is meghatároz egy szemcseméret-intervallumot. Ugyanis az üledékképződés során ritkán alakul ki pl. 0,04 mm szemcseátmérőjű vastag finom homokrét, valószínűbb, hogy az ilyenek minősített rétegben a szemcseméret zömmel 0,02–0,08 mm között változik.

A felszínen mért  $\rho_a$ – $P_a$  értékpárokból — az ellenállás és a GP térképekhez hasonlóan — több mélységintervallumra — látszólagos szemcseméret (d) eloszlási vázlatok készültek, amelyek közelítően a litológiát tükrözik az adott mélységközben. E vázlatokból összesítő litológiai térképet szerkesztettünk (3. ábra), amelyben a különböző szemcsemérettel jellemzett képződmények regionális elterjedése látható, a felszíntől 150–200 méterig. Az izovonalak az összletben uralkodó szemcseméret változásait, illetve litológiai határokat jelzik. A térkép hidrogeológiai paraméterekre, porozitásra, vízvezető képességre stb. ad értelemszerű becslési lehetőséget. Jól lehatárolhatók a részletes kutatásra érdemes, víznyerésre legkedvezőbb homokos-kavicsos rétegeket tartalmazó összletek, illetve a kedvezőtlen, kevés homokrétgel bíró agyagos, kőzetlisztes rétegsorok térségei. A térképen színezéssel, és öt minősítő kategóriával a következő vízföldtani értékelés adható a 150–200 m mélységig települt képződményekre.

Az 1-el jelzett területeken az összlet ellenállása nagy (70–300  $\Omega$ m), a polarizálhatóság (P) alacsony, 1–1,5%. Az összletet 70–80%-ban kavics, durva kavics, alárendelten homokrétegek építik fel. Víznyerésre jó területek.

A 2-jelű területeken az összlet ellenállása 50–100  $\Omega$ m közötti, a P értékei 1,5–2,5% között változnak. Az összlet rétegsora 60–70%-ban homok, durva

homokrétegeket tartalmaz. Ezek a területek vízfeltáráásra a legkedvezőbbek. Ide sorolható a Szigetköz és tágabb térsége, a Rába-völgy nagy része és a térképen számos kisebb terület.

3-jelű, az előbbi területekhez kapcsolódó, kevesebb és vékonyabb homokréteget tartalmazó összletek ellenállása 30–60  $\Omega$ m, a polarizálhatóság közepes, 2–3,5% közötti. Vízföldtanilag közepes minőségű területek, ahol a homok-agyag-rétegek aránya 50–50%. Főleg a Kisalföld DK-i részén fordulnak elő.

A 4-jelű területeken a képződmények ellenállása 20–40  $\Omega$ m, a P%-os értékei magasak, 3–5% közöttiek. A rétegsort agyag, kőzetliszt és kevés homok alkotja. Víznyerésre előnytelen területek, a vízadókat vékony homoklencsék képezik. Ilyen területek a medence ÉK-i és Ny-i peremén nagy kiterjedésben található.

Az 5-jelű területek regionális vízföldtani megítélése kedvezőtlen. Az összlet ellenállása 10–20  $\Omega$ m, a polarizálhatóság az agyagra jellemző alacsony érték 0,5–1,0% közötti. Előfordulnak 3–4%-os P-értékek is, de ezeket a rétegsorban lévő lignitek okozzák.

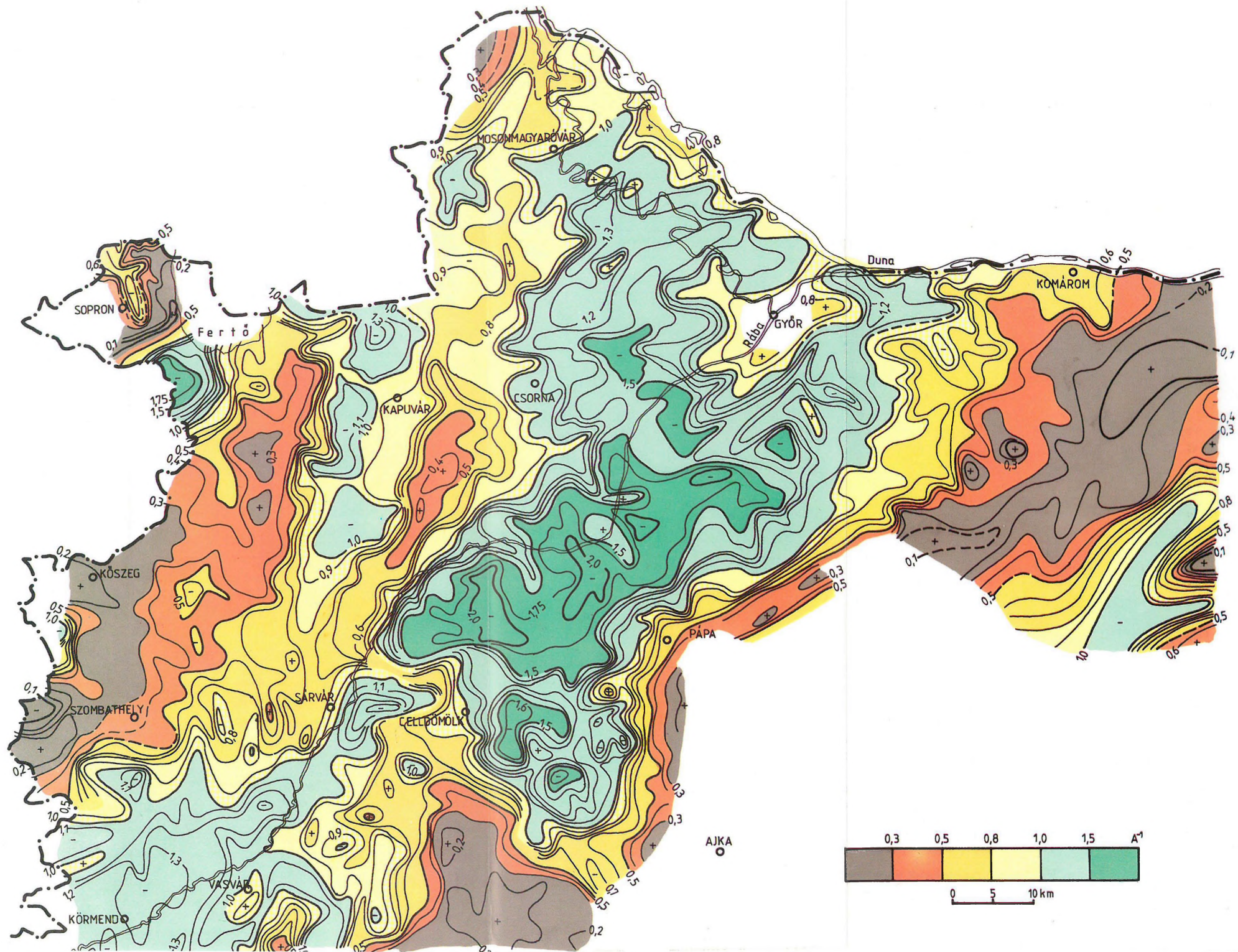
A Kisalföld regionális vízföldtani elemzése egyetlen globális térkép alapján csak közelítő lehet, a következtetések azonban fúrásokkal alátámasztott adatokon nyugszanak, a mérési sűrűségnek megfelelőek.

c) *Mélyszerkezeti kutatásaink* tervezésénél figyelemmel voltunk a korábbi mélyszerkezeti vizsgálatokra, valamint arra, hogy az ELGI tevékenységével párhuzamosan a GKV — egy nagyságrenddel nagyobb ráfordítással, korszerű szeizmikus és geoelektromos eszközökkel — részletező szénhidrogén-kutatást végez a Kisalföld egyes területein. Feladataink megfogalmazásánál ezért nagyobb szerepet az egész Kisalföldre kiterjedő kvázihálózatos tellurikus méréseknek és az átnézetes magnetotellurikus–szeizmikus szelvényhálózatnak szántunk. Úgy ítéljük, hogy ilyen összetételű kutatással teljesebbé tehetjük a medence üledékeinek, az aljzatnak és belső szerkezetének, végső soron az egész medence nagyszerkezeti viszonyainak megismerését.

Kutatásaink az egész Kisalföldre kiterjedtek. A különböző mérések a szükségeszerű egymásutánosság betartásával, évenként néhány hónapon keresztül, 8 éven át folytak. Ezek lényegesebb adatait a *II. táblázat* foglalja össze.

A táblázatban felsorolt mérések közül a tellurika 4,3 km<sup>2</sup>/pont sűrűséggel lefedi a teljes Kisalföldet. Vonalmenti MT szondázásokat mintegy 360 km hosszon, 2–2,5 km pontközzel végeztük. A 12x100%-os fedésű szeizmikus mérést négy MT-vonalon, 174,1 km szelvényhosszban végeztünk, vibrációs gerjesztéssel. A mérések előzetes földtani értelmezésénél felhasználtuk a korábbi években mért földtani alapszelvényeket (MK–1, MK–3), valamint a DKH–1, DKH–2 jelű MT szelvényeket is. Ezek a folyamatban lévő nagyszerkezeti elemzés lehetőségét 60 MTS ponttal és 80 km szeizmikus szelvényanyaggal bővítik, és elősegítik az ún. kéreganomáliák tanulmányozását is.

A kutatásokról 1:100 000 léptékű melléklet anyaggal éves jelentésekben beszámoltunk. Lokális hálózatu  $\Delta g$  sűrítő mérések adataival reambuláltuk a gravitációs térképeket. Az 1989. évi Geofizikai Vándorgyűlésen a kutatás előzetes eredményeit bemutattuk. E célból az éves részeredményekből az alábbi 1:200 000 méretarányú előzetes szelvények, térképek készültek;



4. ábra. Tellurikus izoarea térkép  
Fig. 4. Telluric isoarea map  
Рис. 4. Карта теллурических изоаралов

Év	TE-pont	MTS-pont	szeizmika
1982	290	–	–
1983	321	11	–
1984	517	30	–
1985	360	30	51,8 km
1986	–	20	31,4 km
1987	342	20	30,1 km
1988	287	21	34,2 km
1989	–	25	26,6 km
1990	Adatbázis, zárójelentés		
	2117	157	174,1 km

II. táblázat. A Kisalföldön végzett mélyszerkezet-kutatás teljesítményadatai

Table II. Production data of deep structural exploration on the Little Hungarian Plain

Таблица II. Данные по выполнению глубинных структурных исследований в Малой Венгерской впадине

- tellurikus izoarea térkép,
- medenceüledék izoohm ( $Q_a$ ) térképe,
- a neogén medencealjzat ellenállásának térképe,
- komplex MT és szeizmikus szelvények,
- preausztriai aljzat regionális mélységtérképe,
- a medence nagyszerkezeti modellje.

E térképek komplex geofizikai elemzését és földtani értelmezését az 1989. évi mérésekből származó információk figyelembevételével az 1990. évi zárójelentésben végezzük el. Előzetesként a tellurikus izoarea térképet, a medenceüledék átlagellenállásának ( $Q_a$ ), és a medencealjzat ellenállásának regionális térképét adjuk meg.

A tellurikus izoarea térkép (4. ábra) a Pannonhalmától D-re lévő főbázisra számolt értékekből készült. Anomáliái a medence nagyobb részén a harmadkor előtti aljzat mélységviszonyait tükrözik. A gravitációs szűrt térképpel összevetve, a terület nagy részén jó a korreláció. Ez különösen a Ny-i területekre igaz, ami azt jelenti, hogy ott a medence szerkezete egyszerűbb, az üledékek felépítése egyveretűbb, az aljzat nagy ellenállású, közzettanilag homogénebb. A földmágneses  $\Delta Z$ -anomáliákkal nincs hasonlóság, ami azt látszik bizonyítani, hogy a mágneses hatók aljzatban lévő testek, vagy a felszín közelébe jutott kistömegű fiatal bazaltok. Az izoarea térkép tartalmazza az üledékösszlet ellenállás-inhomogenitásait. Ez a hatás a Kisalföld mélyzónájában, főleg Győr térségében, elnyomja az aljzat mélységváltozásának hatását is. Az inhomogenitás az üledék nagyobb kompaktációjával, cementáltabb összlettel, vagy a durvább szemű negyedkori képződményekkel magyarázható. A Kőszegi-hegység K-i előterében, de különösen a medence középhegységi peremrészein a tellurikus anomáliák értékére és alakjára az aljzat ellenállásának lokális és regionális változásai is hatnak. Az MT mérésekből a jelzett inhomogenitások (üledékellenállás, aljzatellenállás-változások) kiszűrhetők, s a korrigált tellurikus térkép közelítően már mindenütt az aljzatot jelzi.

Az üledékek ellenállását ( $Q_\sigma$ ) jelző izoohm térkép (5. ábra) a harmadkor előtti aljzatra települt teljes összlet globális litológiájáról ad képet. Megállapítható, hogy a kismélységű medencerészek üledékeinek fajlagos ellenállása viszonylag nagy. Minél sekélyebb, annál nagyobb. Kivétel a Szigetköz térsége — aminek valószínű okait a TE térképnél indokoltuk — valamint Csorna–Mihályi környéke. Az utóbbi anomália okát más adatokkal összefüggésben még vizsgálni kell. A 2000–4000 m mélységű medencerészekben a legkisebbek a  $Q_\sigma$  értékek, jelezvén az üledékösszlet CH-képződésre kedvező legagyagosabb zónáit.

Az MT-mérések lényeges eredménye az aljzat ellenállástérképe (6. ábra). A jelentős ellenállás-változások pásztákba rendeződve, hasonlóságot mutatnak a MÁFI fedetlen földtani térképével. Az ellenállás maximumok a medence K-i, DK-i részén több fúrásból ismert mezozoós karbonátos kifejlődésű aljzattal, a Ny-i területeken és Mihályi, Mosonmagyaróvár vonalában viszont paleozoós képződményekkel azonosíthatók. Az ellenállás minimumai az aljzat nagyszerkezeti vonalainak töredezett zónáit jelzik. Pl. a Mihályi gerinc Ny-i határvonalán, vagy az általunk Rába vonallal azonosított Gércé–Rábapatonai irányban húzódó sávban, ahol szerepe lehet a márgás kifejlődésű mezozoós aljzatnak is, amelyet a Dunántúli-középhegység területén 30–40  $\Omega$ m fajlagos ellenállással ismertünk meg.

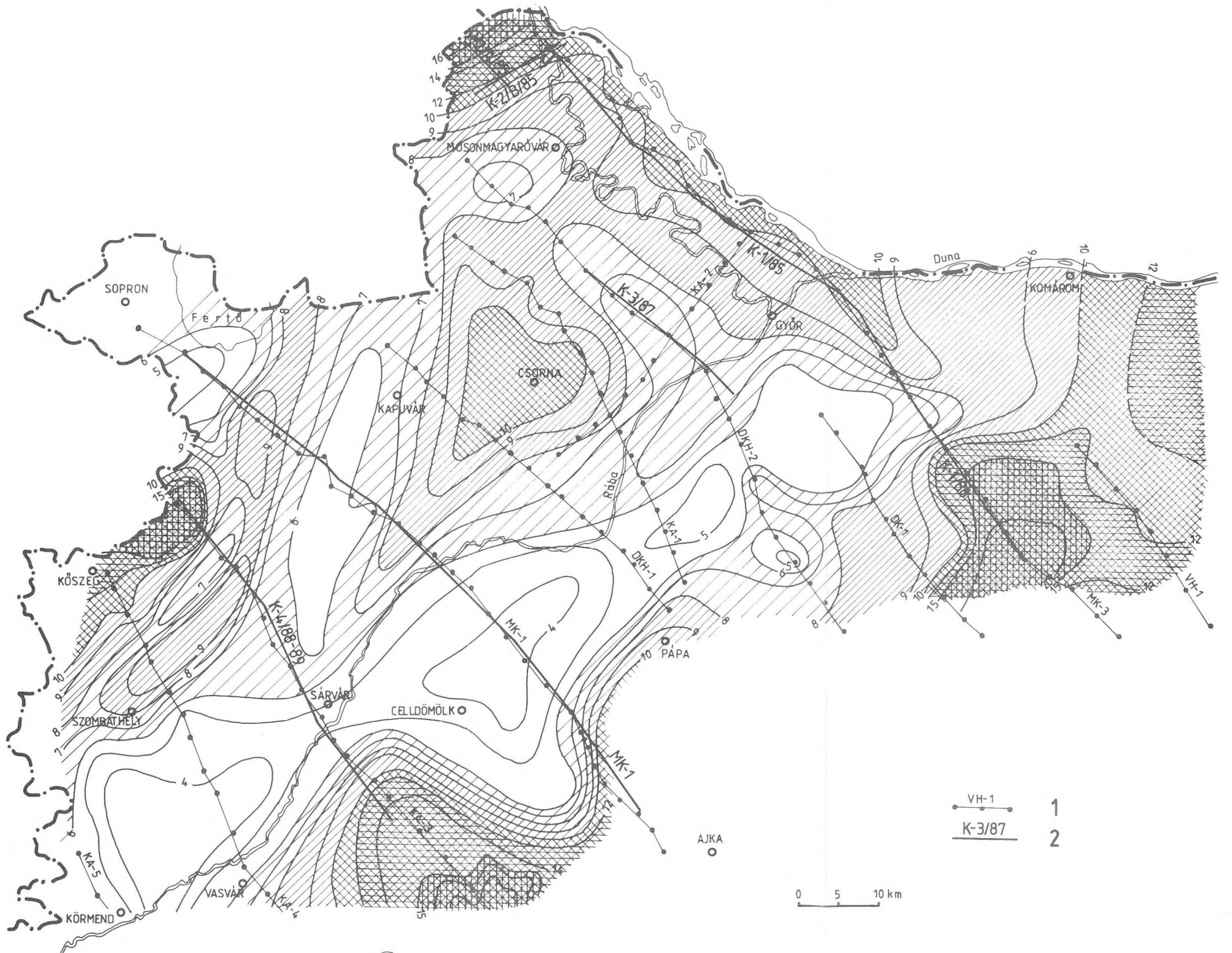
A szeizmikus mérések 1988–89. évi eredményeit mutatjuk be a K-4/88–89 reflexiós időszelvényen (7. ábra). A szeizmikus vonalat az 5. ábrán jelzett nyomvonal mentén mértük. Az időszelvénybe a közelébe eső összes fúrás (Zsira-1, Bük-1, -2, Ölbő-3, Ikervár-6, Sótöny-1, -2) adatát bevetítettük és korreláltuk. Feltüntettük továbbá a Bouguer-anomália ( $\Delta g$ ), a gravitációs maradékanomália ( $\Delta g_m$ ) és a vertikális mágneses térerősség ( $\Delta Z$ ) anomália menetét. Jelöltük a szelvény közelében mért magnetotellurikus szondázások szeizmikus időre átszámított eredményeit.

A szeizmikus vonal mentén a fedett preneogén képződmények helyzetét és szerkezeti kapcsolatait vizsgáltuk. A nagyszerkezeti egységek határait és jellegzetességeit FÜLÖP–DANK [1987]: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával térképi tartalmához viszonyítjuk.

A szeizmikus vonal az Alp típusú szerkezeti egység három tagját érinti. Ezek ÉNy-ről DK-re a következők:

- alsó-keletalpi takaró (fúrással nem igazolt),
- felső-keletalpi takaró (Bük-1, -2, Öl-3, Ik-6, Só-2),
- Dunántúli-középhegység egység (Só-1).

A szeizmikus időszelvény 0–11 km-es szakaszán a preneogén képződményeket jelző reflexiók hullámszáma erős kompressziós igénybevételre utal. A 11 km-es pontban jelölhető az alsó- és felső-keletalpi takaró határa. Itt egy ÉNy-i látszólagos dőlésű felület mentén az alsó-keletalpi összlet a büki fúrásokkal feltárt felső-keletalpi devon mészkövekre tolodott. A két takaró határa Fülöp–Dank térképi adataival megegyezik, de a feltolódás iránya azzal ellentétes.

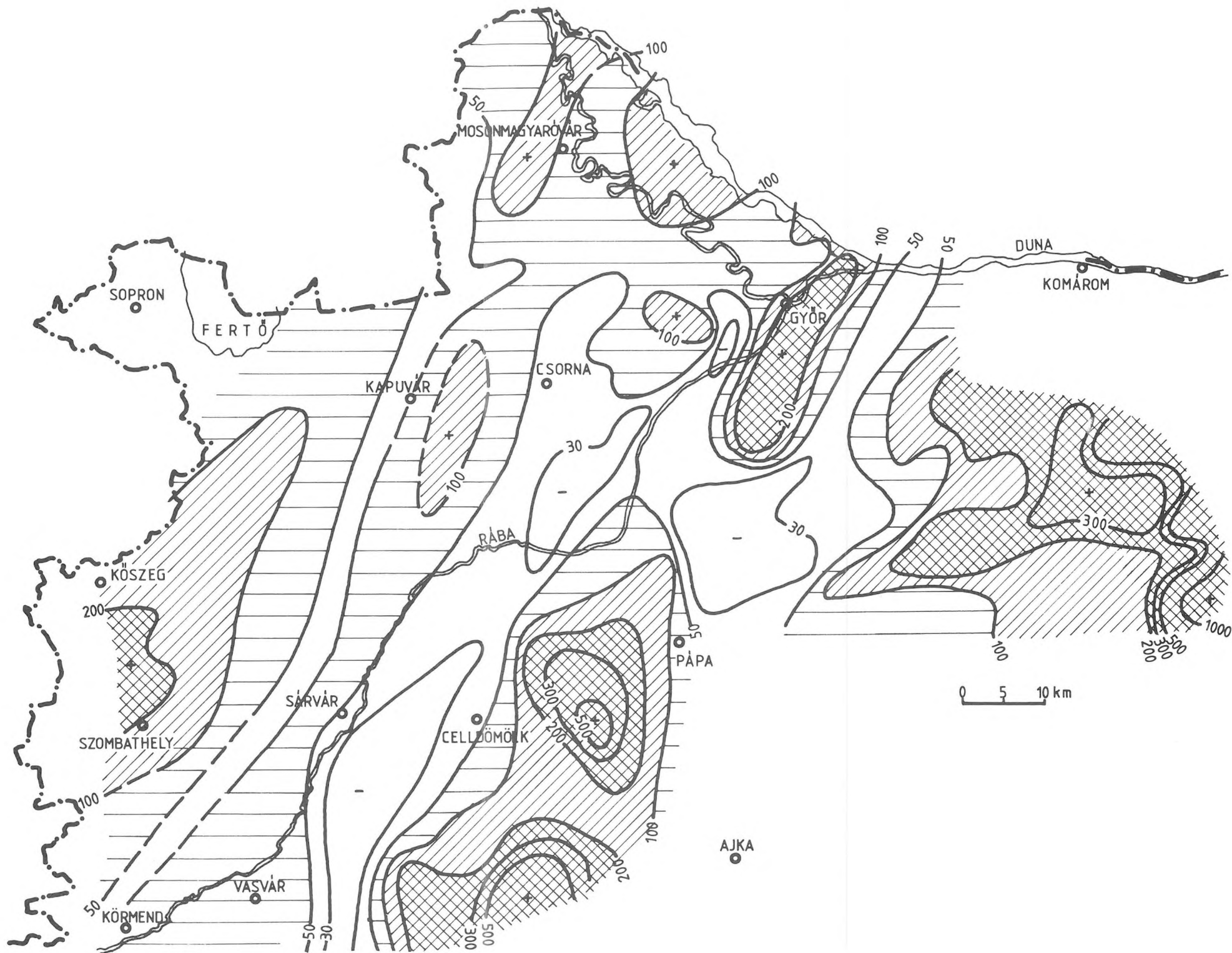


5. ábra. Medenceüledékek ellenállás-térképe

Fig. 5. Average resistivity map of the basin fill

Рис. 5. Карта сопротивлений отложений, выполняющих впадину

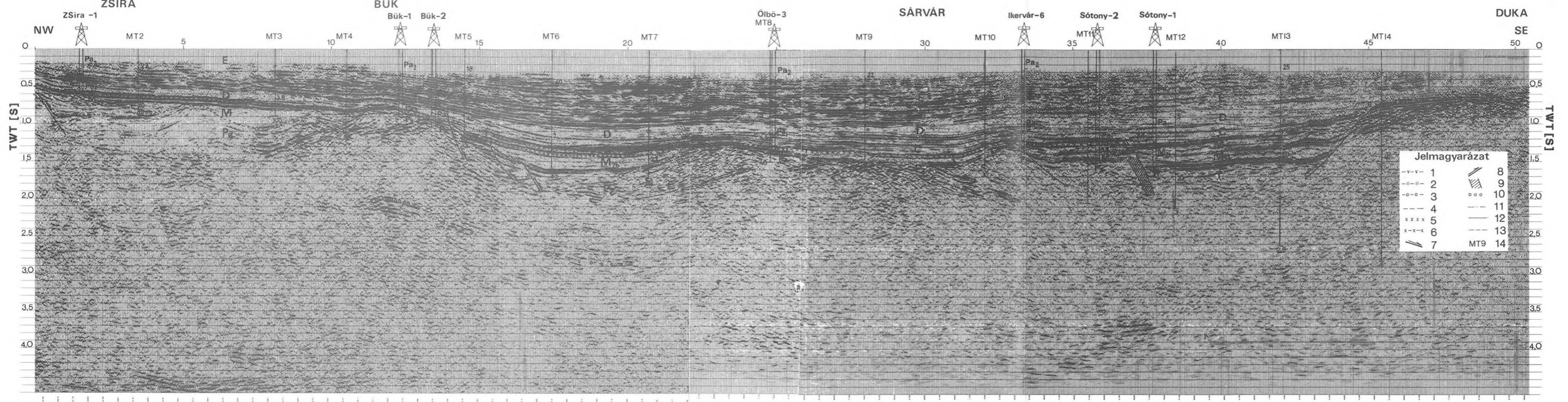
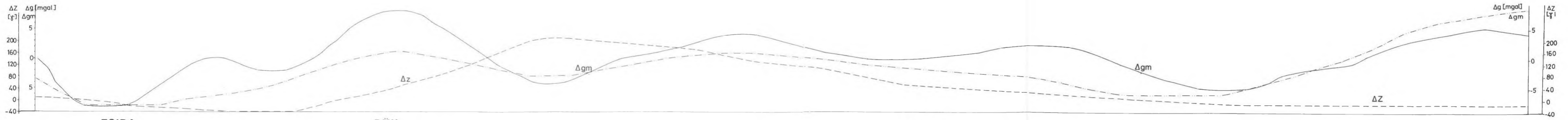




6. ábra. A medencealjzat ellenállásának térképe  
1 — magnetotellurikus szelvény; 2 — szeizmikus szelvény

*Fig. 6.* Resistivity map of the basement  
1—magnetotelluric profile; 2—seismic profile

*Рис. 6.* Карта сопротивлений фундамента впадины  
1 — профиль МТЗ; 2 — профиль сейсморазведки



**Jelmagyarázat**

-v-v-	1		8
-  -  -	2		9
-o-o-	3		10
- - -	4		11
x x x x	5		12
x-x-x	6		13
	7	MT9	14

### 7. ábra. K–4/88–89 migrált reflexiós szeizmikus időszelvény

*Földtani határok:* 1 — az alsó-keletalpi takaró preneogén képződményei (paleozoikum), 2 — a felső-keletalpi takaró preneogén képződményei (paleozoikum), 3 — a Dunántúli-középhegység egység preneogén képződményei (mezozoikum), 4 — miocén (kárpáti) összlet, 5 — miocén (bádeni) összlet, 6 — miocén (szarmata) összlet; *szeizmosztratigráfiai egységek:* C — delta előtér, D — delta lejtő, deltafront összlet, E — delta síkság, folyóvízi, szárazföldi összlet; *szerkezeti elemek:* 7—extenziós normálvezető, 8 — takaróhatár, 9 — Rába szerkezeti zóna, 10 — medencealjzaton belüli reflexiós beérkezések; *geofizikai adatok:* 11 —  $\Delta g$ -anomália (mgal), 12 — gravitációs maradék-anomália (mgal), 13 —  $\Delta Z$ -anomália (nT), 14 — magnetotellurikus mérési pont a magnetotellurikus réteghatár és a látszólagos fajlagos ellenállás ( $\Omega m$ ) jelölésével

### Fig. 7. Migrated seismic time section K–4/88–89

*Geological boundaries:* 1—Pre-Neogene formations of the lower eastern Alpi nappe (Palaeozoic), 2—Pre-Neogene formations of the upper eastern Alpi nappe (Palaeozoic), 3—Pre-Neogene formations of the Transdanubian Central Range unit (Mesozoic), 4—Miocene (Karthian), 5—Miocene (Badenian), 6—Miocene (Sarmatian); *seismic stratigraphic units:* C—prodelta, D—delta slope, delta front, E—delta plain, fluvial, terrestrial sediments; *structural elements:* 7—extensional normal fault, 8—nappe boundary, 9—Rába tectonic zone, 10—intrabasement reflections; *geophysical data:* 11— $\Delta g$ -anomaly (mGal), 12—gravity residual anomaly (mGal), 13— $\Delta Z$ -anomaly (nT), 14—magnetotelluric sounding with magnetotelluric boundaries and apparent resistivity values ( $\Omega m$ )

### Рис. 7. Мигрированный временной разрез сейсморазведки МОВ К–4/88–89

*Геологические границы:* 1 — донеогеновые образования (палеозой) Нижне-Австроальпийского покрова; 2 — донеогеновые образования (палеозой) Верхне-Австроальпийского покрова; 3 — донеогеновые образования (мезозой) Задунайского среднегорья; 4 — толща миоценовых (карпатских) отложений; 5 — толща миоценовых (баденских) отложений; 6 — толща миоценовых (сарматских) отложений; *сейсмостратиграфические единицы:* С — отложения пред-дельтовой области; D — отложения склона дельты или фронта дельты; E — отложения дельтовых равнин, аллювиальные и наземные; *структурные элементы:* 7 — сброс растяжения; 8 — граница покрова; 9 — Рабская структурная зона; 10 — отражения из средней коры; *геофизические данные:* 11—аномалия  $\Delta g$  (мгал); 12—остаточная гравитационная аномалия (мгаг); 13 — аномалия  $\Delta Z$  (нТ); 14 — пункт магнитотеллурического зондирования с обозначением границ магнитотеллурических слоев и кажущихся удельных сопротивлений (омм)

A felső-keletalpi takaró képződményeit a 11–28 km-es szakaszon ÉNY-i dőlésű laposszögű reflexiók részekre tagolják. A szelvény 28-as kilométerében a preneogén képződményeket osztó reflexiók dőlésiránya délkeletire változik. Ez a dőlésirány a Dunántúli-középhegység egység triász képződményeit tagoló reflexiókban is megőrződik. Kialakulásuk ÉNy–DK irányú kompresszió hatására történhetett. A laposszögű aljzati reflexiók mind a paleozoós, mind a mezozoós felszint jelző diszkordanciafelületen befejeződnek. Ezek alapján a kompressziós szerkezetek a felsőtriász és a miocén közötti tág intervallumban alakulhattak ki.

A paleozoós és a mezozoós képződmények érintkezési zónája a Só–2, és a Só–1 fúrás között a szelvény 36,5–37 km szakaszára tehető. A képződményváltást az aljzatot jelző reflexiók jellegváltása is kifejezi. A szelvénynek ez a szakasza a Rába szerkezeti zónával azonosítható. A Só–1 és a Só–2 fúrás között a bádeni összlet felszínét is érintő vető mutatható ki. A Rába szerkezeti zónának ezen a szakaszán az utolsó tektonikai esemény a középső miocénnél fiatalabb.

Az 1989. évi Vándorgyűlésen előzetes eredményként bemutattuk a Kisalföld mélyszerkezetének modelljét és a neogén aljzat közelítő mélységtérképét. Ezek azonban elsősorban a tellurikus és MT-mérések értelmezésére épültek. Ezeket más adatokkal — főleg szeizmikus, graviméteres és fúrási ismeretekkel — pontosítva a későbbiekben kívánjuk közreadni.

### 1.1.2 A Rába-vonal és az MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése\*

#### *Bevezetés*

A Kisalföldön keresztül lemerített MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény középtájt harántolja a *Rába-vonalat*, amelyet a térség legjelentősebb nagyszerkezeti határának tartanak. RÁNER et. al. [1984] szerint „a Mihályi-kiemelkedést DK-en egy meredek dőlésű tektonikai határ zárja”, amelyen az aljzat szeizmikus képe megváltozik; valószínűnek látjuk, hogy ezt a határt vélték Rába-vonalnak. FÜLÖP–DANK [1987] térképével összhangban RÁNER et al. [1984] azt tartja, hogy a Mihályi-kiemelkedés a felső-, az attól ÉNy-ra lévő Csapodi- és Nagycenki-medence pedig az alsó-keletalpi takaró képződményeiből áll, míg a szelvény DK-i szakasza már a Dunántúli-középhegység eltemetett része felett fut.

A Rába-vonal helyzete az MK–1 szelvényen az eddigi adatok szerint kb. 62 km-ben várható, egyik oldalán (Mihályi-kiemelkedés) felső-keletalpi, a másikon pedig középhegységi képződményekkel. Regionális jelentőségű törések helyzetének és településének meghatározásában gyakran jó eredményekre juthatunk gravitációs modellszámítással, ezért a továbbiakban erre teszünk kísérletet. Mielőtt azonban modellszámításba kezdenénk, szükségesnek látjuk a gravitációs adatok előzetes elemzését azzal a céllal, hogy a  $\Delta g$ -változásokat okozó testek legfőbb jellegeivel tisztába jöjjünk és ennek alapján választhassuk meg számítási modellünket.

\* Dudko A. (MÁFI), Balla Z., Kövesi G.

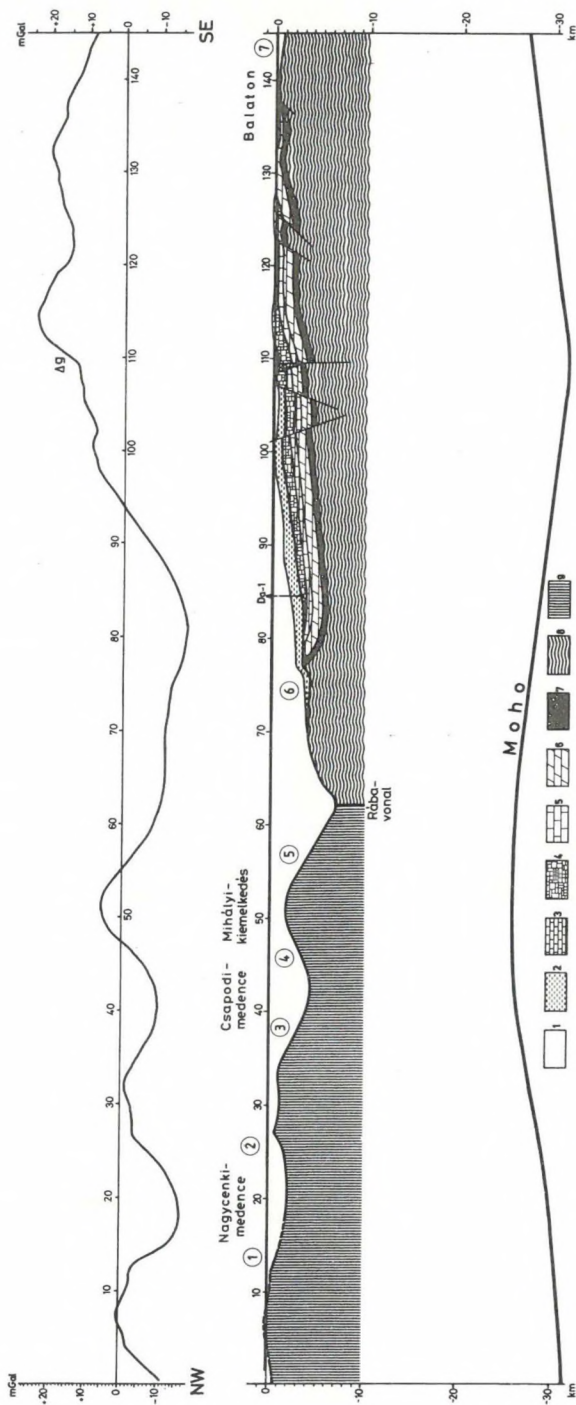
A Bouguer-anomália térkép [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985] maximumai a medencealjzat kiemelkedéseire, minimumai pedig süllyedékekre esnek, ami arra mutat, hogy a  $\Delta g$ -változásokat elsősorban a kainozoos üledékösszlet és a medencealjzat közötti sűrűségkülönbség határozza meg. A medencealjzat felépítésének tisztázására irányuló gravitációs értelmezésnek alapfeltétele tehát egyrészt az aljzat domborzatának, másrészt az aljzat és a fedőüledékek sűrűségkülönbségének az ismerete.

Az aljzatdomborzatra vonatkozó információt az MK-1 szelvény tartalmazza, a közvetlen használathoz azonban az időszelvényt át kellett számítanunk mélységszelvényre (8. ábra), ami a szelvényen közölt sebességfüggvények alapján volt lehetséges. A szeizmikus szelvényre felvittük a térképről [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985] kiolvasott Bouguer-anomáliát is, amely — a várakozásoknak megfelelően — lényegileg az aljzatdomborzatot követi. A hasonlóság azonban a szelvény 62 és 77 km-e között megszűnik (DK felé a Bouguer-anomália csökken, míg az aljzatfelszín emelkedik), s ez az aljzaton belüli sűrűségváltás jeleként fogható fel. Erre a szakaszra esik a Rába-vonal, ezért kézenfekvőnek látszik feltételezni, hogy az aljzaton belüli sűrűségváltás valamilyen összefüggésben áll ezzel a vonallal.

A Bouguer-anomáliáknak és a medencealjzat települési mélységének az összefüggését az ilyen típusú vizsgálatokban gyakran alkalmazott  $\Delta g$ - $h$ -diagram segítségével elemeztük. Azt a módosítást vezettük be, hogy a szelvény mentén 1 km-enként kiolvasott és egymás után következő adatpárokra megfelelő pontokat a diagramon összekötöttük. A szokásos ponthalmaz helyett így egy bonyolult görbét kaptunk (9. ábra). Ezen a görbén egy sor balról jobbra emelkedő szakasz ismerhető fel, amelyek mindegyike egy-egy konkrét lejtőszakasznak felel meg az eredeti aljzatdomborzatban.

A 9. ábra értelmezését az alábbi megfontolásokkal végeztük. Egy-egy görbeszakasz meredeksége elsősorban a medenceüledék és az aljzat között fennálló sűrűségkülönbséget tükrözi. Ha ez a sűrűségkülönbség állandó, a megfelelő görbeszakasz egy olyan egyenessé válik, amelynek meredeksége annál nagyobb, minél kisebb a sűrűségkülönbség. Mivel nagyobb vastagságú üledékösszletekben törvényszerű a kompakció, a medenceüledék és az aljzat között fennálló sűrűségkülönbség valójában nem állandó. Ha az aljzat sűrűsége nem változik, a kompakció hatása abban tükröződik, hogy egyenesek helyett lefelé egyre meredekebbé váló görbéket kapunk, mivel ebben az irányban az üledékek sűrűsége nő, az aljzat sűrűségétöbblete pedig ezzel összhangban csökken.

Az ilyen típusú görbék bármely szakaszához fektetett érintő egy konkrét  $\Delta g/\Delta h$ -arányt, azaz egy konkrét  $\Delta\sigma$ -értéket jellemez. Gyakran feltételezik, hogy az ilyen érintőkből — vagy pedig a görbék egyenes szakaszaiból — a  $\Delta g = 0,0419 \cdot \Delta\sigma \cdot \Delta h$  egyenlet alapján (mGal, g/cm<sup>3</sup>, m mértékegységekkel) közvetlenül számíthatók a sűrűségek. Az illető egyenlet azonban két — vízszintes helyzetű és végtelen kiterjedésű — ún. Bouguer-lemez különbségét írja le, nem pedig sík lejtők gravitációs hatását. Az ebből eredő hiba — modellszámítási



8. ábra. Földtani szelvény az MK-1 reflexió szejzmikus vonal mentén (helyzetét l. a 15. ábrán)

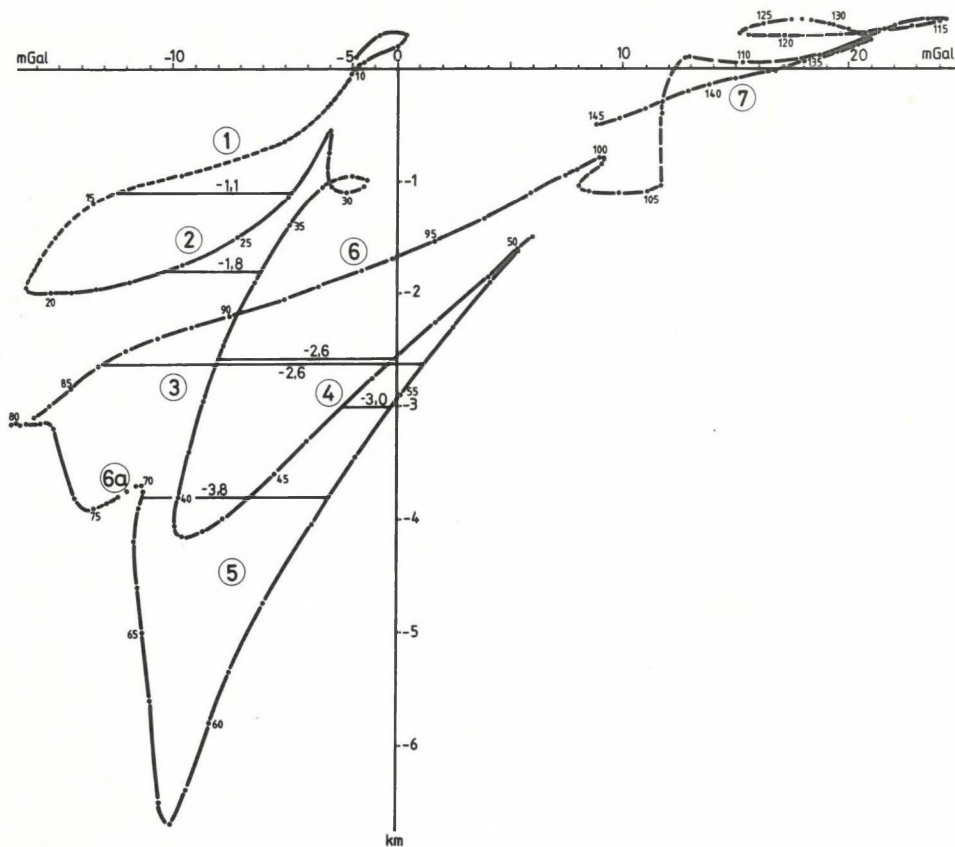
1 — neogén-kvarter medenceüledék; 2 — felsőkérta (szenon) üledék; 3 — jurá-alsókérta üledékek, felsőtriász dachsteini mészkő és kösszeni rétegek; 4 — felsőtriász fódolomit; 5 — felsőtriász veszprémi márga; 6 — alsó-középsőtriász; 7 — perm; 8 — a Dunántúli-középhegység paleozoos metamorf alizata; 9 — keletalpi-pennini képződmények. Szaggatott vonal — a gravitációs maradék-anomáliát (11. ábra) létrehozó mélyszerkezeti lépcső elvi képe, körökben — lejtők száma, Da-1 — Dabrony-1 fúrás

Fig. 8. Geological section along reflection seismic line MK-1 (for location, see Fig. 15)

1—Neogene-Quaternary basin fill; 2—Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3—Jurassic to Lower Cretaceous sediments, Upper Triassic Dachstein Limestone and Cassian Beds; 4—Upper Triassic Main Dolomite; 5—Upper Triassic Veszprém Marl; 6—Lower-Middle Triassic; 7—Permian; 8—Palaeozoic metamorphic basement of deep-seated, step-like source of the residual gravity anomaly (Fig. 11), in circles—serial numbers of slopes, Da-1—borehole Dabrony-1

Рис. 8. Геологический разрез вдоль сейсмической линии МК-1 (положение см. на рис. 15)

1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — верхнемеловые (сенонские) отложения, 3 — юрско-нижнемеловые отложения и верхний триас; дахштейнский известняк и кассанские слои, 4 — верхний триас; главный доломит, 5 — верхний триас; встречемский мергель, 6 — нижний-средний триас, 7 — пермь, 8 — палеозойский фундамент Задунайского среднегорья, 9 — австро-альпийские и пеннинские образования. Пунктирная линия — принципиальная схема глубинной структурной ступени — источника остаточной гравитационной аномалии (рис. 11), в кружках — номера склонов, Da-1 — скважина Дабронь-1



9. ábra. Az MK-1 szelvény  $\Delta g$ -h-diagramja

A kiolvasási pontok mellé irt számok — a 8. ábra km-osztása; körökben — a lejtők sorszáma; vízszintes vonalak számokkal — a 11. ábra szerkesztéséhez felhasznált egyenesek a kiolvasási mélységgel

Fig. 9.  $\Delta g$ -h diagram of profile MK-1

Figures at dots—km scale of Fig. 8; in circles—serial numbers of slopes; horizontal lines with figures —straight lines to construct Fig. 11, depth indicated

Рис. 9. Диаграмма  $\Delta g$ -h профиля МК-1

Числа при точках отсчета — километраж рис. 1; в кружках — номера склонов; горизонтальные линии с числами — прямые, использованные для построения рис. 11 с обозначением глубин отсчетов

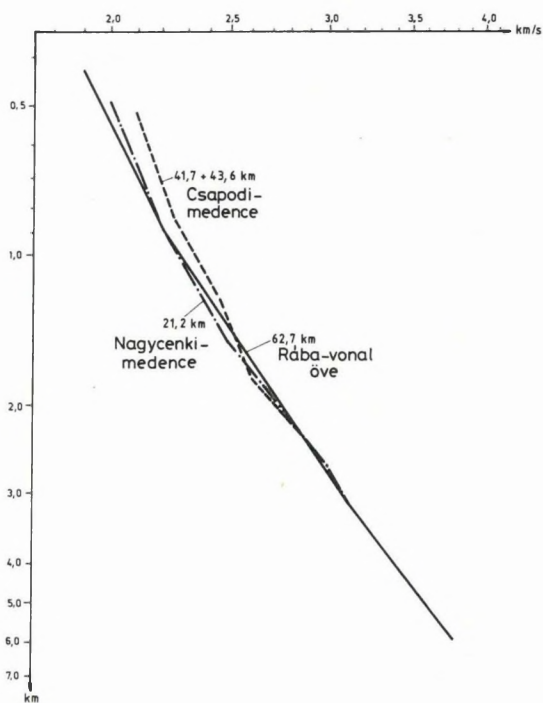
eredményeink szerint — kis dőlésszögeknél 10–12%-ot tesz ki, de ez is csak igen hosszú lejtőkre érvényes. Rövidebbeken a hiba megnő, mivel a lejtők két végén lévő hajlat (a szomszédos kiemelkedés és süllyedék) a gravitációs képet erősen megzavarja. Így tehát a  $\Delta g$ -h-diagram egyenesei sűrűségmeghatározást nem tesznek lehetővé s csak minőségi következtetésekre használhatók.

A reflexiós időszelvényen [RÁNER et al. 1984: 24–25. ábra] közölt stacking-sebességekből számított intervallumsebességek növekedése a mélységgel az üledékösszleten belül (10. ábra) világosan tükrözi a kompakció hatását s azt is,



hogy ez a hatás a szelvényben elkülönülő három medencében hasonló. Mindennek alapján az üledékösszlet sűrűségét vízszintes irányban állandónak tartjuk s úgy véljük, az egész szelvényre állandó sűrűségeloszlást alkalmazhatunk.

Az MK-1 szelvényen látható hat lejtőnek (8. ábra, 1-6) a  $\Delta g$ -h-diagramon hat görbeszakasz (9. ábra, 1-6) felel meg; ezek az alábbi három csoportba vonhatók össze: 1-2 — ÉNy-i, 3-5 — középső és 6 — DK-i. A középső csoport görbéi lefelé fokozatosan meredekebbé válnak, vagyis kompakciós menetet mutatnak. Ugyanakkor az illető görbeszakaszok DK felé egyre magasabb  $\Delta g$ -értékek felé tolódnak, más szóval, a 8. ábra említett három (3-5) lejtőszakának egyazon mélységben lévő pontjai felett DK felé egyre nagyobb Bouguer-anomáliát mértek.



10. ábra. Az intervallumsebességek függőleges eloszlása az MK-1 szelvény három medencéjében

Görbék melletti számok — stacking-sebességfüggvények szelvénymenti helyzete km-ben

Fig. 10. Vertical distribution of interval velocities in the three basins on profile MK-1

Figures at curves — location (km) of stacking velocity functions along the profile

Рис. 10. Вертикальное распределение поинтервальных скоростей в трех впадинах на профиле МК-1

Числа при кривых — положение (км) серии определений стэкинговых скоростей на профиле

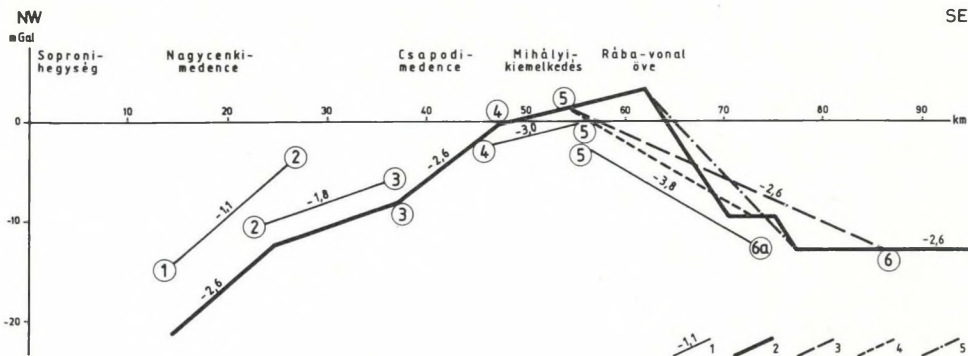
Az ÉNy-i csoport görbéin nincs nyoma kompaktiós hajlatnak; ennek oka talán az, hogy a lejtők túl rövidek. Ezeknek a görbéknek a laposabb dőlése alapján megállapíthatjuk, hogy az itteni aljzat egészében véve nagyobb sűrűségű, mint a Mihályi-kiemelkedésen. Ugyanakkor ezek a görbék jól illeszkednek a középső csoportra meghatározott tendenciába, vagyis az egyazon mélységtartományt jellemző  $\Delta g$ -értékek az egész 1–5. lejtősorozatban egyformán DK felé növekednek. A 6. görbeszakaszon azonban a  $\Delta g$ -értékek jóval kisebbek, mint a vázolt tendencia alapján várható lenne, vagyis az 5. és 6. lejtő között jelentős változás áll be a gravitációs térben. A köztes szakaszon (62–77 km) a  $\Delta g$ -h-görbe olyan jellegű, mintha az aljzat a medenceüledékeknél kisebb sűrűségű — vagyis „abnormális” — volna, s a  $\Delta g$ -h-görbe menete csak 77 km-en túl válik ismét normálissá (balról jobbra emelkedővé). Az MK–1 szelvény vonalán tehát a  $\Delta g$ -h-görbe menete nemcsak az aljzat domborzatát és az üledékek kompaktióját tükrözi, hanem egy más hatást is, amely úgy jellemezhető, hogy ÉNy felől értéke egyre nő, majd a 62–77 km közötti szakaszon drasztikusan lecsökken, vagyis itt egy *gravitációs lépcső* körvonalazható.

Mindezt az alábbi módon illusztrálhatjuk. A 9. ábrán olyan vízszinteseket vettünk fel, amelyek mindegyike két szomszédos lejtőszakaszt metsz kb. a közepe táján (az aljzattomborzat torzító hatása várhatóan itt a legkisebb), és kiolvastuk a két metszésponthoz tartozó  $\Delta g$ -értéket, továbbá a görbék mentén felírt km-osztás alapján interpolálással meghatároztuk a metszéspontok szelvénymenti helyét. A kiolvasott  $\Delta g$ -értékeket az interpolálással kapott km-ben felvittük az MK–1 szelvényre és a kapott pontokat egyenesekkel kötöttük össze (11. ábra). A különböző mélységekre vonatkozó egyeneseket függőleges irányban úgy csúsztattuk el, hogy végeik a –2,6 km mélységre vonatkozó egyenesek megfelelő végeihez csatlakozzanak. Az így kapott maradékanómália már gyakorlatilag nem függ az *aljzattomborzattól* s minden bizonnyal az *aljzaton belülről származó hatást* tükröz.

A gravitációs lépcső a 11. ábrán meglehetősen laposnak látszik, ennek oka azonban az lehet, hogy a szomszédos (5. és 6.) lejtőszakaszok vízszintes egyenessel összekötött pontjai túl nagy távolságban vannak egymástól (86–54 = 32 km-re); a  $\Delta g$ -h-görbe jellegéből ítélve a gravitációs lépcső 62 és 77 km között lenne várható, vagyis a lépcső sokkal meredekebb. A lépcső egy lapos ÉNy-i lejtőjű gravitációs maradékmaximum meredek DK-i oldalaként is felfogható.

A következő kérdés: milyen mélységből ered az a hatás, amely ezt az asszimmetrikus maximumot létrehozza. Közvetlenül a gravitációs és szeizmikus adatokból (9. ábra) feltételezhetjük, hogy a 4–5. lejtőszakaszon az aljzat kisebb sűrűségű kőzetekből áll, mint akár a 6-on, akár az 1–2-n, mivel a  $\Delta g$ -h-görbe jóval meredekebb; ez a sűrűségkülönbség azonban ellentétes a maradékmaximum értelmével. A gravitációs maradékmaximum tehát nemcsak, hogy nem vezethető vissza a medencealjzattal alkotó kőzetek sűrűségének eltérésére, hanem egy olyan — nyilvánvalóan nagyobb mélységből származó — hatást tükröz, amellyel az aljzat felső szintjeit felépítő kőzetek sűrűségkülönbsége ellentétes. Ez a nagymélységű hatás a legegyszerűbben egy *iszimmetrikus kiemelke-*

déssel modellezhető. A modell megszerkesztéséhez egyrészt a földtani szelvény, másrészt az abban elkülönített képződmények átlagos sűrűségének ismerete szükséges.



11. ábra. Mélyszerkezetet tükröző gravitációs maradék-anomália az MK-1 szelvény mentén

Számok körökben — a lejtők sorszámjai; 1 — a 9. ábráról a szakasz fölé írt mélységben kiolvasott  $\Delta g$ - és km-adatok alapján felvitt pontokat összekötő egyenes; 2 — a  $-2,6$  km mélységre mechanikusan összetolt és a  $\Delta g$ -h-görbe alapján korrigált gravitációs maradék-anomália; 3 — az 5. és 6. lejtő közötti eredeti gravitációs lépcső; 4 — az 5. és 6a. lejtő közötti gravitációs lépcső  $-2,6$  km mélységre csúsztatva; 5 — a  $\Delta g$ -h-görbe alapján a 6a. lejtőt figyelmen kívül hagyva korrigált maradék-anomália

Fig. 11. Residual gravity anomaly reflecting deep structure along profile MK-1  
 Figures in circles—serial numbers of slopes; 1—straight line connecting points plotted with their  $\Delta g$  and km values from Fig. 9 at depth indicated above the line; 2—residual gravity anomaly mechanically shifted to  $-2,6$  km depth and corrected by the  $\Delta g$ -h curve; 3—initial gravity step between slopes 5 and 6; 4—gravity step between slopes 5 and 6a shifted to  $-2,6$  km depth; 5—residual anomaly corrected by the  $\Delta g$ -h curve, neglecting slope 6a

Рис. 11. Остаточная гравитационная аномалия, отражающая глубинную структуру на профиле МК-1

Числа в кружках — номера склонов; 1 — прямая, соединяющая точки, нанесенные по значениям  $\Delta g$  и км, определённым на рис. 9 при глубине, отмеченной над отрезком; 2 — остаточная гравитационная аномалия, механически смещенная на глубину  $-2,6$  км и поправленная по кривой  $\Delta g$ -h; 3 — исходная гравитационная ступень между склонами 5 и 6; 4 — гравитационная ступень между склонами 5 и 6a, смещенная на глубину  $-2,6$  км; 5 — остаточная аномалия, поправленная по кривой  $\Delta g$ -h, пренебрегая склоном 6a

### A földtani szelvény

A földtani szelvényt az alábbi módon szerkesztjük:

1) A Rába-vonaltól ÉNy-ra a Mihályi-kiemelkedésen epimetamorf pala-összletet, a Csapodi-medence tengelyvonalától ÉNy-ra levő terület aljzatában pedig kristályos sorozatot tételeznek fel [FÜLÖP-DANK 1987], amely alatt Penninikum következne. A mihályi, a kristályos és a pennini képződmények határainak települése azonban a szelvényben teljesen bizonytalan, ezért azokat a

8. ábrán nem tüntettük fel s csak felosztatlan „keletalpi–pennini sorozatot” ábrázoltunk. A takaróhatárokat a gravitációs modellszámítás folyamán vesszük majd fel az első eredmények nyomán.

2) A Rába-vonaltól DK-re a szelvény az 1:500 000-es aljzatterkép [FÜLÖP–DANK 1987] szerint bizonytalan, majd paleozoos korú képződmények után felsőkréta üledékeken fut a Bakony felé; ezen utóbbiaknál idősebb képződmények a szelvénytől ÉK-re 20 és DNy-ra 10 km távolságban bukkannak elő; az itt feltüntetett réteghatárokat kb. csapásmenti egyenesekkel kötöttük össze, s ezekkel metsztük ki a szelvényen azokat a szakaszokat, amelyeken az illető képződmények kiérnek a felsőkréta fekéjébe.

3) A szelvényen 84,6 km-ben lévő Dabrony–1 fúrásról — egyéb rétegtani adat híján — feltételeztük, hogy a fúrástalpon lévő felsőtriász földolomitnak a közepét tárta fel.

4) 90 km-től kezdve az aljzatdomborzatot, 107 km-től pedig a felsőkréta előtti képződmények határait és szerkezeti elemeit is CSÁSZÁR et al. [1978] 1:100 000-es térképéről olvastuk ki.

5) A fentiek szerint kapott markerpontok alá az összetevő vastagságokat (*III. tábl.*) a rétegződésre merőlegesen mértük fel, s az így kapott pontokat sima görbe vonalakkal kötöttük össze.

Az így kapott földtani szelvényen (8. ábra) az összlethatárok igen lapos dőlésűek. A valóságos szerkezet minden bizonnyal jóval bonyolultabb, valószínűleg pikkelyes-torlódásos, hiszen a mért rétegdőlés többnyire 20–40°. A felsőkréta bázisán a Dabrony–1 fúrás (84,6 km) és a Középhegységi-szinklinális tengelye (109 km) között — a Pápai Bakony felépítéséből ítélve — más, mint felsőtriász azonban nem várható, vagyis bármilyen bonyolult pikkelyes szerkezet esetén is az egyes szintek helyzete a kiserkesztett átlagos összlethatároktól legfeljebb 1,5–2 km-rel térhet el, ami a szerkesztési méretarányban (1:200 000) jelentéktelen ingadozásának vehető.

A gravitációs lépcső alapján feltételezett mélyszerkezeti lépcsőt előzetesen oda helyeztük, ahol FÜLÖP–DANK [1987] térképén a Rába-vonal van, azaz a szelvény 62 km-ébe, de alakját és sűrűségét illetően semmiféle előfeltevéssel nem éltünk (a 8. ábrán látható alakzat csak elvi illusztrációnak tekintendő). Ezen paraméterek meghatározását tartottuk a modellszámítás legfontosabb feladatának.

### *Gravitációs modellszámítás*

A gravitációs modellszámítást a Földfizikai Osztályon készített *interaktív program* segítségével VT 160 személyi számítógépen végeztük el. A program kétdimenziós — azaz a szelvényre merőleges irányban „végtelen” — hatók szelvényét, valamint a mért és a számított görbét képernyőn jeleníti meg töréspontokkal megadott sokszögek formájában. A mért gravitációs görbe és a földtani határok jellemző pontjait kézi mérésrel olvassuk ki és szövegszerkesztővel visszük be az adatfile-ba. A továbbiakban a pontok mozgásával a hatók

Képződmény		Vastagság m	Sűrűség, g/cm <sup>3</sup>	Minfa szám, db	Forrás
Dunántúli-középhegység					
felsőkréta		–	2,56	22	Vinár-1
alsókréta-jura		400	–	–	CSÁSZÁR et al.
felsőtriász	dachsteini mészkő	200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	kősszeni rétegek	200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	rezi + földolomit	1200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	veszprémi márga	600	–	–	CSÁSZÁR et al.
alsó-középtriász		1100	–	–	CSÁSZÁR et al.
triász	dolomit	–	2,76	104	BIHARI et al.
	mészkő	–	2,62	80	BIHARI et al.
	márga	–	2,54	24	BIHARI et al.
perm		500	2,49	94	BIHARI et al.
metamorf paleozoikum		–	–	–	
Kisalföld					
felsőpannóniai		1500	1,99	305	BIHARI et al.
alsópannóniai		1000	2,17	212	BIHARI et al.
miocén		3000	2,33	431	BIHARI et al.
mihályi palák		–	2,60	sok	fúrások
soproni kristályos összlet		< 6000	2,67	–	gránit-átlag

### III. táblázat. Az MK–1 szelvény főbb képződménycsoportjainak vastagsága és sűrűsége

*Table III.* Thickness and density data of the main formations of profile MK–1  
*Headings:* Formation; Thickness, m; Density, g/cm<sup>3</sup>; Number of samples; Source of data. *Upper part:* Transdanubian Range; *lower part:* Little Hungarian Plain

### Таблица III. Мощности и плотности главнейших образований профиля МК–1

*Шанка:* образования; мощности, м; плотности, г/см<sup>3</sup>; количество проб; источник данных.  
*Верхняя часть:* Задунайское среднегорье; *нижняя часть:* Малая Венгерская впадина

alakját a képernyőn tetszőlegesen változtathatjuk, de új pontokat és új határokat csak szövegszerkesztővel hozhatunk létre. A sűrűségeket gépeléssel vihetjük be vagy változtathatjuk a képernyőn. Mind a szelvény, mind a gravitációs görbe léptékét tetszés szerint módosíthatjuk.

A program lehetővé teszi, hogy az alak és a sűrűség változtatásával elérjük a számított görbe kielégítő pontosságú egyezését a mért görbével. Gyorsítóval ellátott gépen egy teljes új számítás kb. 40, egy módosítás pedig kb. 10 s-ot vesz igénybe (gyorsító nélkül 300 és 80 s-ot), — így igen nagyszámú változat próbálható ki. Bármely köztes eredmény kinyomatható a képernyőről és felhasználható a modellszámítás egyes lépéseinek dokumentálására. A dokumentálás nagy előnye, hogy bemutathatóvá válik a fokozatos megközelítéssel kapott megoldás menete és megítélhetővé az, hogy mennyire egy- vagy többértelmű a kialakított kép.

A modellszámítási szelvények végén túl „0” sűrűségű egység következne, ami a szelvényvégeken eltorzítaná a számított  $\Delta g$ -görbét. Ahhoz, hogy ezt elkerüljük, a szelvényeket oldalirányban jelentősen meg kell hosszabbítanunk. Legbiztosabb megoldás a „tényleges” sűrűségsszelvény megszerkesztése lenne, de ez indokolatlanul nagy munkával járna. Ezért azt a szokásos megoldást választottuk, hogy a szelvényvégekre kifutó határokat egymással párhuzamosan, vízszintesen vezettük tovább, a számításban figyelembe vett mélységnek legalább a tízszereséig, azaz mindkét irányban 200–200 km-ig. Az ebből eredő hiba már gyakorlatilag a szelvényvégeken is elhanyagolható.

A modellszámítás alá vont szelvény hossza 145 km, ezen a távolságon a Moho-felület mélységingadozásainak gravitációs hatása már nem látszik elhanyagolhatónak. Ezért elsőként eme hatás felbecsülésére teszünk kísérletet.

### *A Moho-felület domborzatának közelítő gravitációs hatása*

Az MK–1 szelvény alatt a Moho-felület mélysége 25 és 33 km között ingadozik, egyik szélső értéket sem érve el [POSGAY et al. 1990]. Az ilyen nagy mélységből származó gravitációs hatás korrekt számítása csak úgy lehetséges, ha a szelvényvonalat jelentős távolsáig meghosszabbítjuk. Itt azonban az a probléma jelentkezik, hogy milyen mélységeket vegyünk fel a kiegészítő szakaszokra. Adatok [POSGAY et al. 1990] ÉNy-on még 50, DK-en pedig még 100 km-en át vannak, ami nyilvánvalóan kevés. Ha a szélső pontokon lévő mélységeket terjesztjük tovább, az MK–1 szelvény egészében véve egy 6–7 km-es *Moho-lépcső* övébe kerül (12. ábra, A), s ez a lépcső a gravitációs hatást eltorzíthatja. Ezért szükségesnek láttuk DK-en is ugyanabba a mélységbe levinni a Moho-felületet, mint a legtávolabbi ÉNy-i érték (33 km). E pont helyét a Dinaridák ÉNy-i peremvidékén, kb. a Száva folyó völgyében vettük fel. Az így kapott szelvényen (12. ábra, A) a vizsgált szakasz egy *köpeny-feboltozódásra* esik, ami az általános helyzetet jól tükrözi.

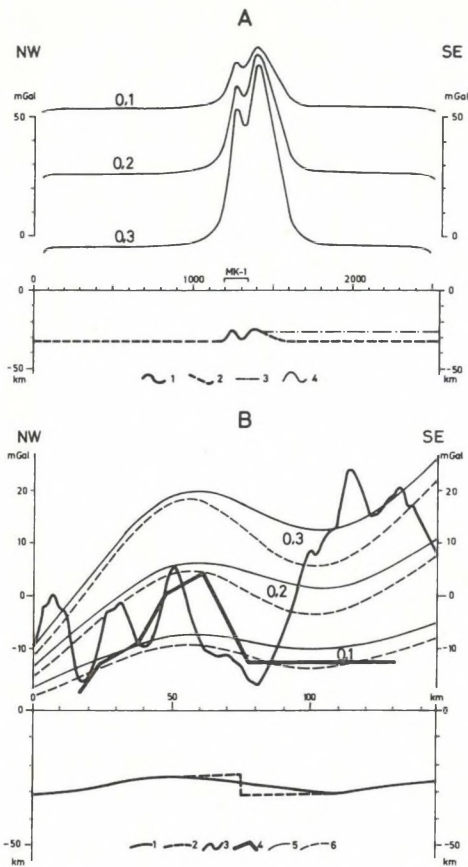
*Рис. 12. Гравитационный эффект от поверхности Мохо вдоль профиля МК–1*

A) Полный гравитационный эффект при различных скачках плотностей (0,1, 0,2 и 0,3 на диаграмме) на поверхности Мохо

1–3 — рельеф поверхности Мохо (при десятикратном искажении); 1 — снятый с карты [POSGAY et al. 1990], 2 — дополнение для проведения расчетов; 3 — возможный вариант продолжения глубин в сторону; 4 — рассчитанная гравитационная аномалия (выбор нулевого уровня не имеет значения). Положение профиля МК–1 обозначено

В) Эффект от поверхности Мохо вдоль профиля МК–1 в различных моделях

1–2 — модели с различной геометрией; 1 — рельеф, взятый с карты [POSGAY et al. 1990], 2 — соответствующая возможная ступень; 3–4 — гравитационная аномалия (нулевой уровень установлен правильно): 3 — измеренная, 4 — остаточная для глубины –2,6 км (с рис. 11); 5–6 — гравитационная аномалия (выбор нулевого уровня не имеет значения), рассчитанная для различных скачков плотностей (0,1, 0,2 и 0,3 на диаграмме) на поверхности Мохо; 5 — для модели с волнистой поверхностью, 6 — для модели со ступенью



12. ábra. A Moho-felület domborzatának gravitációs hatása az MK-1 szelvény mentén

A) A teljes gravitációs hatás a Moho-felület mentén érintkező képződmények különböző sűrűségeltérései (a diagramon 0,1, 0,2 és 0,3) esetén

1-3— a Moho-felület domborzata (tízszeres túlmagásítás): 1— térképről [POSGAY et al. 1990] kiolvasott, 2— a számításához kiegészítésként felvett, 3— formális mélységkiterjesztéssel felvehető; 4— számított gravitációs anomália (a 0-szint megválasztásának nincs jelentősége). Megjelölve az MK-1 szelvény helye

B) A Moho-hatás az MK-1 szelvény mentén különböző modellekre

1-2— geometriai modellek: 1— térképről [POSGAY et al. 1990] kiolvasott domborzat, 2— az ennek megfelelő lehetséges lépcső; 3-4— gravitációs anomália (a 0-szint helyesen beállítva): 3— mért, 4— a -2,6 km-re kapott maradék-anomália (a 11. ábráról); 5-6— a Moho-felület mentén érintkező képződmények különböző sűrűségeltéréseivel (a diagramon 0,1, 0,2 és 0,3) számított gravitációs anomália (a 0-szint megválasztásának nincs jelentősége): 5— hullámos felszínű modellre, 6— lépcsős modellre

Fig. 12. Gravity effect of the Moho topography along profile MK-1

A) Total gravity effect presuming various density contrasts on the Moho (0.1, 0.2 and 0.3 on the plot)

1-3— Moho topography is exaggerated ten times: 1— from the map [POSGAY et al. 1990], 2— presumed in the course of calculations, 3— acceptable extension of the model; 4— calculated gravity anomaly (position of the zero level is of no importance). Location of profile MK-1 indicated

B) Moho effects on profile MK-1 in various models

1-2— models of topography: 1— topography from the map [POSGAY et al. 1990], 2— corresponding possible step; 3-4— gravity anomalies (with correct position of zero level): 3— measured, 4— residual anomaly for -2.6 km depth (from Fig. 11); 5-6— gravity anomalies (position of the zero level is of no importance) calculated for various density contrasts (0.1, 0.2 and 0.3) on the Moho: 5— for a model with undulating surface, 6— for a model with a step

A szelvény állandó Moho-mélységgel jellemezhető szélső szakaszainak hosszát kísérleti úton úgy választottuk meg, hogy az illető szakasz közepén legalább néhány száz km hosszban a számított gravitációs hatás állandó legyen. Ez a feltétel mintegy 1000 km-es hosszról kezdve megbízhatóan teljesül, ezért a Moho-hatást 2500 km teljes hosszúságú szelvényen határoztuk meg (12. ábra, A). Ezek a vízszintes méretek világossá teszik, hogy a Moho-hatás kétdimenziós modellel korrekt módon nem írható le, mivel az egész köpeny-felboltozódás átmérője nem haladja meg a 400–500 km-t, s az egyes kiemelkedések és süllyedékek hossza legfeljebb 100–200 km. A regionális (felboltozódás) és helyi (kiemelkedések-süllyedékek) egyenetlenségek oldalirányú megszűnése a kétdimenziós modellel számítható  $\Delta g$ -amplitúdókhoz képest nyilvánvaló csökkenést okoz, vagyis a valóságos — háromdimenziós — Moho-hatás a programunkkal számítottnál kisebb. Mivel azonban a modellezés során főleg tendenciákra vagyunk kíváncsiak, használhatónak tartjuk a kétdimenziós modellszámítás eredményeit is, azzal a megkötéssel, hogy a kapott paraméterek inkább csak minőségi következtetéseket tesznek lehetővé.

Az MK–1 szelvényen a Rába-vonal egy DK-i irányú Moho-lejtő közepetá-jára esik. Figyelembe véve azt a körülményt, hogy a Moho-felület domborzatát a tárgyalt szakaszon refrakciós szelvényekből kapták, amelyekben az esetleges szögletek köztudomásúan „lesimulnak”, lehetségesnek tartjuk, hogy a valóságos Moho-domborzatban lépcső van. Ezért két szélső esettel számoltunk: egy hullámos és egy lépcsős modellel (12. ábra, B).

A Moho-hatás erősen függ az illető felületen fennálló sűrűségkülönbségtől, amelynek értékét illetően 0,1–0,3 g/cm<sup>3</sup> közé eső becsléseket ismerünk. Elegendőnek tartottunk három-három számítást a két geometriai modellre. A kapott eredmények (12. ábra, B) azt mutatják, hogy a Moho-hatás jellege modelltől és sűrűségtől függetlenül egy igen lapos gravitációs maximum-minimum párral jellemezhető, amelyben a szomszédos csúcsok 42–43 km-re vannak egymástól, s csak az amplitúdó ingadozik. (IV. tábl.).

További teendők a számítás megkezdése előtt a modell kialakítása.

Modell	Anomália hullámhossza, km	Anomália amplitúdója, mGal		
		sűrűség-többlet, g/cm <sup>3</sup>		
		0,10	0,20	0,30
hullámos felszínű lépcsős	42	2,5	5,1	7,5
	43	4,3	8,5	12,8

IV. táblázat. A Moho-hatás főbb paraméterei az MK–1 szelvény mentén

Table IV. Main parameters of the Moho effect along profile MK–1  
Headings: Model; Wavelength of anomaly, km; Amplitude of anomaly, mGal; density excess, g/cm<sup>3</sup>. Lines: with wavy surface, step-like

Таблица IV. Основные параметры эффекта от Мохо на профиле МК–1  
Шанка: модель; длина волны аномалии, км; амплитуда аномалии, мгал; избыток плотности, г/см<sup>3</sup>. Строки: с волнистой поверхностью, ступенчатая



A 9. ábráról megállapíthatjuk, hogy 100 és 111, valamint 116 és 132 km között erős helyi zavarok vannak a  $\Delta g$ -h-görbén. Mivel jelen munkánkban nem célunk a Bakony szerkezeti vizsgálata, ezeknek a zavaroknak az értelmezésével nem foglalkozunk, s csak a *zavarmentes szakaszok* földtani és gravitációs adatait vesszük figyelembe. Ezért a földtani szelvénynek a  $\Delta g$ -h-zavarokra eső szakaszait kihagytuk, s helyettük a szomszédos szakaszok összlethatárainak formális összekötésével szerkesztettük meg a szelvényt. Konkrétan ez azt jelenti, hogy eltekintettünk a Devecseri-medence (100–111 km), valamint a Veszprémi- és a Litéri-törés közé zárt tömb (116–132 km) létezésétől, s a számított gravitációs görbének csak közelítő egyezését követeljük meg a mért görbével, nevezetesen, a Devecseri-medence és a Dabrony–1 fúrás közötti szakaszon (85–100 km) *egybeesést*, a középhegységi két maximum közül a délinek a tetővidéken (112–134 km) pedig a *csúcshintek azonosságát* (a már homogén sűrűségűnek vett paleozoos aljzat itt felszínközelségben van, így a sűrűség-szelvény bizonytalansága sokkal kisebb, mint a másik maximumon, amelyet legalább részben a földolomit hoz létre s amelynek így mind csúcstérte, mind alakja erősen függ az összletsűrűségektől és a szerkezettől).

Hasonlóképpen nem törekszünk a Mihályi-kiemelkedéstől ÉNy-ra eső egységeken sem a mért görbe pontos reprodukálására a modellszámítás során, mivel a  $\Delta g$ -h-görbén (9. ábra) látható zavarok minden bizonnyal olyan helyi sűrűség-ingadozásokat tükröznek, amelyek modellszintű ábrázolása messze túlőné feladatunk keretein és amelyek nemigen befolyásolják a Rába-vonal problematikáját.

A főbb képződménycsoportokra BIHARI et al. [1978] nyomán, valamint fúrásdokumentációkból vettünk fel átlagsűrűségeket (III. tábl.), amelyeket vastagsággal súlyozva számítottunk át szintenkénti átlagokra (V. tábl.). Az üledékösszlet esetében 1000 m-es szintosztást alkalmaztunk; mivel az alapadatokat (III. tábl.) maximum 2–2,5 km mélységből származó anyagon kapták, számoltunk azzal, hogy az üledékek sűrűségét — a kompakció miatt — esetleg növelni kell majd. A középhegységi perm-alsókréta rétegsor meglehetősen változatos sűrűségű elemeit négy egységbe vontuk össze.

### *Modellszámítás fokozatos megközelítéssel*

A számítás megbízhatósága szempontjából alapvető kérdés a Moho-hatás helyes felbecsülése. Az előzetes vizsgálat eredményeiből (12. ábra, IV. tábl.) kiindulva elegendőnek látjuk két modellel számolni: az egyikben egy kontrasztos — lépcső által létrehozott — hatás van, a másikban pedig nincs Moho-hatás. Az eredmények összehasonlításával dönthetjük el, szükség van-e további pontosításra.

Mélyégtartomány	Vastagság		Összet	Sűrűség		
	teljes	részleges		mért	számított	korrigált
Kainozoos medenceüledék						
0-1000	1000	1000	Felsőpannóniai	1,99	1,99	2,10
1000-2000	1000	500 500	Felsőpannóniai Alsópannóniai	1,99 2,17	2,08	2,24
2000-3000	1000	500	Alsópannóniai	2,17	2,17	2,34
3000-4000	1000	500 500	Alsópannóniai Miocén	2,17 2,33	2,25	2,42
4000-5000	1000	1000	Miocén	2,33	2,33	2,48
5000-6000	1000	1000	Miocén	-	2,40	2,53
6000-7000	1000	1000	Miocén	-	2,46	2,56
Középhegységi aljzat						
-	-	-	Felsőkréta	2,56	2,56	-
-	800	400 200 200	Alsókréta-jura Dachsteini mészkő Kösszeni rétegek	- 2,62 -	2,62	-
-	1200	1200	Rezi + földolomit	2,76	2,76	-
-	2200	600 1100 500	Veszprémi márga Alsó-középtriász Perm	2,54 2,62 2,49	2,57	-
-	-	-	Metamorf összlet	-	2,63	-

V. táblázat. Az MK-1 szelvény menti modellszámításban alkalmazott vastagságok és sűrűségek

Table V. Thickness and density data used in gravity model calculations along profile MK-1

Headings: Depth interval; Thickness, total, partial; Formation; Density, measured, calculated, corrected. Upper part: Cenozoic basin sediments; lower part: Basement of the Transdanubian Range

Таблица V. Мощности и плотности, использованные в расчетах гравитационных моделей вдоль профиля МК-1

Шапка: интервалы глубин; мощности, полные, частичные; образования; плотности, измененные, расчетные, поправленные. Верхняя часть: кайнозойские отложения впадин; нижняя часть: фундамент Задунайского среднегорья

Elsőként olyan modellekkel számolunk, amelyekben *kontrasztos Moho-hatás* van. Úgy gondoltuk, célszerű a fokozatos megközelítés főbb lépéseit bemutatnunk, hogy a kapott eredmény megbízhatósága felmérhető legyen. A vizsgálatunk fő objektumát képező gravitációs lépcső magassága 16 mGal,

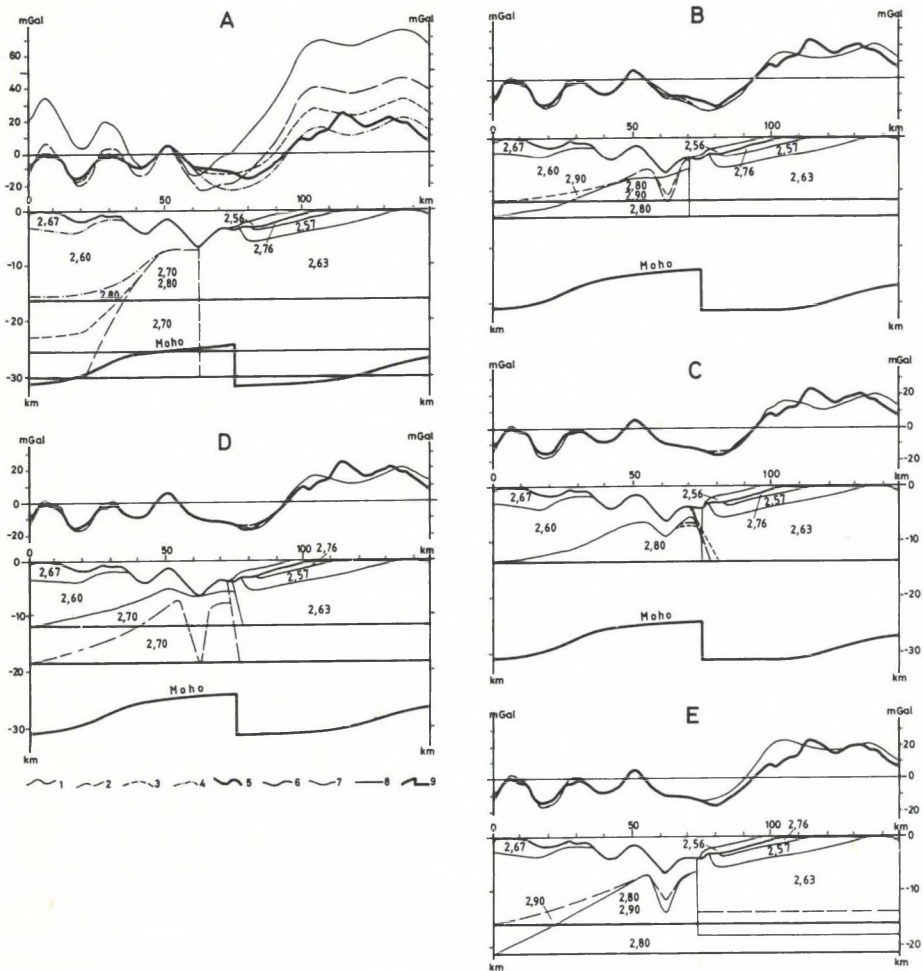
szélessége 15 km; ezzel szemben a Moho-hatásra létrejövő gravitációs lépcső magassága a legkontrasztosabb modellben is alig 13 mGal, szélessége viszont 43 km. Világos tehát, hogy a lépcsőt zömmel jóval a Moho felett, vagyis a *földkéreg magasabb szintjeiben elhelyezkedő alakulat hozza létre*, s a Moho-hatás legfeljebb a lépcső magasságát befolyásolja. Olyan modellt választottunk, amelyben a Moho-hatás a gravitációs lépcső magasságának kb. a felét teszi ki, ez  $0,2 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönségnek felel meg az alsókéreg és a felsőköpeny között. Modellszámítási programunk bármilyen előre megadott regionális anomáliát ki tud vonni a számított görbékéből, s az alábbiakban közölt „számított” görbék mindegyike már az említett Moho-hatással korrigáltan értendő.

Kiindulási állapotban a Kisalföld a Soproni- és a Bakony-hegység feletti gravitációs anomáliához képest regionális minimumnak mutatkozik (13. ábra, A, 1). A minimumot egy a 11. ábrának megfelelő alakú mélységi hatóval kompenzáltuk; a ható tetejét közvetlenül a medence mélypontja alá helyeztük, a hatót DK-ről a Rába-vonalra illesztett függőleges sikkal határoltuk le, sűrűségét  $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nek vettük s felszínét addig módosítottuk, amíg a számított görbe közelítőleg meg nem egyezett a mérttel. Az ily módon kapott képben (uo., 2) a számított görbét csak a Rába-vonaltól ÉNy-ra sikerült ráilleszteni a mértre. Jól látható, hogy a számított görbe amplitúdói rendre jóval nagyobbak, mint a mérté, aminek legegyszerűbb magyarázata az lehet, hogy túl nagy a sűrűségkülönség az aljzat és az üledékösszlet között.

A hiba elhárítására két lehetőségünk van: vagy az aljzatsűrűségeket korrigáljuk oly módon, hogy a kiemelkedéseken és a süllyedékekben rendre eltérő értékeket tételezünk fel, vagy az üledékösszletre számolunk a mélységgel nagyobb kompakciós sűrűségnövekedéssel. A második lehetőség jóval valószínűbbnek látszik, ezért az üledékösszlet egyes szintjeinek a sűrűségét addig emeltük — ügyelve arra, hogy a növekedés a mélységgel valamilyen egyszerű szabályszerűséggel leírható maradjon —, amíg a számított és mért görbe amplitúdókülönsége el nem tűnt. Az üledékek sűrűsége ilyen módon vagy a Mihályi-kiemelkedés (+ szomszédos süllyedékek), vagy a Nagycenki-medence (+ szomszédos kiemelkedések) gravitációs anomáliájára állítható be, de a *kettőre egyszerre nem*. Az eltérés olyan irányú, hogy az aljzat sűrűségének emelése a Nagycenki-medence körzetében (III. tábl.) *tovább rotoná* a képet. Mivel a Rába-vonalhoz a Mihályi-kiemelkedés van közelebb, ezért a továbbiakban az erre „beállított” üledéksűrűségeket (V. tábl.) használtuk.

A korrigált üledéksűrűségekkal kapott képben (13. ábra, A, 3) a mélybeli ható felszínét a Nagycenki-medence alatt 25 km-ig kellett levinnünk, ugyanez a mélység azonban nem volt elegendő a Bakony alatt (a számított görbe túl magasan maradt). Ez azt mutatta, hogy *a mélységi ható sűrűsége  $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nél jóval nagyobb*, hiszen a kéreg szinte teljes vastagságában fennálló sűrűségugrás kevésbé valószínű. Ezért a mélységi ható sűrűséget  $2,80 \text{ g/cm}^3$ -re emeltük.

A Soproni-hegység körzetében a medencealjzat felszínközeli részének a sűrűségét  $2,67 \text{ g/cm}^3$ -re növeltük (III. tábl.). Az eredeti felfogás [FÜLÖP-DANK 1987; RÁNER et al. 1984] értelmében a soproni kristályos összlet alsó határa a Mihályi-kiemelkedés alá dőlne. Ha ezt elfogadnánk, a mélységi nagysűrűségű



13. ábra. Gravitációs modellszámítás az MK-1 szelvény mentén (kétszeres túlmagassítás) lépcsős Moho-hatással ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$ , A–D) és Moho-hatás nélkül (E)

1–4 — számított  $\Delta g$ -görbék (felül; csak ott vannak feltüntetve, ahol eltérnek a mért vagy a kisebb sorszámmal jelzett számított görbétől) és a megfelelő képződményhatárok (alul); 5 — mért görbe; 6 — aljzatfelszín; 7 — állandó összehatárok; 8 — sűrűség-kiegyenlítődségi szint; 9 — Moho-felület

A) Alaphelyzet  
 1 — kiindulási (Moho-hatással korrigált) állapot; 2 — egy  $2,70 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű mélységi ható (függőleges DK-i határa 62 km-ben, a Rába-vonalon) bevezetve; 3 — az üledéksűrűségek „beállításva”; 4 — a mélységi ható sűrűsége  $2,80 \text{ g/cm}^3$ -re emelve és egy felszín közeli ható (soproni kristályos összet,  $2,67 \text{ g/cm}^3$ ) bevezetve

B) A  $2,80 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű mélységi ható függőleges DK-i határa a Rába-vonaltól 8 km-rel DK-re (70 km-be) tolva

1 — felszín lapos; 2 — felszíne a medencealjzat domborzatához idomítva; 3 — sűrűsége  $2,90 \text{ g/cm}^3$ -re emelve

- C) A  $2,80 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű mélységi ható DK-i függőleges határa a Rába-vonaltól 13 km-rel DK-re (75 km-be) tolva, a DK-i határ dőlése változtatva: 1 —  $90^\circ$ , 2 — DK  $60^\circ$ , 3 — DK  $45^\circ$
- D) A mélységi ható felszíne változtatva, a bemélyedés lehetséges helyzete: 1 — a legmagasabb, 2 — a legmélyebb
- E) Moho-hatás nélküli modell, a mélységi ható sűrűsége változtatva: 1 —  $2,80 \text{ g/cm}^3$ , 2 —  $2,90 \text{ g/cm}^3$

Fig. 13. Gravity model calculation along profile MK-1 (vertical scale is exaggerated two times) presuming a Moho step ( $\Delta\sigma = 0.2 \text{ g/cm}^3$ , A-D) and with no Moho effect (E)

1-4—calculated  $\Delta g$  curves (above; plotted if deviating from the measured or another calculated curve) and correspondig boundaries (below); 5—measured curve; 6—basement; 7—permanent formation boundaries; 8—density equalization level; 9—Moho

A) Basic situation

1—initial situation corrected for the Moho effect; 2—a deep-seated source of  $2.70 \text{ g/cm}^3$  density (its southeastern vertical boundary located at picket 62 km at the Rába line) introduced; 3—sediment densities set; 4—density of the deep-seated source increased to  $2.80 \text{ g/cm}^3$  and a superficial source (Sopron crystalline rocks,  $\sigma = 2.67 \text{ g/cm}^3$ ) inserted

B) Southeastern vertical boundary of the deep-seated source with  $2.80 \text{ g/cm}^3$  density shifted 8 km towards the southeast (to picket 70 km)

1—flat surface; 2—surface adjusted to the basement; 3—density increased to  $2.90 \text{ g/cm}^3$

C) Southeastern vertical boundary of the deep-seated source with  $2.80 \text{ g/cm}^3$  density shifted 13 km towards the southeast (to picket 75 km), its dip varying: 1— $90^\circ$ , 2—SE  $60^\circ$ , 3—SE  $45^\circ$

D) Varying the surface of the deep-seated source, with the possible position of the depression in it: 1—uppermost, 2—lowermost

E) Model with no Moho effect, density of the deep-seated source varied: 1— $2.80 \text{ g/cm}^3$ , 2— $2.90 \text{ g/cm}^3$

Рис. 13. Расчеты гравитационных моделей вдоль профиля МК-1 (двухкратное искажение) при эффекте от ступени в поверхности Мохо ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ , А-Д) и при отсутствии эффекта от поверхности Мохо (Е)

1-4—расчетные кривые  $\Delta g$  и соответствующие границы, 5—измеренная кривая, 6—поверхность фундамента впадины, 7 — неизменные границы толщ, 8 — горизонт выравнивания плотностей, 9 — поверхность Мохо

А) Опорная ситуация

1 — исходная ситуация (с поправкой за эффект от поверхности Мохо), 2 — введен глубинный источник плотностью  $2,70 \text{ г/см}^3$  (юговосточная вертикальная граница совмещена с Рабской линией в 62 км), 3 — установлены плотности осадочного выполнения впадин, 4 — плотность глубинного источника увеличена до  $2,80 \text{ г/см}^3$ , и введен приповерхностный источник (шопфонский кристаллический комплекс,  $2,67 \text{ г/см}^3$ )

В) Юговосточная вертикальная граница глубинного источника перемещена с Рабской линии на 8 км к юговостоку (в 70 км)

1 — гладкая поверхность, 2 — поверхность приведена в соответствие с рельефом дна впадины, 3 — плотность увеличена до  $2,90 \text{ г/см}^3$

С) Юговосточная вертикальная граница глубинного источника перемещена с Рабской линии на 13 км к юговостоку (в 75 км), изменения угла падения границы: 1 —  $90^\circ$ , 2 — ЮВ  $60^\circ$ , 3 — ЮВ  $45^\circ$

Д) Изменения поверхности глубинного источника, возможное положение прогиба в ней: 1 — наивысшее, 2 — наинизшее

Е) Модель без эффекта от поверхности Мохо, плотность глубинного источника меняется: 1 —  $2,80 \text{ г/см}^3$ , 2 —  $2,90 \text{ г/см}^3$

hatót teljes egészében diszkordáns testként kellene felfognunk, aminek a legkézenfekvőbb földtani oka az lenne, ha az illető test intruzív tömeg volna, amit azonban valószínűtlennek tartunk; ezért inkább egy, a szelvénybeli képpel összhangban álló szerkezetet fogadtunk el, nevezetesen azt, hogy a soproni kristályos összetetnek a Csapodi-medence oldalában nem a felső, hanem az alsó határa bukkan ki a neogén fekéjébe, s ez a határ a mélységi ható felszínével azonos irányba, a Soproni-hegység alá dől.

Két momentumot kívánunk ezzel kapcsolatban kiemelni: egyrészt azt, hogy az említett döntés nem a gravitációs modellszámításból, hanem földtani megfontolásokból következett, másrészt azt, hogy a döntés a mélységi ható felszínének jellegét gyakorlatilag nem befolyásolja, kizárólag annak települési mélységét csökkenti a Soproni-hegység körzetében ahhoz viszonyítva, amit az „eredeti” felfogás [FÜLÖP-DANK 1987] alapján számíthatnánk. A Rába-vonal vidékére döntésünk már nincs kihatással.

A felszínközeli nagysűrűségű ható bevezetése azt eredményezi, hogy a mért görbe nagyon sokféle modellel reprodukálható: a felső ható vastagságának növelését igen széles határok között kompenzálhatjuk az alsó ható felszínének süllyesztésével és viszont. Ezért a modellszámítástól csak akkor várhatunk eredményt, ha *az egyik felszínt előre megadjuk*. A felszínközeli nagysűrűségű ható alsó határfelületét olyannak vettük fel, hogy az jellegében kövesse a medencealjzat domborzatát (feltételezve, hogy a süllyedés ezt a felületet deformálta), s ehhez „idomítottuk” a mélységi ható felszínét. Az így kapott képben (13. ábra, A, 4) a maximumokon a számított görbe rendszeresen a mért felett, a minimumokon pedig az alatt van. Az eltérés megszüntetésére nem törekedtünk, mivel ezen a szakaszon nem volt célunk a további részletezés.

A Rába-vonal menti sűrűségugrás 16 km mélységig tart (a mért görbének már a bakonyi szakasza is reprodukálható). Ez az érték még mindig nagy, bár már nem látszik elfogadhatatlannak. További csökkentése csak a mélységi ható sűrűségének további emelésével lenne lehetséges, ami nem sokkal valószínűbb. A Bakony alá a teljes mélységig  $2,63 \text{ g/cm}^3$  sűrűséget vettünk fel, ami csak a paleozoos aljzat felső szintjeire lehet igaz, s lefelé a sűrűség biztosan növekszik. Ez csak a mélységi ható felszínének még lejjebb helyezésével és/vagy sűrűségének növelésével lenne kompenzálható, vagyis a  $2,80 \text{ g/cm}^3$  és a 16 km *minimális értéknek* tekintendő.

A Rába-vonal övétől DK-re egy 30 km széles sávban a számított görbe igen nagy tömeghiányról tanúskodik. Ez csak az aljzaton belüli sűrűség-növeléssel tüntethető el, aminek legegyszerűbb módja az, ha a függőleges sűrűség-határt DK-re toljuk el. 8 km-es elmozdítás (70 m-be: 13. ábra, B) esetén az eddigi egyszerű felszínű és  $2,80 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű hatóval a számított görbe menete a Rába-vonal környezetében még mindig lényegesen eltér a mértétől (uo., 1). Ez az eltérés jelentősen csökkenthető a ható felszínének olyan átalakításával, hogy az a medencealjzatot kövesse (uo., 2), de nem szüntethető meg. A 62 km-es helyzethez (13. ábra, A) viszonyítva kisebb mélységbe került a sűrűségkiegyenlítőds szintje (16-ból 15 km-be), de a DK-i oldalon megmaradt a modell tömeghiányról tanúskodó negatív eltérése a mért görbétől. Ezt az eltérést csak kis

mértékben csökkenti a ható sűrűségének  $2,90 \text{ g/cm}^3$ -re való növelése (13. ábra, B, 3), amitől a sűrűségkiegyenlítődési szint is feljebb kerül ugyan, de nem döntő mértékben (15-ből 12 km-be).

A tömeghiány további csökkentésére a már bevált módszert alkalmazva, a függőleges sűrűséghatárt még 5 km-rel toljuk DK felé (75 km-be: 13. ábra, C). Az új helyzetben a ható felszínének módosításával a számított görbe már pontosan illeszthető a mértre (uo., 1) s a sűrűségkiegyenlítődés mélysége is tovább csökken (15-ről 14 km-re). Az illesztésnek az a feltétele, hogy kb. 71 km-től kezdődően *a ható felszínét meredeken a mélybe buktatjuk*. Ez a mélybe bukás kétféleképpen értelmezhető. A 11. ábra maradékanómália-görbéjének alsó szakaszán egy lépcső látható, amely a földtani szelvény (8. ábra) 70–75 km-es szakaszának felel meg, ahol a medencealjzat DK felé dől (9. ábra: 6a. lejtő). Ez akár egy „fennakadt blokk” jellegű szerkezet is lehet, amelynek alakja az adott mélységben (7–8 km) már nem modellezhető.

Másik lehetőség az eddig függőlegesen tartott sík megdöntése DK felé. Kb.  $60^\circ$  dőlésig (13. ábra, C, 2) a mért görbe jól reprodukálható, ha a dőlésszög csökkentésével a sík legfelső pontját egyre inkább ÉNy felé toljuk s a ható felszínének 65 km-től DK-re eső szakaszát egyre mélyebbre nyomjuk.  $60^\circ$ -nál a sík felső pontja 70 km körül van, s a ható felszíne DK-en már nem bukik lefelé. A dőlésszög további csökkentése arra vezet, hogy a mért görbe 80 km körüli minimumában a számított görbe feljebb kerül, vagyis a reprodukálhatóság megszűnik (uo., 3); a sík felső pontja ugyanakkor már nem mozdul el észrevehetően ÉNy felé.

Az eddigi számítások kiindulási pontja az volt, hogy a nagysűrűségű ható tetejét a medence mélypontjával kb. azonos mélységben vettük fel (13. ábra, A, 2), s minden további változtatást csak a lejtőkön eszközöltünk. A ható tetőpontját akár magasabb, akár mélyebb szintre is helyezhetjük, de az elmozdításnak geometriai korlátai vannak. A ható felszínének *relatív* bemélyedése a medence mélypontja alatt ugyanis változik a kérdéses elmozdulással: minél magasabbra kerül a Mihályi-kiemelkedés alatti tetőpont, annál kisebb a bemélyedés és viszont. A tetőpont legfelső lehetséges helyzetét arra az esetre kapjuk, amikor a bemélyedés a medence mélypontjára esik (13. ábra, D, 1), a legalsó lehetséges helyzetet viszont akkor, amikor a bemélyedés a sűrűségkiegyenlítődési szintre kerül (uo., 2), mivel ennél mélyebb helyzet esetén már két hatóval volna dolgunk. A két határesetnek megfelelő helyzetben a ható tetőpontja a Mihályi-kiemelkedés alatt 5 és 7 km-ben van. Az alsó mélységhatár valamivel sülyesztendő, ha a ható tetejét szélesítjük és laposra alakítjuk, de a változtatás hatása a mélységtengelyen nem haladja meg az 1 km-t. A két szélső esetben a sűrűségkiegyenlítődési szint 12 és 19 km mélységben, a DK-i meredek sűrűséghatár pedig 73 és 72 km-ben van, a dölések  $65^\circ$  és  $75^\circ$ -osak. A ható sűrűségének növelése a felső mélységhatárt sülyeszti, az alsót emeli, így az ingadozási tartományt szűkíti.

Feltételezhetjük, hogy a ható felszínének bemélyedése a *medence besüllyedésével* kapcsolatos. Ebben az esetben azt várhatjuk, hogy a ható felszínén mérhető bemélyedés kb. ugyanakkora, mint a Mihályi-kiemelkedés magassága

a medence mélypontja felett, vagyis 5 km körüli (13. ábra, C), s ezt fogadhatjuk el legvalószínűbb helyzetnek. A ható teteje — alakjától (csúcsos–lapos) függően — ennek megfelelően kb. a tsza 6 és 7 km közötti szintben van.

A modellszámításnak tehát az az eredménye, hogy a 11. ábra maradékanomáliájának megfelelő gravitációs lépcsőt egy olyan *mélységi ható* hozza létre, amelynek:

1) a sűrűsége  $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nél jóval nagyobb, legalább  $2,80 \text{ g/cm}^3$  körüli, de akár még ezt is meghaladhatja.

2) a DK-i határa egy olyan sík, amely  $60\text{--}90^\circ$  alatt dől a Bakony felé és amelyen a sűrűségugrás legalább tsza 12 km mélységig megvan;

3) kilépése a medencealjzatra  $70\text{--}75$  km körül van (a korábbi adatok alapján kijelölt Rába-vonaltól  $8\text{--}13$  km-rel DK-re), s ezen belül a nagyobb km-értékhez meredekebb dőlés tartozik és viszont;

4) két tetőpontja van, az egyik  $50\text{--}55$  (a Mihályi-kiemelkedés alatt), a másik pedig  $65\text{--}70$  km körül, s ezeket a köztes medence alatt egy bemélyedés választja el;

5) a Mihályi-kiemelkedés alatti tetőpontja tsza 6 km körüli mélységben van, s a  $65\text{--}70$  km körüli tetőpont függőleges helyzetű DK-i sűrűséghatár esetén ennél magasabban, ugyanazon határ dőlt helyzete esetén viszont mélyebben van.

A *Moho-hatás nélküli kép* vizsgálatában abból indulunk ki, hogy rövid — néhány tucat km-es — szakaszokon a Moho-hatás változása elenyésző, ezért mindazok a következtetések, amelyeket ilyen rövid szakaszokra támaszkodva kaptunk, érvényben maradnak. Ezek közül a legfontosabb az üledéksűrűség beállítása és a DK-i meredek sűrűséghatár helyének a megválasztása. A mélységi ható tetejét ugyanúgy a medence mélypontja alatt felvéve, mint kezdetben (13. ábra, A), a már beállított üledéksűrűségekkel a modellezés során úgy tudtuk a mért görbét reprodukálni, hogy az eredetileg 75 km-be helyezett meredek határt kissé visszamozdítottuk ( $73$  km-be: 13. ábra, E, 1), meghagyva azt függőleges helyzetben.

A modell felszínközeli részei egyebekben gyakorlatilag nem változtak, a Moho-hatás kiküszöbölése azonban a mélyben arra vezetett, hogy a Soproni-hegység alatt a nagysűrűségű ható felszíne 3 km-rel mélyebbre került, mint a Bakony alatt. Az abszolút mélységértékek —  $21$  és  $18$  km — irreálisan nagyok tűnnek, ezért elvégeztünk egy számítást  $2,90 \text{ g/cm}^3$  sűrűsége is. Ebben a modellben a ható felszíne a Soproni-hegység alatt 2 km-rel van a bakonyi szint alatt, s a mélységek — bár csökkentek — változatlanul igen nagyok ( $16$  és  $14$  km).

A számított görbe  $135$  km körüli csúcsának illesztése a mért görbe  $130$  km körüli maximumának szintjére azt eredményezte, hogy  $80$  és  $100$  km között a számított görbe jóval a mért fölött maradt. Ez a probléma valószínűleg megoldható lenne, ha a Bakony alatti kéreg valamely részén megemelnénk a sűrűséget, ez azonban már nem a jelen munka feladata.

A Moho-hatás nélküli számítás tehát igazolta mindazokat a következtetéseket, amelyeket Moho-hatással kaptunk a mélybeli nagysűrűségű ható felszínének és DK-i határának helyzetét és jellegét illetően, vagyis ezek tekintetében a



*Moho-hatás kiiktatásának vagy megváltoztatásának nincs jelentősége.* A Soproni-hegység és a Bakony alatti mélysintek szempontjából a Moho-hatással számított modell valószínűbbnek látszik. A felvett Moho-hatás helyettesítése egy kevésbé kontrasztossal minden bizonnyal arra vezetne, hogy a mélybeli kép közeledne ahhoz, amit Moho-hatás nélkül kaptunk, ezért úgy véljük, hogy a Moho-felületen legalább  $0,20 \text{ g/cm}^3$  sűrűségugrást kell feltételezni s elég nagy valószínűséggel a lépcsős modellt kell előnyben részesíteni. Háromdimenziós modellben ugyanez a hatás csak a kontrasztosság fokozásával — a sűrűségugrás és/vagy a lépcsőmagasság növelésével — lenne elérhető, vagyis a paraméterek értékét inkább alul-, mint felülbecsültük.

### *Összevetés más geofizikai adatokkal*

A modellszámítással a Rába-vonal körzetében egy mélybeli nagysűrűségű hatót mutattunk ki, amelyet DK-en egy meredek határ zár le. Az alábbiakban azt vizsgáljuk meg, hogyan egyeztethető össze ez a következtetés a reflexiós és refrakciós szeizmikus, magnetotellurikus és földmágneses adatokkal és milyen pontosítások adhatók meg ezen adatok alapján.

A *reflexiós* képben (14. ábra, A) a medencealjzat felszíne ÉNy felől kb. 59 km-ig jól követhető. A medence mélypontján azt — Kilényi É. javaslatára — a 62 és 65 km között 3,0–3,3 s-ben látható reflexióköteggel azonosítottuk. 65 és 70 km között medencealjzat gyakorlatilag nem ismerhető fel, de 70 km-től kezdődően ismét jól követhető.

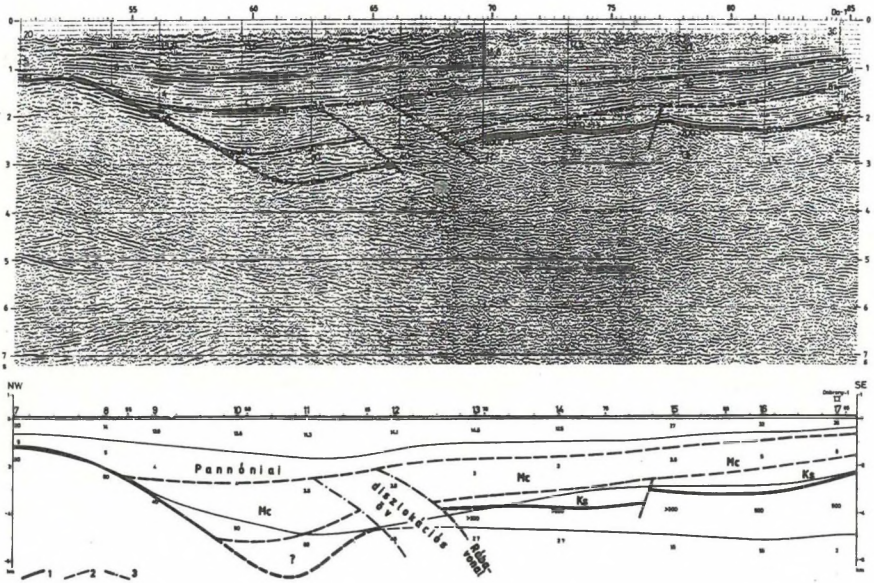
A modellszámítás eredménye az, hogy a nagysűrűségű ható meredek DK-i határa valahova 70–75 km környékére esik. A szeizmikus kép vázolt jellegzetességeivel ez a következtetés oly módon hozható összhangba, hogy a sűrűséghatár kilépési pontját a szeizmikus zavarzóna DK-i peremére, azaz 70 km-be tesszük. A modellszámítás értelmében ez azt jelenti, hogy az illető határ kb.  $60^\circ$  alatt dől a Bakony alá, a modellezés tényleges érzékenységét figyelembe véve azonban meredekebb dőlést sem zárhatunk ki.

A szeizmikus szelvény 70 és 72 km közötti szakaszán az aljzat a teljes behatolási mélységig szinte mentes a reflexióktól; ettől az övtől ÉNy-ra elég sok a mély helyzetű reflexió, zömmel DK-i dőlésben, míg DK-re sokkal kevesebb a reflexió és dőlésük ellentétes, ÉNy-i irányú. A 70–72 km közötti „átlátszó” öv mentén tehát a szeizmikus kép megváltozik, így az öv szerkezeti határnak tekinthető és a modellszámítással kapott határral azonosítható. Az a tény, hogy az „átlátszó” öv kissé el van csúszva DK felé a medencealjzaton fellépő zavarokhoz képest, DK-i irányú dőlésre enged következtetni.

A *refrakciós* adatok alapján a Moho-felületben egy 6 km magasságú lépcső tételezhető fel; bár ennek helyzete a szelvény mentén nem határozható meg kielégítő pontossággal, legvalószínűbben a szomszédos kiemelkedés és süllyedék közötti távolság közepetárára, azaz a nagysűrűségű ható DK-i határa alá esik. A Moho-lépcső magassága megegyezik a nagysűrűségű ható felszínének a sűrűségkiegyenlítődesi szint feletti magasságával. Mindennek alapján a két

határ szelvényben összeköthetőnek látszik.

A magnetotellurikus szelvényben (14. ábra, B) a medencealjzat ellenállása ÉNy felől egészen 67 km-ig uralkodóan 40–80  $\Omega\text{m}$  között van, míg 70 km-től kezdve többszáz  $\Omega\text{m}$ -re ugrik. Mélyebben ugyan — egy közel vízszintes határ alatt — kimutattak egy 1–2  $\Omega\text{m}$ -es réteget, ennek természete azonban nem világos; helyzetéből következően nemigen lehet rétegtani eredetű, vagyis kevésbé valószínű, hogy az alacsony ellenállás egy bizonyos litológiájú képződményhez kötődjék, s azt inkább hidrogeológiai okokra vezetnék vissza. Akármilyen változik ki azonban az ellenálláscsökkenést, az a fentebb körvonalazott meredek határon ér véget, amelyen az aljzat geoelektromos ellenállása is ugrásszerűen megváltozik, vagyis a magnetotellurikus adatok összhangban állnak a határ létezésével és igazolják annak helyzetét.



14. ábra. Az MK-1 vonal reflexiók (A) és magnetotellurikus (B) szelvénye [RÁNER et al. 1984], új értelmezéssel

1 — medencealjzat; 2 — rétegtani határ; 3 — diszlokációs öv határai; Mc — miocén; Ks — felsőkréta, szenon

Fig. 14. Reflection seismic (A) and magnetotelluric (B) profile along MK-1 line [RÁNER et al. 1984] with new interpretation

1—basement; 2—stratigraphic contact; 3—boundaries of a dislocation zone; Pannóniai = Pannonian (Upper Miocene to Pliocene), Mc = Miocene, Ks = Upper Cretaceous, Senonian

Рис. 14. Сейсмический (МОВ, А) и магнитотеллурический (В) профиль вдоль линии МК-1 [RÁNER et al. 1984] в новой интерпретации

1 — поверхность досенонского фундамента, 2 — стратиграфический контакт, 3 — тектонический контакт; 'Pannóniai' = паннон (верхний миоцен и плиоцен); 'Mc' = миоцен; 'Ks' = верхний мел, сенон

Az MK-1 szelvényen a Mihályi-kiemelkedés felett *földmágneses anomália* van. A nagysűrűségű testek gyakran jelentkeznek mágneses hatóként is, kézenfekvőnek látszana tehát, ha az illető anomáliát a mélybeli gravitációs hatóval kapcsolnánk össze. Az MK-1 szelvényen azonban a földmágneses anomália csak a Mihályi-kiemelkedés tetővidékére korlátozódik, míg a gravitációs ható mindkét irányban folytatódik. E jelenség magyarázatául az a feltevés szolgálhat, hogy bizonyos mélységtől kezdve a mágnesezettség a *magas hőmérséklet* miatt megszűnik vagy erősen lecsökken. A Mihályi-kiemelkedés gravitációs hatója a modellek nagy részében határozottan a környezete fölé emelkedik. Az a mélységszint, amely elválasztja a ható kiemelt részét a többitől, kb. 7–8 km-re tehető, ami elégnék látszik ahhoz, hogy a mélyebb részeken már eltűnjön ugyanazon kőzetek mágnesezettsége. E megfontolás alapján kiesnek mindazok a modellek, amelyekben a nagysűrűségű ható felszíne a 65–70 km-es szelvényt szakaszon magasabban van, mint a Mihályi-kiemelkedés alatt. A számítások szerint (13. ábra) ez azt jelenti, hogy a függőleges DK-i határ helyett előnyben kell részesítenünk azokat, amelyek a Bakony alá dőlnek.

Az egyéb geofizikai adatokkal való összevetés tehát egyrészt igazolja a nagysűrűségű ható DK-i határának létezését, másrészt annak helyzetét elég nagy pontossággal 70 km-ben rögzíti, s a határ meredek DK-i dőlése mellett tanúskodik. Mind a reflexiós, mind a refrakciós szeizmikus adatok arra mutatnak, hogy *ez a határ átszeli az egész földkérget* és a Moho-n kb. akkora ugrást hoz létre, mint a felsőkéregben.

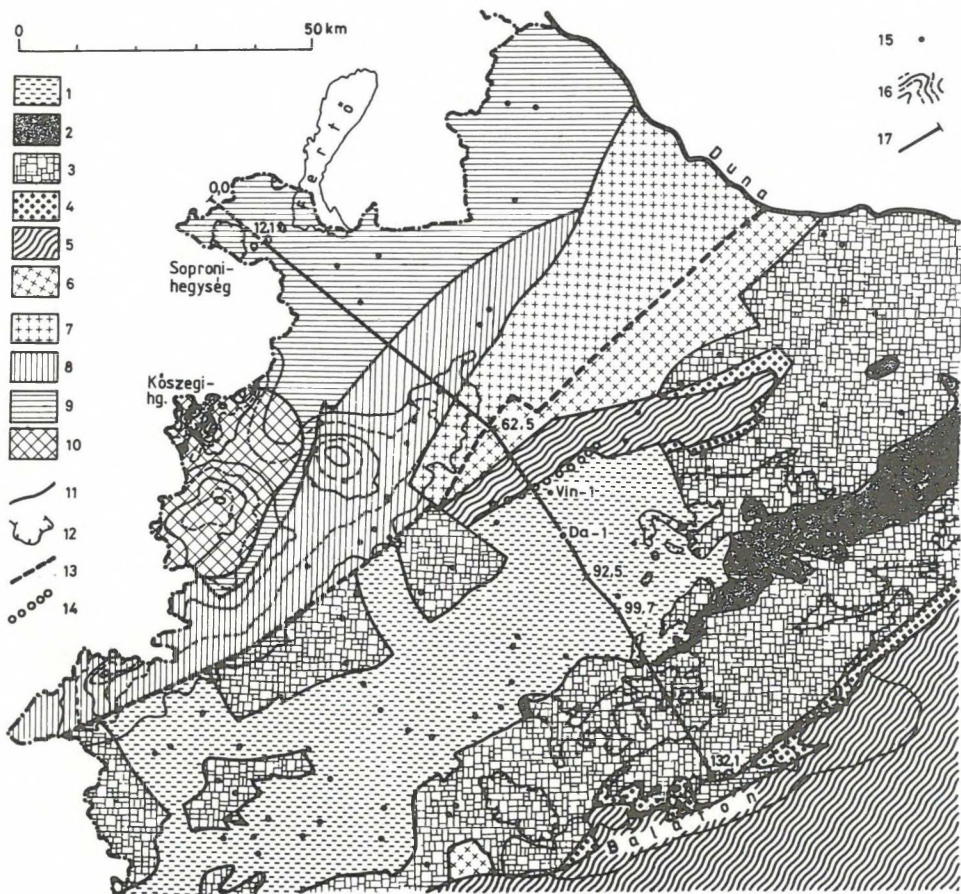
### *Földtani értelmezés*

A földtani értelmezést két kérdésre korlátozzuk, amelyek közül az egyik a mélybeli nagysűrűségű ható meredek DK-i határának és a Rába-vonalnak a viszonyára, a másik pedig magára a hatóra vonatkozik.

A geofizikai adatok alapján kimutatott határ a földkérget teljes vastagságában átszeli, s így kétségtelenül a *legnagyobb jelentőségű szerkezeti határ* az Alpok nyúlványai és a Balaton közötti egész területen. Itt két nagyszerkezeti egység ismeretes: a keletalpi és a középhegységi. A Rába-vonal — definíciója szerint — ezek határa, ezért a geofizikai kéregszerkezeti határral azonosítjuk. Ebben a felfogásban a geofizikai adatok a Rába-vonalat illetően az alábbi új információkat szolgáltatottak:

1) A Rába-vonal síkja az MK-1 szelvényben nem 62, hanem 70 km-ben lép ki a medencealjzatba, a FÜLÖP-DANK [1987] térképén feltüntetett helytől 8 km-rel DK-re. A hivatkozott térképen feltüntetett fúrások közül egy sem esik az ott megrajzolt és a geofizikai adatok alapján itt feltételezett Rába-vonal közé, vagyis a térképen szereplő tényanyag nincs ellentmondásban a vonal áthelyezésével (15. ábra).

2) A sikót ÉNy-ról egy kb. 5 km széles olyan öv kíséri, amely a szeizmikus szelvényen (14. ábra, A) rendkívül zavart képet mutat, de a sűrűségmodellek tanúsága szerint már az ÉNy-i szárny anyagából áll. Valószínűnek látjuk, hogy ez az öv egy diszlokációs zóna.



15. ábra. Az MK-1 szelvény földtani környezete, FÜLÖP-DANK [1987] nyomán 1-6 — a Dunántúli-középhegység képződményei: 1 — felsőkréta, 2 — alsókréta és jura, 3 — triász, 4 — perm, 5 — anchi- vagy epimetamorf paleozoikum, 6 — újpaleozoikum és/vagy mezozoikum; 7-10 — alpi képződmények: 7 — bizonytalan korú és kifejlődésű, 8 — felső-keletalpi, 9 — alsó-keletalpi, 10 — pennini; 11-14 — földtani határok: 11 — rétegtani vagy tektonikai képződményhatár, 12 — felszíni kibúvások körvonala (a tuskék a kibúvások felé néznek), 13 — a Rába-vonal az alaptérkép szerint, 14 — a Rába-vonal helyzete az MK-1 szelvényen a geofizikai adatok alapján; 15 — fontosabb fúrások (Da-1—Dabrony-1, Vin-1—Vinár-1); 16 — a függőleges földmágneses télerősség izovonalai HAÁZ-KOMÁROMY [1967] térképéről (folyamatos — 1, szaggatott — 0,5 nT-nként; első izovonal = 0 nT) a Penninikummal kapcsolatba hozható maximumvonulaton; 17 — az MK-1 szelvény nyomvonala az 1979-1981. évi km-beosztással (a DK-en később mért szelvényt szakasz 0-pontja 83,9 km-ben van)

Fig. 15. Geology of the surroundings of profile MK-1, after FÜLÖP and DANK [1987]

1-6—geological formations of the Transdanubian Range: 1—Upper Cretaceous, 2—Lower Cretaceous and Jurassic, 3—Triassic, 4—Permian, 5—anchi- or epimetamorphic Palaeozoic, 6—Upper Palaeozoic and/or Mesozoic; 7-10—Alpine formations: 7—of uncertain age and type, 8—Upper Austro-Alpine, 9—Lower Austro-Alpine, 10—Penninic; 11-14—geological boundaries; 11—stratigraphic or tectonic, 12—of exposed areas (barbs towards outcrops), 13—Rába line in the base map,

14—Rába line in profile MK-1 on the basis of geophysical data; 15—important boreholes (Da-1—Dabrony-1, Vin-1—Vinár-1); 16—geomagnetic  $\Delta Z$  isolines [after HAÁZ and KOMÁROMY 1967] (contour intervals: continuous—1 nT, dashed—0.5 nT; first isoline—0 nT) on the geomagnetic high related to the Penninics; 17—line MK-1 with the km scale of 1979–1981 ('0' point of the southeastern section shot later coincides with picket 83.9 km)

*Puc. 15. Геология окрестностей профиля МК-1, по Фюлепу и Данку [FÜLÖP, DANK 1987]*

1–6 — геологические образования Задунайского среднегорья: 1 — верхний мел, 2 — нижний мел и юра, 3 — триас, 4 — пермь, 5 — анхи- или эпиметаморфический палеозой, 6 — верхний палеозой и/или мезозой; 7–10 — альпийские образования: 7 — неясного возраста и типа, 8 — верхне-австроальпийские, 9 — нижне-австроальпийские, 10 — пеннинские; 11–14 — геологические границы: 11 — стратиграфические или тектонические, 12 — обнаженных участков (зубцы в сторону выходов), 13 — Рабская линия на опорной карте, 14 — Рабская линия на профиле МК-1 на основе геофизических данных; 15 — важнейшие скважины (Da-1 — Дабронь-1, Vin-1 — Винар-1); 16 — изолинии вертикальной компоненты геомагнитного поля с карты Хаза и Комароми [HAÁZ, KOMÁROMY 1967] (интервалы изолиний: сплошных — 1 нт, пунктирных — 0,5 нт; первая изолиния — 0 нт) на магнитном максимуме, который может быть связан с Пеннинским покровом; 17 — линия МК-1 с километражом 1979–1981 г. (нулевой пункт юговосточного отрезка, измеренного позже, находится в 83,9 км)

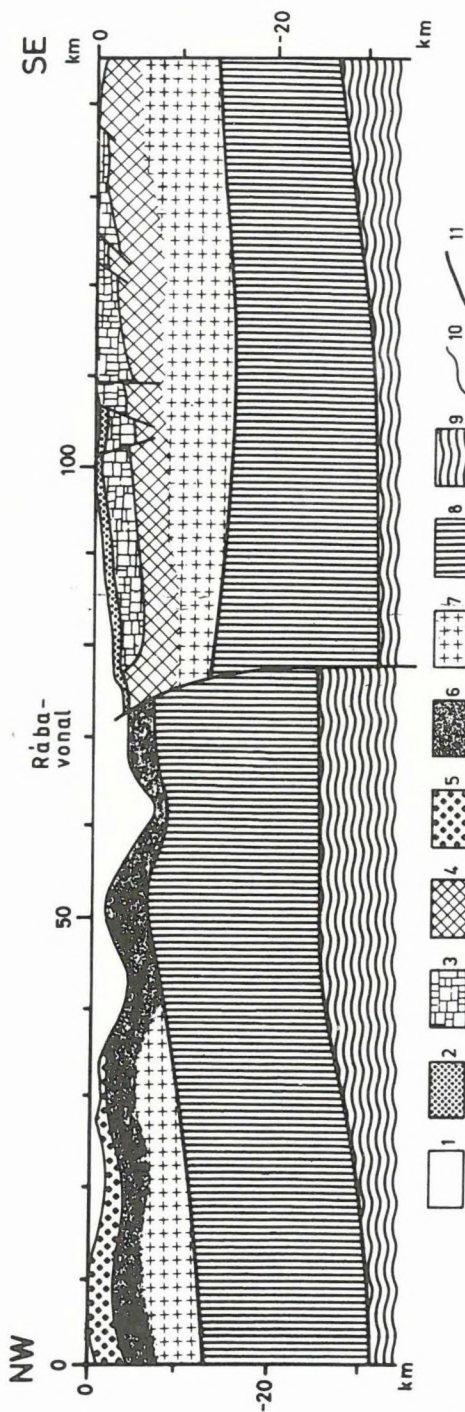
3) A medencealjzat felett ÉNy-ra emelkedő reflexiók zavarok kb. az 1,6–1,7 s szintig ismerhetők fel. Ez a szint DK felé jól követhető, s a 84,6 km-ben lévő Dabrony-1 fúrásban 0,8 s-ban, a pannóniai üledékek bázisán van. Így tehát a Rába-vonalat kísérő tektonikai mozgások a miocénben még jelentkeztek, a pannóniaiiban azonban már nem.

4) A Rába-vonal síkja meredeken (60–70° alatt) dől DK felé, azaz a Bakony alá. A szeizmikus szelvény (14. ábra, A) alapján lehetségesnek tartjuk, hogy ez a dőlés csak a kéreg felső részében igaz, s mélyebben a sík közel függőlegessé válik.

5) A Rába-vonal síkja az egész földkérget átszeli s legalább 12 km mélységig eltérő sűrűségű és reflexiók rajzolatú egységeket választ el egymástól; ezért lehetséges, hogy itt olyan kéregrészek érintkeznek egymással, amelyek a vonal menti vízszintes mozgással kerültek egymás mellé, vagyis hogy a Rába-vonal alapjában véve eltolódás jellegű.

A Rába-vonal vázlatos jellemzése után áttérhetünk a mélybeli nagysűrűségű ható tárgyalására. A modellszámítás legfontosabb eredménye a ható olyan nagy sűrűsége (22,80 g/cm<sup>3</sup>), amely bázisos vagy ultrabázisos összetételre mutat. A ható *lefelé legalább 12 km mélységig tart*. A modelljeinkben a Középhegység alatt a földkéreg közepetájára kapott „sűrűségkiegyenlítődési szint” az ún. „gránit-” és „bazalttréteg” határaként fogható fel. A legalább 6 km-rel efölé emelkedő nagysűrűségű ható a „gránitréteg” szintjében idegen, szokatlan test, azaz *kéregszerkezeti anomáliát* képez. A szelvénybeli kép (16. ábra) és a „bazalttréteg” anyagával közel azonos sűrűség alapján arra gondolhatunk, hogy itt a „bazalttréteg” kerül szokatlanul kis mélységbe.

Alternatívaként vetődhet fel, hogy ez egy a „gránitréteg” alsó részén települő idegen test, amely sűrűsége alapján sem ÉNy, sem a mélység felé nem határolható le. Tetőpontjának kiemelkedés alatti helyzete és felső határának domborzata arról tanúskodik, hogy a medenceképződés előtt és nem annak



16. ábra. Kéregszerkezeti szelvény az MK-1 reflexiós szeizmikus vonal mentén

1—kainozoos (főleg neogén) üledékköszlet; 2—felsőkérta (szenon) üledékköszlet; 3—perm-alsókérta; 4—középhegységi paleozoikum; 5—alsó-keletapi takaró; 6—Penninikum; 7—„gránit-réteg”; 8—„bazalt-réteg”; 9—hasonló sűrűségű egyéb képződmények; 10—felsőkőpeny; 11—földtani határ; 11—kéregszerkezeti határ

Fig. 16. Crustal structure along profile MK-1

1—Cenozoic (mainly Neogene) sediments; 2—Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3—Permian to Lower Cretaceous formations; 4—Paleozoic of the Transdanubian Range; 5—Lower Austro-Alpine nappe; 6—Penninics; 7—“granitic layer”; 8—“basaltic layer” and other formations of similar density; 9—upper mantle; 10—“intra-crustal boundary”; 11—geological boundary

Рис. 16. Структура земной коры вдоль профиля МК-1

1—кайнозойские (в основном неогеновые) отложения; 2—верхнемеловые (сенонские) отложения; 3—пермско-нижнемеловые образования; 4—палеозой Задунайского среднегорья; 5—Нижне-Австроальпийский покров; 6—Пеннинский покров; 7—“гранитный слой”; 8—“базальтовый слой” и прочие образования сходной плотности; 9—верхняя мантия; 10—геологические границы; 11—внутрикоровые границы

során keletkezett, vagyis a *neogénnél idősebb*. Emlékeztet a Déli Alpok nyugati részéről ismert ún. „Ivrea-test”-re [BERCKHEMER 1968] (annak figyelembe vételével, hogy az ottani vastag kéreg alsó fele nálunk a medenceképződés során eltűnhetett), az analógia bizonyításához azonban további vizsgálatok szükségesek.

Fentebb lehetségesnek találtuk, hogy a mélybeli test földmágneses hatóként is jelentkezik. Vizsgáljuk meg részletesebben a *földmágneses anomáliaképet* [HAÁZ–KOMÁROMY 1967]. A Mihályi-kiemelkedésnek az MK–1 szelvényre eső részén egy DNy felé jelentősen kiszélesedő maximumvonalat ÉK-i nyúlványa van meg. A maximumvonalat a Kőszegi–Rohonci-hegységre fut ki, ahol a Pennini-takaró képződményei bukkannak a felszínre. Szuszceptibilitásuk alapján az itteni bázisos és ultrabázisos kőzetek (zöldpala, metagabbro, szerpentinit) elvileg megfelelő hatót képezhetnek [HOFFER et al. 1990]. Emellett az anomáliák egyértelműen a pennini képződmények elterjedési területére esnek, s így kapcsolatuk — bár annak értelme nem világos — nehezen lenne tagadható. Ezért a Kőszegi-hegységtől ÉK felé tartó földmágneses maximumvonalatot felhasználhatjuk a Penninikum medencebeli követésére, amint azt már évekkel ezelőtt megtettük [BALLA 1981: 24. ábra, 1982: 14. ábra].

Ettől a sávtól ÉNy-ra azonban — a Soproni-hegységben és a környező medenceterületeken — nincs földmágneses anomália. Mivel az itteni prekainozoos képződményeket az alsó-keletalpi takaróba sorolják, alattuk valamilyen mélységben már Penninikumnak kell következnie. A földmágneses anomáliák hiánya arról tanúskodik, hogy ez a mélység meghaladja a 7–8 km-t, amely szint alatt a kőzetek a magas hőmérséklet miatt már nem mágnesesek. A Mihályi-kiemelkedés alatt a Penninikum ennél magasabban van, vagyis egészében véve a Soproni-hegység felé dől.

Ha elfogadjuk, hogy a Mihályi-kiemelkedés felső-keletalpi paleozoikumból áll [FÜLÖP–DANK 1987], úgy azt kell feltételeznünk, hogy az alsó-keletalpi takarónak vagy a fedője dől a Mihályi-kiemelkedés felé, vagyis a feküjével ellentétes irányba, vagy a vastagsága csökken le ugrásszerűen. Az alsó-keletalpi takaró tehát vagy elvékonyodik, vagy hirtelen kiékelődik. Ez az a helyzet, amit a Vashegy osztrák oldalán feltételeznek [PAHR 1980].

Alternatív lehetőség, ha a Penninikum felszínének a földmágneses anomáliaképből feltételezett dőlésirányát vesszük alapul. Ebben az esetben arra következtethetünk, hogy a mihályi palák is a soproni kristályos összlet alá buknak, vagyis nem a felső-keletalpi takaróba, hanem vagy az alsó-keletalpi takarónak a soproni kristályos összletnél mélyebb szintjébe, vagy a Penninikum valamely részébe tartoznak. A mihályi palákra ÁRKAI et al. [1987] szerint gyenge metamorfózis jellemző, s PAHR [1980] nem említ ilyet az alsó-keletalpi-takaróból. Ezért ebben a változatban a mihályi palák inkább a Penninikumba sorolhatók.

Tudomásunk szerint a mihályi palákból nincs semmiféle koradat, s azonosításuk a gráci paleozoikummal kizárólag közettani hasonlóságra támaszkodott. Ez azonban éppúgy fennáll a kőszegi palákkal is, amelyeket — ugyanilyen, elsősorban a metamorfózis fokára alapozott „hasonlóság” nyomán — hosszú ideig szintén paleozoos korúnak vélték. A rendelkezésünkre álló földtani tény-

anyag tehát nincs ellentmondásban az átminősítéssel. A mihályi palák meg a kőszegieknél is gyengébb metamorfózist szenvedtek [ÁRKAI et al. 1987], aminek az lehet az oka, hogy a Pennini-takaró szelvényében a kőszegieknél magasabb szintbe tartoznak.

A kőszegi összletek és földmágnesez hatók tehát bármely változatban a Mihályi-kiemelkedés felé süllyednek. Láttuk, hogy a földmágnesez anomáliaképből következően a Penninikum a Mihályi–Sopron szelvényben ugyanúgy ÉNy-ra dől, mint a mélybeli nagysűrűségű ható felszíne. Nincs adatunk azonban arra vonatkozóan, megvan-e ez a hasonlóság az előzőre közel merőleges Kőszeg–Mihályi szelvényben is. Ezt a kérdést ugyanolyan gravitációs modell-számítással lehetne eldönteni, mint amelyet az MK–1 szelvény mentén folytatunk le, ezt azonban egyelőre csak kutatási feladatként fogalmazhatjuk meg.

Vizsgálati eredmények hiányában nem tekinthetjük tisztázottnak a mélybeli nagysűrűségű test és a földmágnesez anomáliák viszonyát. Annyit azonban megállapíthatunk, hogy a Mihályi Penninikum nem az alpi területeken szokásos módon — helvétai vagy brianszóni, de mindenképpen kontinentális aljzatra tolvá — települ, hanem valamilyen, a *kontinentális kérgen belüli mafikus egységen*, amely akár a „bazaltréteg” szokatlanul magasra emelt felszíne is lehet. Ez az eredmény annyira meglepő, hogy feltétlenül ellenőrzést igényel, további, nagyobb területre kiterjedő vizsgálatokkal.

## Összefoglalás

Az MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény mentén végzett gravitációs modell-számítás eredményeképpen az alábbiakat állapítottuk meg:

1) A *Rába-vonal* a Magyarország földtani aljzattérképén [FÜLÖP–DANK 1987] jelölt helytől mintegy 8 km-rel DK-re esik, síkjának meredek dőlése a Dunántúli-középhegység alá irányul. A Rába-vonalat egy kb. 5 km széles diszlokációs öv kíséri, amely túlnyomórészt az ÉNy-i szárny anyagából áll. A diszlokációk az üledékösszletben a pannon talpáig tartanak, vagyis a miocénban még folytatódtak. Lefelé a diszlokációs öv az egész földkérget átszeli és valószínűleg ugrásként jelentkezik a Moho-felület domborzatában is. Az öv két oldalán levő képződmények fizikai paramétereikben legalább 12 km mélységig különböznek. Mindennek alapján a Rába-vonal *nagyméretű eltolódásnak* minősíthető.

2) A Mihályi-kiemelkedés alatt tőszá 6 km körüli mélységben egy *kontinentális kérgen belüli nagysűrűségű mafikus egység* kezdődik, amely akár a „bazaltréteg” szokatlanul magasra emelt része is lehet.

3) A mafikus egység fölött a Mihályi-kiemelkedésen valószínűleg a Pennini-takaró következik. A mihályi palák vagy ennek magasabb szintjébe tartoznak s így nem paleozoos, hanem *mezozoos korúak*, vagy valóban a felső-keletalpi takaró részét képezik, de ez esetben az alsó-keletalpi takaró itt már feltehetőleg nincs meg.



## Irodalom

- ÁRKAI P., HORVÁTH Z. A. and TÓTH M. N. 1987: Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, -b. and coal rank data. *Acta Geol. Hung.* **30**, 1–2, pp. 153–175
- BALLA Z. 1981: Magyarország kréta-paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. *Ált. Földt. Szle* **16**, pp. 89–182
- BALLA Z. 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Crétaceous–Cenozoic collision: A new synthesis. *Tectonophysics* **88**, 1, pp. 61–102
- BERCKHEMER H. 1968: Topographie des „Ivrea-Körpers“ abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. In: Symposium «Zone Ivrea–Verbano», Locarno/Stresa, 30.3–3.4. 1968, Schweiz. Min. Petr. Mitt. **48**, 1, pp. 235–246
- BIHARI D., DARIDÁNE TICHY M., DUDKO A., HORVÁTH I., ÓDOR L. 1978: A Dunántúli-középhegység szénhidrogén prognóza. Kézirat, MÁFI Adattár
- CSÁSZÁR G., CSILLAG G., BUDAI T., KOLOSZÁR L., BIHARI D. 1990: A Keszthelyi-hegység és a Balatonfelvidék térképezésének eredményei. MÁFI Évi jel. 1987-ről (nyomás alatt)
- CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe (a kainozoos képződmények elhagyásával), 1:100 000, MÁFI, Budapest
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500 000. MÁFI, Budapest
- HAÁZ I., KOMÁROMY I. 1967: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1:500 000. *Geofiz. Közlemények* **16**, 4, Melléklet
- HOFFER E., SCHÖNVISZKY L. und WALACH G. 1990: Grenzüberschreitende geomagnetische Messungen im Gebiet des Günser Gebirges (Kőszegi-hegység). *Jb. Geol. B.–A.* (im Druck)
- PAHR A. 1980: Das Semmering- und Wechselsystem. Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. In: R. OBERHAUSER, (Editor), *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer-Verlag, Wien – New York, pp. 315–331
- POSGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDALOVÁ Y., IBRMAJER I., HERMANN H., BLIŽKOVSKÝ M., ARIC K. and GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geophys. Trans.* **36**, Encl.
- RÁNER G., ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., VARGA G. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI* 1983. évi jel. pp. 37–44
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985: Magyarország Bouguer-anomália térképe, 1:100 000. Kézirat, ELGI

### 1.1.3 Észak-Magyarország regionális földtani kutatása

#### *Tellurikus és magnetotellurikus mérések az Ózdi-medencében\**

Az Észak-Borsodi vagy más néven Ózdi-medence földtani ismeretessége meglehetősen hiányos. A Bükk-hegység peremén sorjázó, zömmel szénkutató fúrásokon kívül csak elvétve mélyült nagyobb mélységű fúrás, és ezek közül is csak egy, a Susa–1 jelű érte el az aljzatot. Üledékes medencék aljzatának domborzatára vonatkozó elképzelések jó kiindulópontja lehet a Bouguer-anomália térkép. Azonban, ha — mint a vizsgált területen is — a medencealjzat sűrűsége nem tekinthető állandónak, referencia adatok híján az értelmezés nem lesz egyértelmű, a modellvariációk szükségszerűen feltevéseket is tartalmaznak. Megbízhatóbb kép kialakításához kiegészítő adatokra van szükség.

\* Madarasi A.

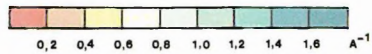
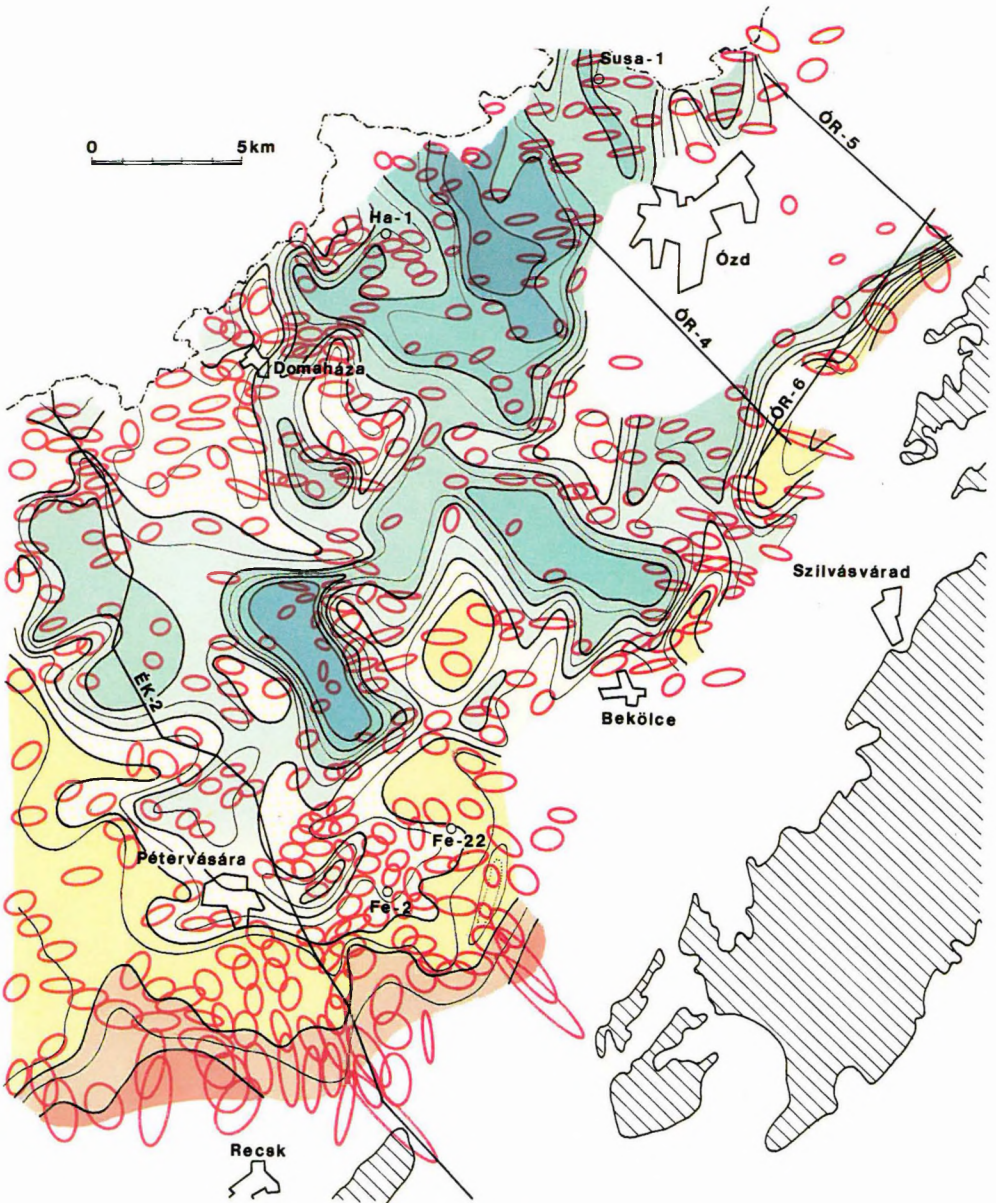
Első lépésként a tellurika látszott — gyorsasága és elfogadható költsége okán — legalkalmasabbnak a kutatási terület áttekintő felmérésére. A bemutatásra kerülő anyag az 1988–1989-ben, összesen 6 hónapig tartó terepi munka eredményeit tartalmazza. A méréseket az ELGI által kifejlesztett TEM–80 típusú műszerekkel végeztük. Minden mérési ponton meghatároztuk az anizotropia ellipszisek paramétereit, és az eredményeket izoárea térképen foglaltuk össze (17. ábra).

A tellurikus térkép legfeltűnőbb jellegzetessége az áreaértékek szokatlan változékonysága. A tellurikus kép az előzetes elképzelésekkel csak a terület déli szegélyén, ill. az Uppony melletti sávban egyezik, ahol az alacsony áreaértékek az aljzat felszínközelsége emelkedését jelzik (lásd a 18. ábrát is). A medence belsejében kis méretű, néhány km széles anomáliák váltakoznak, a gradiens néhol meglepően nagy. Ugyanakkor az anomáliák nagy részének csapása a Darnó-övre, ill. a medence tengelyvonalára merőleges. Rögtön felmerül a gyanú, hogy a tellurikus kép kialakulásában a medencekitöltő üledékek összvezetőképességének változásán kívül más tényező is meghatározó szerepet játszik. Ezt a feltevést a magnetotellurikus szondázások eredményei igazolják.

Az MT szondázások célja az volt, hogy néhány ponton megismerjük a vezetőképesség mélység szerinti változását, kiinduló adatokat teremtve ezzel az izoáreatérkép mélységtérképpé való transzformálásához. Ez a törekvésünk csak részben járt sikerrel, ugyanis a tellurikus kép nagyfokú változékonyságához képest az MT szondázások száma kevésnek bizonyult, és telepítésük sem mondható mindig szerencsésnek. Mindenesetre e mérések eredményéből vázlatos jelleggel megszerkeszthető az aljzat felszínének domborzati térképe (18. ábra).

A nem elhanyagolható eltérés, ami az így leképzett aljzatfelszín és a tellurikus anomáliák lefutása közt mutatkozik, jelentős részben az aljzaton belüli inhomogenitásra, mégpedig elektromosan jól vezető képződmény jelenlétére vezethető vissza. Ennek hatását jól szemlélteti a Susa–1 fúráson mért szondázási görbe (19. ábra). A görbén határozottan jelentkezik az ún. S-intervallum: az impedancia ezen a szakaszon a periódusidő növekedésével nem csökken. A görbe kiértékeléséből a nagyellenállású aljzat mélységére a fúrással megegyező érték adódik. Azonban a periódusidő további növekedése során az impedancia újra csökken az aljzaton belüli jól vezető réteg hatására, így a tellurikus mérések periódustartományában meghatározható látszólagos vezetőképesség a medencekitöltő üledékek összvezetőképességének többszöröse lesz.

Az aljzat mélységén és az aljzaton belüli jól vezetőn kívül a meghatározott áreaértékek az üledékek átlagellenállásától is függenek. Ezt a paramétert az MT szondázásokból határoztuk meg. Értéke a medence belsejében 5 és 10  $\Omega\text{m}$  között változik. Az átlagellenállás növekedése a jól vezetővel ellentétes hatást gyakorol, az anomáliák egy része magyarázható (lásd a 18. ábrán a 9  $\Omega\text{m}$ -es vonalat). E hatás korrigálását az MT szondázások relatív (a felépítés bonyolultságához viszonyított) ritkasága teszi bizonytalaná. Mindazonáltal az eddigiek alapján kijelölhetők olyan zónák, amelyek mentén a jól vezető hatása erőteljesebb környezeténél. Ezek a zónák inkább a jól vezető nagyobb kiterjedésével mint felszínközelsége miatt hozhatók kapcsolatba.



1 ○

2

— ÓR-4

3



4

*17. ábra.* Tellurikus izoárea térkép az anizotrópia ellipszisekkel

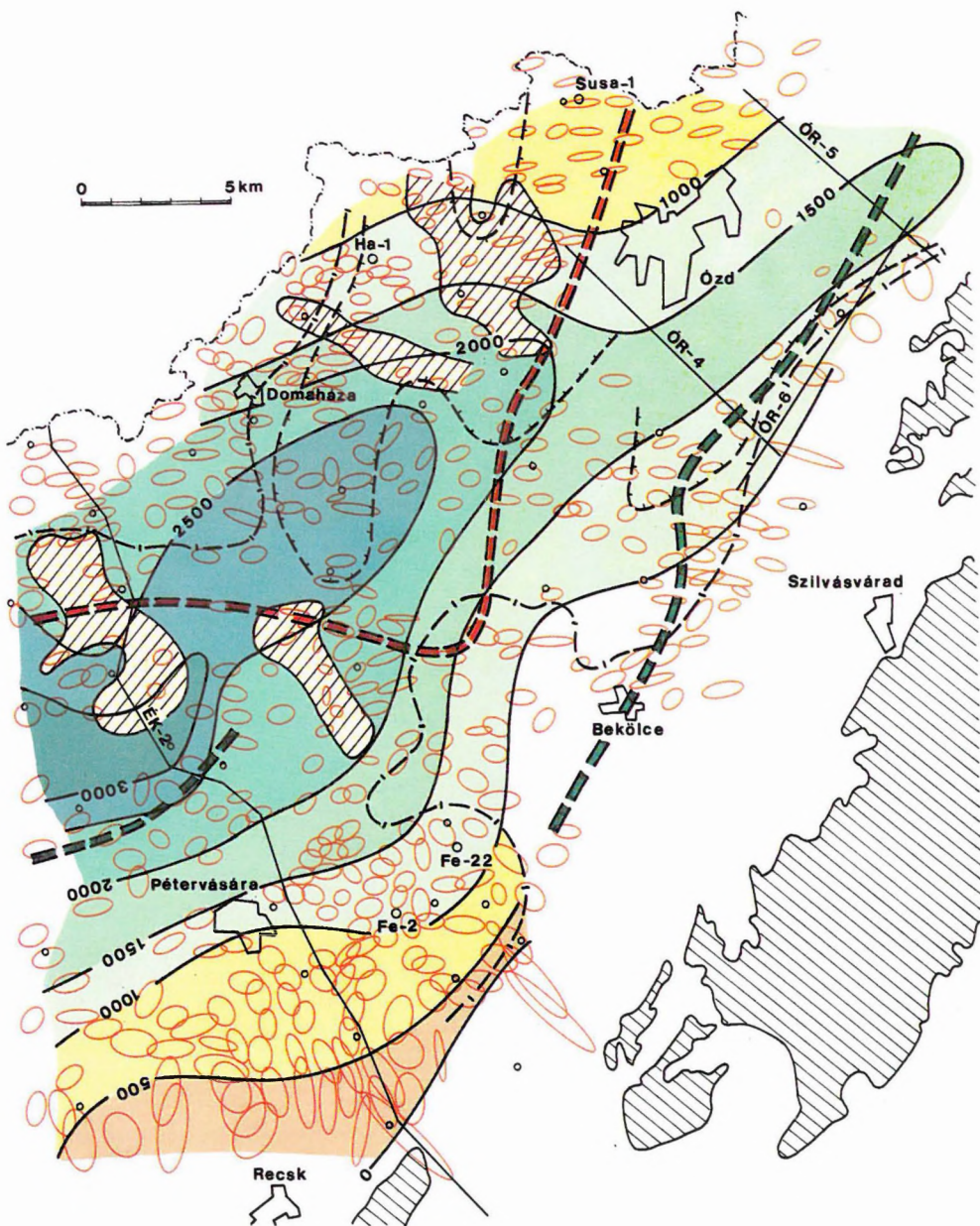
1 — tellurikus anizotrópia ellipszis; 2 — szeizmikus reflexió (ÉK) ill. refrakció (OR) vonal;  
3 — mélyfúrás; 4 — az alaphegység kibúvása

*Fig. 17.* Telluric isoarea map with anisotropy ellipses

1—telluric anisotropy ellipse; 2—seismic reflection (ÉK) and refraction (OR) profiles; 3—borehole;  
4—basement outcrop

*Рис. 17.* Карта теллурических изоареалов с эллипсами анизотропии

1 — эллипс теллурической анизотропии; 2 — сейсмический профиль МОВ (ЭК) или МПВ (OR); 3 — буровая скважина; 4 — выход фундамента



### *18. ábra.* A geoelektromos aljzat mélységtérképe

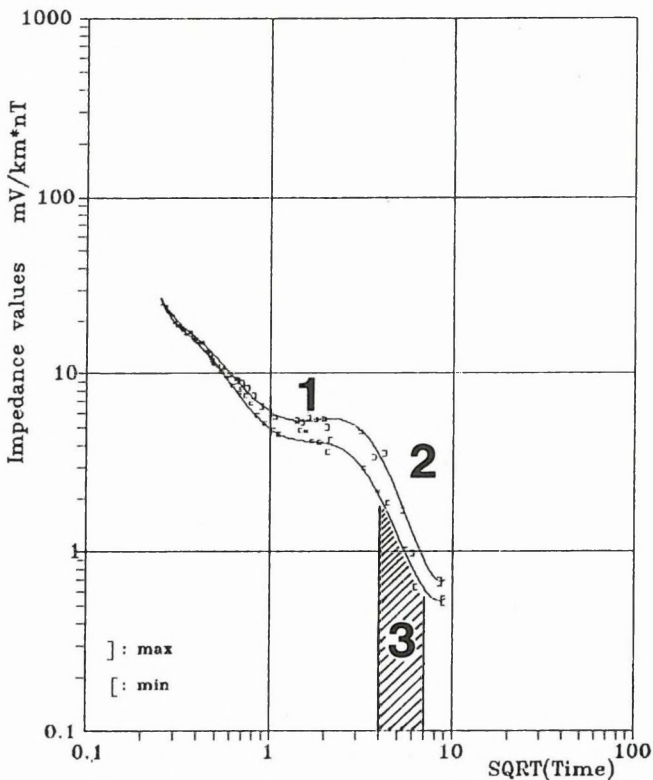
1 — a medencealjzat tengerszinthez viszonyított mélysége; 2 — az átlagellenállás  $6 \Omega\text{m}$ -es izovonala; 3 — az átlagellenállás  $9 \Omega\text{m}$ -es izovonala; 4 — gravitációs maximum kontúrja; 5 — gravitációs minimum tengelyvonala; 6 — aljzatbeli vezetőhöz kapcsolódó tellurikus anomália; 7 — magnetotellurikus szondázási pont; 8 — szeizmikus reflexió (ÉK) ill. refrakció (OR) vonal; 9 — mélyfúrás; 10 — az alaphegység kibúvása

### *Fig. 18.* Depth contour map of geoelectric basement

1 — depth contour line (b.s.l); 2 —  $6 \Omega\text{m}$  isoline of average resistivity; 3 —  $9 \Omega\text{m}$  isoline of average resistivity; 4 — gravity high; 5 — axis of gravity low; 6 — telluric anomaly connected with intra-basement conductor; 7 — MT sounding; 8 — seismic reflection (ÉK) and refraction (OR) profiles; 9 — borehole; 10 — basement outcrop

### *Рис. 18.* Карта глубин залегания геоэлектрического фундамента

1 — глубина до фундамента под уровнем моря; 2 — изолиния средних сопротивлений, 6 омм; 3 — то же, 9 омм; 4 — контур гравитационной аномалии; 5 — ось гравитационного минимума; 6 — теллурическая аномалия, связанная со сбросом в фундаменте; 7 — пункт МТЗ; 8 — сейсмический профиль МОВ (ÉК) или МПВ (OR) буровая скважина; 10 — выход фундамента



19. ábra. A Susa-1 fúráson mért magnetotellurikus szondázási görbe  
 1 — S-tartomány; 2 — az aljzatbeli vezető hatása; 3 — a tellurikus mérések periódus tartománya

Fig. 19. MT sounding curve at borehole Susa-1  
 1 — S-interval; 2 — effect of intra-basement conductor; 3 — period range of tellurics

Рис. 19. Кривая МТЗ на скважине Шуша-1  
 1 — диапазон S; 2 — эффект от проводящего тела в фундаменте; 3 — диапазон периодов теллурических измерений

A mélységtérképen feltüntettük a terület gravitációs képének két jellegzettségét: a Domaháza környéki maximum kontúráját, ill. a Darnó-övvvel közel párhuzamosan futó gravitációs minimum tengelyvonalát. Mint az látható, a medence tengelyvonala e vonaltól északra — részben a gravitációs maximum területén — húzódik. Mivel az MT szondázásokkal meghatározott mélységek az ÉK-2 földtani alapszelvény mentén jól egyeznek a szeizmikus reflexiók adatokkal, a mélységtérkép és a gravitációs kép közötti eltérés okát aljzaton belüli sűrűséginhomogenitásban kell keresnünk. Olyan gravitációs modell felállítását látszik kívánatosnak, ahol a Bouguer-anomália minimuma és a medence legmélyebb pontja nem esnek egybe.

Bár az elvégzett vizsgálatok a megválaszolásra váró kérdések számát nem csökkentették, hanem növelték, ígéretesnek tűnik a Darnó-övre merőleges szerkezeti elemek lokalizálása. Az aljzatbeli elektromosan jól vezető képződmény anyagára vonatkozó lehetséges elképzelések közül (elektronos vezetők: grafit vagy szulfidok; ionos vezető: sótartalmú termálvíz) a tágabb földtani környezet ismeretében egyik sem zárható ki, de legvalószínűbb a grafitos palákat feltételező változat.