

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

---

SZERKESZTI:  
DR. SZÉNÁS GYÖRGY

XV. KÖTET, 1-4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

---

1966

Felelős szerkesztő

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság

ÁDÁM OSZKÁR, Dr. BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, Dr. EGYED LÁSZLÓ, ERKEL ANDRÁS, Dr. HAÁZ  
ISTVÁN, Dr. KERTAI GYÖRGY, POSGAY KÁROLY, RÁDLER BÉLA, Dr. SEBESTYÉN KÁROLY, SZILÁRD  
JÓZSEF, TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő

Dr. SZÉNÁS GYÖRGY



Felelős kiadó: SOLT SÁNDOR igazgató

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND  
GEOFIZIKAI INTÉZET  
1964. ÉVI JELENTÉSE

---

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ  
БЕНГЕРСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО  
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ИМ. РОЛАНА ЭТВЕША  
ЗА 1964 Г.

ANNUAL REPORT  
OF THE HUNGARIAN 'ROLAND EÖTVÖS'  
GEOPHYSICAL INSTITUTE  
FOR 1964



БАГИ РОБЕРТ

**О ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТАХ, ПРОВЕДЕННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

Описываемые работы заключались в повторении наблюдений на 65 пунктах опорной гравиметрической сети Венгрии, созданной в 1950 г. причем применялась техника и измерений, аналогичная первоначальной.

Исследуемый район представляет собой зону, распорстраняющуюся по стране в широтном направлении, с длиной около 400 км.

Сопоставление новых и старых данных показывает, что в направлении с востока к западу величины  $g$  изменяются в сторону увеличения, что соответствует результатам теоретических вычислений.

R. BAGI

**GRAVITY MEASUREMENTS ACCOMPLISHED IN ORDER TO DETERMINE THE TEMPORAL VARIATION OF THE GRAVITY FIELD**

65 stations of the Hungarian gravity base-network established in 1950 were repeated with the original technique on an E – W stretching zone of 400 km length.

The comparison of the old and new results shows a rising tendency of  $g$  from E to W thus being in accordance with the results of theoretical calculations.

**A GRAVITÁCIÓS TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSÁNAK TANULMÁNYOZÁSA  
CÉLJÁBÓL VÉGZETT GRAVIMÉTERMÉRÉSEK**

BAGI RÓBERT

**I. Bevezetés**

Dr. Barta György elmélete szerint a Föld belső magja excentrikus helyzetű. Az excentricitás időben változik s az excentricitás változásának a földi gravitációs tér időbeli változásában is jelentkeznie kell (Barta, 1956, 1959, 1962). E változás elméleti értékeinek meghatározására Aczél E. és Pintér A. számításokat végeztek. A belső és külső mag közötti sűrűségkülönbséget a Bullen – Jeffreys földmodellnek megfelelően  $6,0 \text{ g/cm}^3$ -nek tételezték fel (Aczél E., 1964; Pintér A., 1964). Számításaik szerint Magyarországon a  $g$  változás értéke átlagosan  $-0,1 \text{ mgal/év}$ . Ezen belül a legnagyobb eltérés KÉK – NyDNy irányban kb.  $0,03 \text{ mgal/év}$ . Bár ez a változás nem nagy, megfelelő mérési eljárással mérhető.

Az 1950-es években létesített gravitációs alaphálózati pontokon végzett mérések egy részének megismétlésével 1964-ben kísérletet tettünk a  $g$  változásának kimutatására.

A mérés elvégzésére olyan Ny – K irányú területsávot jelöltünk ki, amelyen a  $g$  különbségeit, az eredeti mérés során is használt Heiland GSC – 3 – 40 graviméterünkkel, ugyanazon mérési tartományon belül tudtuk észlelni.

A területsáv 29 poligont alkotó 65 db II. rendű alappontot foglal magába. Az alaphálózati pontok elrendezése olyan, hogy két, nagyjából párhuzamos pontsort jelöl ki. Az ismétlés körülményei azonosak az összehasonlítás alapjául vett eredeti mérésével (Facsinay L. – Szilárd J., 1965).

## II. A mérés feldolgozása

Méréseink kiértékelésénél a következő javításokat alkalmaztuk:

1. a műszer azimutjától függő mágneses javítás (Komáromy I., 1952),
2. a leolvasások különbségétől függő négyzetes javítás (Renner J. – Szilárd J., 1959),
3. luniszoláris javítás (Lassovszky K. – Oszlaczky Sz., 1956),
4. javítás a mérési pont tengerszintfeletti magasságának tereprendezéséből származó megváltozása miatt.

Mérési eredményeinket a legkisebb négyzetek módszerével kiegyenlítettük. Elvégeztük a kiegyenlítést az ismételt alaphálózati pontokhoz tartozó korábbi mérés eredményeire vonatkozóan is, mert a jelenlegi mérési sávot alkotó poligonok szélső oldalai a régi kiegyenlítésben mint más szomszédos poligonok oldalai is szerepeltek. Így tehát ebben a tekintetben is azonos feltételeket teremtettünk.

A középhibát az ismert

$$\mu = \pm \sqrt{\frac{[pvv]}{n-q}}$$

képlettel számoltuk:

$$\begin{aligned} \mu \text{ régi mérés} &= \pm 0,021 \text{ mgal,} \\ \mu \text{ új mérés} &= \pm 0,022 \text{ mgal.} \end{aligned}$$

A kiegyenlített értékekből meghatároztuk minden egyes alaphálózati pontra az új és a régi értékek különbségét. Ez a különbség, a feltételezés szerint a gravitációs erőter 10 – 13 év alatti változását jelenti.

A területsáv nyugati és keleti határa között több variációban kiszámítottuk a  $g$ -különbséget:

1. az új mérés kiegyenlítetlen értékeiből a felső pontsoron haladva,
2. a régi mérés kiegyenlítetlen értékeiből a felső pontsoron haladva,
3. az új mérés kiegyenlítetlen értékeiből az alsó pontsoron haladva,
4. a régi mérés kiegyenlítetlen értékeiből az alsó pontsoron haladva,
5. az új mérés kiegyenlített értékeiből a felső pontsoron haladva.

6. a régi mérés kiegyenlített értékeiből a felső pontsoron haladva,
7. az új mérés kiegyenlített értékeiből az alsó pontsoron haladva,
8. a régi mérés kiegyenlített értékeiből az alsó pontsoron haladva.

A területsáv Ny–K-i kiterjedése kb. 400 km.

### III. A vizsgálatok eredménye

A szomszédos alaphálózati pontok között mért kiegyenlített és kiegyenlített  $\Delta g$  értékek K–Ny irányban végzett összegzésének eredményét az I. táblázatban közöljük. A táblázat fejlécének számai az előbbi felsorolásban közölt számítási módozatokat jelentik. Az értékeket  $10^{-3}$  CGS-ben adtuk meg.

I. táblázat

1	2	1–2	3	4	3–4
–10,767	–11,057	+0,290	–6,079	–6,324	+0,245
5	6	5–6	7	8	7–8
–10,895	–10,954	+0,059	–6,015	–6,074	+0,059

Kiegyenlített és kiegyenlített gravitációs különbség a területsáv K-i Ny-i határa között az alsó, illetve a felső pontsoron haladva, valamint a gravitációs különbség változása  $10^{-3}$  CGS-ben.

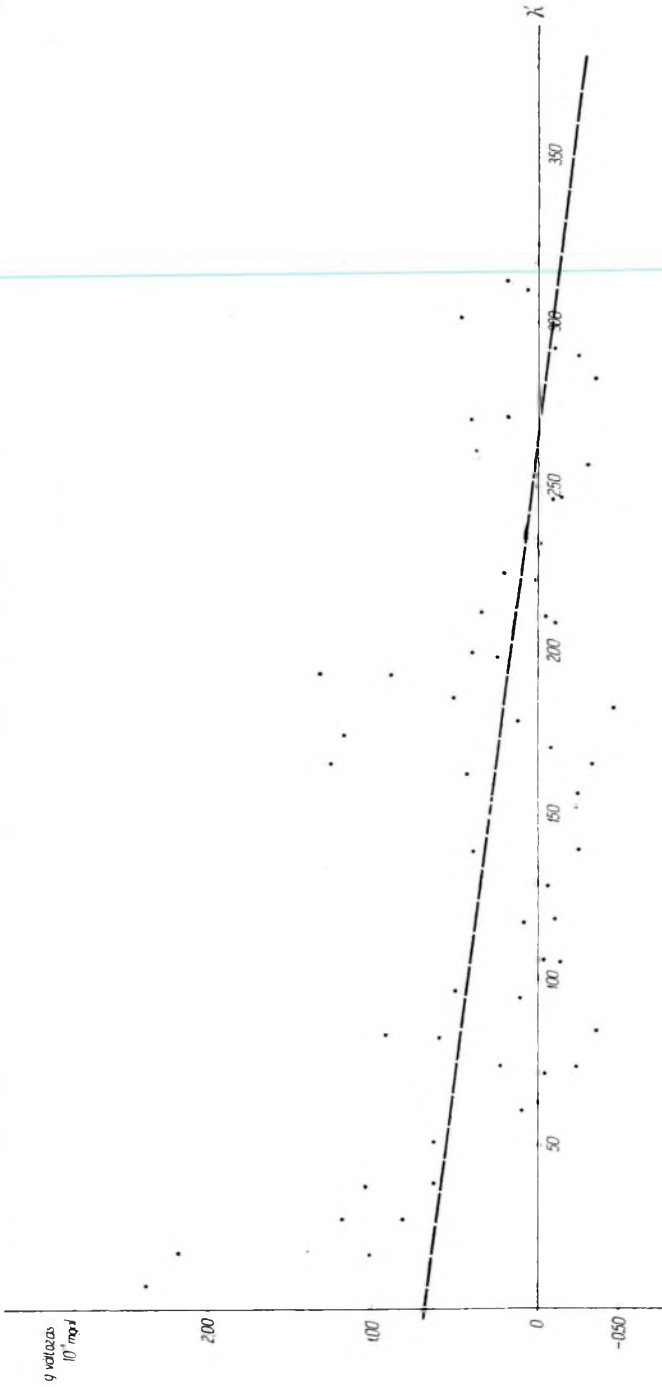
Разности выравненных и невыравненных величин поля силы тяжести между восточной и западной границами зоны и вариации этих разностей в  $10^{-3}$  CGS.

Differences of the compensated and non-compensated values between the E and W boundaries of the studied zone, along the lower and along the upper like of points and the variation of these differences in  $10^{-3}$  CGS.

A Pintér A. által közölt évi 0,03 mgal-os maximális  $g$  változásból terület-sávunk irányába 0,02 mgal/év változás esik, mégpedig úgy, hogy keletről nyugatra haladva a  $g$  értékének időben növekednie kell. Az általunk mért  $g$  változás – mind a kiegyenlített, mind a kiegyenlített értékekkel számolva – tendenciájában ennek megfelel.

A kiegyenlített értékekből kapott változást vizsgálva azt találjuk, hogy a felső pontsoron a 0,290 mgal/10–13 év, illetve az alsó pontsoron a 0,245 mgal/10–13 év  $g$  változás nagyságrendben jól egyezik a Bullen – Jeffreys modell alapján számított 0,2 mgal/10 év változással.

Újabb vizsgálatok szerint a külső és belső mag sűrűségkülönbsége csupán 3,0 g/cm<sup>3</sup>. Ezzel az értékkel számolva a gravitációs tér számított változása felére, 0,1 mgal/10 évre csökken. Nagyságrendben így is egyezik a mért ki-

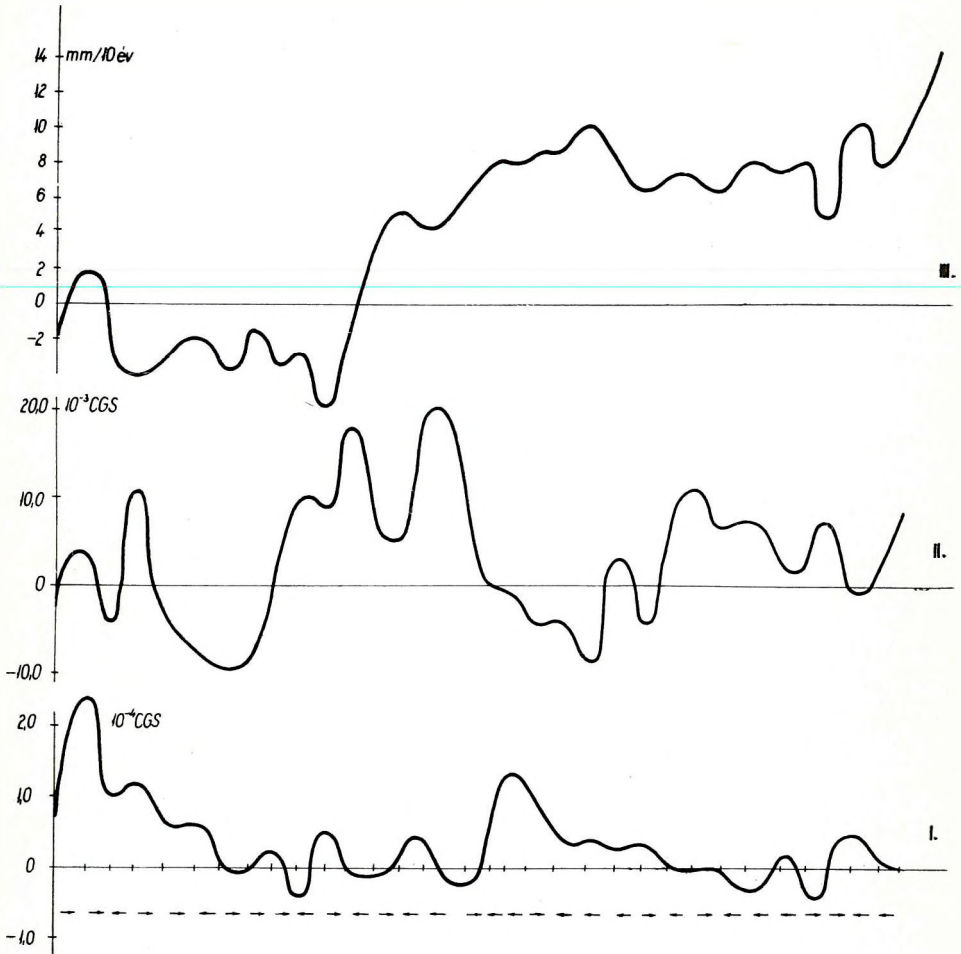


I. ábra. Az egyes avarhálozási pontokra vonatkozó  $g$  változás a földrajzi hosszúság függvényében

Фиг. 1. Зависимость вариации  $g$  отдельных опорных пунктов от географической долготы

I. Variations of  $g$  as determined on the corresponding stations of the network, in the function of their longitude.





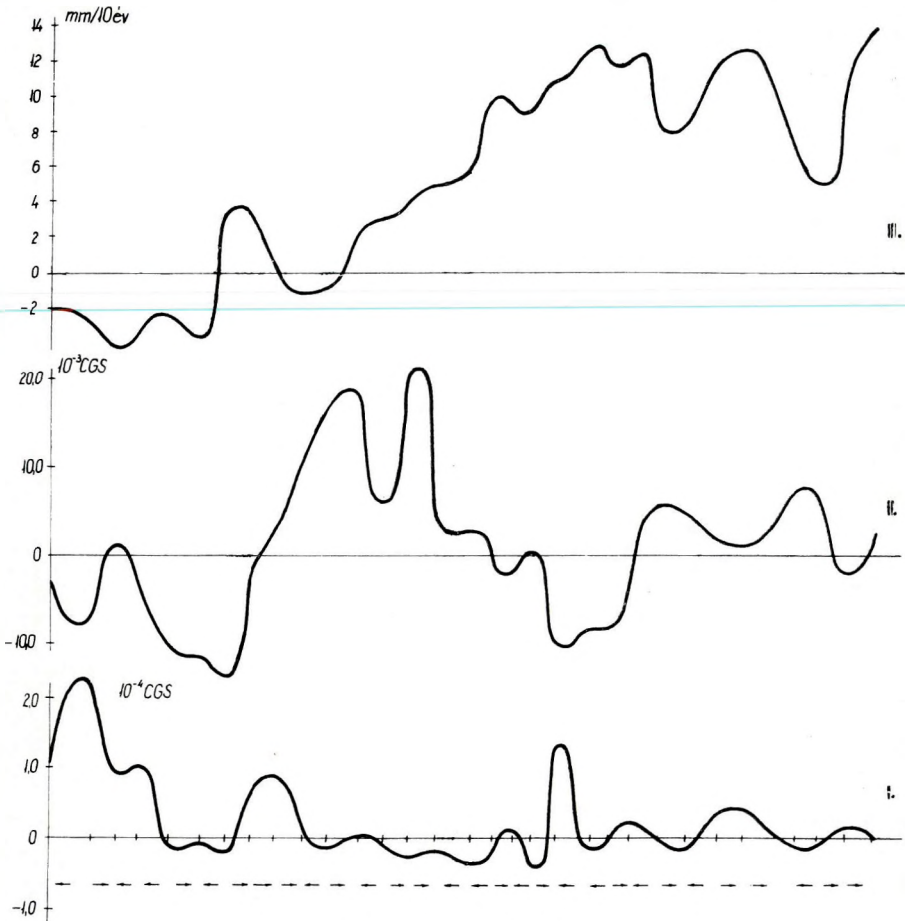
3. ábra. A  $g$  változás (I), a Bouguer-anomália (II) és a tengerszintfeletti magasság változásának (III) összehasonlítása az alsó pontsoron haladva (a nyilak a két szomszédos bázispont összemérésének irányát jelzik)

Фиг. 3. Сопоставление вариаций величины  $g$  (I), аномалий Буге (II) и высотных отметок над уровнем моря (III), по нижнему ряду пунктов (стрелками отмечены направления увязки двух соседних пунктов)

3. Comparison between the variations of  $g$  (I), the Bouguer anomalies (II) and the heights above sea level (III) along the lower line of points (the arrows are showing the direction of the connecting measurements of two adjoining points)

egyenlítőlen  $g$  változással. A kiegyenlített  $g$  változáshoz (0,059 mgal/10 – 13 év) képest is csak kis különbség mutatkozik.

A gravitációs tér 10–13 év alatti változását a földrajzi hosszúság függvényében ábráztuk (1. ábra). A változás legvalószínűbb menetét szigorú kiegyenlítéssel határoztuk meg, feltételezve, hogy a  $g$  változása az egész



4. ábra. Összehasonlítás a felső pontsoron haladva  
 Фиг. 4. Сопоставление по верхнему ряду пунктов  
 4. Comparison along the upper line of points

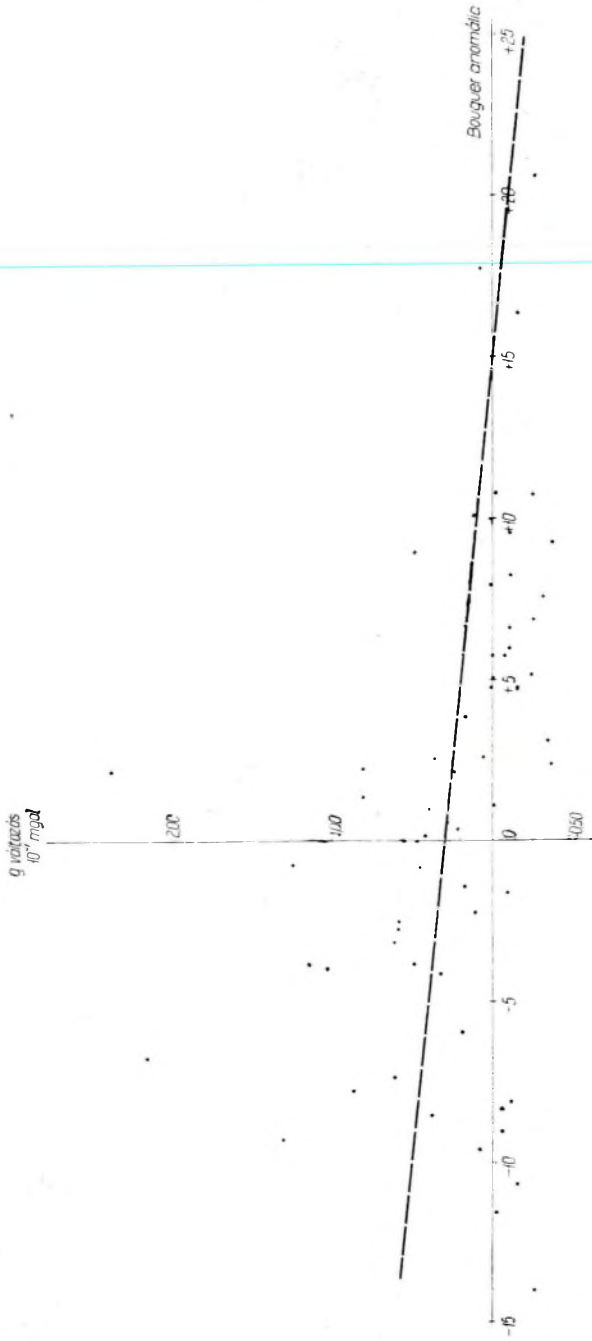
területsáv mentén még lineáris. Látható, hogy a  $g$  változás keletről nyugatra haladva növekvő tendenciájú.

A  $g$  változásának kiegyenlített értékeiből izováltozási térképet szerkesztettünk (2. ábra).\*

A szemléletesség kedvéért a  $g$  változásokat szelvény mentén is ábrázoltuk, mind az alsó, mind a felső pontsoron haladva. A vízszintes tengelyen látható nyilak két szomszédos bázispont összemérésének irányát jelzik (3. és 4. ábra).

A szelvényekből és az izováltozási térképből látható, hogy a K–Ny irányú regionális emelkedésre lokális hatások rakódnak. E jelenség részletes vizsgálatára csak akkor kerülhet sor, ha több mérési sorozat áll majd rendelkezésünkre.

\* L. mellékletek közt.



5. ábra.  $g$  változás a területén Bouguer-anomáliáinak függvényében

Фиг. 5. Зависимость вариаций  $g$  от аномалий Буге по изучаемой зоне

5. Variations of  $g$  in the function of the Bouguer anomalies of the studied zone

A 3. és a 4. ábrán a  $g$  változási-görbéin kívül ábrázoltuk az alaphálózati pontok Bouguer-anomália értékeit, valamint a terület magasságváltozásának újrászintezésekből nyert értékeit (Bendefy, 1964).

Érdekes, hogy a Bouguer-anomália menete mindkét pontsor mentén általában ellentétes a  $g$  változás görbéjével.

A  $g$  változás értékek és a Bouguer-anomáliák összefüggését lineárisnak tételezve fel, meghatároztuk az összefüggést jellemző egyenest (5. ábra). Az egyenes azt a tendenciát fejezi ki, hogy a  $g$  változása kis Bouguer-anomáliájú területeken nagyobb.

A  $g$  változás és a tengerszintfeletti magasság változása közötti összefüggést is negatív iránytangensű egyenessel lehetne ábrázolni. A magasságváltozás azonban területsávonkon nem olyan nagy, hogy a gravitációs erőter  $K-Ny$  irányú növekedését önmagában megmagyarázná. Számításaink szerint a magasságváltozásból eredő  $g$  változás (0,006 mgal/10 év) egy nagyságrenddel kisebb, mint az új és a korábbi gravimétermérés kiegyenlített eredményeinek összehasonlításából kapott érték (0,059 mgal/10–13 év).

A gravitációs erőter változása és az alaphálózati pontok tengerszintfeletti magassága között nem találtunk számottevő összefüggést.

Pintér A. számításai szerint Magyarország területén északról délre haladva a  $g$  időben nő. Méréseinkkel, tekintve a területsáv csekély  $E-D$  irányú kiterjedését, ezt nem mutathattuk ki.

A mérési anyagból úgy is kiszámítottuk a  $K-Ny$  irányú  $g$  változást, hogy az 0,1 mgalon felüli helyi változásokat nem vettük figyelembe. Ebben az esetben a közölnél kisebb, de szintén pozitív értéket kaptunk (0,042 mgal/10 év).

Az alappontmérések (1951–54) és az ismétlés (1964) között nem telt el olyan nagy időtartam, hogy a vizsgált problémát a kapott eredményekkel véglegesen megoldottnak tekinthetnénk. Megjegyezzük azonban, hogy az újabb elméleti kutatások és mérések eredményei megkövetelik a  $g$  időbeli változásának fokozottabb figyelemmel kísérését. A külföldi irodalomban is találkozhatunk már olyan törekvésekkel, hogy a  $g$  értékét az idő függvényében adják meg.

Annak eldöntése, hogy a  $g$  változása valóban a belső földmag excentricitásának változásából ered-e, s a területsávon belül tapasztalt változásfluktuációt mi okozza, csak akkor lehetséges, ha majd hosszú időtartamra vonatkozó, esetleg több területsávon megismételt mérési anyagunk lesz.

Hasznos lenne a most mért területsávtól délre, Nagykanizsa–Gyula vonalában szintén ismétlő méréseket végezni. Ezeket a területsávokat etalonnak tekinthetnénk és öt-tíz évenként rendszeresen újra mérnénk, függetlenül az ország egész területén levő alaphálózati pontok tervezett megismétlésétől.

Indokolt továbbá a Soprontól Nyírábrányig terjedő területsáv minél előbbi újramérése is, az első újraméréskor kapott  $g$  változások ellenőrzésére.

Javasoljuk a jövőben sorra kerülő ismétlések kétszeres —  $K-Ny$  és  $Ny-K$  irányú — mérését, ezzel ugyanis a mérések megbízhatóságát jelentősen megnövelnénk.

## IRODALOM

- Aczél E.*, 1964. A függővonal évszázados változásáról. Geofizikai Közlemények, XIII. 1.
- Barta Gy.*, 1953. Egyszerű közelítő módszer az ellipszoidikus koordinátáknak és a meridiánkonvergenciának a számítására. Geofizikai Közlemények, II. 1.
- Barta Gy.*, 1956. A gravitációs tér időbeli változásáról. Geofizikai Közlemények, V. 4.
- Barta Gy.*, 1959. A Föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli változásáról. Geofizikai Közlemények, VIII. 1–2.
- Barta Gy.*, 1962. A földmágneses tér excentricitásának kapcsolata a Föld háromtengelyűségével. Geofizikai Közlemények, X. 1–4.
- Bendefy L.*, 1964. Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levellings. Acta Geologica, VIII. 1–4.
- Facsinay L. – Szilárd J.*, 1956. A magyar országos gravitációs alaphálózat. Geofizikai Közlemények, V. 2.
- Komáromy I.*, 1952. Különböző azimutokban végzett graviméter észlelések vizsgálata. Geofizikai Közlemények, I. 8.
- Lassovszky K. – Oszlaczky Sz.*, 1952. A Nap és a Hold gravitációs hatása gravimétermérésekre. Geofizikai Közlemények, I. 3.
- Pintér A.*, 1964. A gravitációs tér évszázados változásáról. Geofizikai Közlemények, XIII. 1.
- Renner J. – Szilárd J.*, 1959. A magyar országos gravitációs hálózat. Geofizikai Közlemények, VIII. 3.



Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XV. kötet, 1-4. szám

MITUCH ЭРЖЕБЕТ

**РЕЗУЛТАТЫ РАБОТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЕНГРИИ ПРИ ПОМОЩИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МЕТОДА С НЕ-  
ПРЕРЫВНЫМ ПРОДОЛЬНЫМ ПРОФИЛИРОВАНИЕМ**

В работе описывается система наблюдений околокритических отражений с непрерывным продольным профилированием, применяемая для изучения строения земной коры. При данной системе наблюдений в основе выделения глубинных волн лежит принцип увеличения интенсивности упругих колебаний около критической точки. Сравнительно небольшие расстояния позволяют применять небольшие заряды, в связи с чем описываемый метод является дешевым и удобным для проведения работ производственного характера. Полученные результаты показывают, что при применении данного метода выделяются до вольно тонкие детали рельефа поверхности Мохоровичича.

MITUCH ERZSÉBET

**RECENT PROGRESS IN THE SEISMIC DEEP SOUNDING OF HUNGARY USING  
CONTINUOUS BROADSIDE SHOOTING SYSTEM**

A description is given of the broadside-shooting correlation system based on the recording of wide-angle reflections in the proximity of the critical distance making use of the energy increase of this. Due to the relatively short distances, small charges proved to be sufficient; consequently the observation technique is economical and suitable for routine application. The results show that this method seems to be rather suitable for detecting even relatively fine details of the Mohorovičić discontinuity.

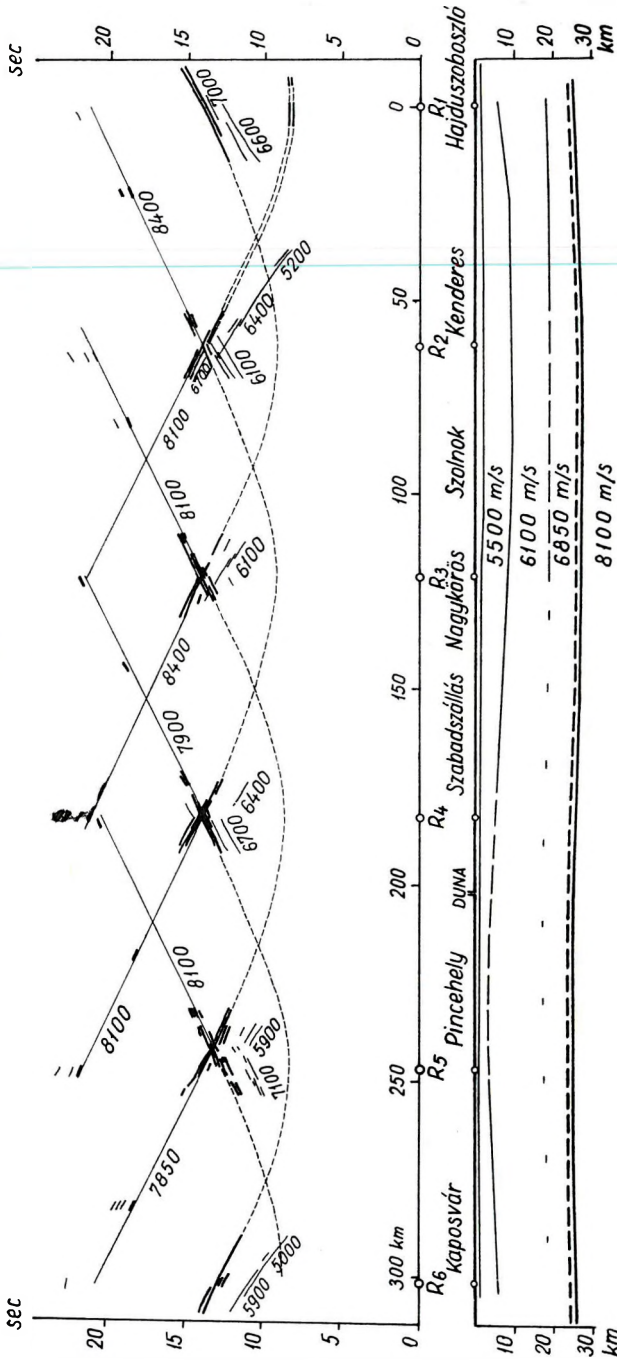
**A MAGYARORSZÁGI KÉREGKUTATÁS FOLYTONOS HÁRÁNT-  
SZELVÉNYEZÉSEL KAPOTT EREDMÉNYEI**

MITUCH ERZSÉBET

**I. BEVEZETÉS**

Kéregkutató méréseink során a puszta adatszerzésen kívül olyan mérési eljárások kikísérletezésére is törekedtünk, amelyek a hazai sűrű települési viszonyoknak leginkább megfelelőek, rutinmérésre alkalmasak, gazdaságosak és biztos eredményeket adnak. A kísérletek a Mohorovičić határfelület kritikus pontja körüli szélesszögű reflexiók észlelésén alapultak, és a kritikus ponton túl várt energianövekedés (Richards, 1960., Epinat'eva (Jepinatyeva), 1957., Červený, 1962.) előnyös észlelési lehetőségeit használták fel.

Ilyen szempontok szerint terveztük meg azt a szakaszosan folytonos hosszirányú szelvényezési rendszert, amelyet Hajdúszoboszló – Kaposvár



1. ábra. Szélesszögű reflexiók észlelésén alapuló szakaszosan folytonos hosszirányú szelvény Hajdúszoboszló - Kaposvár között (út - idődiagram és szelvény)

Фиг. 1. Годограф и разрез по профилю, проведенному с кусочно-непрерывным наблюдением околоритических отражений, по линии Хайдусобосло - Капошвар

Fig. 1. Time-distance diagram and section along the profile Hajdúszoboszló-Kaposvár measured at intervals by continuous in-line shooting based on the use of wide-angle reflections



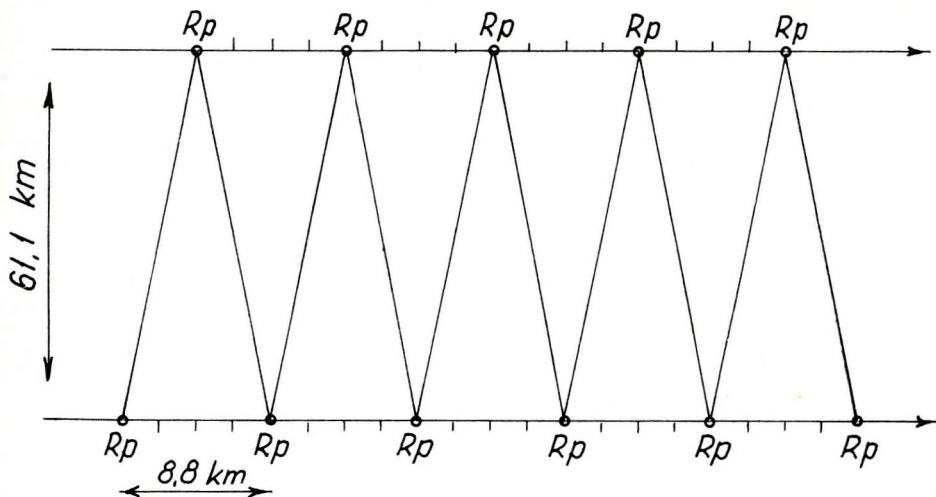
között haladó kéregkutató vonalunk mérésekor eredményesen alkalmaztunk (Mituch, 1964.). Ebben a rendszerben a robbantópont-távolságok a feltételezett kritikus távolságnál valamivel nagyobbak voltak, az észlelések pedig a kritikus távolság körüli 22 km hosszú szakaszokon folytonosan történtek. Az észlelési rendszert (út-idődiagramot) és a kapott eredményeket az 1. ábra tünteti fel.

Ennek az észlelési rendszernek előnyei mellett az volt a hiányossága, hogy szakaszossága miatt nem lehetett a beérkezéseket folytonosan korrelálni, továbbá az energia a robbantóponttól számított távolsággal csökkent. Ezért az észlelési szakaszok végén jó beérkezéseket már csak a töltetek növelésével lehetett elérni. Ezeket a hátrányokat olyan mérési rendszer szüntethette meg, amelyben a kritikus távolság közelében az észlelések folytonosak, és az egyes észlelt szakaszok között szigorú korreláció van. Ezek a feltételek a harántlövéses korrelációs rendszerben valósultak meg.

## II. HARÁNTLÖVÉSEKRE FELÉPÍTETT FOLYTONOS KORRELÁCIÓS RENDSZER ALKALMAZÁSA A KÉREGKUTATÁSBAN

### 1. A mérési rendszer ismertetése

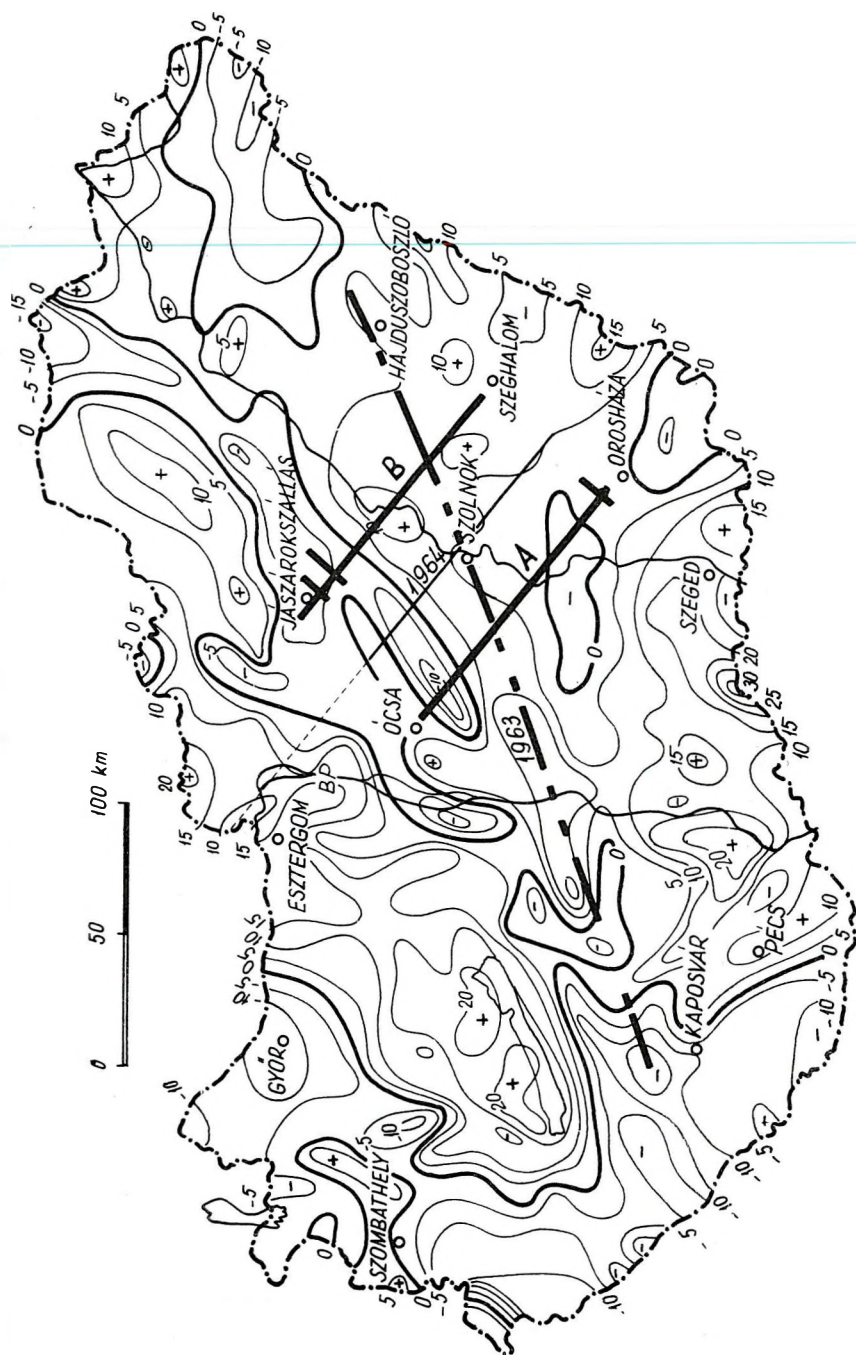
A harántlövésen alapuló mérési rendszerben az észleléseket és robbantásokat két egymással párhuzamos vonal mentén végezzük. Az egyes szakaszokat a szembenlevő robbantópontokból adott lövések segítségével észleljük (2. ábra). Az átellenes szakaszok kölcsönös pontjaiban észlelt beérkezési idők között, a távolságok azonossága következtében szigorú korreláció van. Ha a párhuzamosok egymástól való távolságát úgy választjuk meg, hogy a kri-



2. ábra. Harántlövéses észlelési rendszer vázlata

Фиг. 2. Схема наблюдений с поперечным профилированием

Fig. 2. Plot of the broadside shooting system



3. ábra. Magyarország Bouguer-anómia térképe az 1963. és 1964. évi kéregkutató vonalakkal

Фиг. 3. Карта аномалий Буге с профилями А и В, проведенными в 1963 и 1964 г.

Fig. 3. The Bouguer-anomaly map of Hungary with the seismic deep sounding profiles of 1963 and 1964

tikus távolságnál valamivel nagyobb legyen, akkor az észleléseket mindig az optimális energiájú helyek közelében végezhetjük.

Ezzel a mérési eljárással végeztük kéregkutató mérésünket 1964-ben Ócsa–Orosháza és Jászárokszállás–Szeghalom irányában húzódó ÉNy–DK irányú párhuzamos vonalak mentén (3. ábra). A párhuzamos vonalak, illetve középvonaluk helyét és irányát a Csehszlovákián és Magyarországon keresztülhaladó nemzetközi kéregkutató vonal helye és iránya szabta meg. A csehszlovák szakaszhoz a középvonal csatlakozik (a harántlövéses szelvény mélységadatait – feltételezve, hogy a határfelület dőlése nem nagy – a párhuzamosok középvonala alá vonatkoztatjuk).

A vonalak közelítőleg a Magyar medence regionális dőlésének irányában haladtak, ellentétben az előző évi Hajdúszoboszló–Kaposvár között mért csapás-irányú vonalakkal. A párhuzamosok optimális távolságát – 61,1 km-t – a vonal elején és végén lévő rövid hossz-szelvények energiaviszonyainak segítségével állapítottuk meg, figyelembe véve a terepadta lehetőségeket is. Ugyancsak a hossz-szelvényekből kiindulva korreláltuk a Mohorovičič határfelületről kapott beérkezéseket.

Egy-egy robbantópontból négy-négy terítést lőttünk meg. A terítések hossza 2200 m, a meglőtt szakaszok és ezzel együtt a robbantópontok egymástól való távolsága tehát 8800 m volt.

## 2. A mérés eredményei

A szeizmogramokon a többnyire gyenge első beérkezések (vagy csak nyomok) után, 13,7–14,5 sec körül egy kiemelkedő energiájú hullámcsoport jelent meg. Ezt a szelvény D-i végén lőtt rövid hossz-szelvény mentén meghatározott energia viszonyok és látszólagos sebesség alapján a Mohorovičič határfelületről származó szélesszögű reflexióval azonosítottuk.

Az *A* és *B* párhuzamos vonalak mentén kapott beérkezéseket a 4. ábra felső részén látható egyesített út-idődiagram ábrázolja. Ezen az *A* és *B* vonal egy-egy robbantópontjához tartozó négy-négy terítés beérkezési idői követik egymást. Ezzel az ábrázolással elértük, hogy a terítés-szakaszok csatlakozó pontjai, mint korrelációs pontok egymás mellé kerüljenek (a kettős hullámcsoportot a vastag és a közepes vastagságú vonalak jelzik).

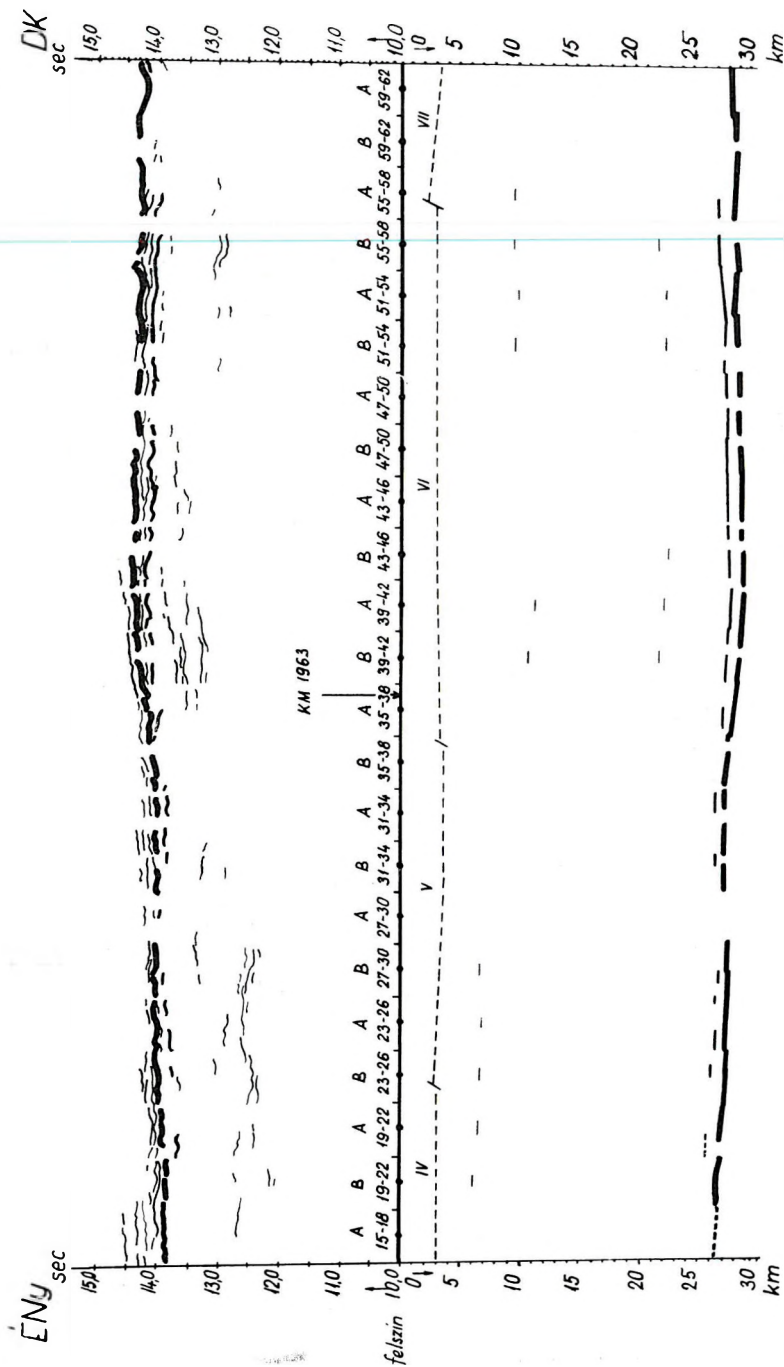
A Mohorovičič határfelületről kapott beérkezésekről a következőket állapítottuk meg:

*a)* A beérkezések a szelvény egy részén – az 1963. évi eredményekhez hasonlóan – kettős hullámcsoportban jelentkeztek.

*b)* A kettős hullámcsoportból csak a későbbit lehetett az egész szelvény mentén – kisebb megszakításokkal – korrelálni; az első, a szelvénynek csak egy szakaszán jelentkezett folyamatosan.

*c)* A két hullámcsoport 200–300 msec időkülönbséggel követte egymást.

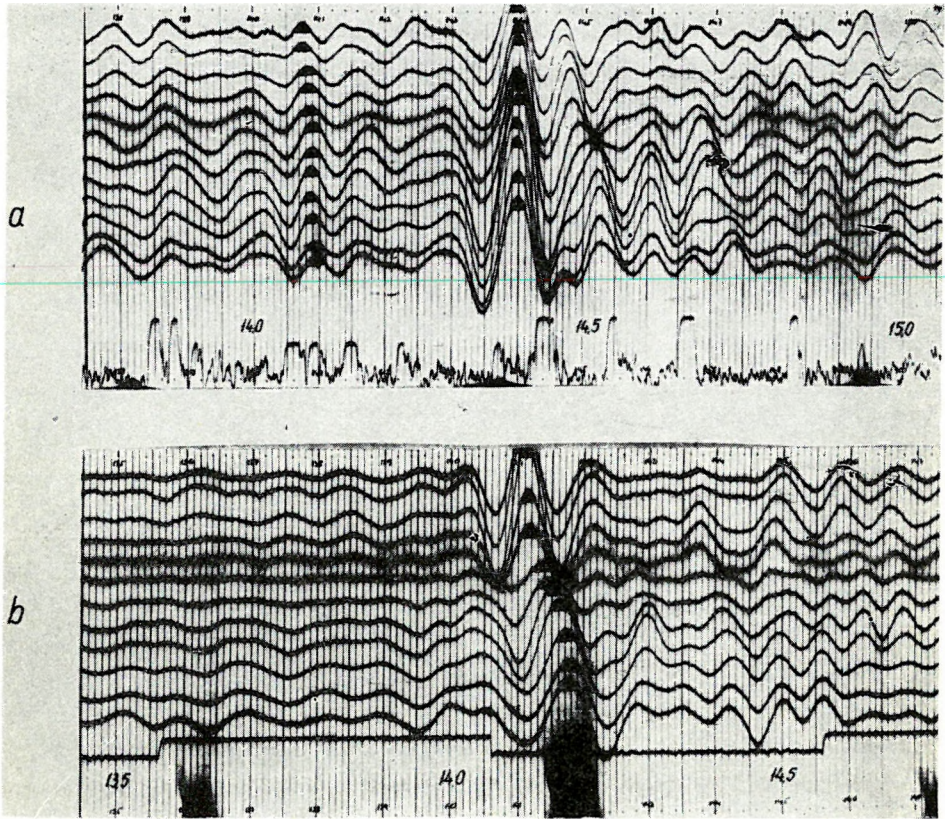
E hullámcsoportok különböző megjelenési formáját mutatja be az 5. és 6. ábrán látható két-két szeizmogram. Az 5. ábra felső (*a*) szeizmogramján a két hullám külön jelenik meg, az alsón (*b*) pedig csak a második hullámcsoport látható. A 6. ábra *a*) szeizmogramján a két hullám részben már inter-



4. ábra. Az 1964. évi harántlövéses rendszerrel mért kéregkutató kísérleti vonal út - idődiagramja és szelvénye

Фиг. 4. Годограф и разрез по опытному профилю ГСЗ, проведенному в 1964 г. с поперечным профилированием

Fig. 4. Time-distance diagram and section along the experimental profile measured in 1964 with broadside shooting system



5. ábra. Harántlövéssel nyert szeizmogramok a Mohorovičić határfelületről származó szélesszögű reflexiókkal

*a)* A két hullám különváltan jelentkezik, *b)* Csak egy hullámcsoport látszik

Фиг. 5. Записи, полученные при поперечном профилировании, с околокритическими отражениями от поверхности Мохоровичича

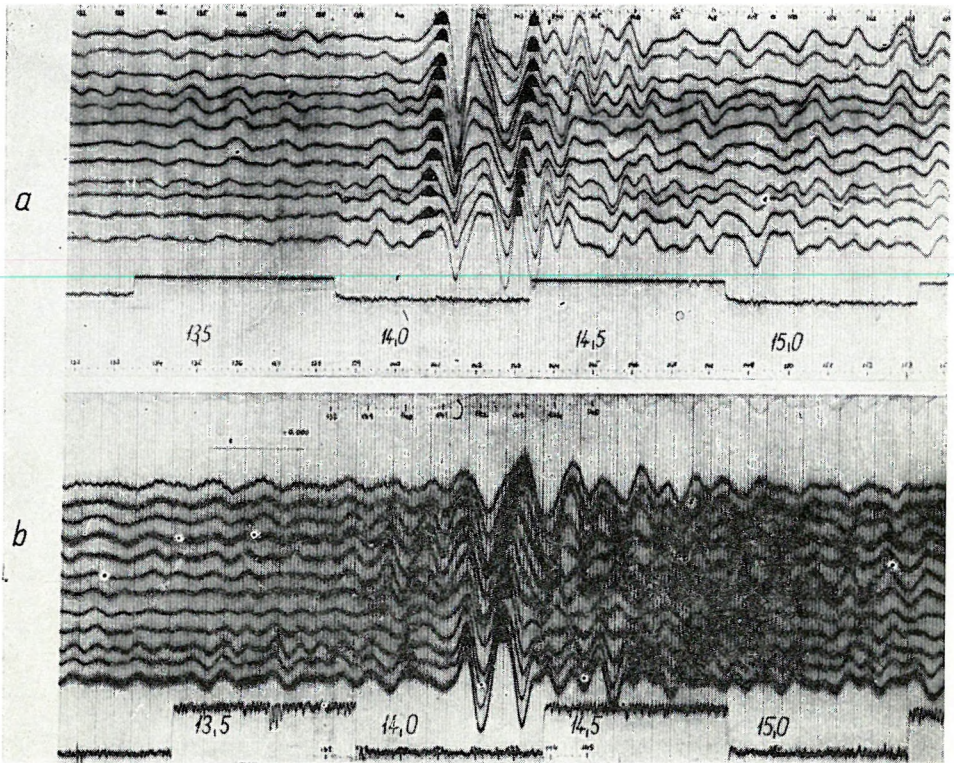
*a)* две группы волн выделяются раздельно; *b)* выделяется только одна группа волн

Fig. 5. Records obtained from broadside-shooting with the wide-angle reflections from the Mohorovičić discontinuity

*a)* both waves appear separately; *b)* a single wave-group is to be seen

ferál, de a két fázistengely még jól különválasztható; mindkét hullám energiája közel azonos. A *b)* felvételen az első hullámcsoport igen kis energiájú és már csak a csatornák felén választható külön; a második hullámcsoport energiája viszont igen nagy.

Mindkét beérkezésből azonos átlagsebességgel — 5850 m/sec-mal — számítottuk ki a mélységeket és dőléseket (I. I. Gurvics, 1954.). Ezt az átlagsebességet az előző évi hossz-szelvények eredményeiből vettük át. A kettős hullámcsoporthoz megfelelően kettős szintet kaptunk. Közülük az alsót a szelvény mentén kis megszakításokkal végig követhettük. A két szint között átlagosan 1 km mélységkülönbség van (a 4. ábra alsó részén látható



6. ábra. Harántlövessel nyert szeizmogramok a Mohorovičić határfelületről származó szélesszögű reflexiókkal

a) A két hullámesoport részben már interferál; energiájuk csaknem egyenlő; b) Az első hullámesoport kis energiájú és csak fél terítés-hosszban választható külön; a második energiája igen nagy

Фиг. 6. Записи, полученные при поперечном профилировании, с околокритическими отражениями от поверхности Мохоровичича

a) две группы волн частично интерферируют между собой; они имеют почти одинаковую интенсивность; b) первая группа волн характеризуется незначительной интенсивностью и она разделяется от второй только на протяжении половины стоянки; вторая группа отличается весьма высокой интенсивностью

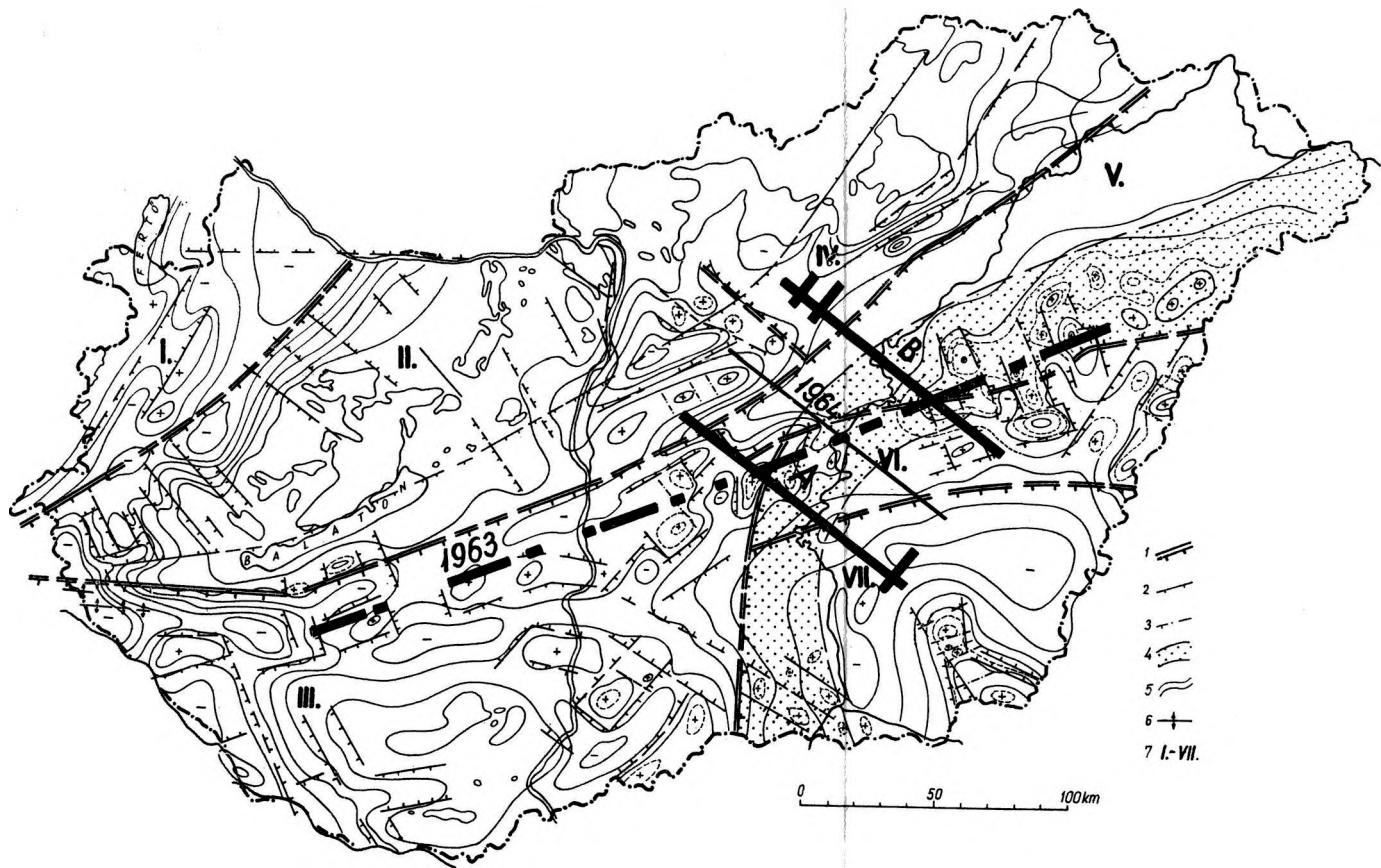
Fig. 6. Records obtained from broadside shooting with the wide-angle reflections from the Mohorovičić discontinuity

a) the two wave-groups are partly interfering; their energy is similar; b) the first wave group has a rather low energy and appears separately from the other one only along the half-spread; the second group shows significant energy

szelvényen a Mohorovičić határfelület kettős szintjét vastag és közepes vastagságú vonalak jelzik). A két szint menete a szelvény mentén a következőképpen jellemezhető.

DK-en egy rövid szakaszon csak az alsó szint jelentkezik, utána hosszabb szakaszon mind a kettő, majd az alsó szint erősebb dőlés-változása után a felső szint kimaradozik, végül ÉNy felé csaknem teljesen eltűnik. Az alsó határfelület legmélyebb pontja 28,9 km, legmagasabb pontja 26,2 km mélységben van.

A kapott eredményeket összehasonlítottuk dr. Kőrössy László nagyszerkezeti vázlatával (Kőrössy, 1964.). A 7. ábrán látható, hogy szelvényeink



7. ábra. Magyarország medenceterületeinek szerkezeti térképe az 1963. évi hossz- és 1964. évi harántlövessel mért kéregkutató vonalakkal

1. Nagyszerkezeti egységek közötti elsőrendű diszlokációs övek, 2. Nagyszerkezeti egységben belüli, mély és magas rögvonulatokat határoló másodrendű diszlokációs övek, 3. Harmadrendű diszlokációs övek, 4. Orogen flis képződmények elterjedési határa, 5. A medencealjzat felszínének szintvonalai, 6. Lovászi – Budafa gyűrt boltozatok, 7. Nagyszerkezeti egységek: I. Kőszeg – Mihályi nagyszerkezeti egység, II. Középdunántúli nagyszerkezeti egység, III. Mecsek – nagykorösi nagyszerkezeti egység, IV. Paleogén medence nagyszerkezeti egység, V. Északalföldi nagyszerkezeti egység, VI. Tiszántúli kristályos pala vonulat, VII. Délkelet-Alföld nagyszerkezeti egység

Фиг. 7. Тектоническая карта бассейнов Венгрии с профилями ГСЗ, проведенными в 1963 г. с продольным, а в 1964 г. с поперечным профилированием

1. Зона нарушений первого порядка в районах сочленения крупных тектонических зон, 2. зоны нарушений второго порядка, ограничивающие погруженные и приподнятые участки на фоне крупных тектонических зон, 3. зоны нарушений третьего порядка, 4. границы развития орогенных флишевых образований, 5. изогипсы основания бассейна, 6. антиклинали Ловаси – Будафа, 7. крупные тектонические зоны: I. Тектоническая зона Кőszeg – Михай, II. Тектоническая зона Центрального Задуная, III. тектоническая зона Мечек – Надькөреш, IV. тектоническая зона палеогенового бассейна, V. тектоническая зона северной части Венгерской Низменности, VI. Затисский массив кристаллических сланцев, VII. тектоническая зона юго-восточной части Венгерской Низменности

Fig. 7. Tectonical map of Hungary with the seismic deep sounding in-line and broadside profiles of 1963 and 1964 respectively

középvonala (amely alá a mélységeket vonatkoztatjuk) több nagyszerkezeti egységen halad át. Ezeknek a nagyszerkezeti egységeknek a határait, valamint a fiatal harmadkori medencealjzat mélységváltozásait szintén feltüntettük a 4. ábrán levő szelvényen. Az összehasonlításból kitűnik, hogy szelvényünk DK-en a „délkelet-alföldi nagyszerkezeti egység (VII.)” (mezozoós-paleozoós aljzatú neogén medence) területén kezdődik. Ezen a rövid szakaszon a szelvényen a Mohorovičič határfelület egy hullámcsoporttal, azaz egyetlen szinttel jelentkezik. A „tiszántúli kristályos pala vonulat (VI.)” (paleozoós aljzatú neogén medence) területén megjelenik a jellegzetes kettős szint, amely az egész szakaszon követhető. Ennek a medenceterületnek É-i része felé a két szint közötti távolság csökken, és az alsó szint viszonylag jelentősen emelkedik. Átlépve az „északalföldi nagyszerkezeti egység (V.)” (mezozoós aljzatú neogén medence) területére a dőlés egész enyhe lesz, és a felső szint kimaradozik. A „paleogén medence (IV.)” határán nem látszik olyan szembetűnő változás mint a mezozoós és paleozoós aljzatú medencék között, csupán a Mohorovičič határfelület dőlése változik meg egy kissé.

Ez az összehasonlítás azt mutatja, hogy a Mohorovičič határfelület jellegváltozásai és a nagyszerkezeti egységek határai között nincs ellentmondás. Mivel azonban egyetlen szelvény nem elégséges semmiféle adat-egyeztetés igazolására, ezért a fentiekből nem kívánunk messzebbmenő következtetéseket levonni.

Helyenként a felsőbb szintekről is kaptunk beérkezéseket. Ezek közül az első beérkezések valószínűleg a szelvényrendszer elején és végén levő hosszszelvényekben kimutatott 6200 m/s határsebességű felületről származnak. A sebesség alapján ez a határfelület az ún. (kontinentális) „gránit”. Valószínűleg ugyanez a szint jelentkezik a szelvény DK-i részén is nagyobb mélységben.

### 3. Az eredmények összehasonlítása korábbi mérési adatokkal

Az 1964. évi harántszelvényünk középvonala Szolnok környékén kereszteli az 1963. évi hosszszelvényünket. A két szelvény eredményeinek összehasonlításából a következők állapíthatók meg:

a) A Mohorovičič határfelület mindkét szelvényben kettős beérkezéssel jelentkezik.

b) A két beérkezés közül a mélyebb határfelületről jövőt lehet mindkét szelvényben végig követni.

c) A Mohorovičič határfelület mélysége a szelvények találkozásánál hibahatáron belül egyezik. A fennálló csekély különbséget azzal magyarázhatjuk, hogy a két vonalat különböző észlelési rendszerben mértük; lehetséges, hogy nem azonos fázisokat követtünk.

d) A harántlövéses eljárással kapott szelvény a Mohorovičič határfelület finomabb változásait is képes érzékeltetni, a hossz-irányú szelvényezés jobban átlagol.

A harántlövéses mérési eljárás jó eredményeket szolgáltat és igen gazdaságos. Alkalmazása főként olyan helyeken előnyös, ahol a kéreg átlagsebességét már ismerjük és a közbülső szintek kimutatása nem feltétlenül szükséges.



## III. ÖSSZEFOGLALÁS

A harántlövéses eljárással újfajta észlelési rendszert próbáltunk ki. A Mohorovičić határfelületről származó kritikus pont körüli reflexiókat regisztráltuk harántszelvények mentén. Az optimális észlelési távolságon való regisztrálás a beérkezések energiáját jelentősen megnövelte.

A mérés igazolta, hogy a szélesszögű reflexiók észlelésére alapozott harántlövéses eljárás – éppen úgy mint a kritikus pont körüli hosszirányú szelvényezés – gazdaságosabb a hagyományos refrakciós eljárásnál és rutinmérésre alkalmas. A harántlövéses észlelési eljárásnak még az is előnye, hogy segítségével a Mohorovičić határfelület finomabb változásai is kimutathatók. A hossz-szelvényezési eljárás viszont a Mohorovičić határfelület feletti szintek meghatározására ad több lehetőséget.

Mivel a kritikus távolság előnyeit kihasználó mindkét észlelési rendszer csaknem nagyságrenddel olcsóbb szelvényezést tesz lehetővé, célszerűnek látszik az első, tájékozódó-jellegű méréseket ezek valamelyikével végezni. Így kisebb költséggel meghatározhatjuk a szerkezeti kép fő vonásait, amelynek alapján a költségesebb hagyományos refrakciós szelvény már a szerkezeti legérdekesebb helyre tűzhető ki.

Továbbiakban az a tervünk, hogy a hosszirányú szelvényezést fejlesztjük ki olyan folytonos korrelációs rendszerré, amelyben továbbra is a kritikus pont körüli előnyös észlelési lehetőségeket használjuk fel. Ennek a rendszernek előnye gazdaságossága mellett az, hogy könnyen kiegészíthető a hagyományos refrakciós rendszerré, amellyel a környező országokban is mérnek, és amelynek használatát a nemzetközi kéregkutató mérések egyöntetűsége a vonalak összekapcsolásakor szükségessé teszi.

## IRODALOM

- V. Červený, 1962. On amplitude curves of reflected waves for some models of the Earth's Crust. Sonderdruck aus Veröffentlichungen des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena. Heft 77.
- A. M. Epinał'eva (Jepinał'eva), 1957. Reflected waves produced at angles of incidence greater than critical. Bulletin of Academy of Sciences of the USSR. No. 6.
- I. I. Gurvics, 1964. Szeizmorazvedka, Goszgeoltehzdat.
- I. P. Koszminszkaja, R. M. Kraksina, 1961. O zakritičeszkih otrazsenijah ot granyciu Mohorovicicsa. IAN SZSZSZR, szer. Geof. No. 6.
- Dr. Körössy L., 1964. Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta Geologica, VIII. 1 – 4.
- Dr. Körössy L., 1963. Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Földtani Közlemény, XCIII. kötet, 2. füzet.
- Mituch E. – Posgay K. – Sédy L., 1964. Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban. Geofizikai Közlemények, XIII. kötet, 2. sz.
- Mituch E., 1964. Hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. Geofizikai Közlemények, XIII. kötet, 3. sz.
- T. C. Richards, 1960. Wide Angle Reflection and their Application to Finding Limestone Structures in the Foothills of Western Canada. Geophysics, Vol. XXV, No. 2.

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XV kötet, 1–4. szám

Э. КИРАЙ – Ю. ЛИСТ – Л. НЕМЕШИ – Л. САБАДВАРИ

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСНОГО ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО  
МЕТОДА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕН-  
ГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (Г. СОЛНОК)

В работе описаны результаты измерений, проведенных в 1964 г. в районе г. Солнок методами теллурических токов и дипольно-экваториального зондирования. Коротко излагаются задачи, поставленные перед комплексными электроразведочными работами при изучении „флишевой зоны” располагающейся в этой части Венгерской низменности. В флишевой зоне горизонт  $\rho_{\infty}$  залегает на глубинах свыше 3–5 км. Это указывает на значительную мощность толщи отложений третичного бассейна и палеогеново-мелового флиша.

E. KIRÁLY, J. LISZT, L. NEMESI, L. SZABADVÁRY

THE ASPECTS OF INVESTIGATING DEEP STRUCTURES OF THE HUNGARIAN PLAIN  
(SZOLNOK) BY A COMPLEX GEOELECTRIC METHOD

The results of telluric measurements and Dipole Equatorial Sounding are discussed, obtained over deep structures around Szolnok in 1964. A brief description is given of the tasks encountered by the complex geoelectric method in investigating the so-called „flysch zone”. In the flysch zone the horizon  $\rho_{\infty}$  occurs at a depth bigger than 3–5 km, indicating a great thickness of the sedimentary complex of the Tertiary basin and of the Cretaceous-Paleogene flysch.

A KOMPLEX GEOELEKTROMOS MÉLYSZERKEZETI KUTATÁS LEHETŐSÉGEI  
AZ ALFÖLDÖN (SZOLNOK)

KIRÁLY ERNŐ – LISZT FERENCNÉ – NEMESI LÁSZLÓ –  
SZABADVÁRY LÁSZLÓ

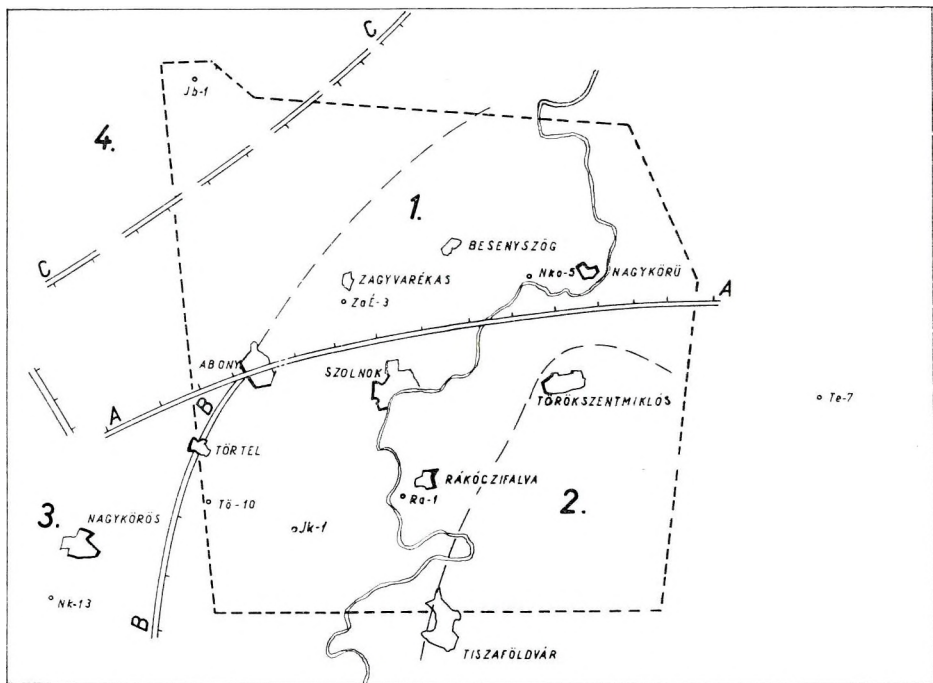
Bevezetés

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet a Földtani Intézettel együtt 1964. évben Szolnok környékén kezdte meg a magyar Alföld rendszeres kutatását. A kb. 1600 km<sup>2</sup>-es területre kiterjedő vizsgálatok (1. ábra) *átfogó* jellegűek s céljuk volt, hogy a mélyebben fekvő (harmadkorinál idősebb) nagyszerkezetek elhelyezkedését felderítsék, illetve a már ismerteket pontosabban körülhatárolják.

A kérdéses terület a Nagyalföld „flis övezetében” van. Mélyszerkezetileg az ország egyik legkevésbé ismert része. Az eddig lemélyített számos fúrás maximálisan 2000–2500 m mélységig hatolt; a flis egyik sem fúrta át. A fúrás

eredmények szerint a flis alzata nagyon mély, maga a flis pedig erősen diszlokált (gyúrt és tört). Ez tette indokolttá, hogy a Geofizikai Intézet geofizikai kutatását – súlypontilag geoelektromos és szeizmikus méréseket – Szolnok körzetében kezdje meg.

Kertai Gy. és Kőrössy L. (1. ábra) szerint Szolnok és Ebes között elsőrendű diszlokációs öv húzódik, amely a területet két részre osztja. Ettől É-ra helyezkedik el az *É-alföldi nagyszerkezeti egység*, melynek nagy mélységbe süllyedt alépitményéről jelenleg keveset tudunk. Feltehető hogy az ebesi és a hajdúszoboszlói fúrásokból előkerült paleo-mezozoós képződmények az egység alépitményéhez tartoznak. Felépitményében vastag neogén vulkáni képződmények találhatóak, kitorési központokkal.



1. ábra. Kőrössy – Kertai: Magyarországi medenceterületek nagyszerkezeti egységein kialakult részmedencék (Szolnok környéke)

1. É-alföldi nagyszerkezeti egység, 2. Tiszántúli kristálypala vonulat, 3. Mecsek – nagykőrösi nagyszerkezeti egység, 4. Középdunántúli nagyszerkezeti egység, AA. Szolnok – Ebes diszlokációs öv, BB. Pusztamérges – Nagykőrös diszlokációs öv, CC. Paleogén határ vonal

Фиг. 1. Кёрёши-Кертай: Частичные бассейны на фоне крупных тектонических зон бассейнов областей Венгрии (район г. Солнок)

1. Тектоническая зона северной части Венгерской Низменности, 2. Затисская зона кристаллических сланцев, 3. Тектоническая зона Мечек – Надькёреш, 4. Тектоническая зона центральной части Задунайской области, AA. Зона нарушений Солнок – Эбеш, BB. Зона нарушений Пустамергеш – Надькёреш, CC. Граница палеогена

Fig. 1. Kőrössy-Kertai: The sub-basins of the Hungarian basin (around Szolnok)

1. Tectonic unit of the northern part of the Great Hungarian Plain, 2. Schist range east of the river Tisza, 3. Mecsek – Nagykőrös tectonic unit, 4. Tectonic unit of the central part of Transdanubia, AA. Szolnok – Ebes dislocation belt, BB. Pusztamérges – Nagykőrös dislocation belt, CC. Boundary of Paleogene

A diszlokációs övtől D-re a *Tiszántúli kristályospala vonulat* helyezkedik el. Mélyszerkezeti részére jellemzőek a mezozónabeli kristályos palák, gneiszek, csillámpalák (opaleozóikum vagy prekambrium), amelyeket helyenként intruziók jártak át. A fedőrétegsor felső miocén és vastag pliocén üledékekből áll, vulkáni törmelékanyagot itt csak elszórtan találtak. Mind az É-alföldi nagyszerkezeti egységet, mind pedig a Tiszántúli kristályos pala vonulatot Ny-ról a *Mecsek – Nagykőrösi nagyszerkezeti egység* zárja le. A három nagyszerkezeti egységet a Pusztaföldes – Nagykőrös között DDNy – ÉÉK irányban húzódó diszlokációs vonal választja el egymástól.

Az általában kréta-paleogén korúnak minősített *flis* a terület nagyobb részén megtalálható. A Szolnok – Ebesi diszlokációs övtől D-re a Pusztaföldes – Nagykőrösi diszlokációs öv kísérője, ettől K-re húzódik széles övezetben, közelítően É – D irányban. A két diszlokációs öv találkozásánál a flis vonulata ÉK-re hajlik el, s a továbbiakban a Szolnok – Ebesi diszlokációval kapcsolatos. A két diszlokáció mentén *diabáz* jellegű képződmények is találhatóak. Jelenlegi feltételezések szerint flis képződmények a kutatott terület DK-i és ÉNy-i részén nem fordulnak elő.

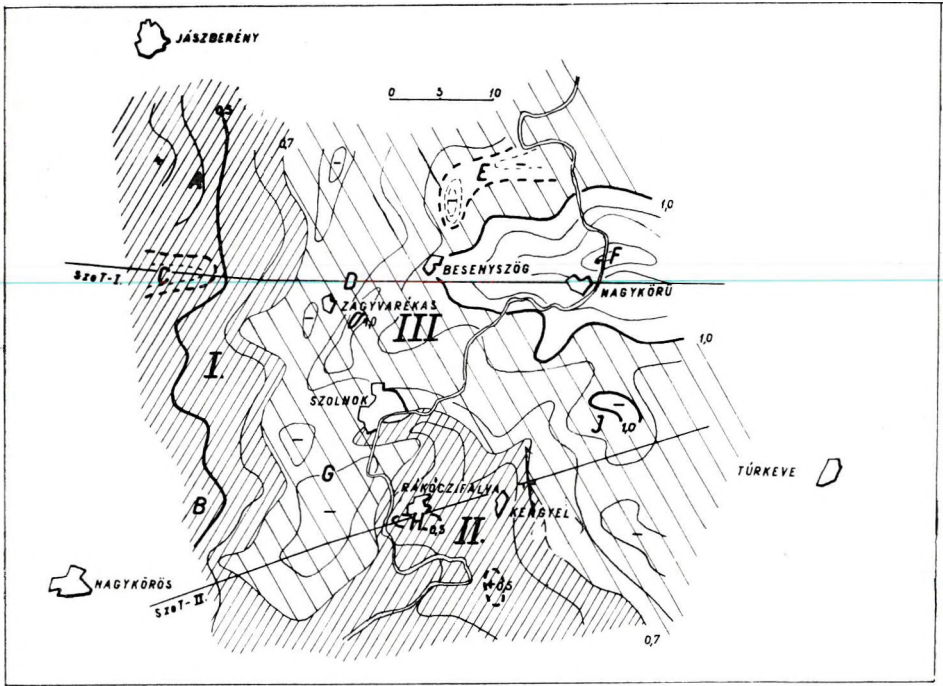
A területen végzett geoelektromos kutatás szervesen illeszkedik a komplex geofizikai vizsgálatok sorrendjébe. A mágneses és gravitációs mérések adatai már rendelkezésünkre álltak, ezek felhasználásával terveztük a tellurikus méréseket kb.  $4 \text{ km}^2/\text{pont}$  sűrűséggel. A később végzett, illetve még végzendő dipol ekvatoriális (*DE*) szondázásokat a tellurikus izoarea anomáliakép alapján telepítettük, olyan elgondolással, hogy a két geoelektromos módszer együttesen értelmezett eredményei szolgáljanak alapul a későbbi szeizmikus kutatásnak. Kivétel csak a terület ÉNy-i része, ahol a szeizmikus és geoelektromos mérések egyidőben indultak.

### A tellurikus mérések eredménye

A mélyszerkezetre elsősorban a regionális anomáliakép jellemző. A területen két jelentősebb maximumvonalat, s egy kiterjedt minimumövezet található, amelynek mindegyikén több kisebb részanomália helyezkedik el (2. ábra).

I. *A mérési terület Ny-i részét egy az  $A^{-1} = 0,6 - 0,7$  area vonallal határolható relatív maximum zárja le.* Ezen belül Jászberénytől D-re („A”) és Törtel – Nagykőrös körzetében („B”) két magasabban jelentkező helyi anomália között a „C” területen kisebb minimum-zóna húzódik. Ennek elhelyezkedését az  $A^{-1} = 0,5 - 0,6$  szaggatott area vonal szemlélteti.

II. *Szolnok – Rákóczi-falva – Kengyel – Tiszaföldvár körzetében helyezkedik el a terület legszembetűnőbb, nagykiterjedésű maximuma,* amelyet itt is az  $A^{-1} = 0,7$  areavonal határol. A Tisza vonalánál feltehetően vetővel kapcsolatos kiemelkedést jeleznek itt a tellurikus mérések, a Rákóczi-falvánál fekvő („H”-val jelzett) helyi maximum környéke volt az egyetlen, ahol méréseink során hirtelen szerkezeti változásra utaló fáziskülönbséget tapasztaltunk. Figyelemre méltó, hogy az anomália Ny-i határvonala több szakaszon követi a Tisza vonalát.



2. ábra. A szolnoki terület izoarea térképe

I. Ny-i maximumvonalat, A. Jászberényi maximum, B. Törtel–nagykőrösi maximum, C. Relatív minimum

II. Rákóczi-falva–kengyeli maximum, H. Rákóczi-falvai lokális maximum

III. Negatív anomália terület, F. Besenyszög–Nagykőrösi minimum, D. Jászládány–Zagyvarékas átmeneti terület, G. Jászkarajenői minimum övezet, J. K-i minimum zóna, E. ÉK-i minimum

Фиг. 2. Карта изоареал района г. Солнок

I. Западная зона максимумов, А. Максимум Ясберень, В. Максимум Тёртел – Надькёреш, С. Относительный минимум

II. Максимум Ракоцифальва – Кендьел, Н. Местный максимум Ракоцифальва

III. Область отрицательных аномалий, . Минимум Бешеньсег – Надькёреш, Д. Переходная зона Ясладань – Задьварекаш, Г. Зона минимума Яскараенё, I. Восточная зона минимумов, Е. Северовосточный минимум

{Fig. 2. Isoareal map of the Szolnok area

I. Western minimum zone, A. Jászberény maximum, B. Törtel – Nagykőrös maximum, C. Relative minimum

II. Rákóczi-falva – Kengyel maximum, H. Rákóczi-falvai local maximum

III. Area of negative anomaly, F. Besenyszög – Nagykőrös minimum, D. Jászládány – Zagyvarékas transitional zone, G. Jászkarajenői minimum zone, J. Eastern minimum zone, E. NE minimum

A „II”-vel jelzett, nagy területen jelentkező maximum viszonylag sima menetű. K felé egyenletesen lejt, D-i irányban nincs lezárva, gerincszerű, lassan elmélyülő nyúlványa van Törökszentmiklós és Szolnok felé. Ez utóbbi pontos lehatárolása mérés-technikai nehézségekbe ütközött, mert Szolnok környékén már jelentős volt az ipari zavaróáramok hatása.

III. A vizsgált területen általában a *negatív anomáliák* előfordulása az uralkodó, a nagy kiterjedésű minimum-övezetben részanomáliák kapcsolódnak egymáshoz.

A legszembetűnőbb minimum Besenyszög – Nagykörű körzetében „ $F''$ ” található, központi részén az  $A^{-1}$  érték 1,4-re süllyed. Az anomália tengelye Ny – K irányú, K felől nincs lehatárolva, ennek ellenére az izoarea vonalak hajlásából úgy látszik, hogy a minimum a mérési terület K-i határa közelében lezáródik, „elmélyülés” nem várható.

A Jászladány – Zagyvarékas között elhelyezkedő minimum rész („ $D''$ ”) átmenet a mérési terület Ny-i részén húzódó relatív maximumvonulat („ $I''$ ”) és a Besenyszög – Nagykörű minimum („ $F''$ ”) között. Megfigyelhető itt az  $A^{-1}$  érték fokozatos K-i irányú növekedése. A területrészen belül három, lokálisan záródó minimumot találunk, amelyek közül Zagyvarékastól DK-re helyezkedik el a legerőteljesebb. Nem érdektelen megjegyezni, hogy a szeizmikus mérések ugyanitt jeleztek vetőzónát, ugyanakkor a mérnökgeofizikai célból végzett sekélyszondázások is ezen a területen mutattak ki ellenállásváltozást.

A Jászladány – Zagyvarékas közötti minimumterület a Jászkarajenői minimumövezetben folytatódik. Ez határozottan elválasztja egymástól a Nagykörös – Törteli relatív maximumvonulatot („ $I/B''$ ”) és a Rákóczi falva – Kengyeli maximumot („ $II''$ ”). A negatív anomália Ny és K felé erőteljesen, D felé kisebb mértékben emelkedik. A terület közepén, illetve ÉNy-i részén található „elmélyülések” meglehetősen sekélyek ( $A^{-1} = 0,8$ ), meg sem közelítik a Nagykörűi minimum értékét.

A K-i minimumzóna („ $J''$ ”) lehatárolására nem volt lehetőségünk, mivel ez már kívül esett a vizsgált terület határán. Az egész minimumzóna a Besenyszög – Nagykörűi minimum D-i, fokozatosan emelkedő folytatásának tekinthető, amely K-ről – viszonylag enyhe átmenettel – lezárja a Rákóczi falva – Kengyeli maximumot. Megjegyzendő, a Törökszentmiklósnál („ $J''$ ”) található lokális minimum bizonytalan mérési adatokon alapszik. Hasonló a helyzet az ÉK-i területrészen elhelyezkedő minimummal („ $E''$ ”). Lehetséges, hogy ez az egész rész csak mérési bizonytalanság miatt határolódik el a Besenyszög – Nagykörűi („ $F''$ ”) negatív anomáliától.

#### Az izoarea térkép értelmezése, dipol ekvatoriális szondázások telepítése

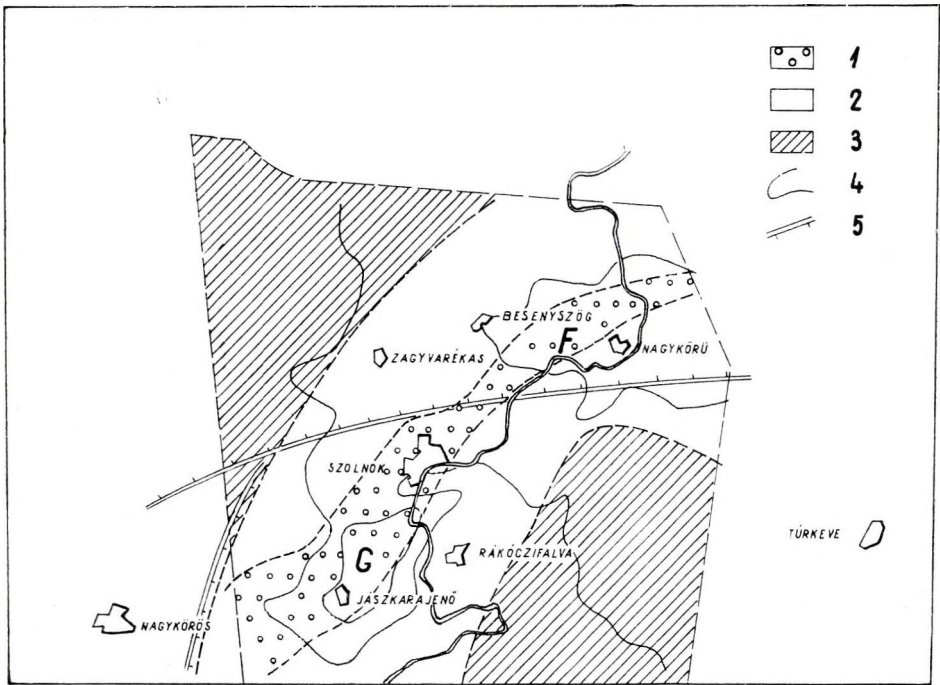
A tellurikus eredmények alapján *különbséget kell tennünk a terület É-i és D-i része között*, amit jól szemléltet a 6. ábrán bemutatott két tellurikus szelvényen az area értékek változása. Mindkét szelvényvonal a legjellemzőbb anomáliák tengelyében, illetve „dőlés” irányában halad. A SzoT-I. az északi területrészen húzódik keresztül Ny – K irányban; a nyugati maximumvonulaton levő „ $C''$ ” relatív minimumból indul ki, és Újszászon keresztül a Nagykörűi minimumig halad. Az area szelvény viszonylag zavarmentes. Eltekintve a  $C$  minimum hatásától, Ny-on jelentkeznek a legmagasabb area értékek, K felé fokozatosan csökkennek, s a Nagykörűi minimumban több kilométeres távon közel „szintes” értékkel jelentkeznek.

Egészen más a D-i területrészt regionális felépítése, amelyről szemléltető képet ad a SzoT-II. szelvény. Ez a Nagykörös 13. fúrásból indul ki, áthalad a Ny-i maximumvonulaton („ $B''$ ”) a Jászkarajenői minimumon („ $G''$ ”), a Rákóczi falva – Kengyeli maximumon („ $II''$ ”) és a K-i minimumzónán („ $J''$ ”)

végződik. Mint látjuk, a kép itt az É-nál lényegesen zavartabb, a Rákóczi-falva-i maximum Ny-i oldalán az area értékek szinte ugrásszerűen változnak. Nagykőrösnél és Rákóczi-falvánál közel azonos „magasságúak” az area értékek, hasonlóképpen közel azonos „mélységűek” a Jászkarajenő-i minimumon, illetve a K-i minimumzónában.

Mint az előzőekben megállapítottuk, tellurikusan a szolnoki térképlap területe három főbb egységre tagolható, ezek közül a Ny-i maximumvonalat („I”) és a D-i részen elhelyezkedő Rákóczi-falva – Kengyel-i maximum („II”) a terület kisebb részét foglalja el. Ennél lényegesen nagyobb kiterjedésű a minimum övezet („III”), amely DNy-on a két maximumot választja el egymástól („G”), s É-i illetve K-i irányban folytatódva a területnek egész EK-i felére kiterjed.

Érdekes összevetnünk az izoarea képet a mágneses anomáliák elhelyezkedésével. A 3. ábrán a mágneses maximumvonalat ábrázoltuk a tellurikus



3. ábra. Mágneses maximumvonalat és a Körössy – Kertai által megadott flis övezet elhelyezkedése az izoarea térképen

1. mágneses maximumvonalat, 2. flis övezet, 3. flis övezeten kívüli terület, 4. izoarea vonal, 5. diszlokációs öv

Фиг. 3. Положенне зоны магнитных максимумов и флишевой зоны, указанной Керёши-Кертая, на карте изоареал

1. Зона магнитных максимумов, 2. Флишевая зона, 3. Область за пределами флишевой зоны, 4. Линии изоареал, 5. Зона нарушений

Fig. 3 Position of magnetic maximum range and of the flusck zone as given by Körössy – Kertay on the isoareal map

1. magnetic maximum range, 2. flysch zone, 3. area beyond the flysch zone, 4. isoareal lines, 5. dislocation belt

térképen. Mint látjuk, a *diabáz vulkánossággal kapcsolatba hozható maximum-vonulat* iránya követi a DNY-ról kiinduló tellurikus minimumövezet tengelyét.

Ugyanezen az ábrán a Kertai – Kőrössy által megadott diszlokációs öveket, valamint a flis övezet feltételezett elhelyezkedését is ábrázoltuk. Szembeötlő, hogy a flis övezet jó közelítéssel egybeesik a tellurikus minimumzónával. A D-i területre a Pusztamérges – Nagykőrös-i diszlokációs övtől K-re képződött flis övezet központjában helyezkedik el a Jászkarajenő-i „D” minimum; az É-i területre viszont a Szolnok – Ebes diszlokációs öv mindkét oldalán, de főként ettől É-ra van a Besenyszög – Nagykőrös-i „minimum”.

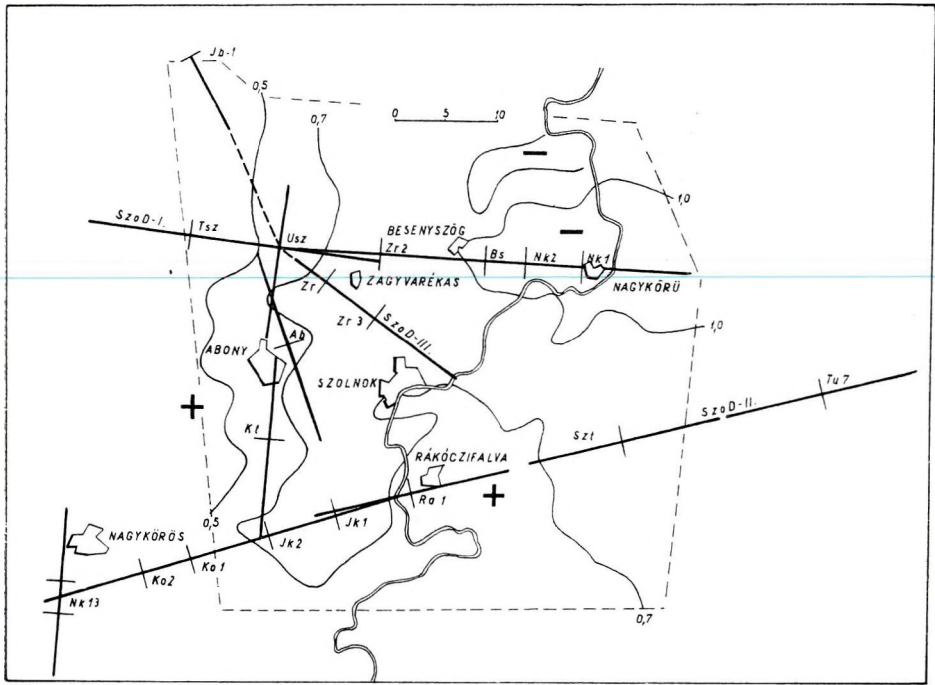
*A tellurikus minimumövezet tehát nagy általánosságban a feltételezett flis elterjedésével hozható kapcsolatba.* Kivétel csak a Rákóczi-falva – Kengyel-i maximum, amely Rákóczi-falva – Szolnok között mélyen benyúlik a flis övezetbe. Ezt a jelenséget eddigi adataink alapján nem tudjuk magyarázni, mivel a Rákóczi-falva-i fúrásoknak majdnem mindegyike flisben állt meg, s ezek közül a Rá-1 többszáz méter vastagságban harántolta. Úgy tűnik, mintha ez az anomáliaképre vonatkozó előző feltevésünkkel ellentétben állna. A fúrások karottázs szelvényei (Rá-1, Rá-4) viszont egyértelműen jelzik, hogy a flis Rákóczi-falván igen nagy ellenállású, felszíne várhatóan  $\rho_{\infty}$  elsőrendű vezérszintként jelentkezik.

Az eddigiek alapján tehát az izoarea anomáliakép kvalitatíve jelzi a flis övezet elhelyezkedését, de kvantitatív adatokat sem a flis felszínének mélységéről, sem pedig az alatta várható idősebb korú (paleozóikum, triász, jura) aljzatról sem nyerhetünk; a medencealjzat mélységének meghatározása még a flis övezeten kívül is nehézségekbe ütközik, amit egyértelműen igazolnak a különböző fúrásokon (Nagykőrös, Jászberény, Túrkeve, stb.) végzett tellurikus mérések eredményei. Megállapítható volt, hogy a tellurikus area értékek kialakításában nemcsak a  $\rho_{\infty}$  szintként jelentkező idősebb korú medencealjzat mélysége játszik szerepet – mint ez az ország más területeire, például a Dél-Dunántúlra jellemző – hanem csaknem ugyanekkora hatása van a fedőrétegek horizontális irányú változásának is. Torzító tényező emellett az is, hogy a flis területén a  $\rho_{\infty}$  szint feltehetően nagymélységben helyezkedik el, a flis képződmények – eddigi mérésadatok alapján (karottázs, DE szondázás) – általában kis ellenállásúak\*, s mint ilyenek, geoelektromosan nem jelentkeznek medencealjzatként.

A tellurikus anomáliakép tehát két, közel azonos hatású tényező eredőjét tükrözi, ahol az egyes tényezők számszerű szétválasztása már a nagymélységű dipol ekvatoriális szondázás feladata. A szondázások telepítése (általában kétoldali elrendezést alkalmaztunk) az izoarea anomáliakép alapján önként adódott, figyelembe véve, hogy módszertani nehézségek miatt a flis övezetben a pontonként végzett szondázás helyett lényegesen megbízhatóbb eredményt ígért az „inverz átfedés” elektróda elrendezéssel mért szelvénymenti szondázás. Ilyen megfontolások alapján a SzoD – I. és SzoD – II. DE szelvény egybeesett a tellurikus SzoT – I. és II. szelvény vonalával, amelyek a mélyszerkezeti felépítésre legjellemzőbb két irányvonalnak tekinthetők. A SzoD – III. szelvényvonal mentén, valamint néhány más ponton végzett szondázások az előbb kapott kép kiegészítését szolgálták (4. ábra).

\* Az eddigi vizsgálatok során ez alól csak a „rákóczi-falvai flis” volt kivétel.





4. ábra. DE szondázások Szolnok környékén (helyszínrajz)

Фиг. 4. Дипольно-экваториальное зондирование в районе г. Солнок (план)

Fig. 4.

### A komplex geoelektromos kutatás eredménye

A szondázások három, egymástól lényegesen eltérő geoelektromos rétegsort különböztettek meg.

1. Az egyik általában a flis övezeten kívüli területrészekben fordult elő, jellemzője:

- a) az aljzat paleozoikum vagy mezozoikum (ide értjük a kréta korú flist is, ha nagy fajlagos ellenállással jelentkezik);
- b) a kis ellenállású flis képződmények hiányzanak;
- c) a miocén és paleogén üledékek vékonyak, illetve ha nagyobb vastagságúak, akkor ellenállásuk nem tér el számottevően a pliocén- első sorban az alsó pannóniai összlet ellenállásától.
- d) a fedőrétegsor vastag, kis ellenállású pliocén üledékekből áll;

A Turkeve—7. fúrásán kapott eredmények jellemzőek erre az összletre (5. ábra); geoelektromos szempontból tekintve a fedőrétegsorban rendszerint a pannóniai összlet alkotja a vezérréteget ( $\rho_v$ ), a pleisztocén, levantei képződmények lényegesen vékonyabbak; ellenállásuk alapján azonban sokszor elkülönít-

hetők a pannontól. Esetenként az alsó-felső pannon határ is kimutatható a szondázás segítségével, de hangsúlyozni kell, hogy ezeknek a rétegeknek a határa a szondázási görbén csak másodrendű hatást okoz, s ezért a mélységmeghatározás pontossága *korlátozott*.

Elsőrendű vezérszintként jelentkezik viszont a paleozoós, vagy mezozoós aljzat felszíne, amely  $\rho_{\infty}$  szint; mélysége a módszer adta maximális pontossággal ( $\pm 3 - 10\%$ ) határozható meg. Ilyen területen a tellurikus kutatás is optimális adatokat szolgáltat; az area értékek változása elsősorban az aljzat mélységét jelzi. Másodrendű hatást okoz a fedőrétegsor vízszintes irányú ellenállásváltozása, ez helyenként elhanyagolható, más helyütt a *DE* szondázás szolgáltatja  $\rho_{\sigma}$  értékek felhasználásával korrigálható (Szabadváry 1965). Elvileg tehát nincs akadálya annak, hogy ilyen területen — néhány ellenőrző szondázás segítségével — a tellurikus  $A^{-1}$  értékekből számszerűen meghatározzuk a paleozoikum (mezozoikum) mélységét.

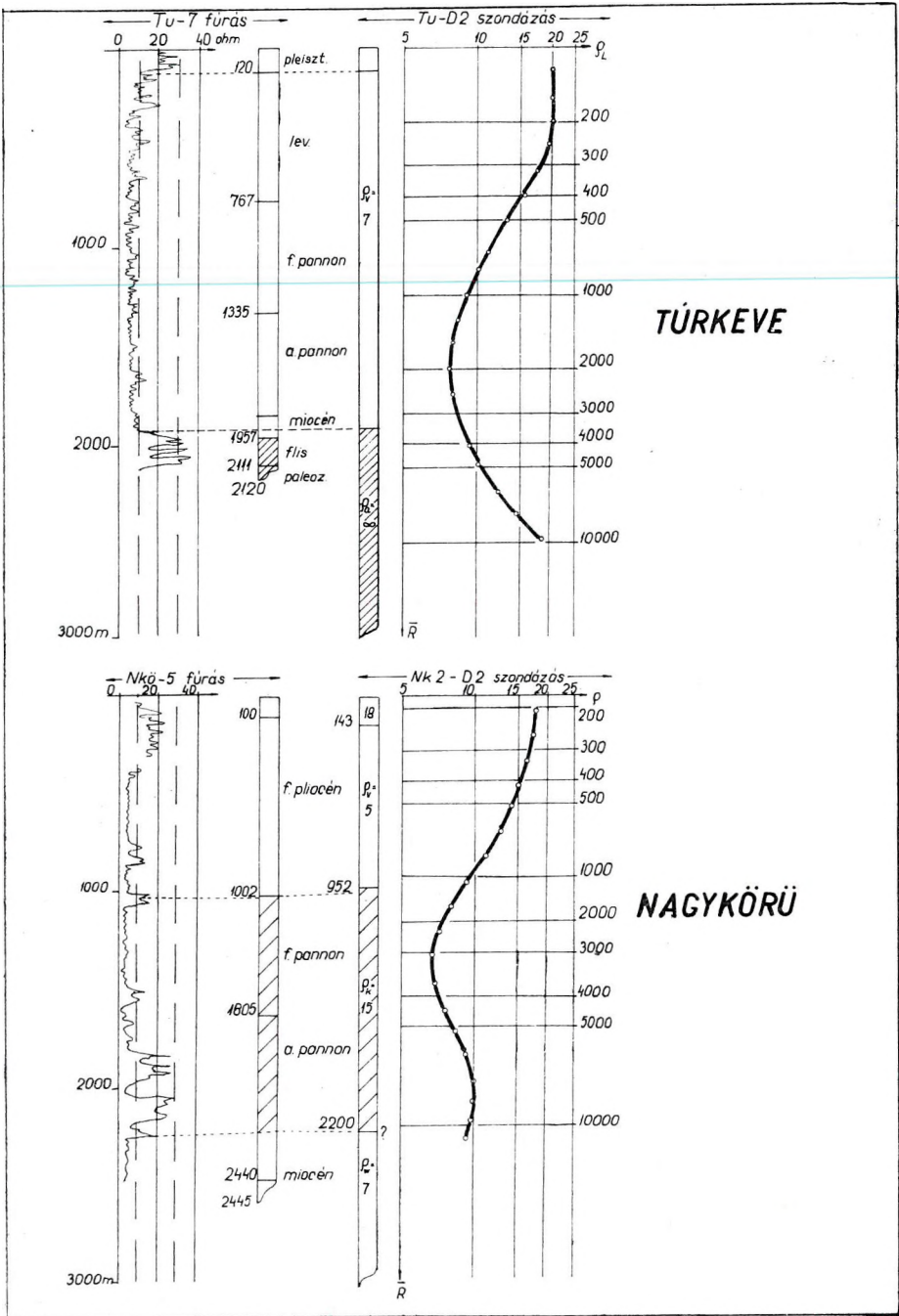
Geoelektromos vonatkozásban ezeknek a *területeknek az a jellemző vonása, hogy a  $\rho_{\infty}$  aljzat 2–3 km mélységben jelentkezik*. A SzoD–I és SzoD–II vonalon végzett szondázások szerint az izoarea anomáliaképpen jelentkező Ny-i maximumvonulat (I), a Rákóczi-falva–Kengyeli maximum (II), valamint a K-i minimumzóna (III/J) ilyen felépítésű.

2. *A másik jellemző rétegösszlet típus* többnyire a flisövezetben fordul elő. Ilyen helyen a *DE* szondázások nem mutatnak ki  $\rho_{\infty}$  szintet, az összlet geoelektromos szempontból az alábbi rétegekre bontható:

- a) a változó ellenállású, de aránylag vékony felszínközeli rétegek alatt *elsőrendű vezérréteg* ( $\rho_v$ ) helyezkedik el, amely 10 ohm-nél általában kisebb ellenállású;
- b) alatta található a közbülső réteg ( $\rho_k$ ), az előbbinél mindig nagyobb ellenállású, a rendelkezésre álló közelítő adatok szerint 10–40 ohm;
- c) a *másodrendű vezérréteget* ( $\rho_w$ ) általában már több ezer m mélységben mutattuk ki, éppen ezért a maximum 3 km mélységig végzett *DE* szondázások éppen csak elérték. Pontos mélységét nem lehet meghatározni, ellenállásáról is csak annyit tudunk, hogy a közbülső réteg ellenállásánál kisebb;
- d) paleozoikummal vagy f. krétánál idősebb mezozoós korú képződésménnyel azonosítható geoelektromos aljzatot — a 2. típusú területen — a szondázások sehol sem mutattak ki. A szondázási görbék (sajnos bizonytalan) végső szakasza azt jelzi, hogy *az aljzatnak 3–5 km-nél nagyobb mélységben kell elhelyezkednie*.

A geoelektromos rétegszelvény földtani értelmezése ilyen esetben nehezebb. Ezideig két rétegösszlet felépítést különböztettünk meg.

- a) *Nagykörű körzetében*, a tellurikus minimum övezet ÉK-i részén végeztük a Nk–2–D2 szondázást, Ennek eredményei jól összevethetők a közelében lemélyített Nkő–5 fúrás adataival



5. ábra

Фиг. 5.

Fig. 5.

Eszerint

- az elsőrendű vezérréteg ( $q_v$ ) – f. pliocén  
 a közbülső réteg ( $q_k$ ) – f. és a. pannon (homokkő pados kifejlődés)  
 a másodrendű vezérréteg ( $q_w$ ) – az a. pannon fekvőjében levő – karottázsszelvényen éles különbséggel jelentkező – kis ellenállású réteg, amelyhez a kis vastagságú miocén képződmények kapcsolódnak.

Megjegyzendő a közbülső réteg, valamint a másodrendű vezérréteg földtani azonosítása még további kiegészítésre szorul, pl. a Nkő-1 fúrásban a paleogén flis, a Nkő-4. fúrásban pedig a miocén vulkáni tufa közepes ellenállással jelentkezik (karottázs), ez alapján ezek feltehetően a közbülső réteghez kapcsolódnak. A DE szondázással jelzett kisellenállású képződmények (másodrendű vezérréteg) ennél mélyebben kell elhelyezkedniök.\*

b) A terület DNy-i részén más a helyzet. Jászkarajenő és Törtel körzetében a földtani értelmezés a Ik2-D2 és Kol-D1 szondázás, illetve az ezekről néhány km távolságban fekvő Jk-1 és Tö-10 fúrás alapján végezhető el. Eszerint

- elsőrendű vezérréteg ( $q_v$ ) – pannóniai- és vékony miocén képződmények;  
 közbülső réteg ( $q_k$ ) – a karottázs szelvényeken is nagyobb ellenállással jelentkező paleogén-kréta flis, illetve kréta diabáz;  
 másodrendű vezérréteg ( $q_w$ ) – a DE szondázás jelzi, a fúrás nem érte el. Feltételezhető, hogy a mélyebben fekvő flis képződmények, illetve tufás vulkanitok jelentkező kisebb ellenállással, de nincs kizárva olyan üledékes kőzetek jelenléte sem, melyeket fúrás, nagyobb mélységük miatt, eddig még sehol sem ért el.

Összefoglalva az elmondottakat: a 2. típusú területen belül jellemző, hogy geoelektromos aljzat ( $q_\infty$  szint) 3000–5000 m mélységig nem jelentkezik. Ehelyett a réteggösszetétel három geoelektromos rétegre ( $q_v$ ,  $q_k$ ,  $q_w$ ) bontható, melyek az É-i területrészen – feltehetően a Szolnok – Ebes-i diszlokációs övtől É-ra – földtanilag más képződményekkel azonosíthatók, mind ettől D-re. A földtani értelmezésnek itt még több nyitott kérdése van, amelyet az 1965 évben végzendő nagyobb mélységű szondázásoknak kell véglegesen tisztáznia.\* A jelenleg rendelkezésre álló adatok szerint, az É-i területrészen a

\* Nagykőrűnél a fúrás adatok földtani feldolgozása a jelentés megírásakor még nem volt befejezett.

\* 1964. évben a méréseket GE-30 típusú berendezéssel végezték, ennek maximális hatómélysége 2–3 km. Az 1965. évre elkészülő GE-40 típusú berendezés maximális hatómélysége 4–6 km lesz.

*pannóniai képződmények* nagyobb ellenállásúak (15–20 ohmm), mint D-en, ahol 10 ohmm-nél kisebb ellenállással jelentkeznek. Hasonló tendencia tapasztalható a miocén-, illetve paleogén-kréta flis képződményeknél. Tisztázandó kérdés, hogy ez az ellenálláskülönbség nem azonosítható-e az Észak-Alföldi nagyszerkezeti egység, illetve a Tiszántúli kristályospala vonulat földtani sajátosságaival.

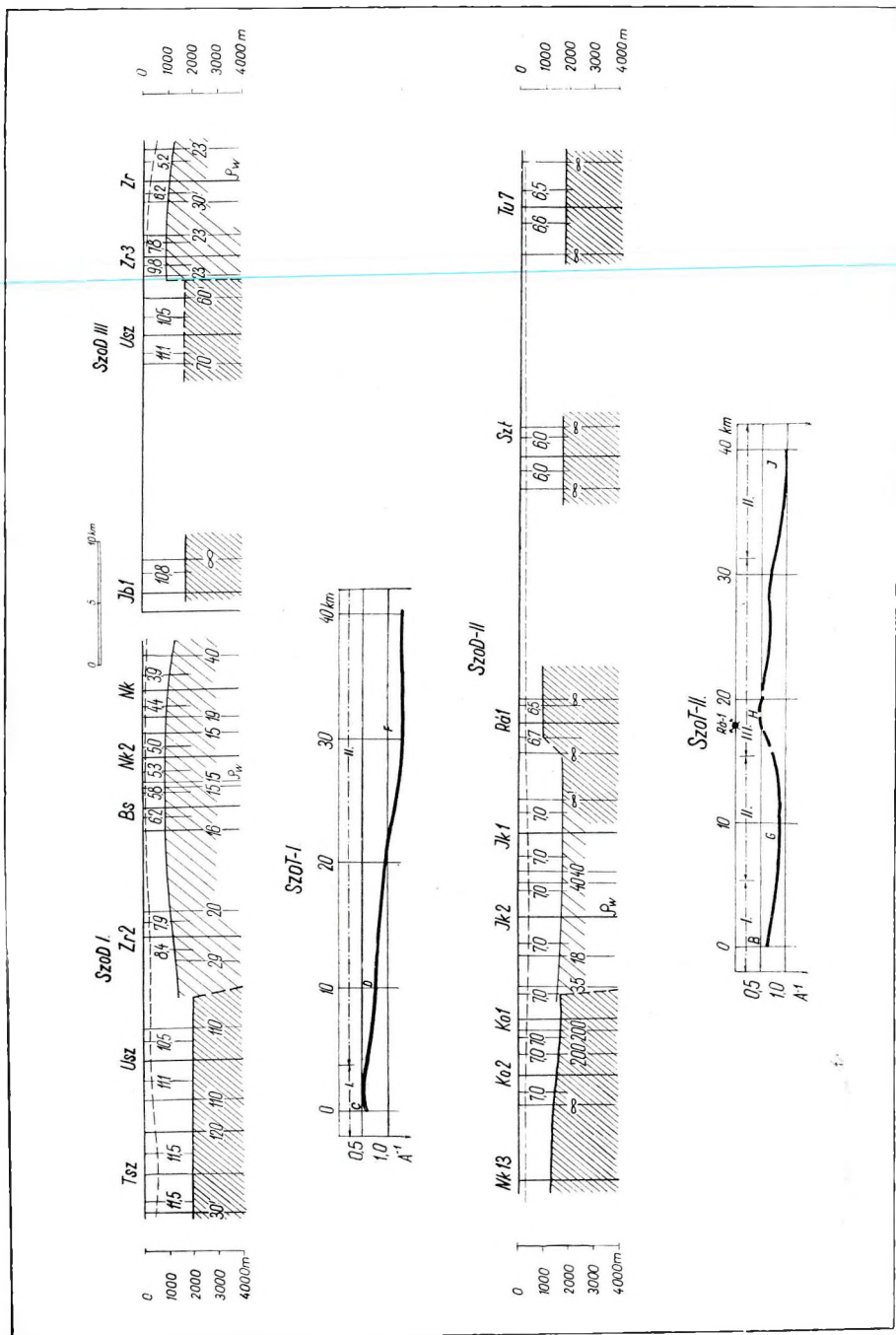
A 2. típusú terület egybeesik a III.-al jelzett tellurikus minimumövezettel, kivéve a K-i („J”) minimumzónát. Ettől élesen elhatárolható az 1. típusú területrész, mely tellurikus maximum vonulattal (I. és II.) illetve a „J” minimumzónával azonosítható. Itt a  $\rho_{\infty}$  aljzat viszonylag kis mélységben – legfeljebb 2000–3000 m – található meg.

Külön kell foglalkoznunk a „rákóczi-falvai flis” kérdésével, ami itt közel  $\infty$  ellenállással (> 500 ohmm) jelentkezik, s ez alapon élesen elkülönül a tellurikus minimumövezetben fúrással is sokhelyütt elért flissel, mely kis, ill. közepes ellenállású (5–50 ohmm). Feltevésként megemlítjük, hogy ez a nagyságrendet is elérő ellenálláskülönbség talán kapcsolatba hozható azzal, hogy a „rákóczi-falvai flis” lepusztult paleozoikum újra felhalmozódásából alakult ki, a minimumövezetben található flis viszont mezozoós (jura) képződmények újra felhalmozódása.

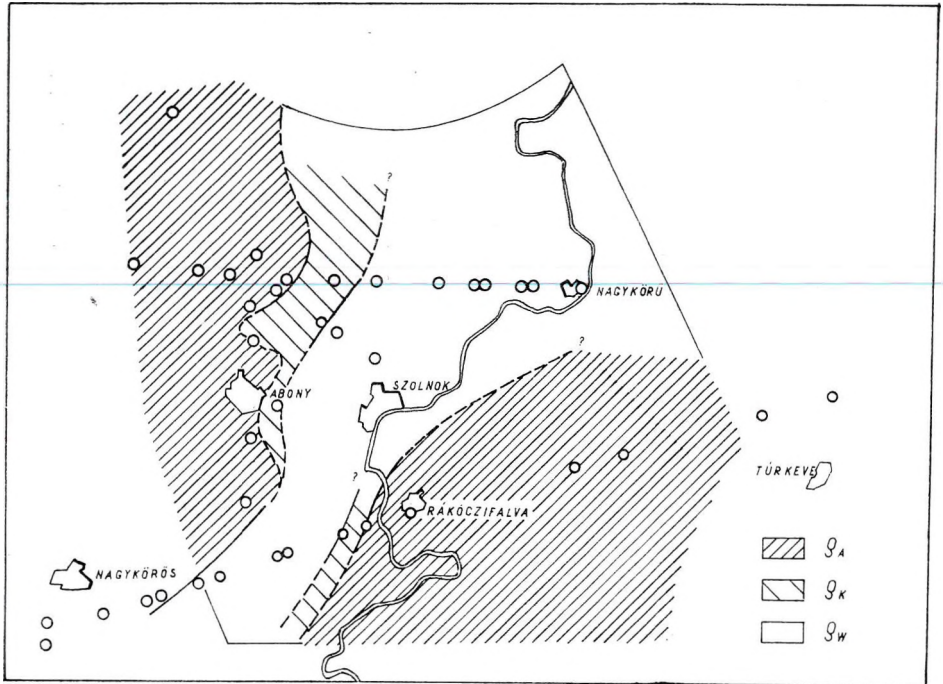
### Földtani értelmezés

Mindkét módszer egyesített eredményeit a 6. és 7. ábra mutatja be. A 6. ábrán a DE szondázás adataiból szerkesztett geoelektromos rétegszelvény látható. Alatta megfelelő tellurikus area szelvény. Ha figyelembe vesszük a 2. ábrán bemutatott izoarea anomáliaképet, megállapíthatjuk, hogy az É-i terület-részre jellemző SzoD–I. szelvény Ny-i részén az I-el jelzett tellurikus maximumvonulat kiemelkedő geoelektromos aljzatot jelez. Ez 2000 m mélységben közel vízszintesen helyezkedik el, majd az  $U_{sz}$  és Zr2 pontok között meredek vetődéssel 4000 méternél nagyobb mélységbe süllyed. A geoelektromos aljzat paleozoós, vagy f. krétánál idősebb korú mezozoós képződménnyel azonos. A vetődés az *Észak–Alföldi nagyszerkezeti flisövezet* egység határvonalával azonosítható. A SzoD–I szelvényvonal K-i részén található felemelkedés feltehetően a f. *pliocén*, f. *pannon* határfelületét jelzi. A pannóniai képződmények alatt a harmadkorú és kréta flis képződmények 3000 m, esetleg 5000 m vastagságúak is lehetnek.

A SzoD II. szelvény a D-i terület-részre jellemző. Ny-i végződésénél itt is megtalálható a geoelektromos aljzat 1300–1700 m mélységben, valamint az éles levetődés a Kol és Jk2 pontok között. Az aljzat itt a Nagykőrösnél kimutatott paleozoikummal, illetve az ettől K-re fúrással megütött mezozoikummal azonosítható, a vetődés pedig a Pusztamérges–Nagykőrös diszlokációs övvel. Az ettől K-re levő mély „tektonikai árkot” Jk–1 és Rá (Rákóczi-falva) pont között felvető zárja le. Ezután a geoelektromos aljzat 1000–1700 m magasságban megtalálható egészen a turkevei (Tu–7) fúrásig. A SzoD I. szelvénytől eltérően tehát itt a K-i részen is kis mélységű  $\rho_{\infty}$  szint található. A DE szondázások ezen a részen még nem fejeződtek be, ezért a szintet nem ábrázoltuk folyamatosan. Földtani értelmezése is problematikus. Mind Rákóczi-falvánál, mind pedig Turkevénel a flis esik egybe a geoelektromos határfelülettel; a két



6. ábra. DE szondázások alapján szerkesztett rétegszelvények, és az ezzel azonos vonalon haladó tellurikus area szelvények  
 Фиг. 6. Разрезы, составленные по данным ДЭЗ и теллурические ареальные разрезы, проведенные по тем же профилям  
 Fig. 6. Section plotted on the basis of DE soundings and telluric area-sections along the same profiles



7. ábra. Jászkarajenő – Nagykőrői „tektonikai árok” elhelyezkedése, a geoelektromos aljzat ellenállásváltozásai alapján

Фиг. 7. Положение „тектонического грабена” Яскараенё – Надькёрю по изменениям сопротивления опорного геоэлектрического горизонта

Fig. 7. Position of the Jászkarajenő – Nagykőrös „tectonic graben” based on resistivity variations of the geoelectric „floor”

pont között mégis eltérés van, mivel a Rá – I fúrásban a flis 400 méternél vastagabb, s alatta nem érték el a paleozoikumot, Turkevén a flis csak 150 m vastagságú, s alatta paleozoikum jelentkezik. A DE szondázás tehát az utóbbit is jelezheti; az eltérés hibaszázalékon belüli. A 7. ábra a paleozoikum, illetve mezozoikum hatalmas „tektonikai árka” szemlélteti. Sűrűn vonalazott rész 1–2,5 km mélységben levő  $\rho_{\infty}$  szintet jelez, az átmeneti zóna a vetődések, illetve diszlokációs övek körzetében található; ezt ritkább vonalazás jelöli. A nem vonalkázott részen helyezkedik el az „árok”, ahol a geoelektromos kutatás átlagosan 4 km mélységig nem jelzett f. krétánál idősebb korú aljzatot.

A szolnoki terület komplex geoelektromos kutatása nem befejezett, a fentiekben elmondottak előzetes tájékoztatást adnak, hogy az országban első ízben végzett ilyen jellegű kutatás lehetőségeit ismertessék. Az 1965 évben megoldandó feladatok legfontosabbika a „tektonikai árok” részletesebb vizsgálata. Ennek érdekében tellurikus frekvencia analízist és magnetotellurikus vizsgálatokat, valamint 3000 méternél nagyobb mélységű DE szondázást végzünk.

A terület tellurikus – magnetotellurikus kutatások befejezéséhez első sorban néhány módszertani probléma tisztázására van szükség.

Ezek:

1. Meg kell határozni a három fő elektromos szelvény típus fölött az „S” intervallumot, vagyis meg kell állapítani, hogy melyek azok a frekvencia-tartományok, amelyeknél a  $TE$  áramok a fedőüledék teljes keresztmetszetén átfolynak. Ezt a kérdést magnetotellurikus frekvencia szondázással döntjük el, melyeket Nagykőrös, Turkeve, Rákóczi falva, Zagyvarekas, Jászkarajenő és Nagykőrű térségében végzünk.
2. Megvizsgáljuk továbbá az  $A^{-1} = f(T)$  függvény változását ugyanezen a pontokon, abból a célból, hogy melyek azok a frekvenciatartományok, amelyeknél a mélységi behatolás változása 3–5 km-es aljzat esetében is elhanyagolható.
3. A Szod – III szelvény mentén megvizsgáljuk, hogy a magnetotellurikus szelvényezés eredménye milyen adatokkal segíti a komplex geoelektromos módszert, a nagymélységű szerkezetek felkutatásához.

A  $DE$  szondázásoknál az 1965. évben az első feladata a nagyteljesítményű (GE–40 típusú) mélyszondázó berendezés elkészítése, s a szolnoki flis övezetben történő alkalmazása. Ettől a berendezéstől várjuk, hogy a „tektonikai árok” helyén az idősebb korú aljzatot meghatározzuk; emellett a geoelektromosan kimutatható vetődések – diszlokációs övek részletesebb azonosítása, valamint ennek az ellenálláskülönbségnek vizsgálata, mely az  $E$ -i és  $D$ -i területrészen elhelyezkedő azonos korú képződmények (pannóniai, miocén, paleogén–kréta flis) között fennáll; annak eldöntése, azonosítható-e az azonos korú, de eltérő ellenállású képződmények határvonala a Szolnok – Ebes diszlokációs övvel.

#### IRODALOM

- Kőrössy László*, 1963. A Nagy Magyar Alföld mélyföldtani és köolajföldtani viszonyai. Kandidátusi értekezés.
- Nemesi László*, 1965. Jelentés a Nagyalföldön (1964-ben) végzett tellurikus mérésekről. Kézirat. Geofizikai Intézet.
- Király Ernő*, 1965. Szakjelentés a Szolnok környékén végzett  $DE$  szondázásokról, 1964. Kézirat. Geofizikai Intézet.
- Szabadvány László*, 1965. A tellurikus méréseknél alkalmazható ellenálláskorrekció. Magyar Geofizika.





Э. С. КИЛЕНИ – И. РАКОЦИ

## О НОВЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ НА ТЕРРИТОРИИ БОЛЬШОЙ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

С 1963 г. на территории Большой низменности проводились работы по испытанию новой сейсмической аппаратуры с магнитной записью, разработанной в лаборатории Геофизического института. Перед работами были поставлены следующие задачи:

1. корреляция горизонтов осадочной толщи молодого третичного бассейна;
2. прослеживание тектонических нарушений в этой же толще;
3. прослеживание рельефа основания бассейна, т.е. выявление границы раздела так назыв. флишевой зоны.

Применение магнитной записи и новой методики позволяет получить больше информации и новые соображения о характере Венгерской низменности.

É. KILÉNYI – I. RÁKÓCZY

## RECENT PROGRESS IN THE SEISMIC EXPLORATION OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

A newly constructed tape recording seismic equipment of the laboratory of the Geophysical Institute has had its first test-application since 1963 in the seismic exploration of the Great Plain with the following tasks:

1. horizon-correlation in the Youngtertiary basin-sediments;
2. tracing of fault-indications in the same;
3. tracing of the basin-floor, namely: the location of the boundary of the so-called *flysch*-zone.

It is demonstrated that tape-recording and a new methodology supplied more abundant information and new ideas about the character of the Hungarian basin.

## MÓDSZERTANI SZEIZMIKUS MÉRÉSEK A NAGYALFÖLDÖN

SZ. KILÉNYI ÉVA – RÁKÓCZY ISTVÁN

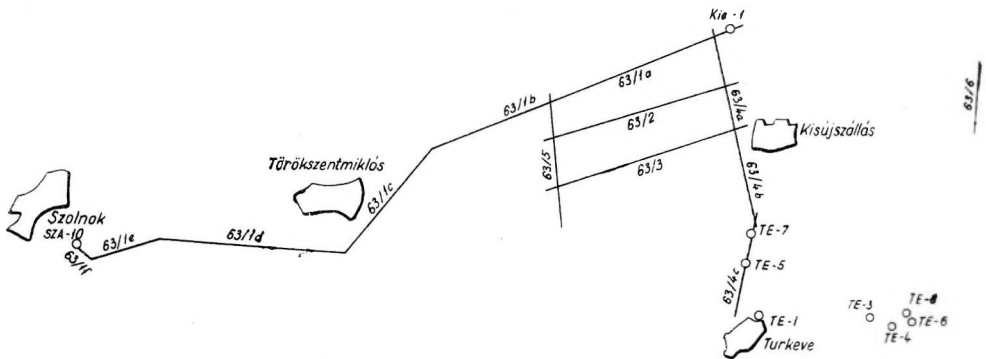
### I. BEVEZETÉS

A Nagy Magyar Alföld mélyszerkezete az eddigi mélyfúrások szerint igen változatos. Több szerző foglalkozott már az alföldi kutatási eredmények értelmezésével, de a kialakult képet fehér foltok, ismeretlen felépítésű területek tarkítják.

Alföldi kőolaj- és földgáztelepeink felfedezése jórészt a szeizmikus mérések eredménye, de ezek túlnyomórészt a pannóniai rétegek boltozataihoz kapcsolódnak. Töréses szerkezeti elemekhez, kiékelődésekhez, sztratigráfiai csapdákhoz tartozó kőolajtelepek felkutatása nehezebb feladat. Egy-egy terület földtani

felépítésének alaposabb megismerése egyre bonyolultabb kutatási kérdéseket vet fel. A problémák megoldása csak jobb műszerek alkalmazásával lehetséges.

A Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályán 1963-ra elkészült egy terepi mérésre alkalmas sajátkészítésű 20 csatornás magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés. Ezt a műszert alkalmasnak tartottuk a hazai szeizmikus kőolajkutatások egyik legfontosabb problémájának, a szintkorreláció lehetőségének megvizsgálására a neogén üledékösszletben. A töréses szerkezeti elemek és flis vizsgálata már velejárója volt a kérdésnek. Mérési területünket az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt (a továbbiakban OKGT) geológusaival és geofizikusaival való tárgyalások során választottuk ki olyan szempontok szerint, hogy mind a magnetofonos műszer sajátosságainak, mind pedig az alföldi kőolajkutatási területek szeizmogeológiai tulajdonságainak vizsgálatára alkalmas legyen (1. ábra).



1. ábra. A mérési terület helyszínrajza

Фиг. 1. План района работ

Fig. 1. Location of seismic measurements

Módszerkutató méréseink feladatait a következőkben foglalhatjuk össze:

1. az alkalmazott műszerek tulajdonságainak optimális felhasználása a Magyar Medence sajátos viszonyai között,
2. az Alföldön végzett szeizmikus mérések általános problémáinak megoldása, mégpedig
  - a) szintkövetés fiatal harmadkori medenceüledékösszletben,
  - b) töréses szerkezeti elemek vizsgálata a medenceüledékösszletben,
  - c) medencealzat kutatás: az ún. flis zóna elhatárolása reflexiók mérésekkel,
3. a kiválasztott terület szerkezeti viszonyainak vizsgálata.

Kutatási területünk a Szolnok – Kenderes – Turkeve által határolt háromszögbe esik. Ezen belül a terület K-i részén hálózatos mérést végeztünk, amelyet egy-egy többszörösen tört hosszú vonallal a Szandaszőlős – 10, illetve Turkeve – 7, – 5, – 1 mélyfúrásokhoz kapcsolunk. A hálózat ÉK-i sarkát a Kisújszállás – 1 mélyfúráshoz rögzítettük.

## II. A KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

A terület földtani felépítése igen változatos. A mérések tervezésekor a Kis-1, Te-7, Te-5, Te-1 és a szandaszőlősi fúrásokat vettük figyelembe. Azóta több fúrás mélyült szelvényeink közelében, így az értelmezéshez már felhasználhattuk a Turgony-1, Tiszapüspöki-1, -2, Nagykörű-1, -4 és Kengyel-1 mélyfúrások adatait is. Ezek a fúrások ugyan szelvényhálózatunkon kívül mélyültek, de így is nagy segítséget nyújtottak az értelmezésben.

A mélyfúrások adatai alapján a szerkezeti kép a következő. A terület legidősebb képződménye az ópaleozóos kristályos pala: a kristályos *alaphegység*. Erre kréta-paleogén, ún. flis települ. Ezek alkotják a fiatal harmadkori medenceüledékösszlet *medencealjátát*. A Te-1 fúrásban 2218 m mélységben elért kristályos alaphegység É felé ismeretlen mélységbe süllyed. A Kis-1 fúrásban 1726 m-ben, a Te-7 fúrásban 1895 m-ben paleogén flis (?) ismeretes. A flis-övezet D-i határát nem ismerjük, csak azt tudjuk, hogy Rákóczipalva, Szandaszőlős, Tiszapüspöki, Nagykörű és Turgony mélyfúrásaiban 2000 m körüli mélységben mindenütt megtalálható. Az ún. flis erősen tektonizált szerkezete már a magmintákból is megállapítható. A flis fölött néhány 10 és néhány 100 m között változó vastagságú miocén rétegek találhatók. Ezek fölött a pannóniai, majd az ennél is fiatalabb képződmények következnek.

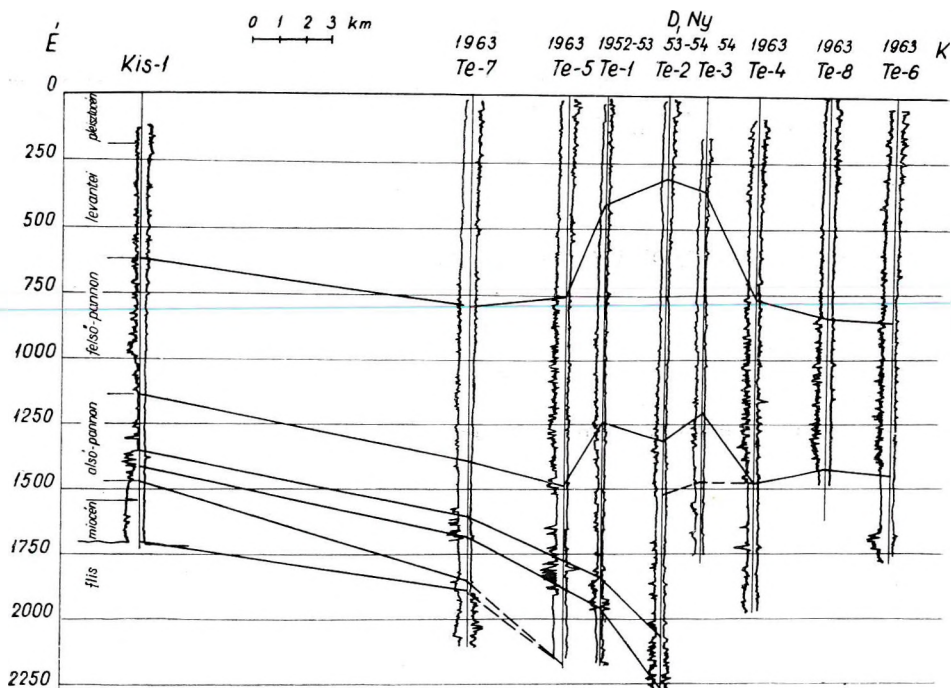
A neogén – főleg pannóniai – összlet szerkezetéről szintén a mélyfúrások alapján kapunk közelítő képet. Az egyes rétegek vastagsága erősen változó, az anyagi és szemcsenagysági összetételben is nagy különbségek észlelhetők. Ez az ún. lencsés település az egész alföldi pannóniai medencére érvényes. A felső-pannónban vékonyabb, sűrűn váltakozó lencsék, az alsó-pannónban vastagabb, szinttartóbb homok-, agyag-, márga-rétegek találhatók.

A felső-és alsó-pannóniai rétegek határának megállapítása nem könnyű feladat. Az őslénytani alapon meghatározott határ sokszor bizonytalan. Nem döntő az elektromos karottázsgörbék kiértékelése sem: a faunahatár sokszor nem esik egybe a karottázsgörbék jellegzetes agyag-indikációjával.

A 2. ábrán egy, a Kis-1, Te-7, -5, -1, -2, -8 mélyfúrásokon keresztülhaladó karottázsszelvényt mutatunk be.

A Kis-1, Te-7, Te-5 fúrásokon keresztül több-kevesebb sikerrel lehet korrelálni a karottázsgörbéket és azok közelítőleg egyeznek is a földtani szelvényvel, de a Te-1 fúrásnál megszakad a korreláció. Ha K felől, a Te-6, -8, -4 mélyfúrások felől próbáljuk korrelálni az alsó- és felső-pannón határt, a Te-3 fúrásban megállapított határ nem egyezik az ettől K-re eső fúrásokban megállapított határral. A fúrások lemélyítésének időpontját azért tüntettük fel az ábrán, mert az ellentmondások egy része talán az időben fejlődő szemlélettel magyarázható.

Mindezt azért részleteztük, hogy a fiatal harmadkori üledékösszletben való szintkorrelálás nehézségeire rámutassunk. A mélyfúrások, amelyek – többek között – a szeizmikus eredmények ellenőrzésére hivatottak, maguk is bizonytalan adatrendszert alkotnak a medenceüledékösszlet egyik legfontosabb szintjéről: az alsó- és felső-pannón határról. Ezért alakult ki az OKGT-ben az a gyakorlat, hogy egy-egy területen, ha már megfelelő számú mélyfúrás van, a földtani adatok és elektromos karottázsgörbék együttes vizsgálatával újraértékelik és biztosabbá teszik a korhatárok megvonását.



2. ábra. Karottázs-szelvény a Kisújszállás-1, Turkeve 1-8. mélyfúrások között

Фиг. 2. Разрез по каротажным данным через скважины Кишуйсзаллаш-1, Туркеве-1-8

2. Cross section through the well logs of the boreholes Kisújszállás-1, Turkeve-1-8.

### III. MÉRÉSI EREDMÉNYEK

#### 1. Mérési vonalak, észlelési rendszerek tervezése

Méréseink főfeladata a nagyalföldi szeizmikus kutatások általános problémáinak megvizsgálása magnetofonos műszerünkkel.

Az OKGT-SZKÜ 71. sz. jelentésében, amelyben összefoglalják a Szolnok-Kenderes-Turkeve-i területre 1953 óta eső összes méréseket, legfontosabb probléma a szintkorreláció. Alapvonaluk a Szandaszőlös-6 és Kisújszállás-1 mélyfúrások között húzódó Tsz-6-, Szo-44-, Tsz-18-, Tsz-21, egymást kis szögben metsző szelvény, amely mentén nem tudták az alsó- és felső-pannon határt egyik fúrástól a másikig korrelálni.

A két mérés összehasonlítására előnyösnek látszott ennek az alapvonalnak a megismétlése. Sajnos a két mérés között eltelt időben Törökszentmiklós és Szajol terjeszkedése miatt ugyanazon a vonalon nem tudtunk haladni, csak többszöri töréssel, Törökszentmiklóstól D-re vezetve az AM-63/1 vonalat, juthattunk el a Szandaszőlös-10 mélyfúrásig. Úgy gondoljuk, hogy az

OKGT–SZKŰ vonalai és a mi vonalunk közti helyenként nagyobb eltérés nem befolyásolhatja a szelvényekből levonható következtetéseket.

Fegyvernek – Kenderes – Túrkeve térségében egy hálózatot és egy másik hosszabb, fúrásokat összekötő vonalat is telepítettünk. A hálózatot elsősorban a szintkorreláció vizsgálatára, másodsorban a medencealjzat kutatása érdekében telepítettük. Elhelyezését az AM–63/1 és a Kisújszállás–1-, Túrkeve–7, –5, –1 fúrásokat összekötő AM–63/4 szelvény már tulajdonképpen megszabta.

Reflexiók észlelési rendszerünk: középlövéses folytonos szelvényezés. Mivel a magnetofonos műszer 20 csatornás, 25 m-es geofonközzel egy terítés hossza 475 m. A robbantópont a 10 és 11 csatorna között, a terítés végétől 237,5 m-re volt.

Ezt a rövid észlelési távolságot előnyösnek tartjuk a bonyolult felépítésű területeken és a lencsés településű medenceüledékösszlet kutatásában, mert a finomabb szerkezeti változások, kivékonyodások, kiékelődések, vonszolódások stb. által okozott gyors hullámkép-változások rövid szakaszon tanulmányozva jobban kimutathatók.

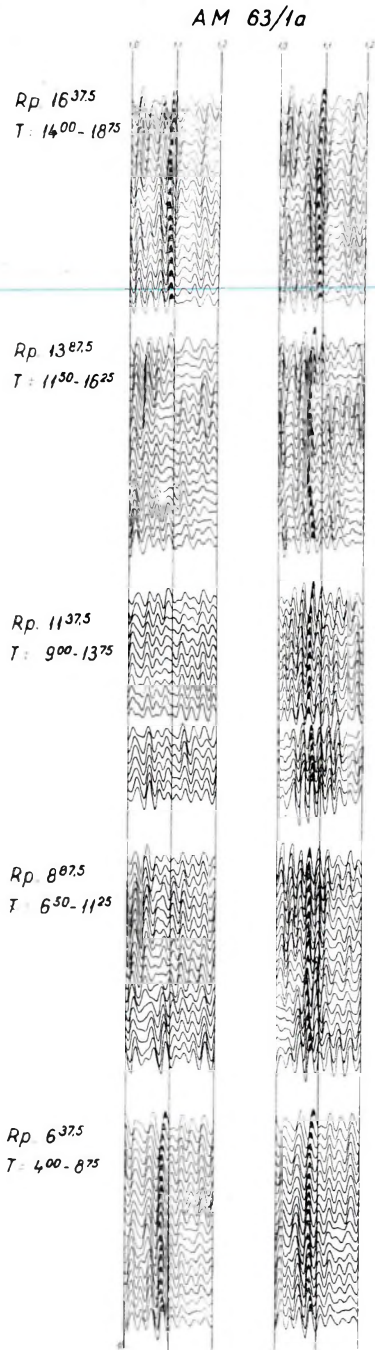
## 2. A mérések kiértékelése

Már a régebben végzett reflexiók méréseknél feltűnt, hogy a jól követhető, éles reflexiók is bizonyos távolságon túl interferálnak, majd eltűnnek és a kiértékelő nem tudja tovább korrelálni a szintet. A reflexiók nagyobb része azonban nem jellegzetes, illetve szeizmogramról szeizmogramra haladva más és más időben tűnnek elő uralkodó reflexiók.

A fiatal medenceüledékösszletben keletkező reflexiók tulajdonképpen számos alapvető problémát vetnek fel. A fenti jelenségekből arra következtethetünk, hogy ezek a reflexiók nem egyszerű, diszkrét rétegekről visszaverődő egyes hullámcsoportok, hanem számtalan vékony rétegen keletkező gyenge reflexió kedvező, vagy kedvezőtlen interferenciái. Ha ez a feltevés igaz, a magnetofonos technikának nagy segítséget kell nyújtania a szintkövetés megoldásában. Az egyes interferenciás képek más szűrési sávban esetleg előnyösen interferáló hullámok szabályos reflexió-képét mutatják.

A rutinszerű kiértékelést mindenesetre minél kevesebb szeizmogram feldolgozásával kell kezdeni és csak szükség esetén finomítani különböző visszajátszásokkal. Ilyen elgondolásokkal a magnetofonszalagokról három-három szeizmogramot készítettünk, amelyek a következő frekvenciatartományoknak felelnek meg: 28–40 Hz, 28–70 Hz, 60–110 Hz.

A középponti lövés és a rövid terítéshossz előnyei közé tartozik még, hogy szeizmogramszelvényeket készíthetünk. Ha a szeizmogramokat a korrelációnak megfelelően egymás mellé helyezzzük, a reflexiók menetéből közelítőleg kibontakozik a kutatott összlet szerkezeti képe. A reflexiók kijelölését így végeztük, mégpedig a három különböző visszajátszás együttes figyelembevételével. A 60–110 Hz frekvenciasávú szeizmogramról csak a 0–0,5 sec, a 28–80 Hz frekvenciasávúról a 0,5–1 sec időtartam beérkezéseit, a 28–40 Hz frekvenciasávúról pedig az 1 sec utáni reflexiókat jelöltük ki. A reflexiókat a szokásos módon minősítettük.



3. ábra. Reflexiós szeizmogramok; bal oldalt: 28–40 Hz, jobb oldalt: 34–56 Hz szűrési sávban visszajátszva

Фиг. 3. Сейсмограммы МОВ; диапазон частот фильтрации при воспроизведении – 28–40 гц на левой стороне и 34–56 гц на правой

Fig. 3. Reflection records; frequency range: 28–40 Hz on the left and 34–56 Hz on the right side

AM 63/2

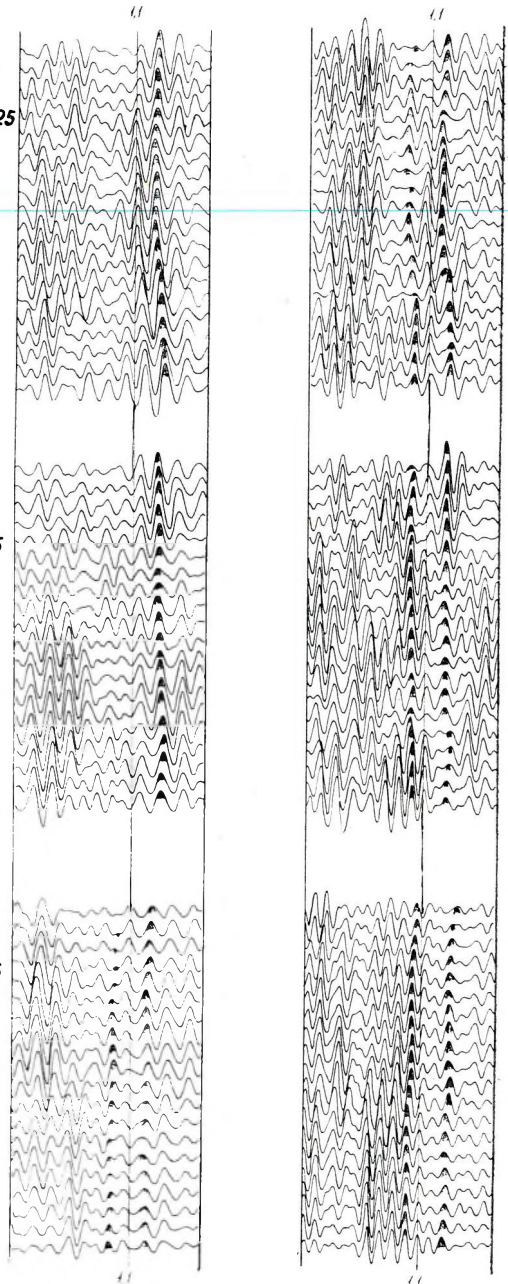
Rp. 987.5

T: 7<sup>50</sup>-12<sup>25</sup>

Rp. 737.5

T: 5<sup>00</sup>-9<sup>75</sup>

Rp. 487.5

T: 2<sup>50</sup>-7<sup>25</sup>

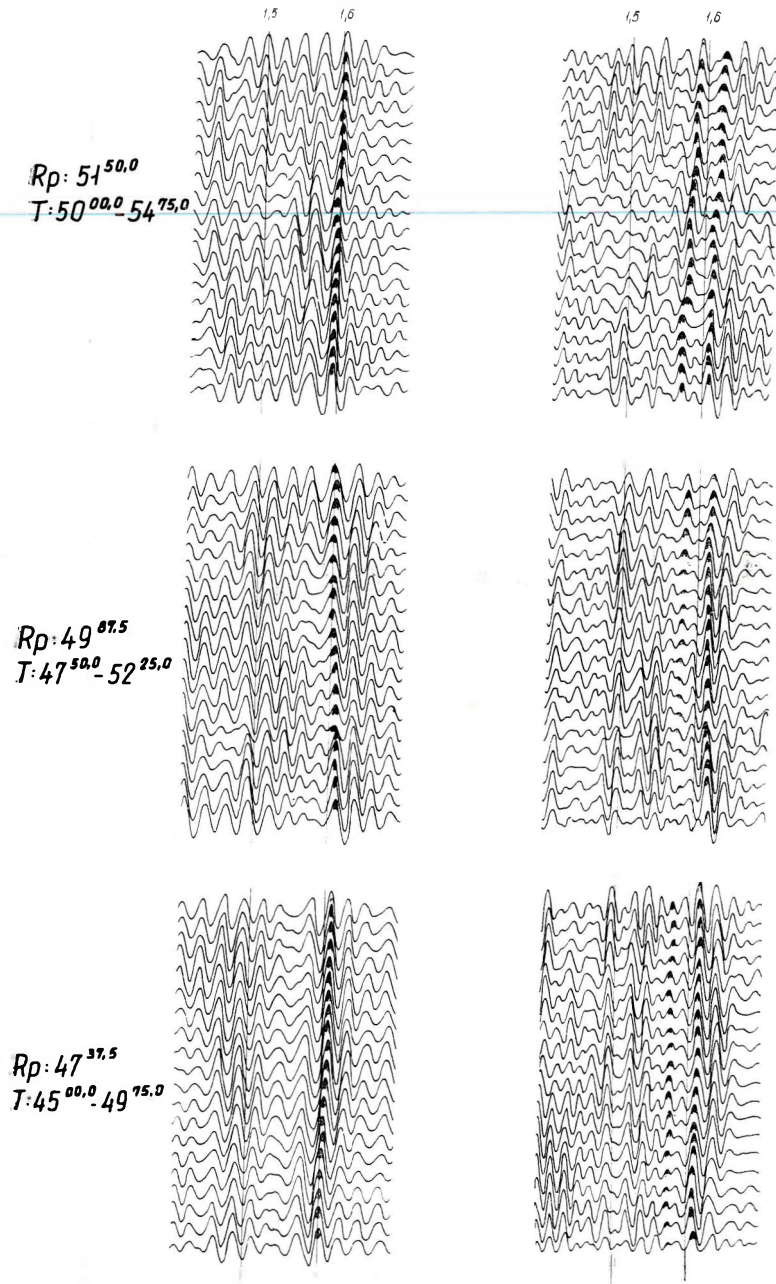
4. abra. Reflexiós szeizmogramok; bal oldalt: 28 – 40 Hz, jobb oldalt: 34 – 56 Hz szűrési sávban visszajátssza

Фиг. 4. Сейсмограммы МОВ; диапазон частот фильтрации при воспроизведении – 28 – 40 гц на левой стороне и 34 – 56 гц на правой

Fig. 4. Reflection records: frequency range: 28 – 40 Hz on the left and 34 – 56 Hz on the right side



## AM-63/5



5. ábra. Reflexiós szeizmogramok; bal oldalt: 28 – 40 Hz, jobb oldalt: 34 – 56 Hz szűrési sávban visszajátszva

Фиг. 5. Сейсмограммы МОВ; диапазон частот фильтрации при воспроизведении – 28 – 40 гц на левой стороне и 34 – 56 гц на правой

5. Reflection records; frequency range: 28 – 40 Hz on the left and 34 – 56 Hz on the right side

Meg kell említenünk, hogy a magasfrekvenciás szeizmogramokat visszafelé játszottuk le, így az első beérkezések nagy amplitúdóját az AGC szabályozni tudja és 170–180 msec táján már kijelölhető reflexiókat észleltünk. Méréseink mélységi tartománya így 100 m-től kb. 6000 m-ig terjed.

Az elsődleges feldolgozás után, amikor már kialakult a terület közelítő szerkezeti képe, és meg tudtuk állapítani, hol várhatunk folyamatos szintet és hol tételezhető fel a szint megszakadása, kezdhettük meg a tulajdonképpeni szintkorrelációt. Azokon a helyeken, ahol nem tételeztünk fel zavart és a szint folyamatossága mégis megszakadt, különböző frekvenciasávokon visszajátszva a felvételt, más és más kép alakult ki. A 3. ábrán mutatunk be egy ilyen sort. Az ábra bal oldalán 5 db. 28–40 Hz frekvenciasávú szeizmogram 1,0–1,2 sec időtartamú részlete látszik. A felső és alsó szeizmogramon 1,1 sec-nál igen határozott és éles reflexió jelölhető ki, a középső három szeizmogramon csak zavaros interferenciakép mutatkozik. A jobb oldali sorozaton a felső és alsó szeizmogram azonos a bal oldaliakkal, míg a középsők 34–56 Hz frekvenciasávú visszajátszások. Ezek az 1,1 sec körüli reflexiók nehézség nélkül végigkövethetők.

A 4. ábrán a különböző frekvenciasávú visszajátszások felbontóképeségéről adunk képet. A bal oldali három szeizmogram 28–40 Hz, a jobb oldali három 34–56 Hz frekvenciasávon készült. A bal oldaliak közül a legalsó szeizmogramrészleten 1,1 sec előtt is jelentkezik egy egészen gyenge beérkezés, és lényegesen erősebben az 1,1 sec utáni. A korreláció szerint felfelé haladva, csak a mélyebb reflexió jelölhető ki. A jobb oldali, magasabb frekvenciasávú visszajátszások ugyanezen szakaszán a sekélyebb reflexió nagyobb energiával jelentkezik. Alulról felfelé haladva a két fázistengely közeledik egymáshoz. Valószínűleg kivékonyodó réteg két határfelületéről jövő reflexiókat, és ennek megfelelő interferenciás képet látunk. Gyakori jelenség, hogy a maximális energia egy korreláló reflexióson belül is egyik fázisról a másikra tolódik. Az 5. ábrán ilyen példát mutatunk be. A bal oldali három szeizmogram ismét 28–40 Hz, a jobb oldali három 34–56 Hz frekvenciasávú visszajátszás eredménye. A 34–56 Hz-es szeizmogramon előtűnik egy korábbi, gyenge reflexió és tulajdonképpen ennek a fő reflexióra való ráakodása okozza a látszólagos fáziseltolódást.

A felsorolt példák meggyőzően bizonyítják a magnetofonos technika fölényét a hagyományossal szemben. Tény azonban, hogy nem használhatjuk ki az összes lehetőségeket, mert a kiértékelésre fordítható idő és munkaerő korlátozott.

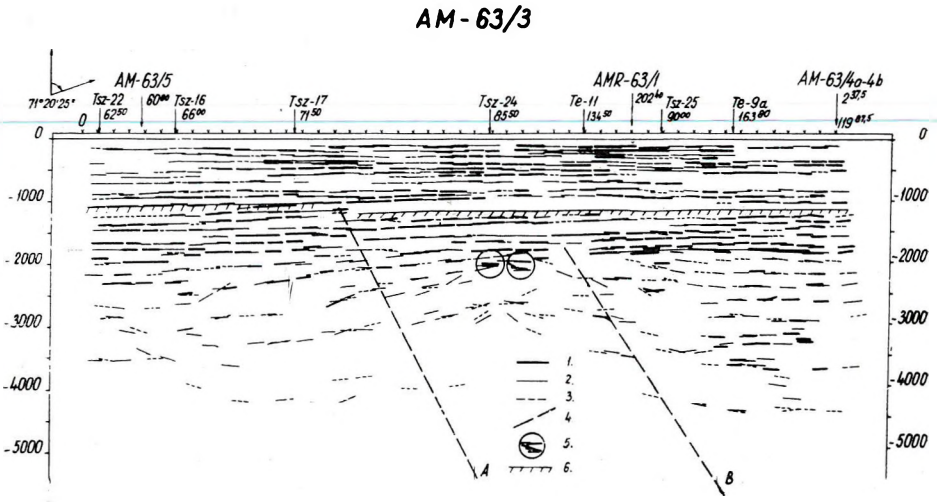
*A megoldást csakis a kiértékelés automatizálása hozhatja meg.*

### 3. Értelmezés

A korábbi mérésekhez képest a lehatolási mélység jelentékenyen megnőtt, viszont a kis mélységek kutatásának lehetősége is megnyílt. Reflexiók szelvényeink mélységintervalluma: 80–6000 m. Példának bemutatjuk az AM–63/3 szelvényt (6. ábra).

Fontos feladatunk volt annak vizsgálata, hogy kimutatható-e vetők jelenléte a fiatal harmadkori üledékösszletben és ha igen, a reflexiók szelvény milyen jellegzetessége kell, hogy felhívja rá figyelmünket.

A fiatal harmadkori üledékösszletben az elmozdulások – minden valószínűség szerint – nem éles vetők formájában jelentkeznek, a medencealjzatban a vetők nyilván élesebbek. Ezért a két összlet kutatása elválaszthatatlan. Az áttekinthetőség kedvéért az eredmények tárgyalását medencealjzat és medenceüledékösszlet kutatására tagoljuk.



6. ábra. AM-63/3 reflexiós szelvény

1: I., 2: II., 3: III. osztályú reflektáló felületelemek, 4: feltételezett vető, 5: diffrakciós centrum, 6: az alsó és a felső-pannóniai elemek határa

Фиг. 6. Сейсмический разрез AM-63/3 по данным МОВ

1: отражающие площадки I класса, 2: отражающие площадки II класса, 3: отражающие площадки III класса, 4: предполагаемые сбросы, 5: центр дифракции, 6: граница раздела нижнего и верхнего паннона

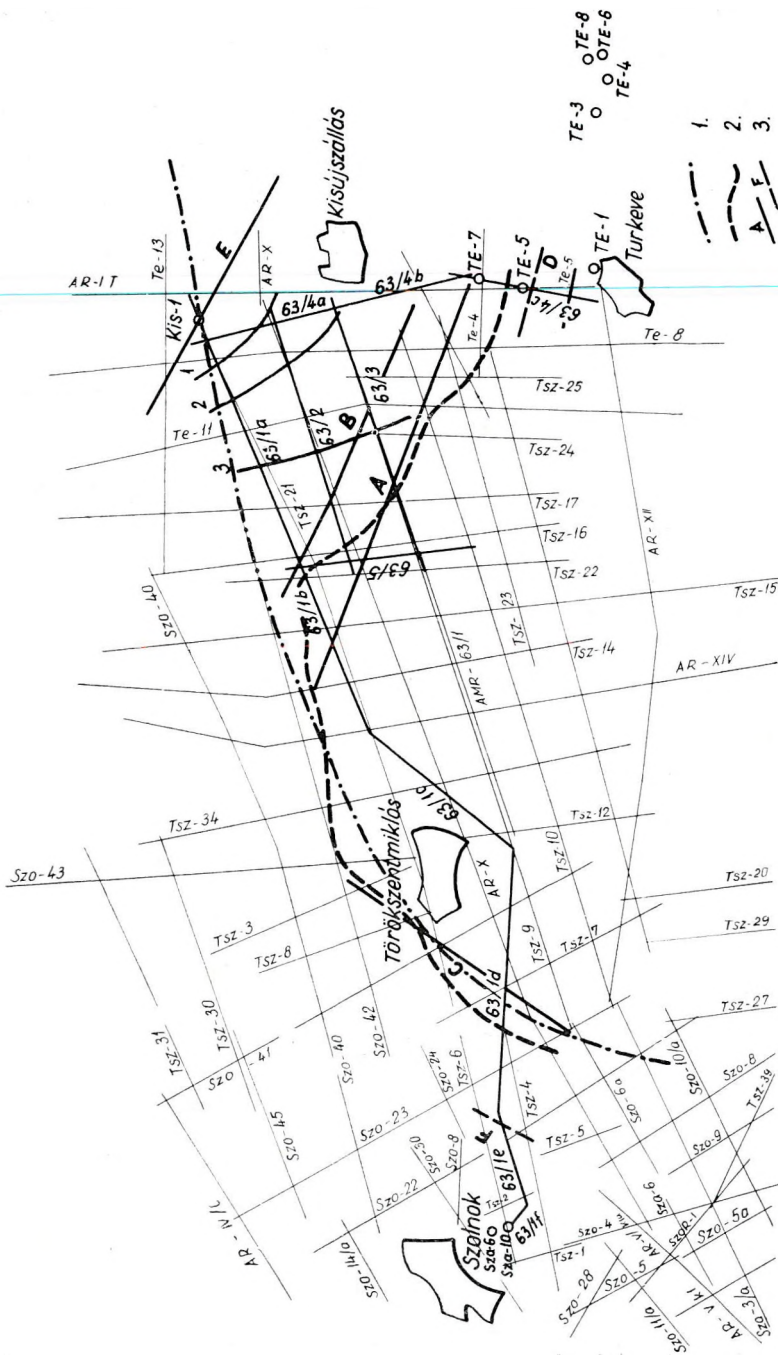
Fig. 6. Reflection cross section AM-63/3

1: reflections of I class, 2: reflections of II class, 3: reflections of III class, 4: supposed fault, 5: diffraction centre, 6: interface of Lower and Upper Pannonian

#### a) A medencealjzat

Méréseink előtt még nem volt meg a Te-5 és Te-7 mélyfúrás és a rendelkezésünkre álló dr. Kőrössy-féle „Magyarország medenceterületeinek szerkezeti térképén” az ún. flis zóna D-i határa Kisújszállástól É-ra húzódott. Méréseink tervezésekor átnéztük a területen régebben mért szeizmikus szelvényeket és feltűnt, hogy számos szelvényben éles határral jelentkezik a mélyebb reflexiók területe. Miután az egyes szelvényekben meghatároztuk és a térképen összekötöttük a megfelelő helyeket, nagyjából Ny–K irányú vonalat kaptunk, amely Túrkeve felé kiöblösödött (a 7. ábra vastag szaggatott görbe vonala). Nem sokkal ezután, ennek a kiöblösödésnek a területén a Te-7 fúrás 1895 m-ben elérte a flis felszint.

Ez vezetett arra a gondolatra, hogy reflexiós mérésekkel megkíséreljük a medencealjzat különböző jellegű szakaszainak tagolását.



7. ábra. A mérési terület medencealjzati szerkezeti vázlata  
 1: a flisz zóna dr. Körössy szerint, 2: reflexiós adatokból nyert határ, 3: reflexiós szelvényekből meghatározott vetők

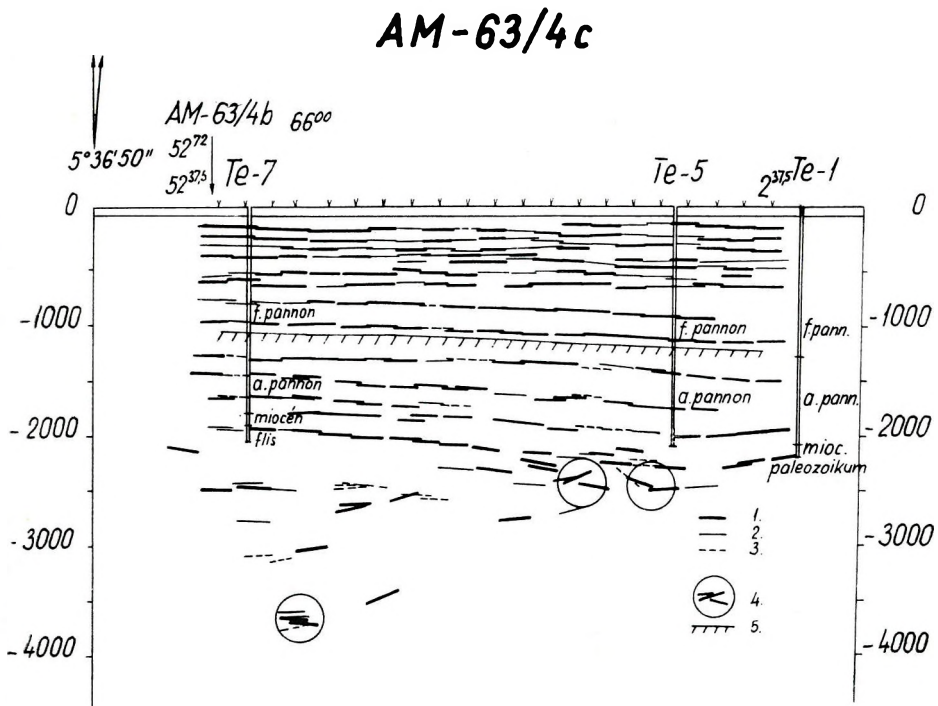
Фиг. 7. Структурная схема основания бассейна в районе работ  
 1: граница флишевой зоны по др. Корёсси, 2: границы раздела по данным МОВ, 3: сбросы, определенные по данным МОВ

Fig. 7. Structural sketch of the basin floor in the studied area  
 1: boundary of the flysch zone after dr. Körössy, 2: boundary determined from reflection data, 3: faults determined from reflection data

Az ún. flis zónát vetők határolják és a kristályos alaphegység, amelynek lepusztulási anyaga alkotja a flis üledékeket, a flis övezet területén nagy mélységbe süllyedt.

A magnetofonos technika a medencealjzat vetőinek kutatásában fölényben van a hagyományos technikával szemben. Változtatható szűréssel és keveréssel ugyanis nagyobb mértékben ki tudja emelni a ferde, nagydőlésű reflexiókat. Így helyenként sikerült a vetősíkokról is reflexiókat kapni, bár a változtatható irányú keverés (pl. RNP elv) lehetősége hiányzott a felmerült problémák pontosabb tisztázásához. Helyenként meredekdőlésű, több szeizmogramon keresztül jól korrelálható reflexiósorok jelentkeztek, amelyek megszerkesztve egymást metsző felületelemeket adtak. Jellegzetességük a mindkét irányban való erős csillapodás. Mindkét jelenség azt bizonyítja, hogy ezek diffraktált hullámok és az egymást metsző felületelemek diffrakciós centrumokat jelölnek ki. Vetők kutatásában a diffraktált hullámok felismerhetősége igen nagy jelentőségű.

Vetőindikációnak tekintettük még az egyes reflexiósorok hirtelen megszakadását, vagy az általános dőlésirány hirtelen megváltozását is (pl. AM – 63/1a szelvényen látható E vető).

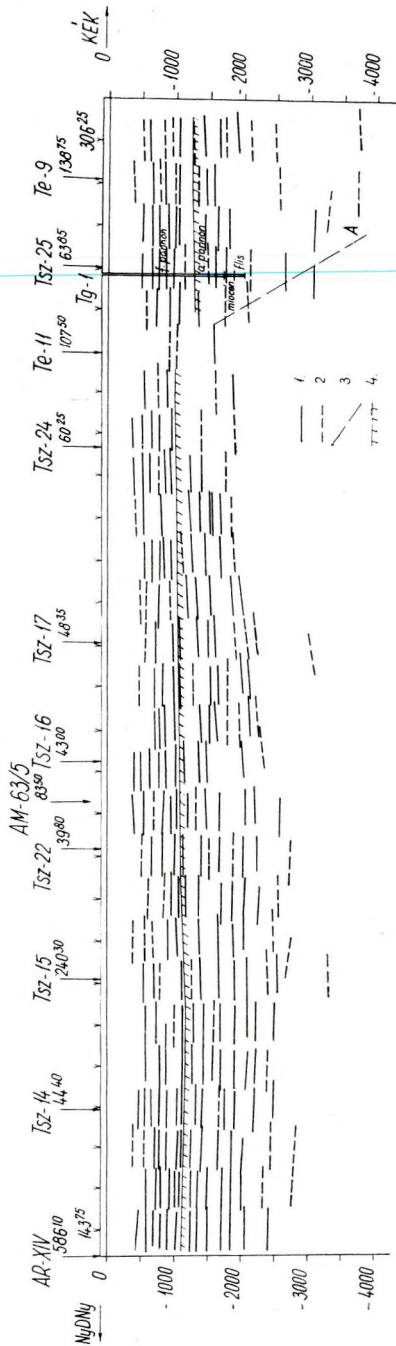


8. ábra. AM – 63/4c reflexiós szelvény

Фиг. 8. Сейсмический разрез AM – 63/4c по данным МОВ

Fig. 8. Reflection cross section AM – 63/4c

Tsz - 10



9. ábra. Tsz - 10 OKGT - SZKÜ reflexiók szelvény

1: jó, közepes minőségű felület, 2: gyenge minőségű felület, 3: feltételezett vető, 4: az alsó- és a felsőpannonia elemek határa  
 Фиг. 9. Сейсмический разрез Tsz - 10, составленный по ранее проведенным работам МОВ  
 1: отражающие площадки хорошего и среднего качества, 2: отражающие площадки низкого качества, 3: предполагаемые сбросы, 4: граница раздела нижнего и верхнего паннона

Fig. 9. Reflection cross section Tsz - 10 measured by conventional apparatus

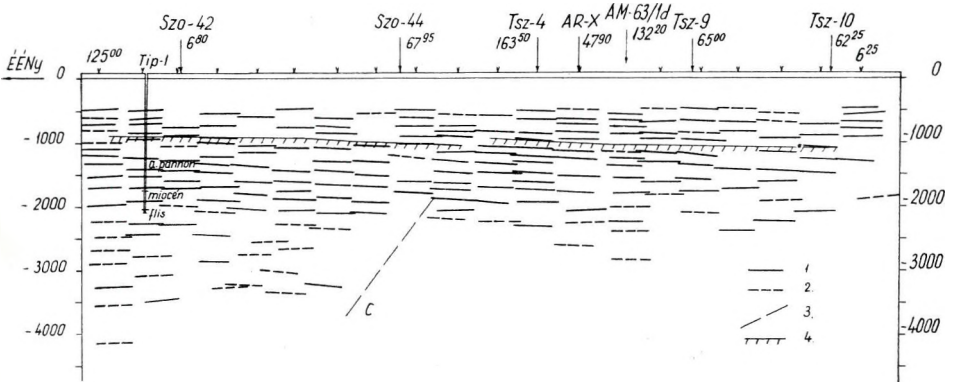
1: reflections of good and mediocre quality, 2: reflections of low quality, 3: supposed fault, 4: interface of Lower and Upper Pannonian

Fenti megfigyelések alapján szerkezeti térképet szerkesztettünk, amelyhez az OKGT—SZKŰ szelvényeit is felhasználtuk. Egy pár szelvényt közlünk is (9., 10. ábrák), hogy rámutassunk a régebbi anyagok átértékelési lehetőségére s elgondolásaink igazolására.

Szerkezeti térképünkön (7. ábra) feltüntettük azokat a sávokat (a felszíntől mért 2000 m mélységre vonatkoztatva), amelyek környékén a szeizmikus szelvényekben törésvonalra utaló jelenségeket figyeltünk meg. A mérések tervezésekor, a mélyebb reflexiók megjelenési határvonalára alapján, munkahipotézisként feltételeztük az ópaleozóos (kristályos pala) rög kiterjedését Törökszentmiklóstól É-ra. Méréseink eredményeként megállapított törésvonalak közül az „A”, „B” és „C” vetőket úgy értelmeztük, mint ennek a kristályos pala rögnek a peremi töréseit. A vetők irányának meghatározásában (Ádám—Posgay, 1960) felhasználtuk az OKGT—SZKŰ szelvényeket is.

Feltevésünk szerint az „A” és „B” vetők ÉNy—DK irányúak és flisövezet tőrkevei kiöblösödését határolják DNy felől. Ezekhez tartozik még több peremi vető, amelyeket az AM—63/4c szelvényben lehet látni (8. ábra), de irányukat pontosan követni a szelvényhálózat hiányosságai miatt nem lehet. Tulajdonképpen a „B” vető helyzete is bizonytalan, mert csak az AM—63/1a, —2, —3 közel párhuzamos szelvényekben lehet nyomunkövetni, É—D irányú szelvényen nem. Az AM—63/5 már messze van, az AM—63/4b pedig minősége miatt nem alkalmas a vető pontos helyének meghatározására. Az „A” vető nagyon jól kivehető a Tsz—10 szelvényen is: a mélyebb reflexiók hirtelen megjelenése, a felületelemek „billegése”, vető jelenlétét valószínűsítik. A „C” vető DNy—ÉK irányú és DK-i oldalról határolja a flis zónát. Minden valószínűség szerint ez sem egyetlen vető, de ezen a területen nincs mérési hálózatunk, csak az AM—63/1c—d vonal, amelyet hagyományos műszerünkkel észleltünk. A „C” vetőn viszont mindazok a jelenségek meg-

### Szo-41



10. ábra. Szo-41 OKGT—SZKŰ reflexiós szelvény

Фиг. 10. Сейсмический разрез Szo-41, составленный по ранее проведенным работам МОВ

Fig. 10. Reflection cross section Szo-41 measured by conventional apparatus

figyelhetők, amelyeket vetők ismertetőjelének elfogadtunk: mélyreflexiók megjelenése, dőlésirány hirtelen megváltozása, diffrakciós centrum kialakulása. A „C” vető irányát csak a régebbi, OKGT–SZKŰ szelvények alapján határozhatjuk meg (pl. Szo–41 szelvény).

A kristályos pala rögöt É-ről határoló vetőre részben az OKGT–SZKŰ szelvények alapján, részben a fúrási adatokból következtethetünk.

Az ismertetett elképzelés szerint tehát a terület fő vetői az „A”, „B”, „C” vetők, amelyek egy közelítőleg félköralakú kristályos pala rögöt határolnak. Ezeken kívül alárendelt szerepű vetőket is kimutathatunk. Valószínűleg a flis összlet főbb szerkezeti irányait jelölik ki.

#### b) *A fiatal harmadkori medenceüledékösszlet*

A medenceüledékösszlet pontosabb kutatására az AM–63/1a szelvényen (11. ábra) végeztünk kísérleteket különböző szűrővel és keveréssel. Ezek eredményeképpen a felső-pannón összletben több nagyméretű, lencseszerű formáció jelölhető ki. Köztudomású, hogy pannóniai medencéinkben általános a lencses település. Ennek oka a pannón tengerfenék szintváltozásaival kapcsolatos. A medencealjzat változatos domborzata alapjaiban tektonikai mozgásokkal magyarázható. A mozgás meghatározó eleme a süllyedés volt, de az egyes tömbök nyilván nem azonos sebességgel mozogtak. A mozgással egyidejű, vagy azt közvetlenül követő üledékképződés is kell hogy utaljon erre. Vannak a szelvényeinkben olyan szakaszok, amelyek arra engednek következtetni, hogy a medencealjzat vetőmenti elmozdulása a medenceüledékösszlet alsó részében vető, felső részében már inkább térdránc, kielekődés, fáciesváltozás formájában éreztette hatását.

Külföldön már végeztek eredményes kísérleteket a vékony rétegek vastagságváltozásának meghatározására a hullámkép frekvenciaspektruma alapján. A fiatal harmadkori összlet mikrorétegezettségének megismerését előbbre vinné az ultraszónikus karottázs. Mindkét vizsgálatfajtát célszerű lenne hazánkban is bevezetni.

Szeizmikus mérésekkel meghatározhatunk vetőket a korábban említett jellegzetességek segítségével, de a vetők magasságának meghatározása nem könnyű. Csak feltevéseink vannak arról, hogy a pannóniai üledékösszletben a mélybeli vetődések hatása milyen formaelemet hozott létre. A szeizmikus mérések felbontóképessége korlátozott, ezért nem is várhatjuk jelenlegi műszereinktől, hogy a fiatal medenceüledékösszletben – ahol nincsenek kiemelkedő vezérszintek – a tektonikai mozgások hatását pontosan leírják. Ez a hatás azonban nem hanyagolható el.

A szintkövetésnek egy sajátos lehetősége a pannón összletben a következő. Ha megfigyeljük szelvényeinket, a felső 1000–1500 m-es szakaszon elég hosszan korrelálható vízszintes vagy kis dőlésű felületelemsorokat láthatunk. Ez alatt már nagyobb dőlésű szintek vannak. Ez a dőlésváltozás nem fokozatos, hanem egy határozott szinthez kapcsolódik, amely legtöbbször nem is azonosítható egyetlen reflexiós határfelülettel. Különösen jól megfigyelhető a jelenség az AM–63/1d, e, f szelvényekben, ahol szabályos kiemelkedések látszanak. *Ezt a szintet az alsó- és felső-pannón határral azonosíthatjuk.* Az AM–63/1a–f szelvényeken a Sza–10 és Ki–1 mélyfúrások között a kor-



reláció így már megoldható (érdekes, hogy az „A” és „C” vető még ebben a szintben is érezteti hatását).

Mindezek szemléltetésére bemutatjuk az AM-63/1a-f szelvényt (11. ábra)\* és összehasonlítással a Tsz-6-Szo-44-Tsz-18-Tsz-21 alapvonalat (12. ábra).\* A szandaszőlősi részen a Tsz-6 és Szo-44 vonalakban is látszik a kiékelődési tendencia, csak a hosszú észlelési bázis miatt nem olyan mértékben, mint az AM-63/1a-f szelvényekben.

A többi szelvényben is kerestük a dőlésszögváltozási felületet és azt a felső-pannón összlet dőléseivel párhuzamosan húztuk. Sok helyen ezt a határt nem tudtuk azonosítani reflektáló felületelemsorral, ezért van benne némi bizonytalanság.

#### IV. KÖVETKEZTETÉSEK

A fiatalkorú medenceüledékekben vannak viszonylag hosszan korreláló reflexiós szintek; kimutatásukhoz a magnetofonos technika szükséges.

Kimutattunk töréses szerkezeti elemekre utaló jelenségeket a medence-üledékösszletben. Ezek az alsó-pannóniai összlet alsó részében vető, vonszólódás, térdránc formájában jelentkeznek. A magnetofonos technika alkalmazásával felismerhetők az alsó- és felső-pannóniai üledékösszlet dőléseinek helyenként mutatkozó eltérését. Ez lehetővé tette a Szolnok-Kisújszállás között húzódó alapvonal mentén az alsó- és felső-pannóniai határ korrelálását.

Az ún. flis zóna határa a reflexiós szelvényben mutatkozó jellegváltással és számos vető-indikációval jelentkezik. A kristályos alaphegység felszíne nem azonosítható reflexiós felületelemsorral.

A terület teljes, komplex szeizmikus módszertanának kialakítása érdekében refrakciós eljárással kutattuk a fiatal harmadkori medence aljzatát és a kristályos alaphegységet is, ahol a kettő nem azonos. Ezekről később számolunk be.

#### IRODALOM

- Ádám Oszkár—Kilenyi Éva, 1963. Közelítő sebességfüggvény meghatározása refrakciós menetidőgörbékből. Geofizikai Közlemények, XII. kötet, 3-4. sz.
- Ádám Oszkár—Posgay Károly, 1960. Vetődések téranalitikája szeizmikus méréseknél. Dziu-wuli Kantan, Peking.
- Bádonyi Géza, 1962. 20 csatornás magnetofonos szeizmikus berendezés műszaki leírása. Jelentés. Geofizikai Intézet.
- Dank Viktor, 1964. A délföldi kőolaj- és földgáz kutatások története, eredményei és ki látásai. Bányászati Lapok, 11. sz.
- Kertai György, 1957. A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolaj- kutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny, LXXXVII.
- Kertai György, 1960. A magyarországi szénhidrogén kutatás eredményei 1945-1960-ig. Földtani Közlöny, XC.
- Kőrössy László, 1956. A Tiszántúl É-i részén végzett kőolaj kutatás földtani eredményei. Földtani Közlöny, LXXXVI.
- Kőrössy László, 1963. Kandidátusi értekezés (kézirat).
- Olhovich, 1960. General method for construction of trajectories and wave-front diagrams for any velocity distribution. Geophysical Prospecting, No. 3.
- Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzem 71. sz. jelentése.
- Völgyi László, 1959. A nagyalföldi kőolaj kutatás újabb földtani eredményei. Földtani Közlöny, LXXXIX.

\* L. mellékletek közt.

К. ШЕБЕШТЬЕН – Й. ПАП

О КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН, ПРОБУРЕННЫХ  
В РАЙОНЕ Г. СОЛНОК, ДЛЯ ОЦЕНКИ ЗАПАСОВ ВОДЫ

При корреляции разрезов скважин, бурящихся на углеводороды и воды, определяется статистическая псаммитность разрезов. При этом оценка водных ресурсов является более перспективной, чем при проведении корреляции по отдельным прослойкам песков и песчаников.

K. Sebestyén – J. PAPP

CORRELATION OF GEOPHYSICAL WELL-LOGS  
FOR WATER-RESERVE ESTIMATION

A statistical psammitic feature of Pliocene beds is determined through correlation of CH and water well-logs. The water reserve thus established is more promising than considering isolated sand-sandstone beds.

SZOLNOK KÖRNYÉKI MÉLYFÚRÁSOK GEOFIZIKAI SZELVÉNYEINEK  
KORRELÁCIÓJA VÍZKÉSZLETBECSLÉS CÉLJÁBÓL

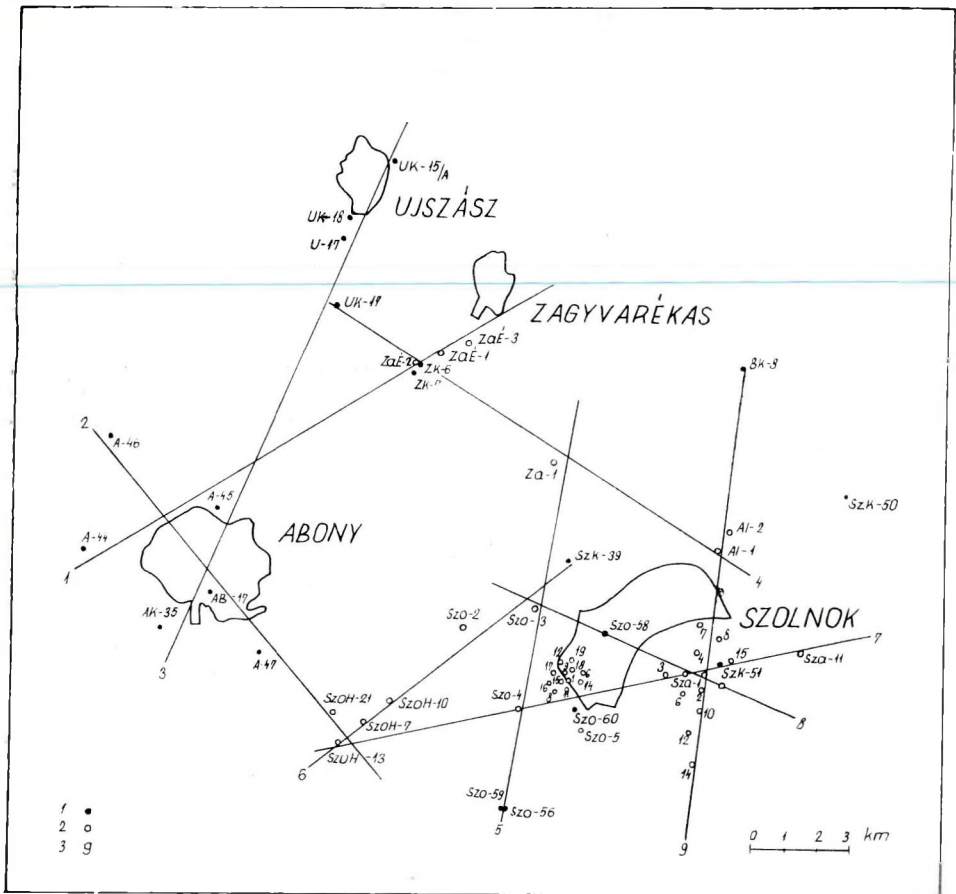
SEBESTYÉN KÁROLY – PAPP JÁNOS

Bevezetés

A szolnoki kutatási területen jelentős számú szénhidrogén- és vízkutató fúrás geofizikai vizsgálatát végezték el. A nyert adatokat alábbiakban dolgozzuk fel.

A feldolgozás célja több fúrás együttes értékelése volt. Meg kellett állapítanunk, hogy a vízkutató fúrások karottázs anyaga egybevethető-e a szénhidrogénkutató fúrásokéval, és hogy a karottázs szelvények általában milyen mértékben korrelálhatók. A korreláció segítségével következtettünk a víztárolásra alkalmas kőzetek területi és mélységi eloszlására, vagyis a várható vízkészletre.

A területen 40 szénhidrogénkutató és 94 vízkutató fúrás mélyült. Elektromos szelvény készült 20 vízkutató és az összes szénhidrogénkutató fúrásban. A viszonylag nagyszámú fúrás ellenére sem tekinthető a terület kellőképpen tisztázottnak, mert a fúrások eloszlása nem kedvező.



1. ábra. A kutatás helyszínrajza

1. vizkutató fúrások, 2. szénhidrogénkutató fúrások, 3. a korrelációs szelvény száma

Фиг. 1. План района работ

1. Водопоисковые скважины, 2. Скважины, бурящиеся на углеводороды, 3. Номер корреляционного профиля

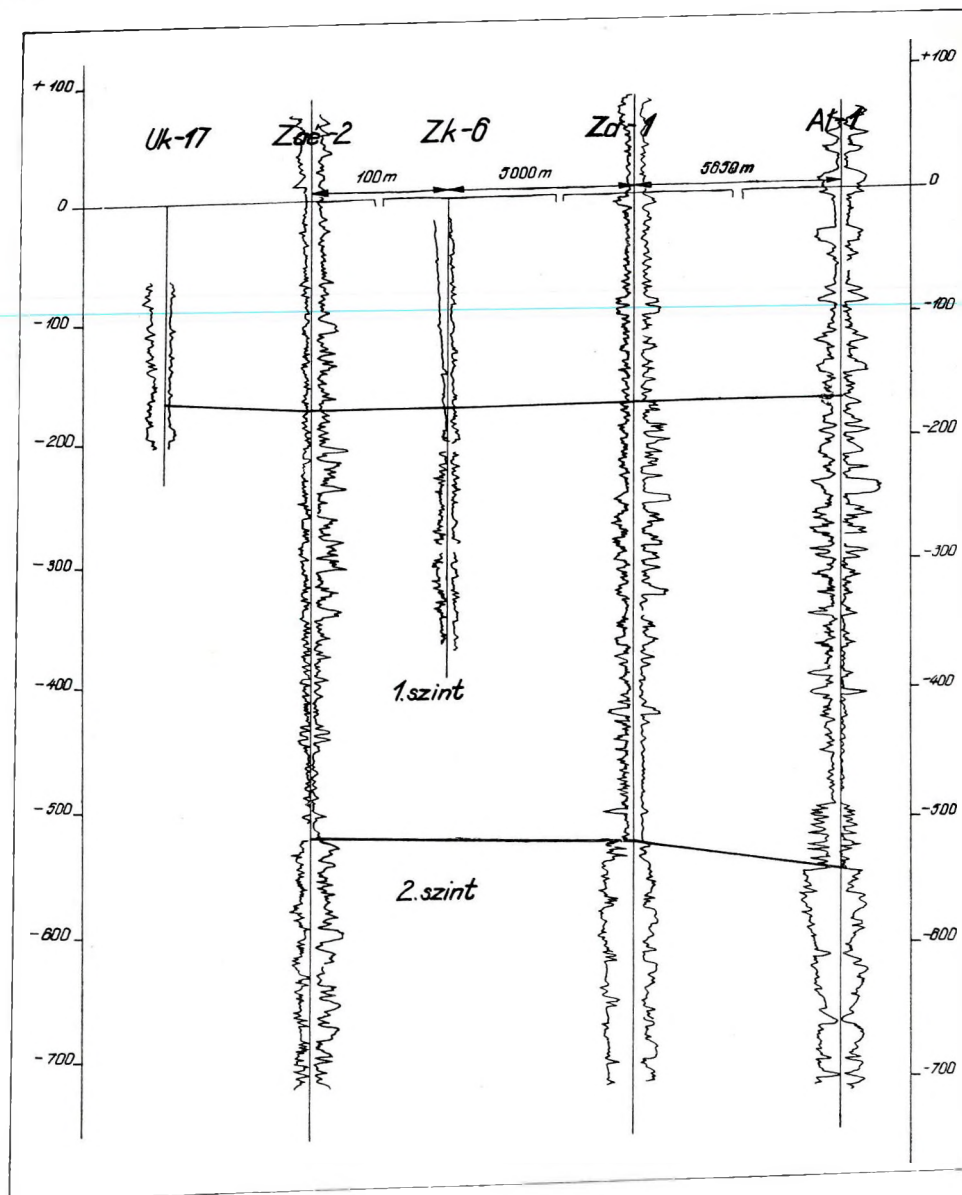
Fig. 1. Plan of the survey

1. water-wells, 2. CH-wells, 3. number of the correlation-profile

A vizkutató fúrások Szolnok, Abony, Besenyszög, Zagyvarékás és Újszász környékén, lakott területen, a szénhidrogénkutató fúrások pedig Szolnok, Szandaszőlös, Alesi, Zagyvarékás környékén, földtani szerkezetekre települtek.

A feldolgozott fúrások területi eloszlását az 1. ábránk mutatja.

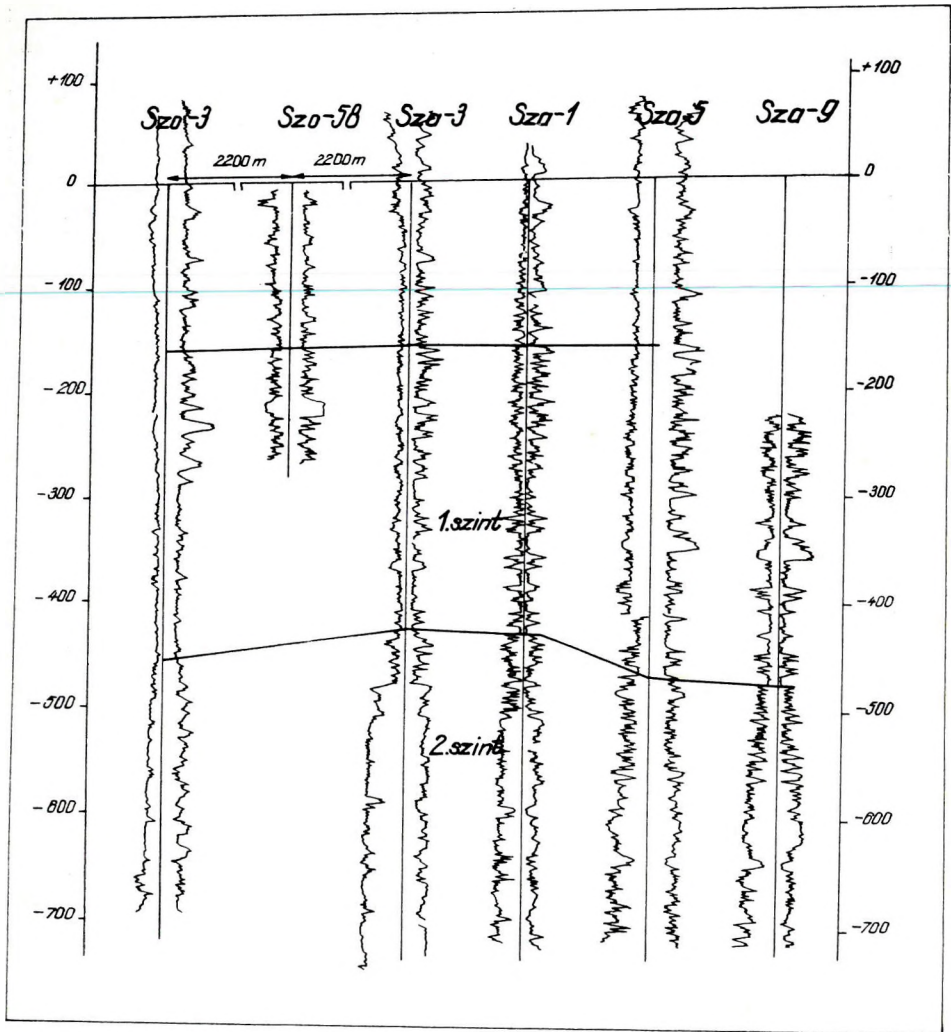
A szénhidrogénkutató fúrásokban a rétegtulajdonságok mennyiségi elemzésére alkalmas mérések főleg a szénhidrogének előfordulására reményt nyújtó szakaszokban végeztek. A fúrólyuk felső részét csak áttekintő mérés fedik. Az áttekintő mérés-komplexum rendszerint egy PS és egy rövid poten-



2. ábra. A 4. korrelációs szelvény

Фиг. 2. Корреляционный профиль № 4

Fig. 2. Correlation profile No. 4



3. ábra. A 8. korrelációs szelvény

Фиг. 3. Корреляционный профиль № 8

Fig. 3. Correlation profile No. 8

ciál szondával felvett látszólagos ellenállásgörbét tartalmaz. A részletező felvételeket BKZ. mikro-, újabban laterolog szondákkal végzik. A vízkutató fúrások szelvényanyaga egy *PS* és egy potenciál, valamint gradiens szondával felvett látszólagos ellenállásgörbéből áll. A vízkutató fúrások karottázs szelvényanyagában nem mindig van a fúróluk teljes hosszáról adatunk. Radioaktív mérések sem szénhidrogén-, sem vízkutató fúrásokban nem voltak.

A vizsgált fúrások mélysége igen különböző volt. (I. táblázat.) A víz kutató fúrások többsége nem haladta meg a 400 m-t; a szénhidrogénkutató fúrások általában 2000 m-nél nagyobb mélységet értek el.

A terület rétegsorának 800 m-nél mélyebben fekvő részét homokosság szempontjából dr. Kertai György és munkatársai vizsgálták (dr. Kertai György és munkatársai: 1964. )

A homokosság meghatározásának az idézett tanulmányban kifejtett elvét azzal egészítjük ki, hogy víztermelés szempontjából nemcsak a nagyobb területeken összefüggő egyes homok- és homokkő szintek, hanem a statisztikusan homokos összletek is számbavehetőek. Ezt az elgondolást úgy igyekeztünk megvalósítani, hogy a fúrások anyagából megállapítottuk a tiszta, illetve agyagos homokok vastagságát. A műrevaló homokrétegek minimális vastagsága Bélteky Lajos (1964) szerint 3 m. Számításainkban azonban figyelembe vettünk minden 1 m-nél nem vékonyabb homok- és agyagos homokréteget, mert ezek megcsapolása csak műszaki probléma.

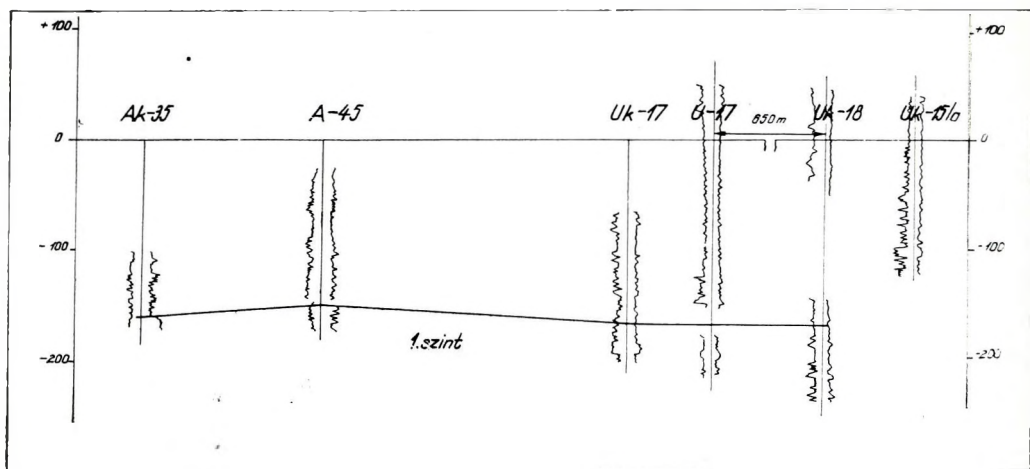
### A fúrások szelvényeinek korrelációja

A területen 9 szelvény mentén végeztünk korrelációt.

A korrelációs szelvényekből a következőket állapíthatjuk meg:

1. A vízkutató fúrások korrelációja. a szelvények hiányos volta és gvsenge minősége miatt nagyobb távolságra bizonytalan. Jól korrelálható a 4. 5, 6, 7. szelvény. Közepesen a 8, 9 szelvény. Rosszul korrelál az 1, 2, 3. szelvény.

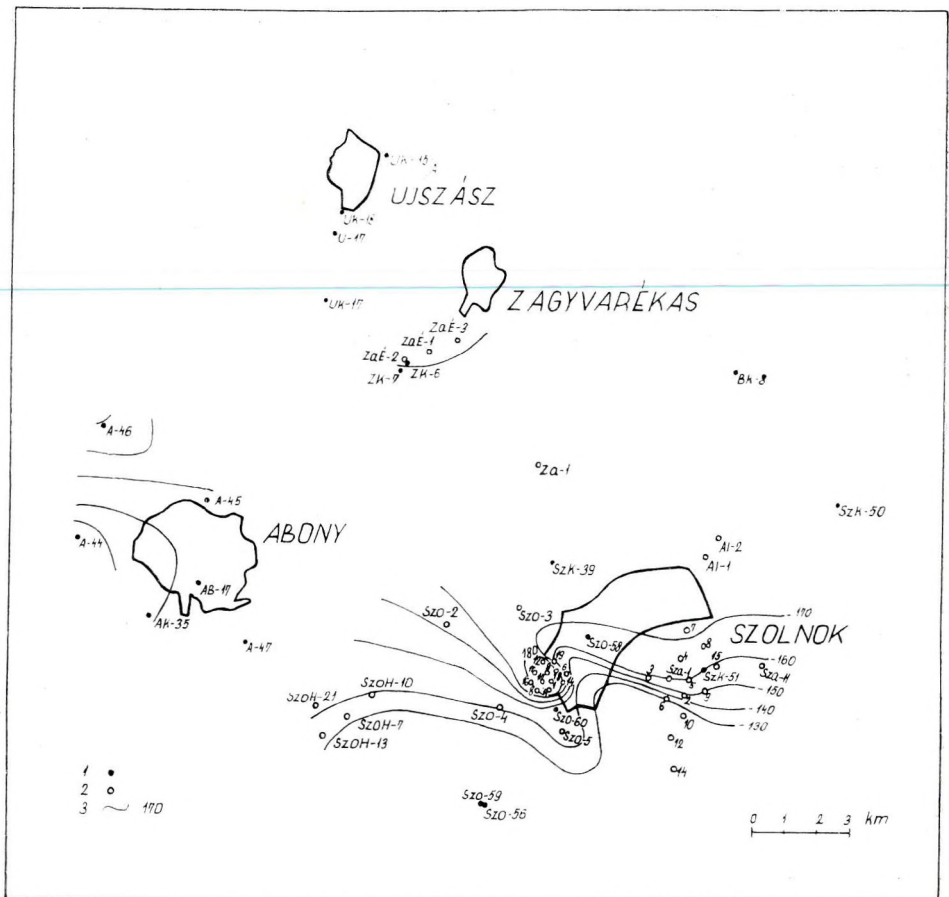
2. A rétegsor homokosabb és agyagosabb összletekre bontható. Két homokosabb szintet lehet elkülöníteni: az 1-es felső és a 2-es alsó szintet. A korreláció szemléltetésére bemutatunk három szelvényt. Az első (2. ábra) a jó, a második (3. ábra) a közepes, a harmadik (4. ábra) a rossz korrelációt szemlélteti.



4. ábra. A 3. korrelációs szelvény

Фиг. 4. Корреляционный профиль № 3

Fig. 4. Correlation profile No. 3.



5. ábra. Az I. szint tetejének szintvonalas térképe

1. vizkutató fúrások, 2. szénhidrogénkutató fúrások, 3. tengerszint alatti szintvonal

Фиг. 5. Карта изогипс по кровле горизонта I

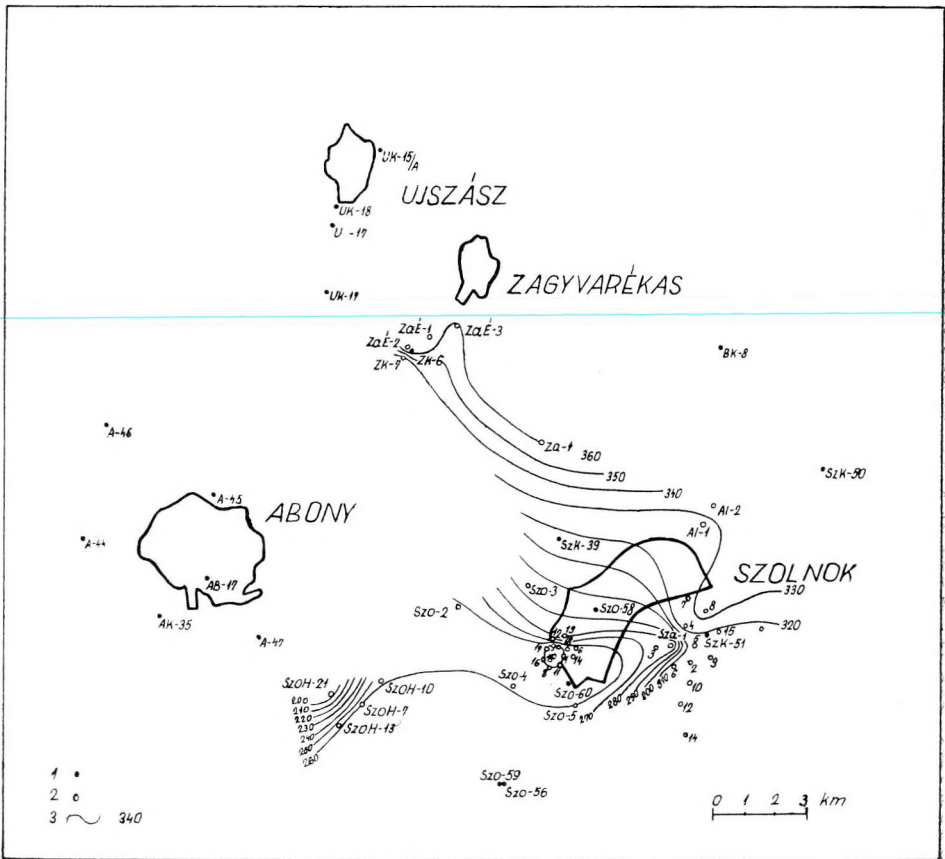
1. Водопоисковые скважины, 2. Скважины, бурящиеся на углеводороды, 3. Изогипсы (под уровнем моря)

Fig. 5. Contour-sketch on top of the horizon I

1. water-wells, 2. C.H-wells, 3. contour line (below sea-level)

### A homokos szintek szerkezeti helyzete és vastagsága

Az 1-es és 2-es szintet a kutatási területet (1. ábra) behálózó valamennyi szelvény segítségével, területileg is korreláltuk. A homokos szintek szerkezeti viszonyait és vastagságváltozását tükröző szintvonalas domborzati- és vastagság-térképvázlatok szerkesztésére törekedtünk. A hálózat meglehetősen ritka és nem is egyenletes. Természetes, hogy a domborzati és vastagsági



6. ábra. Az 1. szint vastagságtérképe

1. vizkutató fúrások, 2. szénhidrogénkutató fúrások, 3. vastagságvonal

Фиг. 6. Карта изопач по горизонту 1

1. Водописковые скважины, 2. Скважины, бурящиеся на углеводороды, 3. Линии изопач

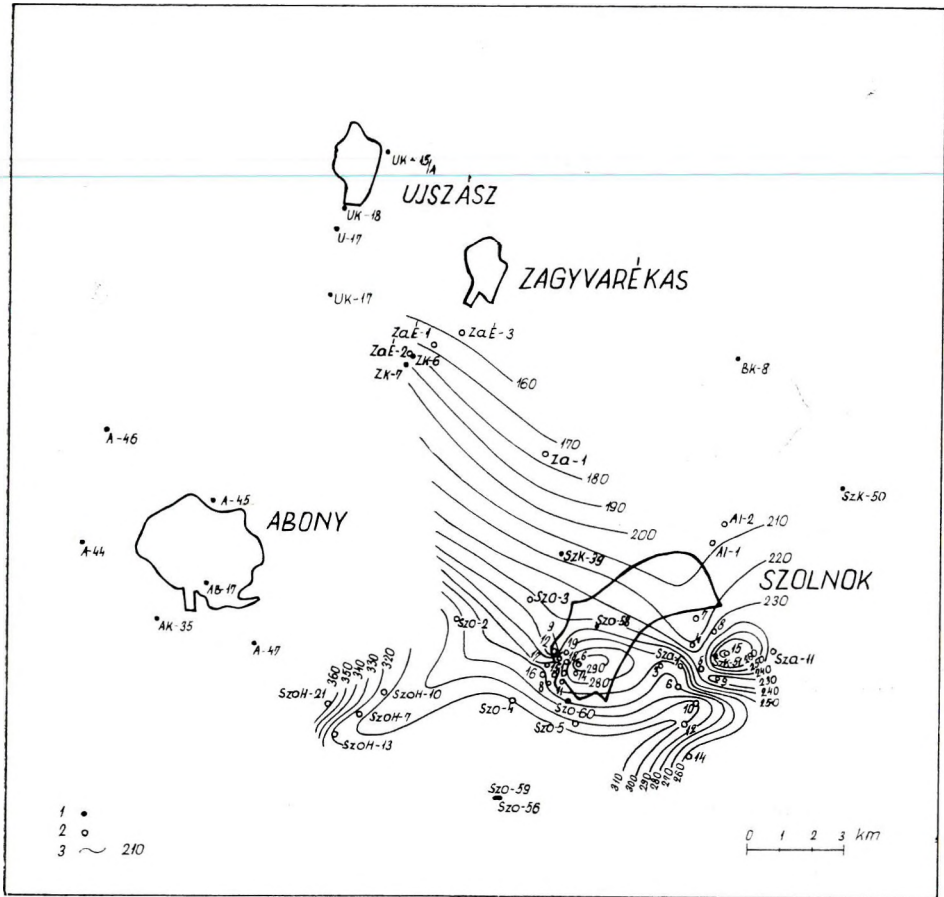
Fig. 6. Isopach map of the horizon 1

1. water-wells, 2. CH-wells, 3. isopach line

vázlatok megbízhatóbbak ott (pl. Szolnok, Szandaszöllös), ahol számos és jól korrelálható fúrás van. A vastagságtérkép-vázlatok a homok és agyagrétegek együttes vastagságát mutatják. A fúrások egyenetlen eloszlása és a homokosság szeszélyessége miatt a homokosság külön ábrázolása nem volt lehetséges. A homoktérfogat kiszámításában az egyes fúrásokat külön vettük figyelembe és a földtani tömbök módszerével számoltunk.

A vízkészletbecslésbe vonható terület az 1-es szintre 100 km<sup>2</sup>, a 2-es szintre 113 km<sup>2</sup>.





7. ábra. A 2. szint tetejének szintvonalas térképe

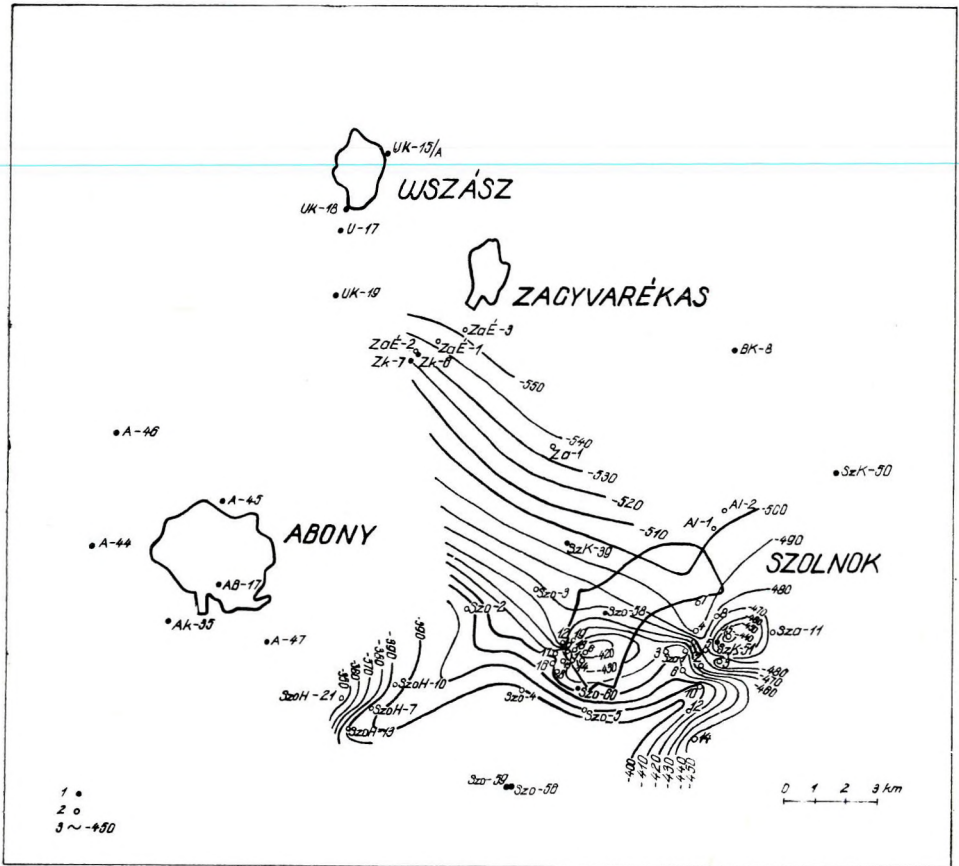
1. vizkutató fúrások, 2. szénhidrogénkutató fúrások, 3. tengerszint alatti szintvonal

Фиг. 7. Карта изогипс по кровле горизонта 2

1. Водопойсковые скважины, 2. Скважины, бурящиеся на углеводороды, 3. Изогипсы (под уровнем моря)

Fig. 7. Contour-sketch on top of the horizon 2

1. water-wells, 2. CH-wells, 3. contour line (below sea-level)



8. ábra. A 2. szint vastagságtérképe

1. vizkutató fúrások, 2. szénhidrogénkutató fúrások, 3. vastagságvonal

Фиг. 8. Карта изопач по горизонту 2

1. Водописковые скважины, 2. Скважины, бурящиеся на углеводороды, 3. Линии изопач

Fig. 8. Isopach map of the horizon 2

1. water-wells 2. CH-wells, 3. isopach line

The involved wells

Az 1-es szint homoktérfogata  $10 \text{ km}^3$ , 35% átlagporozitással számolva ez  $3.5 \text{ km}^3$  vízkészletet jelent.

A 2-es szint homoktérfogata  $21.7 \text{ km}^3$ , 30% porozitással számolva ez  $6.5 \text{ km}^3$  vízkészletet ad.

Ezek az értékek, a hiányos adatok és a homokosság változékonysága következtében csak nagyságrendi tájékoztatásnak tekinthetők.

A későbbiek során foglalkozunk az ún. ciklusosság (2. ábra, 2 szint alatt) korrelációjával.

## A vizsgált fúrások

I. táblázat

Sorszám	Fúrás jele	Helye	Mélység m.
1	Sz - 56	Szolnok	44
2	Sz - 59	Szolnok	96
3	Sz - K - 50	Szolnok	100
4	U - K 15/a	Újszász	216
5	A - 45	Abony	267
6	A - K 35	Abony	271
7	U - K 17	Újszász	300
8	U - 17	Újszász	310
9	A - 46	Abony	315
10	Sz - K 51	Szolnok	318
11	U - K 18	Újszász	333
12	A - 47	Abony	360
13	Sz - 58	Szolnok	363
14	A - 44	Abony	449
15	Z - K 6	Zagyvarékas	470
16	Sz - 60	Szolnok	493
17	B - K 8	Besenyszög	550
18	Sz - K 39	Szolnok	630
19	Z - K 7	Zagyvarékas	650
20	A - B 17	Abony	705,5
21	Sza - 9	Szandaszőlős	1825
22	Sza - 5	Szandaszőlős	1836
23	Szo - 2	Szolnok	1844,7
24	Sza - 7	Szandaszőlős	1850
25	Sza - 10	Szandaszőlős	1852
26	Sza - 15	Szandaszőlős	1858
27	Sza - 8	Szandaszőlős	1864
28	Szo - 10	Szolnok	1920
29	Al - 1	Alcsi	1958
30	Szo - 9	Szolnok	2000
31	Szo - 6	Szolnok	2000,5
32	Szo - 3	Szolnok	2004
33	Sza - 14	Szandaszőlős	2014
34	Sza - 1	Szandaszőlős	2022
35	Sza - 6	Szandaszőlős	2024
36	Sza - 12	Szandaszőlős	2035,5
37	Szo - 15	Szolnok	2041
38	Szo - 19	Szolnok	2043
39	Szo - 8	Szolnok	2044
40	Szo - 18	Szolnok	2050
41	Sza - 4	Szandaszőlős	2051

Sorszám	Fúrás jele	Helye	Mélység m.
42	Sza - 2	Szandaszöllös	2053
43	Szo - 14	Szolnok	2056
44	Szo - 17	Szolnok	2060
45	Szo - 12	Szolnok	2065
46	SzoH - 7	Szolnok	2104
47	Szo - 4	Szolnok	2143
48	Szo - 16	Szolnok	2155
49	Szo - 5	Szolnok	2181
50	SzoH - 21	Szolnok	2200
51	Sza - 11	Szandaszöllös	2226
52	Sza - 3	Szandaszöllös	2228
53	SzoH - 13	Szolnok	2238
54	SzoH - 10	Szolnok	2286
55	Al - 2	Alesi	2397
56	Szo - 1	Szolnok	2443
57	ZaÉ - 3	Zagyvarékas	2501
58	Za - 1	Zagyvarékas	2566
59	ZaÉ - 2	Zagyvarékas	2600
60	ZaÉ - 1	Zagyvarékas	2697

## IRODALOM

*Schmidt Eligius Róbert*, 1962. Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. Műszaki Kiadó, Budapest.

*Schmidt Eligius Róbert*, 1962. Magyarország vízföldtani atlasza. Műszaki Kiadó, Budapest.

*Dr. Urbancsek János*, 1962. Szolnok megye vízföldtana és vizellátása. Szolnok.

*Dr. Kőrössy László*, 1963. Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Földtani Közlöny.

*Völgyi László*, 1959. A nagyalföldi kőolajkutató újabb földtani eredményei. Földtani Közlöny.

*Dr. Kertai György* és munkatársai, 1964. Szolnok és környéke geotermikus energiakészletének vizsgálata. OMFB tanulmány.

*Béltekny Lajos* és munkatársai, 1964. Szeged és környéke geotermikus energiakészletének vizsgálata. OMFB tanulmány.



К. ЛЕНДВАИ

## БОЙСКИЙ БАСЕЙН

Результаты последних сейсморазведочных работ показали, что в отличие от существовавших до сих пор геологических соображений, между мезозойским массивом Монёрод–Бата и скрытым восточным продолжением горы Виллани, протягивается бассейнный участок – Бойский бассейн – глубина которого превышает 1500 м. Существование этого сравнительно глубокого бассейна выдвигает мысль о целесообразности проведения там поисковых работ на углеводороды и термальные воды.

K. LENDVAI

## THE BÓLY BASIN

As against to previous geological assumptions, a basin part of a depth exceeding 1500 m – the Bóly basin – has been disclosed by recent seismic investigations between the Mesozoic range of Mogyoród-Báta and the hwid eastern continuation of the Villány Mountains. The existence of the relatively deep basin may raise the issue of prospecting for hydrocarbons and thermal waters.

## A BÓLYI MEDENCE

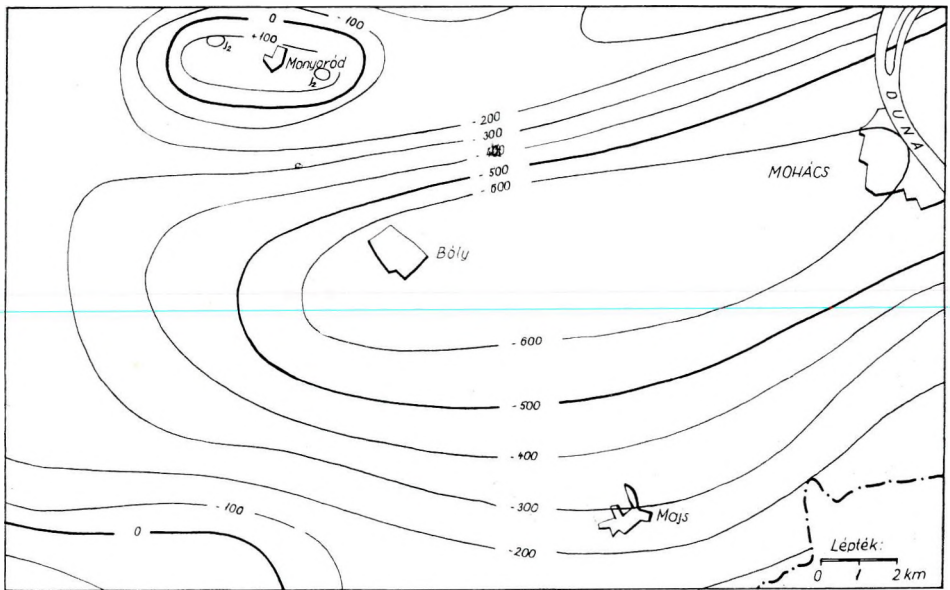
LENDVAI KÁROLY

A mélyföldtani térképek – így a nemrég megjelent mecsek-villányi geofizikai monográfia medencealjzatterképe is – a tenger szintje alatt 5–600 m-ig terjedő mélységben vonják meg a neogén medence aljzatát a monyoródbátai mezozóos vonulat és a Villányi hegység elfedett keleti folytatása között. Legutóbbi – 1962-ben végzett és a közelmúltban feldolgozott – délkelet-dunántúli átnézetes refrakciós méréseink (Lendvai, 1965) szerint azonban a tájegységnek ezen a részén tovább kell fejlesztenünk az eddig kialakult földtani képet.

Szeizmikus eredményeink szerint ezen a területen az eddig feltételezettnél jóval mélyebb, 1500 m-t is meghaladó mélységű medencerész – a Keleti Mecsektől délre fekvő medenceterület egyik egységét alkotó bólyi medence – húzódik. E felismerés alapján lényegesen megváltozik a terület földtani-szerkezeti jellegéről alkotott elképzelés.

Mivel a bólyi medencének csak a peremi részein vannak a neogén összlet alját is elérő fúrások, de magában a medencében nem, aljzatának földtani alkatát illetően egyelőre részint a szeizmikus sebességadatokra, részint földtani





2. ábra. A bolyi medence aljzatának mélységviszonyai a mecseki geofizikai monográfia (a) és az 1962. évi szeizmikus mérések (b) szerint

Фиг. 2. Глубины Бойского бассейна по данным геофизической монографии района Мечек-Виллани (a) и по данным сейсморазведочных работ 1962 г. (b)

Fig. 2. – The depth conditions of the Boly basin, according to the Mecsek-Villány geophysical monography (a), resp. to the results of the seismic survey in 1962 (b)

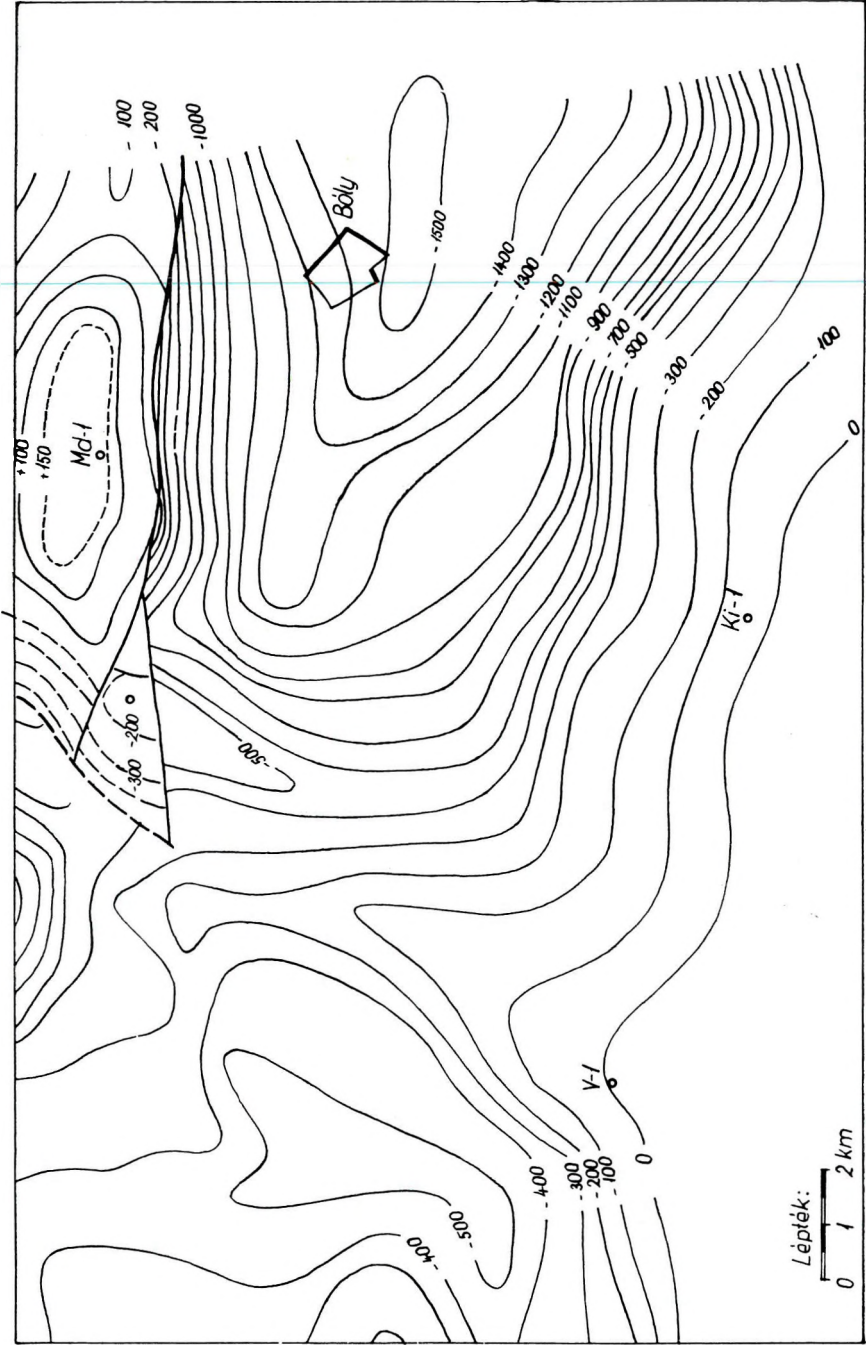
meggondolásokra támaszkodhatunk s a kérdés végleges és egyértelmű megoldását kellő mélységű fúrásoktól várhatjuk.

A medence aljzatán túlyomórészt triász mészkövekre és dolomitokra jellemző – habár magmás és átalakult kőzeteknél is előforduló – 5600–5800 m/s határsebességek tapasztalhatók. Ebből, valamint a peremi fúrásokban talált középső triász képződményekből ítélve valószínű, hogy a medence aljzatát – legalább is jórészt – triász korú kőzetek alkotják. A medence legmélyebb részében azonban 7000 m/s-t is megközelítő sebességeket észleltünk. Bár egészen 6400 m/s-ig terjedő sebességeket a villányi középső triáson is azonosíthattunk már, ennél nagyobb sebességeket triász korú üledékes kőzeteknél nemcsak a hazai, de a külföldi irodalomból sem ismerünk; ellenben kőszónál, anhidritnél, átalakult és bázisos magmás kőzeteknél igen.

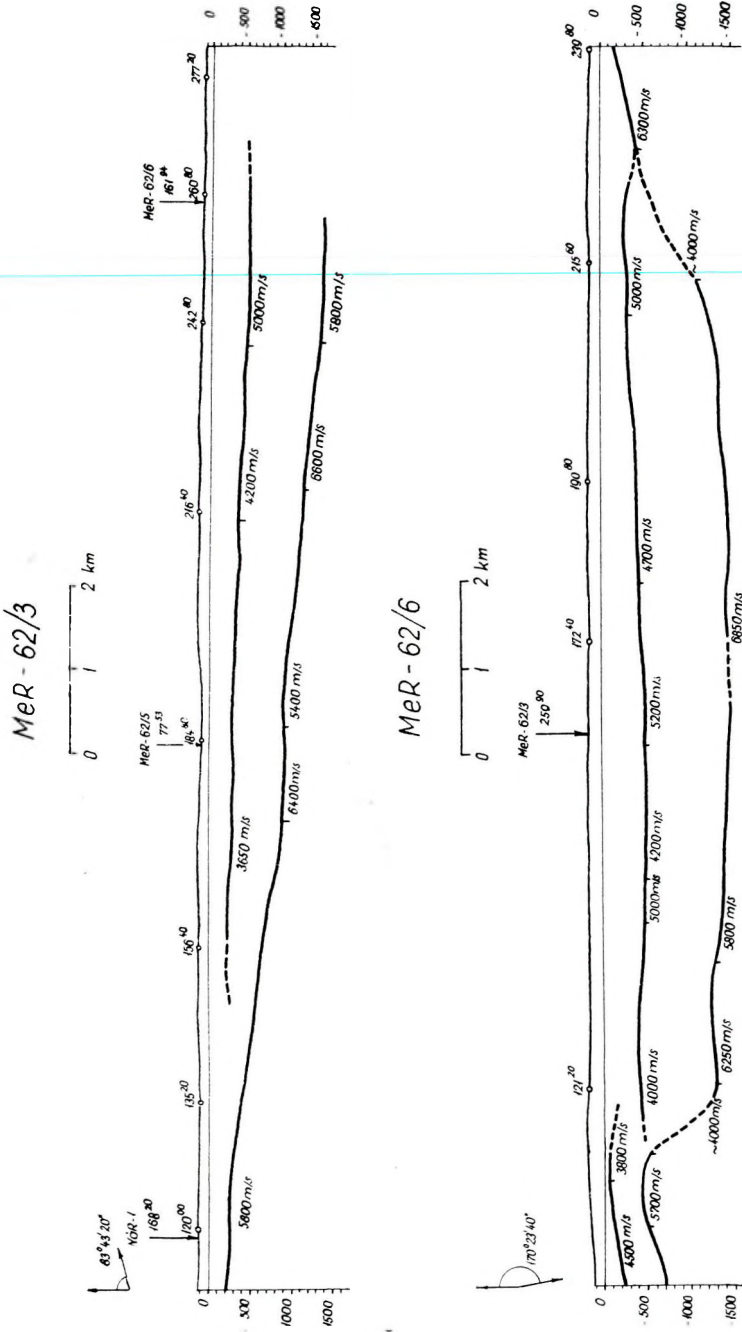
Meg kell említenünk azt a 6600 m/s sebességű kőzethatárt, amelyet 1961-ben a pécsi területtől délre nagyrészt a gránitszint alatt, kismértékű pedig a gránit szintjében határoztunk meg (Lendvai, 1961). Ez a jelenség fontosabb lehet, mint első pillantásra látszik, s ezért más alkalommal még foglalkozunk a kérdéssel.

A medencét kitöltő üledékek neogén és annál fiatalabb képződmények. Szelvényeinkben jelentkezik egy 300–600 m mélységű határfelület, amely 3000 és 5000 m/s közötti határsebességei folytán perm. alsó-triász. fiatal



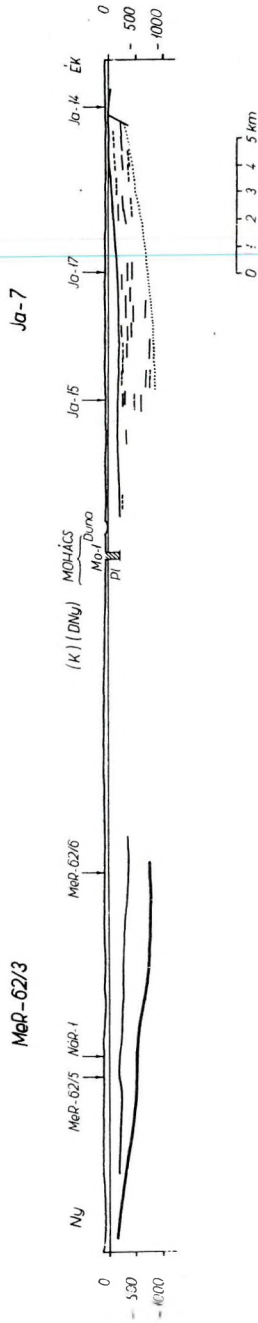


2b ábra



3. ábra. Szeizmikus refrakciós szelvényszakaszok a bolyi medencétől  
 Фиг. 3. Участку сейсмических разрезов по методу преломленных волн в районе Бой-  
 ского бассейна

Fig. 3. Seismic refraction sections from the Boly basin



4. ábra. Az Újrepre-Mohács-Nagybaracska egyesített szelvény  
Фиг. 4. Сводный разрез по линии Уйрепре – Мохач – Надьбарачка  
Fig. 4. Combined section Újrepre-Mohács-Nagybaracska

mezozoós, vagy miocén, sőt esetleg alsó-pannóniai képződmények felszíne is lehetne. Ez a határ azonban a medenceperemeken mindenütt a középső-triászon ékelődik ki, tehát itt a perm és az alsó-triász lehetőségét kirekeszthetjük. Fiatal mezozoós volta ellen szól, hogy kutatási területünkől kb. 9 km-re keletre, a Mohács – I mélyfúrás a felszíntől számított 607 m mélységben még pannóniai képződményekben fejeződött be. Innen kb. 1000 m-re északkeletre, az OKGT szeizmikus kutatási üzemének Ja – 7 jelű reflexiós szelvényében (Groholy – Rimpler – Várnai, 1958) hasonló mélységben, egy jól reflektáló, összefüggő határ halad ÉK-nek, de alatta további felületelemek kb. 1500 m mélyséig fiatalabb üledéknek vélhető szakaszt jeleznek. Ez a szakasz Nagybaracskánál a sekélyen fekvő mezozoikum felszínéhez csatlakozik.

Mindebből arra következtethetünk, hogy a bolyi medence közepes mélységű refraktáló határa valamilyen miocén vagy esetleg alsó-pannóniai szintet jelezhet. Ilyen határsebességeket hasonló korú összetettekben másutt is ismerünk. Arra is vannak tapasztalataink, hogy nagy vastagságú neogén alsó szintjeinek szeizmikus sebessége megközelítheti, sőt meg is haladhatja a medencealjzatét. Jámbor Áron szíves közlése szerint a Villányi hegység északi előterében ismeretek miocén képződmények; ilyenek tehát a mély bolyi medencében is joggal feltételezhetők.\*

Nyitott kérdés, hogy a monyoród-bátai vonulatnak, illetve a Villányi hegység elfedett folytatásának torlódási zónáiban jelentkező kisebb – 4000 m/s körüli – sebességek nem a középső-triász alatt fekvő alsó-triász, esetleg permi tagokat jelzik-e?

Ugyancsak kérdéses az újpetre-nagybudméri erős negatív gravitációs anomália oka is. Erre egyelőre nem tudunk más magyarázatot adni, mint, hogy vagy szeizmikusan (legalább is ilyen áttekintő mérésekkel) alig kimutatható helyi változásról van szó a fedőüledékekben, vagy a viszonylag vékony triász alatt kisebb sűrűségű és esetleg oldalhatással jelentkező kőzetek rejlenek a medencealjzatban.

A bolyi medenceterületen végzett kutatásunk másik érdekes mozzanata, hogy a medencerészt északon határoló monyoród-bátai mezozoós vonulat, a szeizmikus képből ítélhetően is, déli irányban torlódott fel. A vonulat triászának pásztás sebességeloszlása viszont a régebbi pikkelyeződések nagyjából északi irányára mutat.

A vázolt felismeréseknek megítélésünk szerint nem kis jelentősége van a tájegység földtani felépítettsége szempontjából. Nyersanyagkutatási vonatkozásokban főként szénhidrogének és hévizek lehetőségeire gondolunk. A gyakorlati kutatások szempontjából: a bolyi medence felderítésével a jövőben történő fúrás- és részletező geofizikai kutatásokat most már pontosabb medencealjzat-térkép alapján tervezhetjük.

\* A kézirat lezárása után jutott tudomásunkra Gyovai László szíves közléséből, hogy a Majs községnél mélyülő vizkutató fúrás 450 m mélységben még harmadkori képződményekben állt meg és így már most igazolja a medence nagyobb mélységét.

\* L. mellékletek közt.

## IRODALOM

*Groholy Tivadar – Rumpler János – Várnai László*, 1958. A Kőolajipari Tröszt Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem 46. sz. jelentése az 1958. évben a 2/57. szeizmikus csoport bajai kutatási területén végzett részletező reflexiós és refrakciós munkálatairól.

*Kaszap András*, 1963. A délbaranyai mezozoós szigetrögök. Földtani Közlöny, XCIII. kötet, 4. füzet.

*Lendvai Károly*, 1961. Jelentés a mecseki távlati kutatás keretében 1961-ben végzett szeizmikus mérésekről. Geofizikai Intézet Adattára.

*Lendvai Károly*, 1965. Jelentés a mecseki távlati kutatás keretében 1962-ben végzett szeizmikus mérésekről. Geofizikai Intézet Adattára.

*ifj. Lóczy Lajos*, 1913. Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani viszonyai. Földtani Intézet Évi Jelentése.

Munkaközösség, 1964. A Mecsek- és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei. Geofizikai Intézet Évkönyve, I. kötet.

*Rakusz Gyula – Strausz László*, 1953. A Villányi hegység földtana. Földtani Intézet Évkönyve, XLI. kötet, 2. füzet.

*Szederkényi Tibor*, 1964. A baranyai Duna-menti mezozoós szigetrögök földtani viszonyai. Földtani Közlöny, XCIV. kötet, 1. füzet.

*Wein György*, 1964. The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. Acta Geologica, Tom. VIII., Fasc. 1–4.

И. ХАЗ – К. МОЛЬНАР

O GEOMAGNITNYX RABOTAX, PROVEDENNYX V RAYONE ZENGEVARKONH

Пред магнитометрическими работами, проведенными в районе Зенгеварконь, была поставлена цель выявить имеющиеся там залежи лимонитовой железной руды. Вместо лимонитов, не имеющих магнитного эффекта, магнитометрическими работами определялись простирание и глубина залегания диабазовых тел, поскольку лимониты образовались на контакте юрских известняков с диабазами.

Наблюденные аномалии имеют простирание с юго-запада на северо-восток и отчетливо отражают положение диабазовых тел.

Результаты наблюдений подтверждаются данными бурения.

I. HAÁZ – K. MOLNÁR

ERDMAGNETISCHE MESSUNGEN IN DER UMGEBUNG von ZENGÖVÁRKONY

Die Aufgabe der Messungen in der Umgebung von Zengövárkony war die Erforschung des dort befindlichen Limonit-Eisenerzes. Statt des magnetisch wirkungslosen Limonits wurden die Streichenrichtung und die Lage des Diabases bestimmt, denn das Limonit entstand an der Kontaktfläche des Jurakalksteines und des Kreide-Diabases.

Die Anomalien streichen sich in einem südwestnordöstlichen Zug und zeigen die Lage der verdeckten Störkörper, der Diabas-Stöcke. Die Ergebnisse wurden durch Bohrungen bestätigt.

FÖLDMÁGNESES MÉRÉSEK ZENGÖVÁRKONY KÖRNYÉKÉN

HAÁZ ISTVÁN – MOLNÁR KÁROLY

A Mecsek hegység DK-i oldalán, Zengövárkony közelében *limonitos barnavasérc* fordul elő. A limonitos vasércnek rendszerint igen kicsi a mágneses hatása, tehát előfordulásainak kimutatására a mágneses mérések általában nem alkalmazhatók. *Sztróka* Kálmán (1952) szerint azonban ez a vasércképződmény a *trachidolerit* és a felette levő mészkőréteg határfelületén fordul elő. Minthogy a mecseki trachidolerit mágneses hatása igen erős, a vasérc közvetlen felkutatása helyett a *trachidolerit és a mészkő határfelületének kimutatását* tekintettük feladatunknak. A mágneses mérések elvégzését Sztróka a Zengövárkony, Pusztakisfalu és Apátvarasd községek között kijelölt mintegy 6 km<sup>2</sup> területen javasolta. A területen akkor már bányászati kutatások is folytak.

A méréseket és azok feldolgozását 1953. augusztus 14. és november 6. között *Szilágyi* Béla vezetésével *Ferenczy* János és *Suloky* István hajtották végre (*Szilágyi*, 1953). Minthogy a trachidolerit-ható mélységét és méreteit egyelőre nem kellett meghatározni, Schmidt-féle mágneses mérleggel csupán a függőleges télerősség anomáliáinak meghatározására szorítottak. A kijelölt területen a várható DNy – ÉK irányú csapásvonalra merőleges DK – ÉNy irányú szelvények mentén először 100 m közü, majd a kapott nagyobb anomáliák szélsőértékhelyeinek

közlebbi meghatározására 50, 20, 10 m, sőt helyenként még kisebb közü részletes méréseket végeztek. Összesen 1254 helyen határozták meg a  $\Delta Z$  anomáliákat. Két alapponton BMZ-műszerrel a függőleges térerősség abszolút értékét is meghatározták és a relatív mérésekkel az ezekből adódó anomália-értékekhez esatlakoztak.

A mérések eredményeit az *1. ábra* bekeretezett és 1953-as évszámmal megjelölt része ábrázolja.

A legfeltűnőbb anomáliák az egész 1953. évi területen áthúzódo DNy – ÉK irányú, mintegy 4–500 m széles vonulatban sorakoznak, számos többszáz gammás, néhány 1000 gammán felüli maximum között 2643 és 2519 gammás legnagyobb értékekkel és több, néhány száz gammás pozitív és negatív értékű minimummal (*Szilágyi, 1953*).

A pusztakisfalui *vörösvasérc-előfordulás* esetleges mágnese hatásának vizsgálatára a méréseket a terület D-i részén kb. 400 m széles sávban Pusztakisfal felé is kiterjesztették. Ebben a sávban is DNy – ÉK irányú anomáliavonulat jelentkezik 600 gammán felüli maximumértékekkel. Ez a vonulat azonban Pusztakisfal közelében véget ér, kis negatív értékekbe megy át és figyelemreméltó változásokat a Pusztakisfal DK-i szélén ismeretes vörösvasérc-előfordulás helyén sem mutat (*Szilágyi, 1953*).

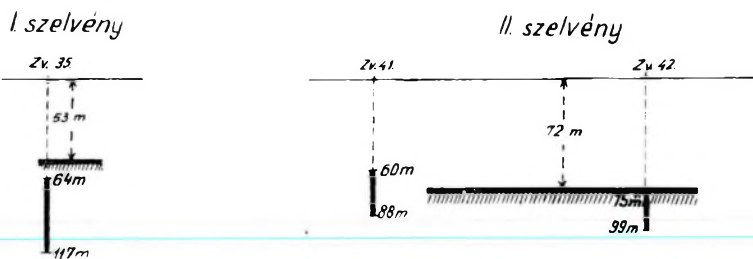
Ezek szerint 1953. évi mérésünk eredményei a mágnese hatású közettest, feltehetően a trachidolerittömegek helyzetét és vonulatainak irányát eléggé feltűnően jelzik, tehát erre vonatkozó feladatunkat sikerrel teljesítettük. A ható trachidolerit és a mészkő határfelületének helyzetére vonatkozó vizsgálatokra csak később került sor, amikor a szükséges  $\Delta H$ -méréseket is elvégeztük.

A *Dunai Vasmű* és a *KGM* kívánságára mintegy 6 évvel később ismét megindult a zengővárkonyi vasérc-terület kutatása és számos fúrás is lemélyült a kutatás területén. A *további fúrások tervezése* szükségessé tette mágnese méréseink kiegészítését és ezek segítségével a tervezett fúrások számára a várható mélységi viszonyok kiszámítását.

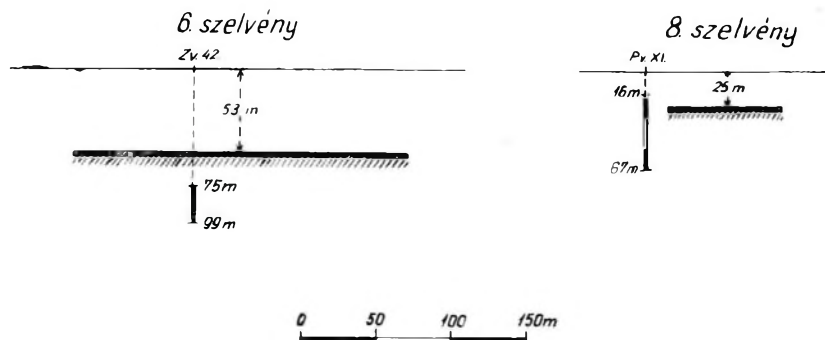
A hatószámításhoz szükséges kiegészítő földmágnese méréseket 1960. június második hetében *Zsille Antal* végezte el az 1953-ban kimutatott anomáliavonulataink irányára merőlegesen haladó *3 szelvényben*. A mért szelvényvonalak helyzetét az *1. és 2. ábrán* I., II. és III. számokkal megjelölt egyenes szakaszok ábrázolják. A szelvényekben végzett  $\Delta H$ - és  $\Delta Z$ -méréseink eredményeiből a mágnese hatótest mélységét és szélességét szokásos eljárásunkkal (*Haáz, 1964*) *Benderné Kelemen Olga* és *Komáromy István* számították ki. (*Haáz, 1960*) Megnyugtató, hogy az I., II. és a későbbi 6. és 8. számú szelvényeink (*1. és 2. ábra*) közelében lemélyített *Zv 35, Zv 41, Zv 42* és *Pv XI* sz. fúrások a *trachidolerit*, illetve – újabban felvetett elnevezés szerint – *diabázt* (*Bilik, 1965*) – általában a számításainknak megfelelő mélységben érték el (*3. ábra*).

A későbbi földtani kutatások az 1953. évi mérések területétől ÉK-re is tártak fel *diabázt*, az anomáliák pedig DNy felé még nem értek véget. Így került sor 1963-ban földmágnese méréseink folytatására mindkét irányban Ófalu, illetve Pécsvárad felé (*Molnár, 1963*). Az előző mérések és az újabb földtani kutatás eredményei alapján a *diabáz*-testek további csapásirányát és mélységét kellett meghatároznunk a vasérc-kutatás támogatására.

1960.



1963.



3. ábra. A számított hatómélység összehasonlítása a mélyfúrások eredményeivel

Фиг. 3. Сопоставление расчетных глубин возмущающих тел с данными глубокого бурения  
 Abb. 3. Die Vergleichung der berechneten Störkörperstiefe mit den Ergebnissen der Tiefbohrungen

A feladat megoldására kb. 24 km<sup>2</sup> területen április 18-tól október 20-ig Fanselau-féle kombinált magnetométerrel részletes  $\Delta H$  és  $\Delta Z$  méréseket végeztünk. A méréseket Molnár Károly végezte el, részben Farga Lajos és Suloky István, a feldolgozásban rajtuk kívül Kárpáti Elemér közreműködésével.

A mérések kezdetén Ófalu közelében a ható közet csapásirányának felderítése végett a völgyek, a gerincek és az utak mentén kb. 2–300 m-es vonalközökkel és 50 m-es állomásközökkel végeztük az észleléseket. A továbbiak folyamán a ható csapásirányára közel merőleges szelvényekben mértünk. A szelvények távolsága 200 m, az állomások távolsága itt is 50 m volt.

Az észlelt  $\Delta Z$  és  $\Delta H$  anomáliák értékeiből megszerkesztett izanomál térképeket az 1. és 2. ábra szemlélteti.\*

\* L. melléletek közt.



Az Ófalutól Apátvarasdig húzódó területen sok, kis értékű és kis kiterjedésű anomália mutatkozik. Apátvarasdtól ÉK-re 2500 m-re, 3. sz. szelvényünk közelében, a  $\Delta Z = 617$  gamma értékű maximum mellett húzódó vízmosásban a földtani kutatás *trachidoleritet* illetve *diabázt* tárt fel.

Apátvarasdtól Pécsváradig terjed a nagyobb értékű, összefüggő kiterjedésű anomáliák területe. Itt 1963-ban nem végeztünk részletes mérést, de az 1953. évi mérés húsz alappontján a  $\Delta Z$  mérést megismételtük és  $\Delta H$  alappont-mérésekkel is kiegészítettük.

Az Ófalutól Pécsváradig észlelt anomáliák egységes – közel ÉK-i csapású – vonulatban helyezkednek el és jól mutatják az eltakart hatók, a *trachidolerit*-vagy *diabáz*-testek helyzetét.

A Pécsváradtól DNy-ra eső terület anomáliamentesnek bizonyult.

Az izanomál térkép alapján kiválasztott *nyolc szelvény* mentén a  $\Delta H$  és  $\Delta Z$  anomáliák menetéből az eltakart hatók helyzetének, mélységének, szélességének és mágneses szuszceptibilitásának meghatározására az 1963. évi mérések területén is végeztünk számításokat. Az 1960. és 1963. évi *hatószámításaink* eredményeit az *I. sz. táblázatban* foglaltuk össze.

*I. táblázat*

A hatószámítások eredménye

Mérés éve	A szelvény száma és a $\Delta Z$ maximum értéke	A ható		
		közepének távolsága a $\Delta Z$ maximum helyétől	mélysége	szélessége
1960	I. 662 $\gamma$	ÉNy-ra 14 m	53 m	40 m
	II. 671 $\gamma$	ÉNy-ra 73 m	72 m	177 m
	III. 293 $\gamma$	ÉNy-ra 27 m	75 m	259 m
1963	1. 270 $\gamma$	ÉNy-ra 12 m	12 m	35 m
	2. 122 $\gamma$	ÉNy-ra 67 m	24 m	140 m
	3. 617 $\gamma$	ÉNy-ra 25 m	25 m	70 m
	4. 81 $\gamma$	ÉÉNy-ra 17 m	30 m	70 m
	5. 70 $\gamma$	ÉÉNy-ra 125 m	25 m	290 m
	6. 895 $\gamma$	ÉÉNy-ra 110 m	53 m	225 m
	7. 401 $\gamma$	ÉÉNy-ra 25 m	50 m	50 m
	8. 342 $\gamma$	ÉÉNy-ra 25 m	25 m	70 m

Mérési területünkön a vízmosságokból és a zengővárkonyi feltárásból *Hetényi* Rudolf geológussal a MÁFI Mecseki Osztályának vezetőjével, majd *Bilik* István geológussal *kőzetmintákat* gyűjtöttünk és ezek szuszceptibilitását és térfogategységenkénti saját momentumát is meghatároztuk. A nagy anomáliák területéről gyűjtött kőzeteken végzett *mágnesezettség meghatározások* (*Molnár*, 1963) eredményeit a *II. sz. táblázat* tartalmazza. Az értékek jelentékeny szórást mutatnak.

II. táblázat

## A kőzetvizsgálatok eredménye

Sorsz.	Kőzet	Térfogategységenkénti saját momentum (m)	Mágneses szuszceptibilitás (%)
1	Erősen mállott trachidolerit .....	0,000 20 $\Gamma$	0,000 77
2	Erősen mállott trachidolerit .....	16 $\Gamma$	49
3	Trachidolerit .....	55 $\Gamma$	2 36
4	Trachidolerit .....	1 67 $\Gamma$	2 04
5	Hólyagos láva .....	1 98 $\Gamma$	2 92
6	Diabáztufa .....	49 $\Gamma$	37
7	Diabáztufa .....	18 $\Gamma$	47
8	Diabáz-bomba, tufában.....	1 66 $\Gamma$	3 67
9	Diabáztufa .....	18 $\Gamma$	52
10	Diabáztufa .....	12 $\Gamma$	16
11	Diabáztufa .....	13 $\Gamma$	14
12	Sötétszürke apróhólyagos diabáz .....	1 41 $\Gamma$	1 03
13	Durvább hólyagos diabáz.....	1 57 $\Gamma$	1 59
14	Hólyag nélküli diabáz .....	2 11 $\Gamma$	59
15	Bontott, apróhólyagos diabáz .....	23 $\Gamma$	85
16	Sötétszürke üde diabáz .....	1 05 $\Gamma$	1 94
17	Apróhólyagos diabáz .....	1 09 $\Gamma$	1 28
18	Zöldesszürke, üde diabáz .....	1 10 $\Gamma$	1 78
19	Zöldesszürke, kevés hólyagos diabáz .....	1 07 $\Gamma$	1 44
20	Sárgásszürke, agyagos diabáz .....	39 $\Gamma$	1 35
21	Sárgásbarna, agyagosodott diabáztufa .....	62 $\Gamma$	1 45
22	Sárgásbarna, agyagos diabáztufa .....	14 $\Gamma$	40
23	Lilásszürke, durvahólyagos diabáz .....	74 $\Gamma$	1 48
24	Lilásszürke, hólyagos diabáz .....	47 $\Gamma$	1 04

Zengővárkony környékén az 1953., 1960. és 1963. évi *mágneses méréseink és számításaink jól kimutatták a trachidolerit-, illetve diabáz-testek helyzetét, csapásirányát és mélységét*. Mágneses méréseink, számításaink és kőzetvizsgálataink eredményei kielégítően megegyeznek a területen lemélyített fúrások és földtani kutatások eredményeivel.

## IRODALOM

*Bilik I.*, 1965. A mecseki alsókréta vulkanitok nevezéktani kérdései. Előadás a MÁFI pécsi beszámoló ülésén.

*Haáz I.*, 1964. Gravitációs és mágneses hatású függőleges vagy ferde réteg meghatározása a mért anomáliákból. Geof. Közl. XIII. 1.

*Haáz I.*, 1960. Jelentés a zengővárkonyi kiegészítő földmágneses mérések és számítások eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

*Molnár K.*, 1963. Jelentés az 1963. évben Zengővárkony és Máza környékén végzett részletes földmágneses mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

*Sztlágyi B.*, 1953. Jelentés a Zengővárkony környékén az 1953. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

*Sztróckay K.*, 1952. Mecseki vasércképződés. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közleményei, V. 3.

O. БЕНДЕР – К. ВАРРОК – Д. РЕМЕНИ

**О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОМАГНИТНЫХ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТАХ,  
ПРОВЕДЕННЫХ В РАЙОНЕ ТИХАНЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

Благодаря особенностям своего геологического строения (и специфике своей флоры) Тиханьский полуостров объявлен заповедником. В связи с этим и с характером аномального геомагнитного поля, площадь полуострова имеет благоприятные условия для работы геомагнитной обсерватории. Именно в связи с созданием обсерватории на полуострове проведены детальные геологические, геомагнитные и гравиметрические работы. Проведенные работы позволили выяснить некоторые интересные вопросы (напр. различный характер так назыв. Внутреннего и Внешнего озер, возраст базальтового вулканизма и т.п.).

O. BENDER – K. VARRÓK – GY. REMÉNYI

**GEOLOGISCHE, GEOMAGNETISCHE UND GRAVIMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN  
IN DER UMGEBUNG DES OBSERVATORIUMS VON TIHANY**

Die Tihany Halbinsel ist wegen ihres besonderen Aufbaues (und ihrer eigenartigen Flora) ein Naturschutz-Gebiet. Deshalb und infolge ihrer geomagnetischen Anomalienverhältnisse ist sie für die Errichtung eines geomagnetischen Observatoriums sehr geeignet. In Verbindung mit der Anlegung des Observatoriums wurden detaillierte geologische, geomagnetische und gravimetrische Erkundungen durchgeführt. Diese Erkundungen haben einige interessante Probleme klargelegt (z. B. der verschiedene Charakter des Belső- (Innen) und Külső (Äusseren) Sees; das Alter des Basaltvulkanismus usw.).

**A TIHANYI OBSZERVÁTORIUM KÖRNYÉKÉN VÉGZETT FÖLDTANI,  
FÖLDMÁGNESES ÉS GRAVITÁCIÓS VIZSGÁLATOK**

BENDERNÉ KELEMEN OLGA – BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA –  
REMÉNYI GYÖRGY

**A KUTATÁSOK TÖRTÉNETE**

Magyarországnak az első világháború óta nem volt megfelelő földmágneses obszervatóriuma. Ennek hátrányait az 1949–50. évi országos földmágneses mérések tették nyilvánvalóvá. Ekkor vetődött fel az a gondolat, hogy a Tihanyi félsziget – földrajzi helyzete, védett jellege, stb. következtében – alkalmas földmágneses obszervatórium létesítésére. Ezért 1950 szeptemberében az Intézet a félsziget nem egy, hanem négy pontján (az Aszófő, a Tihany, a Tihany – Csúcshegy és a Tihany-rév elnevezésű pontokon) végzett abszolút földmágneses méréseket (Barta Gy., 1950). 1952. októberében a félsziget középső és déli részén Schmidt-féle vertikális mágneses mérleggel tájékoztató mérésekre, majd

még ez év végén a félsziget egész területén kb. 400 m állomásközű hálózatos mérésekre került sor (Szilágyi B., 1953). Ezek a mérések azt mutatták, hogy a félsziget déli része csaknem anomáliamentes, tehát a tervezett obszervatórium elhelyezésére alkalmas. A félsziget közepe táján mutatkozó nagy anomáliákat sem kell kedvezőtlennek tekinteni, mert lehetővé teszik az obszervatórium közelében műszerösszehasonlító, és egyéb kísérleti vizsgálatok elvégzését (Barta Gy., 1956). E választás mellett szól még az is, hogy a Tihanyi félsziget természetvédelmi terület, itt tehát ipari létesítmények zavaró hatásától sem kell tartani.

1954-ben az Obszervatórium felépült és megkezdte működését. Az Intézet tervbe vette, hogy a félszigetet, az Obszervatórium környezetét fokozatosan geofizikai mintaterületté fejleszti, és ennek megfelelően többféle módszerrel is alaposan felméri. A távlati tervek között szerepelt az Obszervatórium feladatkörének bővítése is gravitációs és tellurikus megfigyelésekkel (ez azóta megvalósult). Mindenképpen indokolt tehát a félsziget alapos földtani és geofizikai felmérése. Ennek első szakasza nemrég zárult le. Beszámolónkban az eddig elvégzett munkákról adunk számot.

1957 nyarán a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet felkérésére a M. Áll. Földtani Intézet elkészítette a Tihanyi félsziget részletes földtani térképét, a vulkáni képződmények korára vonatkozó vizsgálatokkal (Böjtösné Varrók K., 1957).

1961-ben a tihanyi Belső-tó területén részletes (100 m szelvény és 50 m állomásközű) földmágneses méréseket végeztek, majd az 1962. évi részletes graviméter mérésekkel egyidőben a graviméterállomások pontjain, illetve azok közelében  $\Delta Z$  és  $\Delta H$  mérésekre került sor a Fanselau-féle kombinált mágneses mérleggel.

1963. elején a befagyott Balatonon, a félsziget partja mentén is végeztek  $\Delta Z$  és  $\Delta H$  méréseket. A gravitációs méréseket szintén 1962 és 1963 telén végezték a félszigeten, illetve a félsziget partja mentén Sharpe graviméterrel (Benderné Kelemen O., 1965, Reményi Gy., 1964).

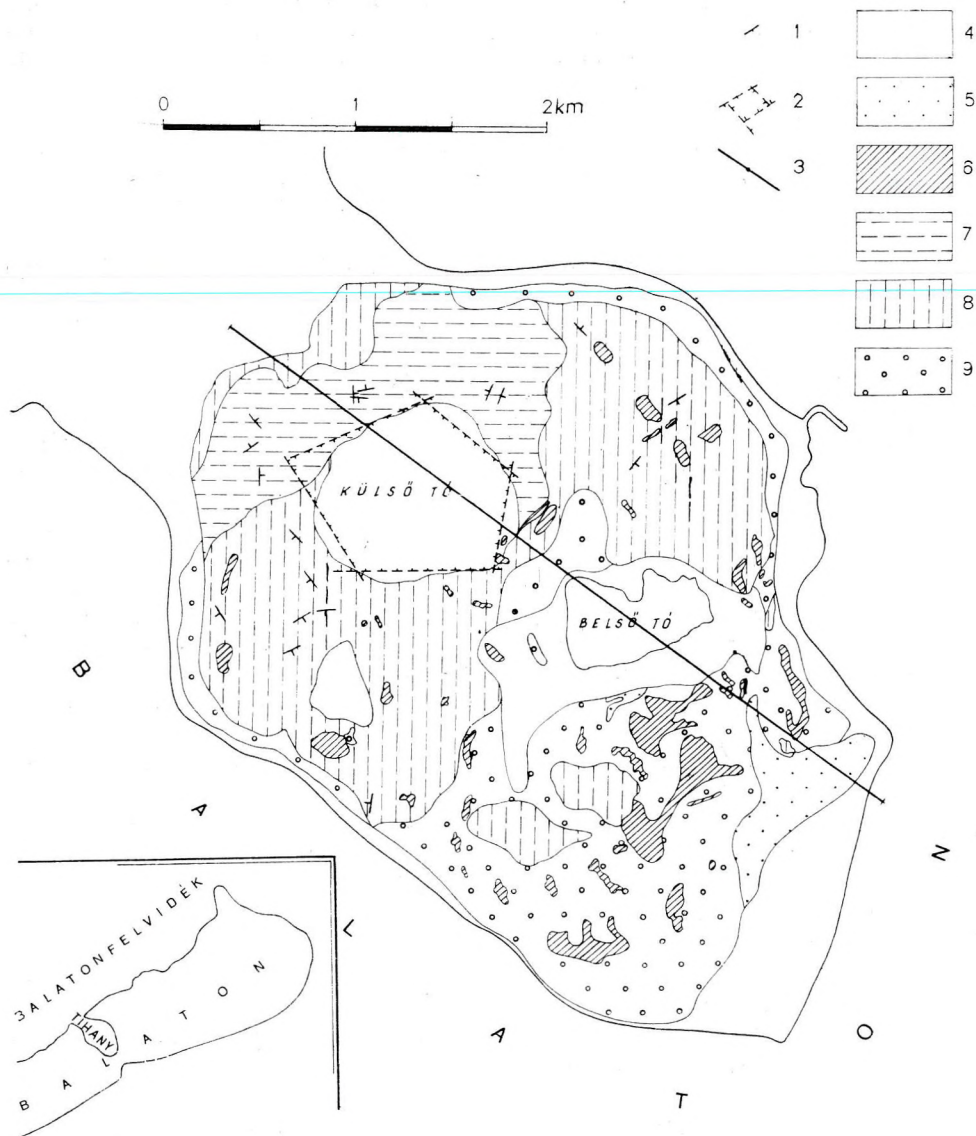
A félszigetről szórványosan begyűjtött bazalttufa és bazaltbreccsa mintákon végeztek szuszceptibilitás és sajátmomentum meghatározásokat  $\kappa = 0 - 0,0009$ , illetve  $m = 0 - 0,02 \Gamma$  között ingadozó értékeket adtak (Benderné Kelemen O. 1965).

#### A TIHANYI FÉLSZIGET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

##### A félsziget földtani képződményei

A Tihanyi félsziget (1. ábra) felszínén ismert legidősebb képződménye a *pannóniai korú homok, homokkő, agyag*. Feltárásait a félsziget Ny-i, D-i és K-i peremén találjuk.

A félsziget ÉNy-i részén a pannóniai üledékekre *bazalttufa* települ. A bazalttufának két változata ismert. Az egyik aprószemű, kevés bazaltlapillit tartalmaz rétegzett, vagy rétegzetlen, kötőanyaga vulkáni por. Feltárásaiban a vulkáni anyag között rendszerint igen sok harmadkornál idősebb zárványt találunk. Az apró lapillik mindig egyneműek és jól kristályosodott bazaltból állnak.



1. ábra. A Tihanyi félsziget földtani térképe. Szerkesztette Böjtösné Varrók K.

1. rétegdőlés; 2. vulkáni kaldera; 3. földtani szelvény; 4. iszap, homok (holocén); 5. lösz, löszös homok; 6. gejsirit; 7. bazalttufa II.; 8. bazalttufa I. (pleisztocén); 9. homok, homokkő, agyag (pannóniai);

Фиг. 1. Геологическая карта Тиханьского полуострова (составлена К. Варрок)

1 – падение пластов; 2 – вулканические кальдеры; 3 – геологический разрез; 4 – глины, пески (аллювиальные); 5 – лёсс, пески; 6 – гейсириты; 7 – базальтовые туфы II.; 8 – базальтовые туфы I (плейстоцен); 9 – пески, песчаники (паннон)

Abb. 1. Geologische Karte der Tihany Halbinsel (zusammengestellt von K. Varrók).

1. Schichtfallen; 2. Vulkanische Kaldera; 3. Geologisches Profil; 4. Lehm, Sand (Alluvial); 5. Löss, Sand; 6. Geysirit; 7. Basalttuff II.; 8. Basalttuff I (Pleistozän); 9. Sand, Sandstein (Pannonien)

A másik bazalttufa-változat fő jellemzője, hogy durvaszemű, salakos bazaltanyagú lapillik és bombák alkotják. Ebben zárványként a finomszemű bazalttufa kristályosodott lapillitörmelékei találhatók. A durvaszemű bazalttufa kötőanyaga kalcit és kvarc.

Részben a pannóniai homokos-agyagos összletre, részben pedig a finomszemű bazalttufa változatra települ az utómagmás tevékenység hatásaként keletkezett *gejzirit*. Ennek anyaga a kvarc és a kalcit változatos keveréke. Fő elterjedési területe a félsziget D-i fele, ahol több mint 100 különálló gejziritkúp van.

A félsziget területén az említett kőzetváltozatokon kívül kis foltokban *faszénmaradványos lösz* és *lössös homok* található.

### A félsziget vázlatos földtani fejlődéstörténete

A Tihanyi félsziget aljzata, fúrási adatok szerint és a bazalttufa zárványai alapján, a Balatonfelvidék paleozóos-mezozóos összlete. Erre települ a pannóniai üledéksorozat.

A tihanyi pannóniai képződmények sztratigráfiáját Bartha F. (1959) tanulmányozta. Megállapította, hogy a félsziget területén a pannóniai üledékképződési ciklus befejező része – az édesvízi üledékképződésre utaló *Unio wetzleri* tartalmú homokosorozat – hiányzik. Ez a sorozat a Bakony hegység D-i előterében mindenütt megtalálható, ahol a rátelepült édesvízi mészkő védte a lepusztulástól. Feltehető, hogy a Tihanyi félszigeten is kifejlődött a felsőpannóniai édesvízi üledékképződésű homokos fácies, azonban itt – minthogy az erózió ellen védelmet nyújtó édesvízi mészkő hiányzott – a *Congerina triangularis* szintig lepusztult. A pannóniai sorozat tehát nem teljes, csökkentsővízi üledékekkel végződik.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a terület a teljes pannóniai üledékképződés után kiemelkedett és letarolódott.

A kiemelkedéssel járó mozgások fellazították a pannóniai képződményeket és a nyitott hasadék (főleg törések metszésénél) utat nyitottak a felszínre törő vulkáni anyagnak.

A vulkáni működés középpontja a mai Külső-tó környékén volt. Ezt alátámasztják a kiemelkedő értékű mágneses anomáliák a Külső-tó területén – eltérően a többi bazalttufával fedett területtől. Ez a kráter szolgáltatta a vulkáni működés első fázisában felszínre került, zárványokban bővelkedő, bazalttufát.

A vulkanizmus szünetében időlegesen vulkáni utóműködési folyamatok léptek előtérbe, amelyek néhol (pl. Kiserdő-tető) lemezes gejziritet hoztak létre.

A vulkáni kráter beszakadása és a kaldera kialakulása az első vulkáni ciklus után történt. A kaldera É-i peremén jött felszínre – apró, önálló kúpok alakjában – a második vulkáni szakasz terméke, a durvaszemű, salakos – lapillikból és bazaltbombákból álló – bazalttufa.

A gejzirit kúpok – tömegesen – a második erupciós ciklussal egyidőben keletkeztek. A gejzirek nyomait a fiatalabb erupciós ciklus bazalttufáin is megfigyelhetjük, ezek kötőanyaga mindig a gejzirek kvarca és kalcitja.

A geiziritek keletkezése után újabb mozgási szakasz következett. Nyomait a geiziriteken is megtaláljuk É–D-i és K–Ny-i csapású litoklázisrendszerben. Valószínűleg ekkor következett be a Balaton és a Belső-tó medencéjének fokozatos besüllyedése É–D és K–Ny csapású helyi rendszerben, de regionálisan beilleszkedve az újjáéledő középhegységi mozgások csapásába.

### A vulkáni képződmények kora

A balatonfelvidéki bazaltvulkánossággal foglalkozó irodalomban sok adatot találunk a bazaltvulkánosság korára vonatkozólag. A bazalt és a pannóniai üledékes kőzetek érintkezésén sok helyütt megfigyelhető a benyomuló magma hatása a mellékkőzetre (pörkölési nyomok). A bazalttufából felső-pannóniai édesvízi mészkő és levantei kavicstömb zárványokat említ az irodalom (Lóczy L., 1913. Vitális I., 1909).

Bartha F. (1959) szerint a felső-pannóniai üledéksor letarolódása (a délbakonyi felső-pannóniai üledékek sztratigráfiai vizsgálata alapján) bizonyított. A rétegsor letarolódása, elszállítása feltehetően levantei korú. A bazaltvulkanizmus, a hozzá csatlakozó geizirműködéssel együtt, ezután, tehát az alsópleisztocénben következett be.

### A FÖLDTANI, A FÖLDMÁGNESES ÉS A GRAVIMÉTERES MÉRÉSEK EGYÜTTES ÉRTELMEZÉSE

A Tihanyi félszigeten végzett kutatások eredményeként a félsziget mintegy 13 km<sup>2</sup>-nyi területéről – a földtani térképen kívül  $\Delta Z$ ,  $\Delta H$  és  $\Delta g$  (Bouguer) anomália térképek készültek (2., 3., 4. ábra), a kb. 17 áll/km<sup>2</sup> gyakoriságú földmágneses és gravitációs mérések alapján. A félsziget északi részén két szelvény (A–A és B–B szelvény a 2. és 3. ábrán) mentén – Haáz I. (1964) által ismerttetett elv szerint – végzett hatószámítások eredményeként az A–A szelvény adataiból kb. 300 m széles, 100 m tetőmélységű ható adódott; a B–B szelvény adataiból számított ható szélessége 120 m, tetőmélysége 70 m (Benderné Kelemen O., 1965).

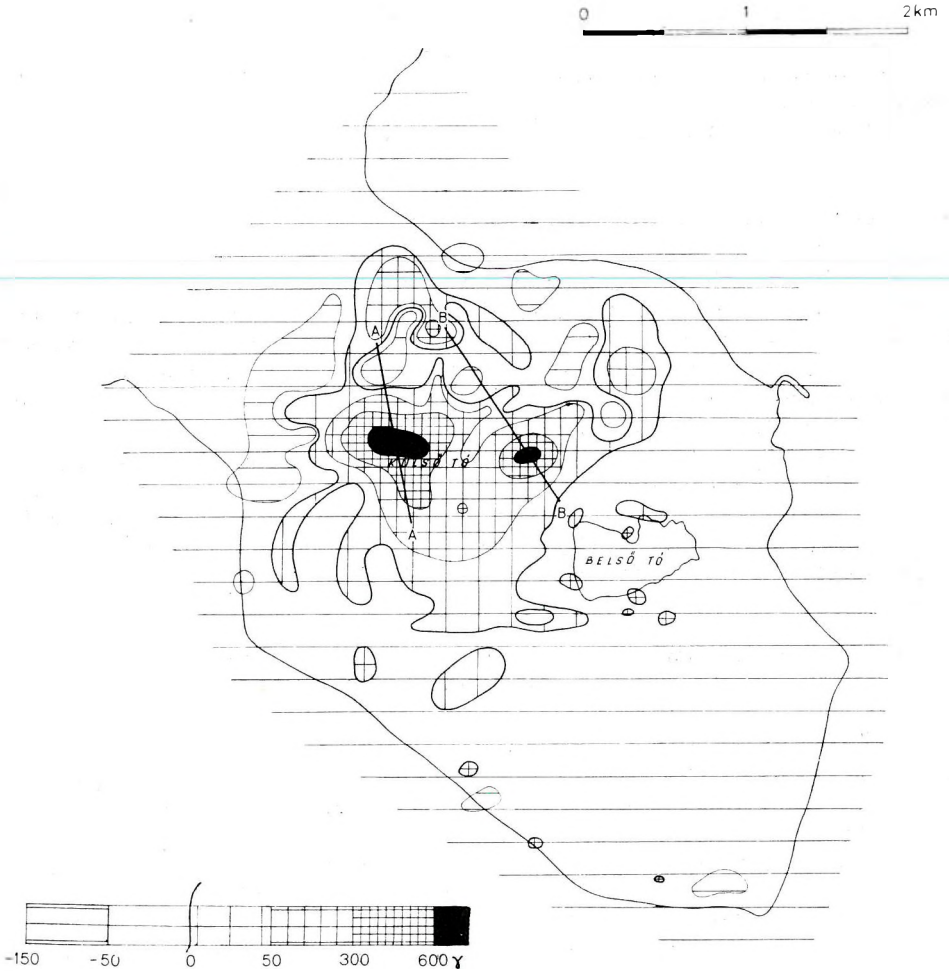
A Bouguer-anomáliákból középértékképzéssel maradékanomáliatérkép (5. ábra) is készült (Reményi Gy., 1964).

A földtani vizsgálatok, a  $\Delta Z$  és  $\Delta H$ , valamint a Bouguer- és maradékanomáliatérkép alapján a következő megállapításokat tehetjük:

1. A Balatonfelvidék nagyobb sűrűségű paleozóos-mezozóos képződményei a Balaton által is jelzett ÉK–DNy irányú törésvonal mentén, DK felé fokozatosan lesüllyedtek. Ezt jelzik a Tihanyi félsziget bazalttufáiban talált paleozóos-mezozóos kőzetzárványok, valamint a Bouguer-anomália térképen az anomáliavonalak átlagosan ÉK–DNy-i irányba és DK felé regionálisan csökkenő értéke.

2. A Külső-tó csaknem szabályos köralakú, kis sűrűségű holocén üledékekkel fedett területén nagy mégneses anomáliák vannak. Az ezekből számított hatómélység viszonylag nem nagy. Ugyanitt a Bouguer- és a maradékanomáliatérképen kisebb minimum látható. Mindez – együttesen te-





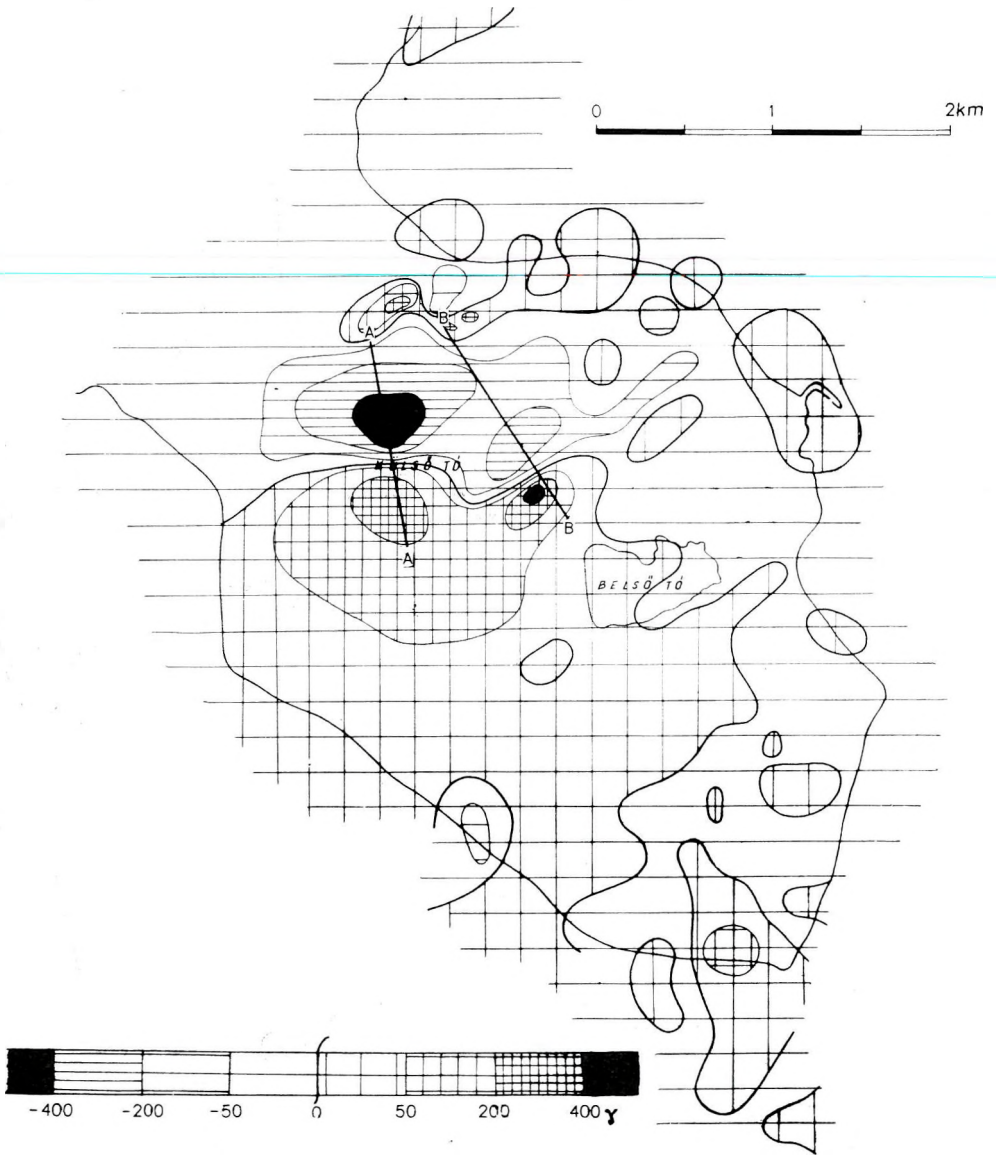
2. ábra. A Tihanyi félsziget  $\Delta Z$  anomáliatérképe  
(A—A, B—B hatószámítások szelvénye)

Фиг. 2. Карта аномалий  $\Delta Z$  Тиханьского полуострова  
(А—А, В—В — линии определения возмущающих масс)

Abb. 2.  $\Delta Z$  Anomalie-Karte der Tihanyi Halbinsel  
(A—A, B—B Linien der Störkörperbestimmungen)

kintve — besüllyedt vulkáni kürtőre utal. A felszínen is nyomozható beszakadási peremek alátámasztják ezt a feltevést. A nagy mágneses anomália arra utal, hogy a kürtőt nem bazalttufa, hanem bazalt tölti ki.

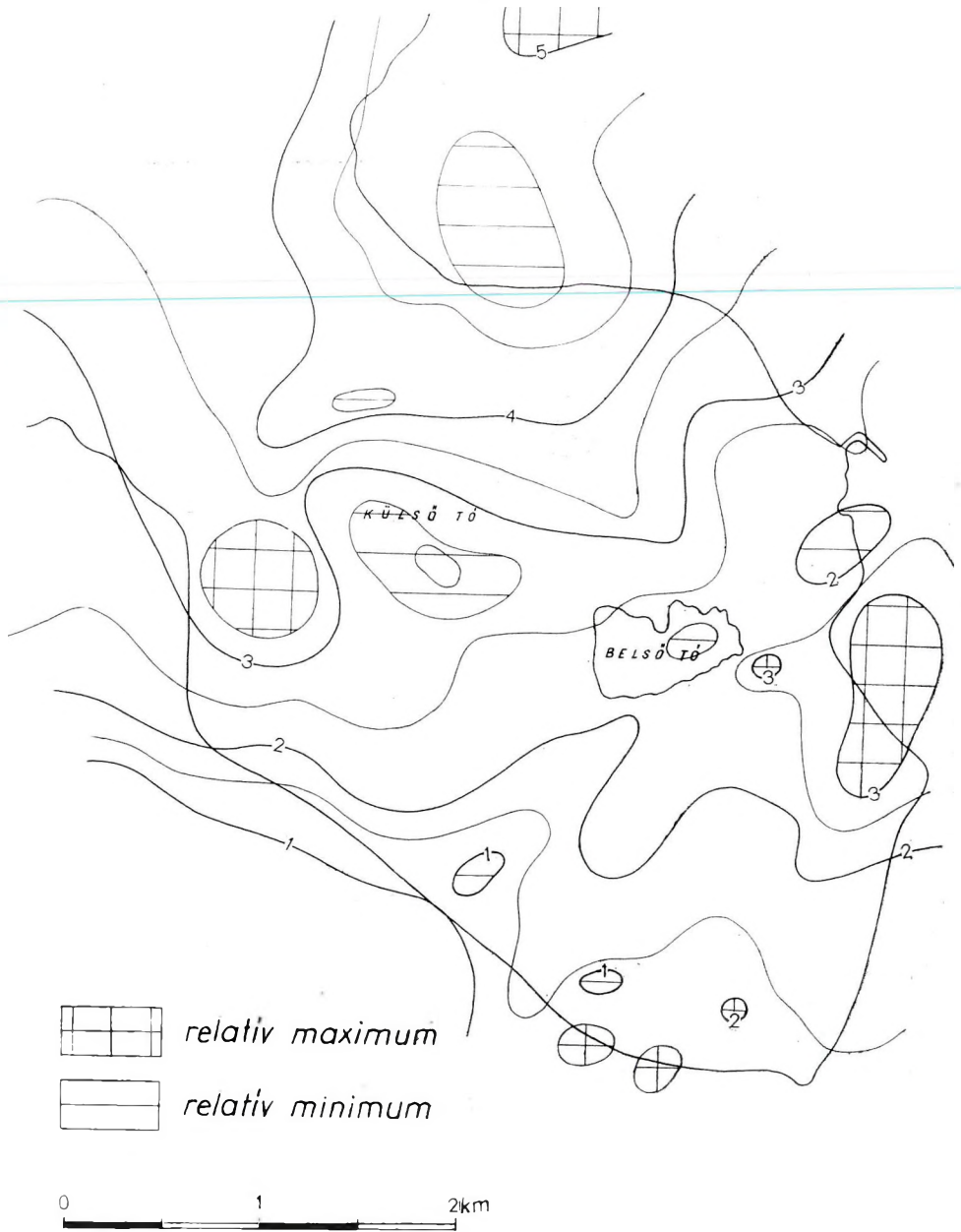
3. A Bouguer-anomália térképen a Belső-tó területe szintén minimum-sávba esik. Ez a minimumsáv (amely a maradékanomáliaképben talán még élesebben látszik), mágneses szempontból csaknem anomáliamentes. A Belső-



3. ábra. A Tihanyi félsziget  $\Delta H$  anomáliatérképe  
(A-A, B-B hatószámítások szelvénye)

Фиг. 3. Карта аномалий  $\Delta H$  Тиханьского полуострова  
(A-A, B-B - линии определения возмущающих масс)

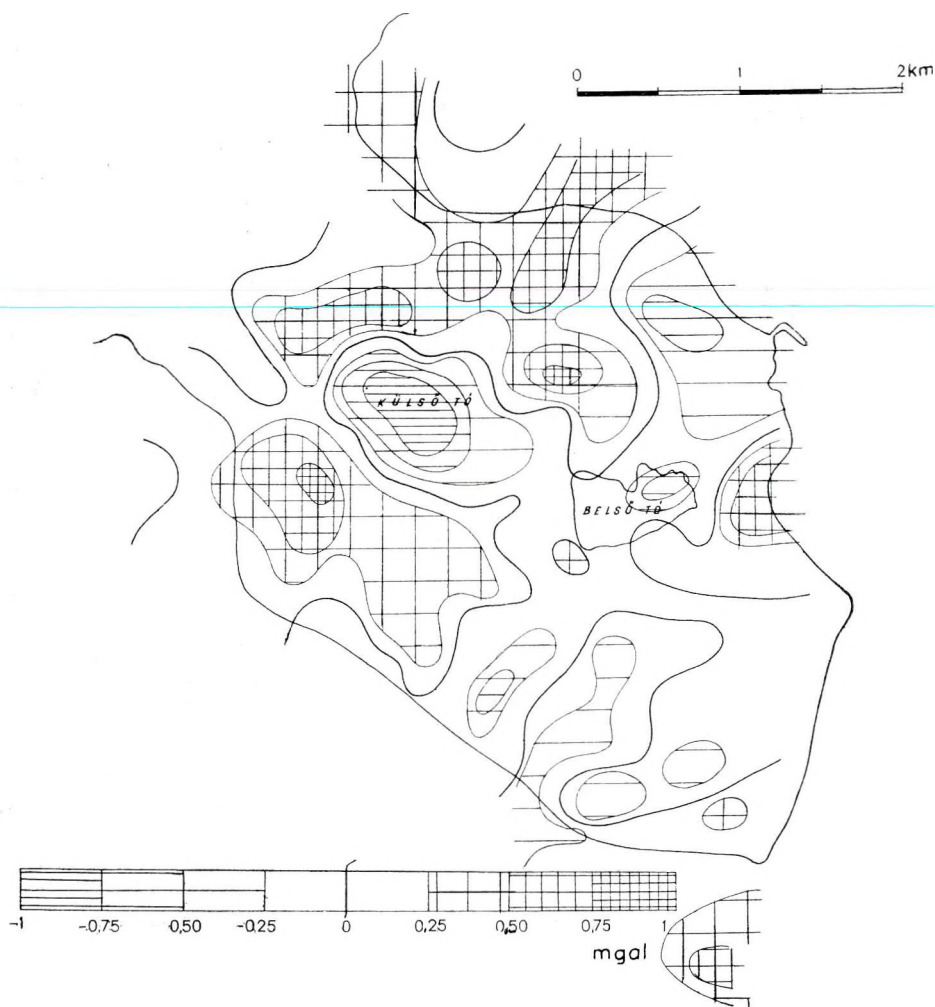
Abb. 3.  $\Delta H$  Anomalie-Karte der Tihanyi Halbinsel  
(A-A, B-B Linien der Störkörperbestimmungen)



4. ábra. A Tihanyi félsziget Bouguer-anomáliatérképe (izogalok értékkeze 0,5 mgal, *nem potsdamí rendszerben!*)

Фиг. 4. Карта аномалий Буге Тиханьского полуострова (сечение изолиний – 0,5 мгл в произвольной системе)

Abb. 4. Bouguer Anomalie-Karte der Tihany Halbinsel (Wertdistanz der Isogals: 0,5 mgal, in einem willkürlichen System)



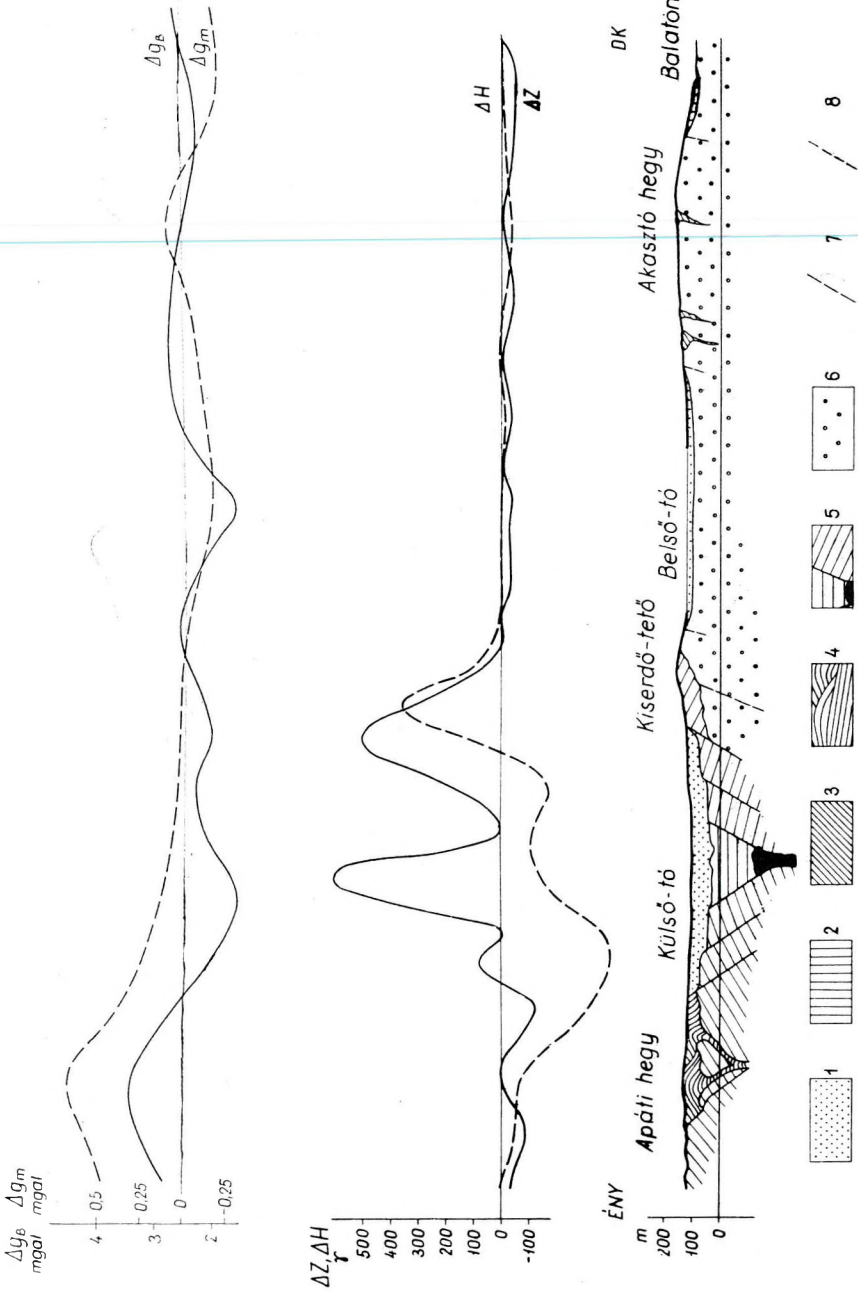
5. ábra. A Tihanyi félsziget ún. középértékeljárással számított maradékanomáliatérképe (izogalok értékköze 0,25 mgal)

Фиг. 5. Карта остаточных аномалий Тиханьского полуострова, вычисленных так назыв. методом средних величин (сечение изолиний – 0,25 мгл)

Abb. 5. Restanomalie-Karte der Tihany Halbinsel berechnet mit dem sogenannten Mittelwertverfahren (Wertdistanz der Isogals: 0,25 mgal)

tó ÉD–KNy-i irányokkal határolható medencéje tehát nem besüllyedt vulkáni kráter, hanem regionálisan az újraéledő középhegységi mozgásokba illeszkedve – feltételezhetően ugyanúgy törésvonal mentén – keletkezett, mint maga a Balaton.

E következtetések egy része korábban sem volt ismeretlen, a geofizikai kutatás pontosabbá tette, helyhez rögzítette ezeket az ismereteket. A Belső-tó



6. ábra. Földtani szelvény (szerkesztette Böjtösné Varrók K.) a földmágneses és gravitációs anomáliákkal  
 1. iszap, homok (holocén); 2. lösz, lúszás homok; 3. gőzjirit; 4. bazalttufa II.; 5. bazalttufa I. és bazalt (pleisztocén); 6. homok, homokkő, agyag (pannóniai); 7. feltételezett vető (dösebb); 8. feltételezett vető (fiatabb)

keletkezésének kérdésében döntőnek lehet tekinteni a gravitációs és földmágneses térkép együttes értelmezéséből származó megállapításokat. A pannóniai összlet aljzatának, a lesüllyedt balatonfelvidéki paleo-mezozoikumnak mélységét csak becsülhetjük a Bouguer-anomáliák menetéből (valószínűleg nem éri el az 500 m-t). Erre vonatkozólag – minthogy az Observatórium jelenleg már földi áramokat is regisztrál – további geofizikai (geoelektromos, szeizmikus) vizsgálatokat kell végezni.

## IRODALOM

- Bartha Ferenc*, 1959. Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannón képződményeken. Földtani Intézet Évkönyve, XLVIII. 1.
- Barta György*, 1950. Jelentés az országos mágneses mérés feldolgozásának eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Barta György*, 1956. A Tihanyi geofizikai observatórium. Geofizikai Közlemények, V. 2.
- Benderné Kelemen Olga*, 1965. Jelentés a Tihanyi félszigeten és környékén az 1952–63. években végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Böjtösné Varrók Kornélia*, 1957. A Tihanyi félsziget bazalttufa vulkánossága. M. Áll. Földtani Intézet Adattára.
- Haáz István*, 1964. Gravitációs és mágneses hatású függőleges vagy ferde réteg meghatározása a mért anomáliákból. Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- id. Lóczy Lajos*, 1913. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei, I. 1.
- Reményi György*, 1964. Jelentés a Tihanyi félszigeten és a Balaton jegén 1962 és 1963 telén végzett graviméter mérésekről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Szilágyi Béla*, 1953. Jelentés a Tihanyi félszigeten az 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Vitális István*, 1909. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei, I. 1. Ásvány- és Kőzettani Függelék.



ИОША ЭРНЕ

ОБ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ХА-  
РАКТЕРА, ПРОВЕДЕННЫХ ПО МЕТОДУ СОПРОТИВЛЕНИЯ В РАЙОНЕ С.  
ПИЛИШМАРОТ

В статье рассматриваются вопросы проведения электроразведочных работ при проектировании строительства различных объектов. На примере проектирования Дунайской гидроэлектростанции иллюстрируются особенности исследования гравийных террас. Дается обзор о данных, получаемых электроразведочными работами инженерно-геофизического характера по методу сопротивления и подчеркивается экономическое значение подобных работ.

E. JÓSA:

GEOELECTRICAL RESISTIVITY MEASUREMENTS OF ENGINEERING CHARACTER  
ACCOMPLISHED IN THE AREA OF PILISMARÓT

The problems of geoelectrical resistivity measurements are discussed as applied to special engineering projects. The characteristic features of gravel terrace investigation are illustrated on examples in connection with the project of the *Danube* hydroelectric power station. A review is given about the informations furnished by geoelectric resistivity measurements of engineering character and their economical significance is emphasized.

A PILISMARÓTI ÖBLÖZETBEN VÉGZETT GEOELEKTROMOS  
ELLENÁLLÁSMÉRÉSEK

JÓSA ERNŐ

1. Bevezetés

A geofizikai kutatómódszerek alkalmazása mérnökgeofizikai munkáknál korántsem újszerű feladat. A „mérnökgeofizika” külön tudományág, amely a nyersanyagkutatásnál szokásos módszerek mellett — sőt ma már ezeket megelőzve — speciálisan mérnöki feladatokra alkalmas eljárásokat és műszereket alkalmaz.

Hazánkban ez ideig csak szórványosan foglalkoztak mérnöki problémák geofizikai vizsgálatával. A mélyépítéssel, vízépítéssel, út-vasút és egyéb létesítmények tervezésével foglalkozó szakembereink viszont szükségesnek tartják a költséges magfúrásokon és fúrómagok talajmechanikai vizsgálatán alapuló kutatómódszerek előtt a geofizikai méréseket.

A következőkben a mérnökgeofizika különböző módszerei és alkalmazásai közül példaként ismertetem a tervezés időszakában alkalmazott geoelektromos ellenállásmérést a Dunai Vízierőművel kapcsolatban.



## 2. Feladatok, célkitűzések ismertetése

A nagymarosi vízilépcső néhány helyen tartósan a jelenlegi térszín fölé duzzasztja a Duna vizét, ezért a vízmű építésénél szükségessé válik a népgazdasági szempontból fontos területek biztosítása. Ennek értelmében jött létre a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetének a „VÍZITERV”-vel kötött szerződése. Ennek alapján a IV/3 sz. geoelektromos csoport mérnök-geofizikai jellegű ellenállásméréseket végzett Dömös – Pilismarót – Basaharc községek vonalától ÉK-re, a Dunáig terjedő kb. 15 km<sup>2</sup> területű „Pilismaróti öblözet”-ben.

Az erőmű előzetes terveiben ismertetett elképzelések szerint a terület alapköze (vízföldtani szempontból) a hullámos felületű oligocén agyagos, homokos összlet, amelyet a délnyugati peremeken elborított a felsőoligocén és mediterrán andezittufa és tömör andezit lávaárak takarója. Dömös – Pilismarót – Basaharc vonalától DNY-ra (1. ábra) a vulkanikus kőzetek a felszínen található és uralkodóan középső miocén korúak. E vulkáni hegyek völgyeiben és a Duna felé lejtő hegyoldalakon pleisztocén barnás-vörös agyag, ezekre pedig lösz települt. Az öblözet belsejében egyes helyeken az eruptívumokra, máshol minden valószínűség szerint az oligocén agyagos fekére közvetlenül a Duna hordalékai (homok, kavics és görgeteg) rakódtak le. A felszínen nagyobb futóhomok területek is előfordulnak, melyek a Duna hordalékain települnek és magasabb térszínű dombok formájában mutatkoznak.

Kutatócsoportunk feladata volt, hogy geoelektromos ellenállásmérések alapján adatokat szolgáltatson az öblözet biztosításához.

Elsősorban a tervezett védővonal mentén kellett tisztázni a permeábilis pleisztocén-hordalék (továbbiakban terrasz kavics) elhelyezkedését. Kedvező esetben – a fajlagos ellenállás alapján – adatot kívántunk szolgáltatni a kavics átteresztő képességének változásáról is. Célunk volt a terrasz kavics vízszintes kiterjedésének, valamint a fekézőzetének vizsgálata. A földtani adatok alapján valószínű volt, hogy néhány olyan kiékelődés, illetve törésvonal is kimutatható, amelyek a védővonal tervezésénél fontosak.

## 3. A méréseknél és a feldolgozási munkánál alkalmazott módszerek

A kutatást egyenáramú gradiens elrendezésű mélységszelvényezési módszerrel végeztük. A mérés pontosságát viszonylag kis  $MN$  távolságok ( $MN = 1 - 20$  m) alkalmazásával és esős időben ún. középföldelési módszerrel fokoztuk.

A terület geoelektromos viszonyainak tisztázása és főként mérési adataink ellenőrzése céljából egyes pontokon több azimutszögben is végeztünk szondázást, amelyből az altalaj inhomogenitása s egyben mért adataink megbízhatóságának mértéke számítható; s kiválasztható a legkedvezőbb terítési irány.

Méréseredményeink feldolgozásánál az elméleti görbékkel való összehasonlításon alapuló ún. görbesereg grafikus-analitikus kiértékelési módszernek egy hazai továbbfejlesztett változatát, a „sávkiértékelési eljárás”-t

alkalmaztuk. A második réteg, a víztároló kavics fajlagos ellenállásának pontatlan meghatározásából eredő mélységértékhibákat „ $o$ ” korrelációs eljárással csökkentettük.

Mivel a fedőréteg és a vízzel telített homokos-kavicsos összlet között esetenként fokozatos az átmenet s így nincs határozott geoelektromos réteghatár, továbbá a vízzel telt és a száraz homokos-kavicsos rétegeknél a geoelektromos réteghatár nem jelent geológiai réteghatárt, ezért a fedőrétegre vonatkozó anizotrópia koefficiens ( $\lambda_1$ ) használata indokolatlan. Célszerűnek találtuk egy összevont koefficiens bevezetését ( $\lambda_0$ ), amelynél a fedő és víztároló rétegek eredő anizotrópiáját összevonva határoztuk meg. Így a lényegesebb kavicsvastagság meghatározásának pontosságát fokozhattuk, mivel ezt a fedőrétegek anizotrópiája csak kismértékben befolyásolta.

#### 4. Mérési eredmények

Méréseinket a területen lemélyített 1, 440, 2, 3, 442, 443 és a figyelő-kutakká kiképzett 3041, 3042 és 3043 számú sekélyfúrások (1. ábra) adatainak ismeretében terveztük.

A geoelektromos rétegszelvényekből a felsorolt fúrásokat, a felszíni geológiát, valamint ellenállásmerések korábbi tapasztalatait felhasználva közelítő geológiai szelvényt szerkesztettünk.

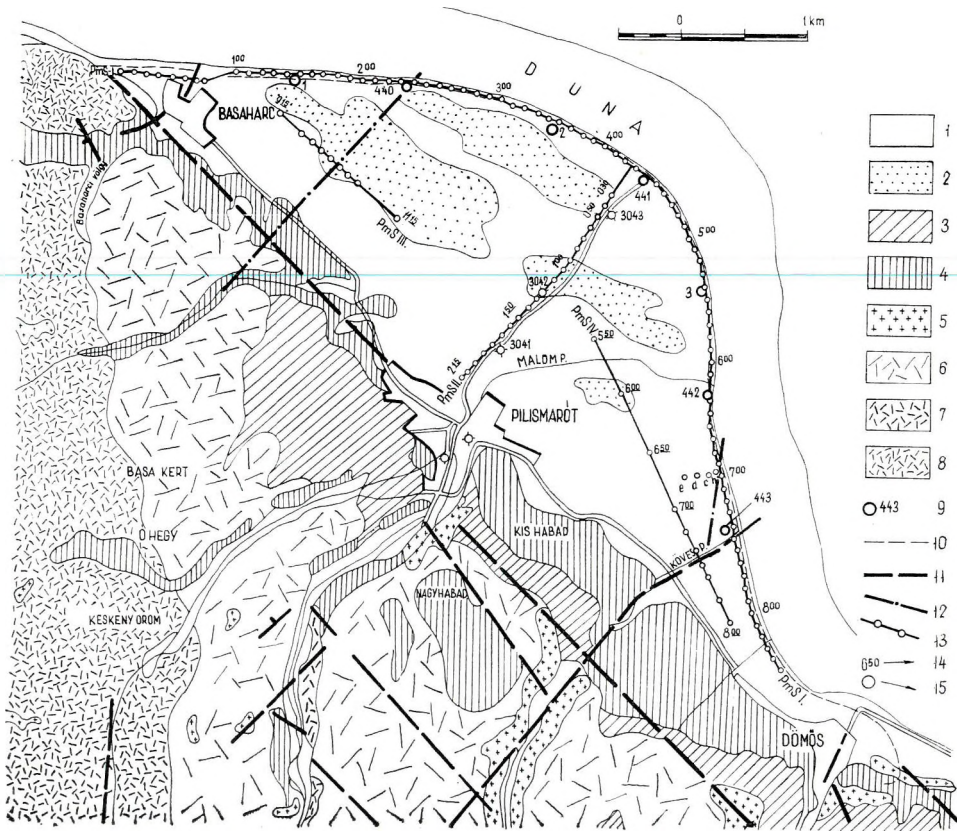
4.1 PmS—I geoelektromos rétegszelvény (2/a és 2/b ábrák) a helyszínrajzon szaggatott vonallal jelölt tervezett védővonal mentén húzódik. A mellékelt geoelektromos rétegszelvényen felül a tervezés szempontjából fontos rétegeknek 1 : 20 arányban torzított nagyítása látható; alul (torzítás nélkül) a természetes dőlésviszonyokat ábrázoló vázlatos geoelektromos szelvényt mutatjuk be.

Módszertani okokból a szelvény középső szakaszát (az 1<sup>00</sup> számú mérésponttól a 6<sup>10</sup> számú méréspontig) az augusztus hó folyamán jelentősen leapadt Duna medrébe telepítettük. Méréseinket a víz szélétől átlag 10 m távolságban végeztük, a gát vonalát követő tervezett védővonal tengerszint feletti magasságánál 2–5 m-el alacsonyabban. Ezért e szelvényszakaszon többnyire hiányoznak a felső, néhány m-es takaró rétegek.

A méréseredmények alapján megállapítható, hogy a pleisztocén kavicsos, homokos-kavicsos rétegösszlet a szelvény mentén összefüggően megtalálható és geoelektromosan határozottan elkülöníthető a fedő és feköketétől. Fajlagos ellenállása 100 és 250 ohmm között változik. A vízzel el nem árasztott terrasz-kavics fajlagos ellenállása 1000 ohmm-es nagyságrendű; ilyen esetben geoelektromosan két réteggént jelentkezik a terrasz-kavics s a réteghatár a vízszintet jelzi.

A terrasz-kavics fajlagos ellenállása a szelvény mentén megváltozik, amiből áteresztőképességének megváltozására következtethetünk. A leg-permeábilisabb szakasz 0<sup>70</sup> és 5<sup>50</sup>-es méréspontjaink között várható, a 0<sup>25</sup>–9<sup>70</sup> és 5<sup>50</sup>–8<sup>50</sup>-es méréspontjaink közötti szakaszon csökkent permeabilitással számolhatunk.

Mint a mellékleten is látható, a terrasz-kavics vastagsága erősen ingadozik. A szelvény elején és végén a vastagsága 5–6 m-re csökken, az 5<sup>10</sup> és



1. ábra. Pilismaróti geoelektromos ellenállásmérések helyszínrajza a felszíni geológiai térképen  
 1. alluvium, 2. futóhomok, 3. lösz, 4. barnás vörös agyag (nyirok), 5. andezit, 6. piroxénandezittufa és agglomerátum, 7. amfiból – hiperszténandezittufa és agglomerátum, 8. piroxénamfibólandezittufa agglomerátum, 9. fúrás jele és száma, 10. tervezett védvonal, 11. vetők, 12. geoelektromos mérésekkel kimutatott vetők, kiékelődések, 13. geoelektromos szelvény, 14. geoelektromos mérőpont száma, 15. geoelektromos mérőpont

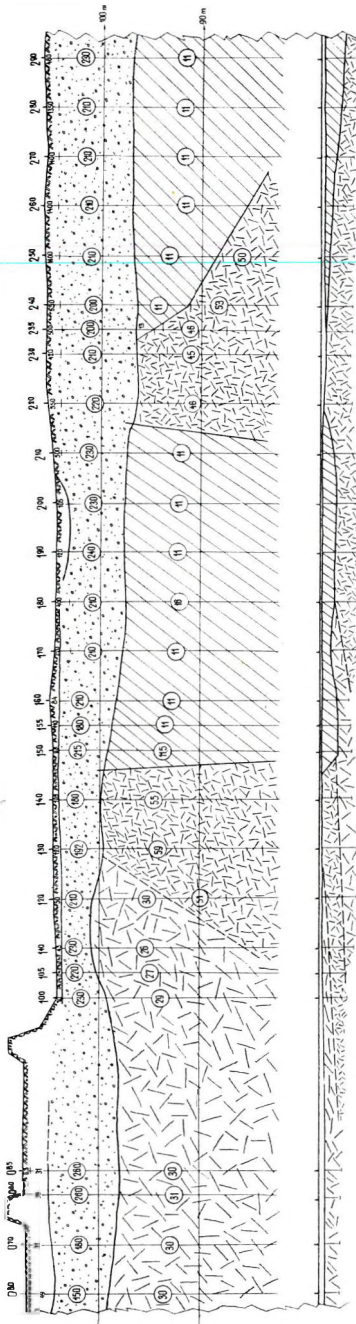
Фиг. 1. План проведения электроразведочных работ по методу сопротивления в районе с. Пилишмарот на геологической карте поверхностных образований

Fig. 1. Plan of the geoelectrical resistivity measurements in the *Pilismarót* area on the geological surface map

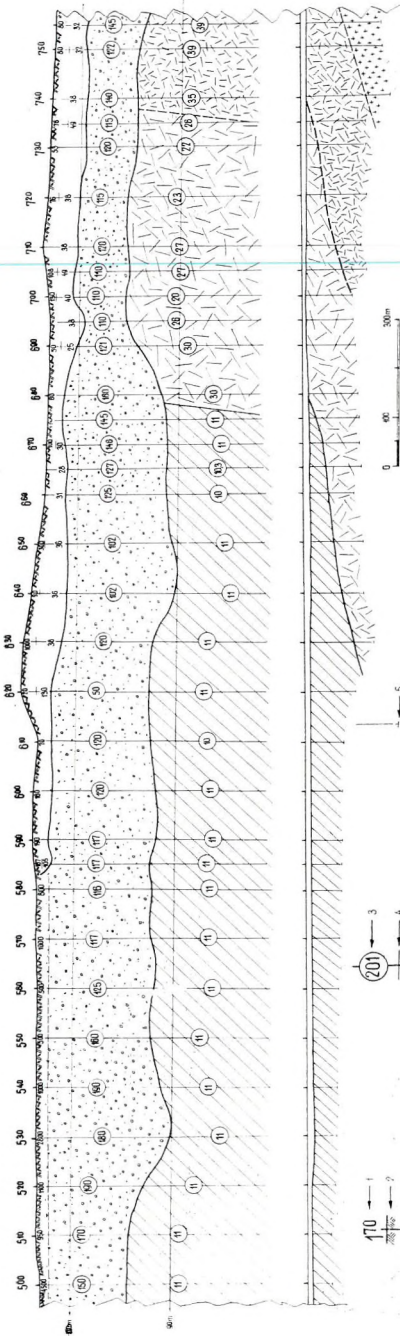
6<sup>80</sup>-as mérőpontok közötti mélyebb szakaszon eléri a 15 m-t is. Megjegyzem, hogy a 440 sz. sekélyfúrás 27 m-nél vastagabb kavicsos-homokja méréseink alapján nem igazolódott (feltehető, hogy a fúrási adat téves).

A terrasz kavics feküjét a szelvény nagyobb részén az 1<sup>50</sup> és 2<sup>10</sup>, valamint a 2<sup>35</sup> és 6<sup>75</sup> mérőpontjaink közötti szakaszon vízzáró agyagos-iszapos kőzetösszetlet alkotja. A vízzáró fekkőzet fajlagos ellenállása 10–11 ohmm; szelvényeinken sraffozással jelöltük.

Méréseink nem igazolták a bevezetőben ismertetett földtani elképzelést, hogy t. i. e vízzáró fekkőzet azonosítható az oligocén agyagos-homokos

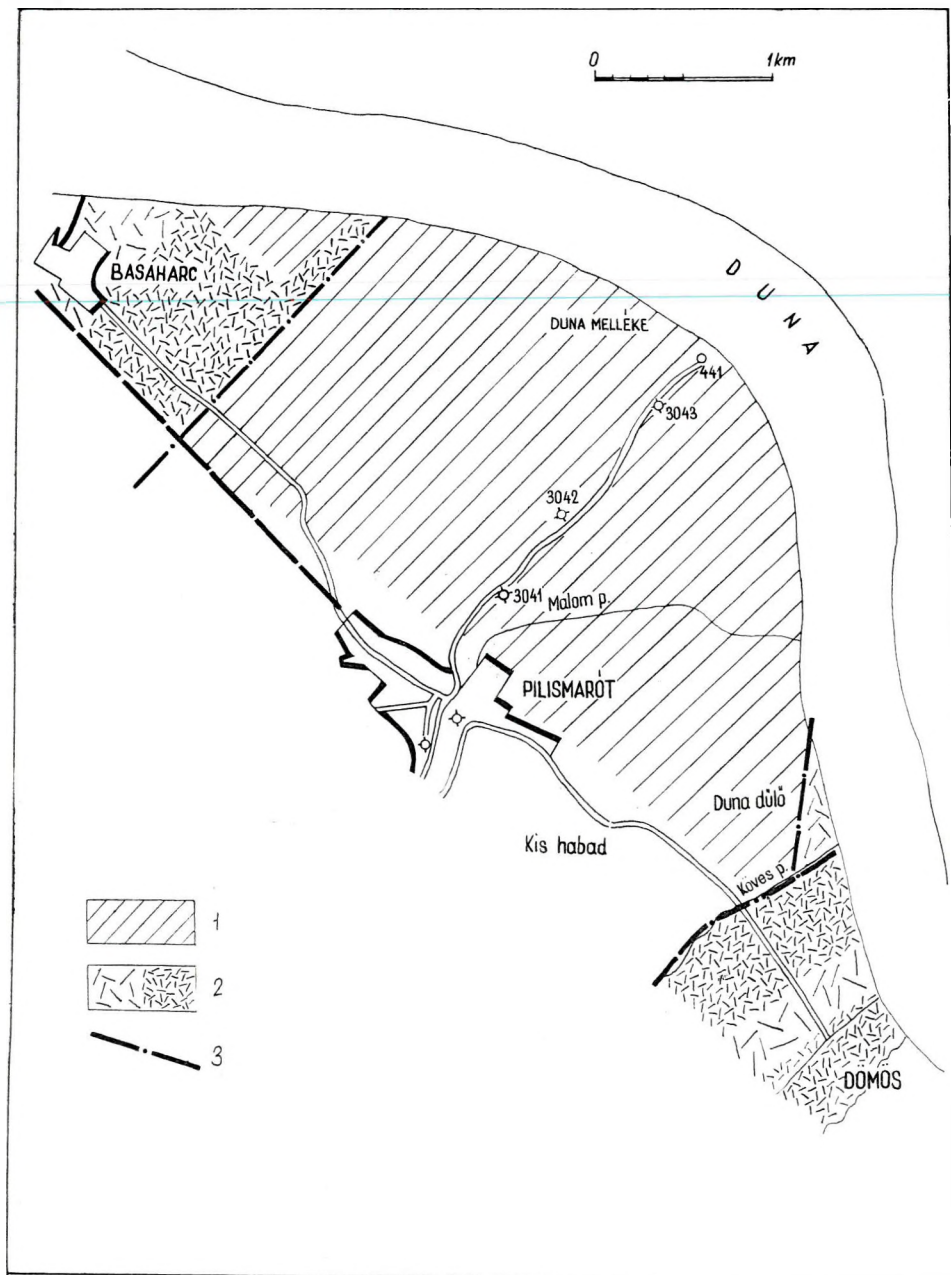


2/a ábra. PmS – I geoelektromos rétegszelvény jellemző szakaszának torzított és torzítatlan változata  
 1. geoelektromos mérőpont száma, 2. terep-felszín, 3. a réteg fajlagos ellenállása ohm-ben, 4. geoelektromos réteghatár, 5. kutatási mélység  
 Фиг. 2/а. Характерный участок геоэлектрического разреза ПmS – I в искаженном и неискаженном вариантах  
 Fig. 2/a Characteristic part of the PmS – I geoelectric section in exaggerated and normal vertical scale



2/b ábra. PmS – I geoelektromos rétegszélyvény jellemző szakaszának torzított és torzítatlan változata  
 1. geoelektromos méréspont száma 2. terep-felszín, 3. a réteg fajlagos ellenállása ohm-m-ben, 4. geoelektromos réteghatár, 5. kutatási mélység  
 Фиг. 2/б Характерный участок геозлектрического разреза ПmS – I в искаженном и неискаженном вариантах  
 Fig. 2/b Characteristic part of the PmS – I geoelectric section in exaggerated and normal vertical scale





4. ábra. A Pilismaróti öblözet vízzáró közeinek elterjedési térképe

1. vízzáró, agyagos iszapos fekvő, 2. tufa-agglomerátum fekvő, 3. geoelektromos mérésekkel meghatározott vetők, kiemelődések

Фиг. 4. Карта развития пород водоупорной подошвы в районе с. Пилишмарот

Fig. 4. Map illustrating the areal extension of the shallow enpermeable rocks in the *Pilismarót* area

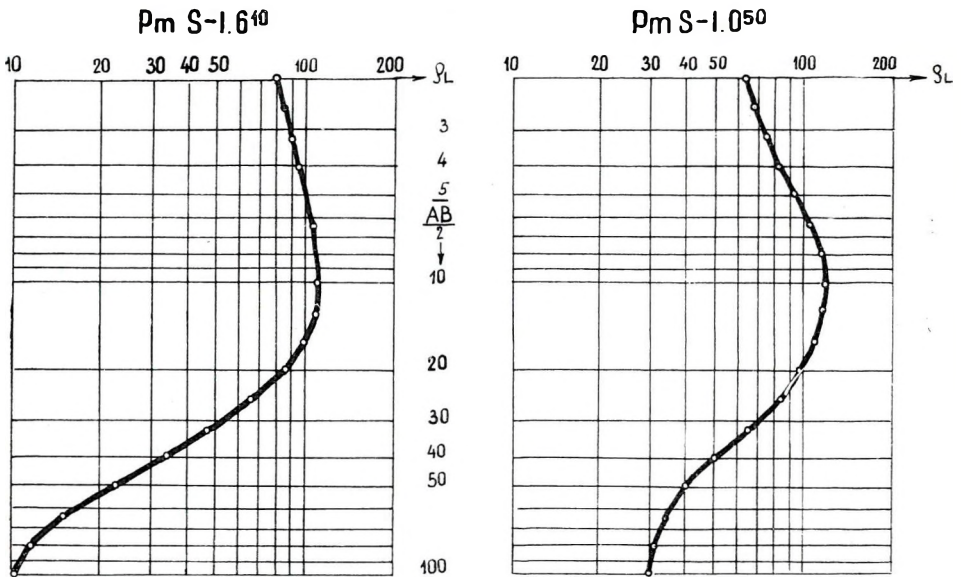
kőzetösszlettel. A mellékelt szelvényen alul feltüntetett szerkezeti kép szerint az eruptívumoknál fiatalabb, fajlagos ellenállása alapján vízzáró agyagos (iszapos) üledékre számíthatunk.

A szelvény Basaharc felé eső szakaszán kis megszakítással és a 6<sup>80</sup>-as méréspontról a szelvény végéig tufák alkotják a terraszkavics fekjűjét. A geoelektromos ellenállásmérésekkel kétféle tufát különböztettünk meg. A vázlatos szerkezeti képen megfigyelhető a kétféle tufaösszlet, amelyek azonos dőlés mellett szabályosan váltakozva települnek.

Nagyobb mélységben, a 7<sup>40</sup> és 8<sup>00</sup> mérésponatok között 120–600 ohmm fajlagos ellenállású kőzetet mutattak ki méréseink. Interpretációs méréseink alapján andezittal azonosítható és a szerkezeti képen látható módon illeszkedik a szelvénybe.

4.2 A PmS-II. sz. rétegszelvény (lásd 3. sz. ábra) a pilismaróti hajóállomás és Pilismarót között húzódik. E szelvénnyel vizsgáltuk az öblözet központi részének geoelektromos felépítését. A szelvény mentén a terraszkavics 8–12 m vastagságban folyamatosan megtalálható. A vízzel el nem árasztott, nagy fajlagos ellenállású felső szakaszának geoelektromos leárnýékoló hatása komoly kiértékelési problémát jelentett.

Az 1<sup>40</sup>-es méréspontról fedőréteggként jelentkező 14–18 ohmm fajlagos ellenállású agyagos kőzet a felszíni geológiai térképen a domboldalakon kibúvásban jelentkező barnás-vörös pleisztocén agyaggal azonosítható. A terraszkavics fekjűjét a korábban leírt vízzáró agyagos-iszapos kőzetösszlet alkotja. A vízzáró kőzet felszíne viszonylag csekély (2–4 m-es) szintingadozást mutat.



5. ábra



4.3 A PmS–III. és PmS–IV. sz. geoelektromos szelvényekkel, valamint a szelvényeken kívül telepített néhány mérésponttal (lásd a helyszínrajzot) az öblözet belsejének geoelektromos felépítését, az ellenállásmérésekkel könnyen, egyértelműen, meghatározható kiékelődések, törésvonalak helyzetét határoztuk meg.

A tájékoztató jellegű szelvények alapján megállapítható, hogy a terrasz-kavics az öblözet belsejében is összefüggő rétegsort alkot. A két szelvény segítségével lehatároltuk a vízzáró agyagos-iszapos kőzetösszletet Basaharc, ill. Dömös irányában.

Az ismertetett rétegszelvények, valamint a szelvényeken kívül telepített méréspontok segítségével meghatározott törésvonalakat, kiékelődéseket az 1. ábrán tüntettük fel. A tervezési szempontból lényeges terrasz-kavics fekézőkőzetének horizontális elterjedését a 4. térképen mutatjuk be. A térkép szerkesztésénél a szelvényeken használt jelölést alkalmaztuk. A térképen látható, hogy az öblözet legnagyobb részén a terrasz-kavics fekéjét a vízzáró agyagos-iszapos kőzetösszlet alakotja.

Az 5. ábra két tipikus mélységszelvényezési görbét mutat be. A PmS–I 0<sup>50</sup> görbét tufa feké, a PmS–I 6<sup>10</sup> görbét pedig agyagos feké felett mértük. Az ideális lefutású görbék végső szakasza jól szemlélteti a két fekéösszlet közötti fajlagos ellenállás különbséget.

## 5. A feladat megoldását befolyásoló tényezők

A tárgyalt és ehhez hasonló vízepítési problémák megoldására eredményesen alkalmazhatók a geoelektromos ellenállásmérések. Kúttelepítések (Szentendrei sziget, Csepel sziget, Komárom stb.), a módszer vízen való alkalmazásának módszertani vizsgálatai és más vízkutató méréseink során jól megismertük a Duna terrasz-kavicsának viselkedését geoelektromos szempontból.

Komoly mérés-technikai nehézséggel talákoztunk a PmS–I szelvény középső szakaszának a tervezett védővonal mentén való mérésekor. A terrasz-kavics felső, vízzel el nem árasztott részének geoelektromos árnyékoló hatása következtében nem lehetett egyértelműen meghatározni a második (a vízzel elárasztott terrasz-kavics) réteg fajlagos ellenállását s így a kavicsos összlet vastagságát is csak hasonló bizonytalansággal állapíthattuk volna meg. Ezért kellett a PmS–I szelvény középső szakaszát a Duna medrébe áttelepíteni. A mederben végzett méréseknél egyik oldalon a viszonylag közeli Duna víztömegének, a parti oldalon pedig a vízzel el nem árasztott rétegeknek oldalirányú árnyékoló, illetve áramelterelő hatásával feltétlen számolnunk kellett. A mérések végrehajtását mégis az tette lehetővé, hogy a kavics-terrasz vastagsága nem haladta meg a mérés-középpontnak a víz szélétől, ill. a partoldaltól való távolságának kétszeresét. (Általában a víz szélétől olyan távolságban mértünk, mint a terrasz-kavics vastagsága). A terrasz-kavics alatti rétegek vizsgálatánál már érvényesül a horizontális irányú ellenállás inhomogenitás hatása. A mederben történő méréseknél a mérési görbéink végső szakaszán többnyire torzulás mutatkozik, ezért tekintjük tájékoztató jellegűnek a 2/a és 2/b ábrán alul feltüntetett szerkezeti képeket.

Az öblözet belsejében a felszínen található futóhomok nagy földelési ellenállása jelentett még mérés technikai nehézséget.

Kutatásunk tervszerűségével kapcsolatban megjegyezzük, hogy az öblözet területén méréseinkkel egy időben megkezdték a kutatófúrások lemélyítését is. Mivel a két intézmény közötti kapcsolat későn, a kutatófúrások megtervezése után jött létre, a sorrendet megváltoztatni már nem lehetett. Ennek következtében viszont nem kerülhetett sor a méréseink pontosságát, megbízhatóságát növelő geoelektromos ellenállásmérések alapján telepített interpretációs-ellenőrző fúrások lemélyítésére. Így a területre vonatkozó anizotrópia koefficiensét a tervezés alapjául szolgáló fúrások alapján határoztuk meg. ( $\lambda_0 = 1,23$ ). Ellenőrző méréseink szerint a mérésadataink hibája  $\pm 10 - 15\%$ .

## 6. Összefoglalás

Mérés eredményeinket összefogva megállapítható, hogy a biztosítás szempontjából legfontosabb pleisztocén terraszkvics az öblözet egész területén összefüggő rétegösszletet alkot.

A tervezett védővonal mentén a terraszkvics vastagsága és fajlagos ellenállása változik. Fajlagos ellenállása alapján a legermeabilisabb szakasz a 0<sup>70</sup> és 5<sup>50</sup> sz. méréspontok között várható.

Az öblözet legnagyobb részén a terraszkvics feküjét vízzáró agyagos-iszapos kőzetösszlet alkotja.

Dömös és Basaharc községek felé eső peremeken, ahol a feküt már a tufák képezik, a terraszkvics jelentősen elvékonyodik és nagyobb a vastagságingadozása is s követi a tufa hullámos felszínét. Itt ugyan vékonyabb terraszkvicccsal számolhatunk, de kérdéses, hogy a tufák a töréseknél vízzárónak tekinthetők-e?

A tervezés időszakában alkalmazott geoelektromos ellenállásméréseknek a cikkben bemutatott módszere és adatszolgáltatása alapján ismerhető meg a tervezett létesítmény területének geoelektromos felépítése.

E gyorsan és gazdaságosan kutató mérnökgeofizikai módszerrel nemcsak a létesítmény területéről, hanem környezetéről, vagy akár a létesítményt magában foglaló földtani egység szerkezeti felépítéséről is adatokat kapunk, amelyre eddig a hagyományos tervezéseknél a költségek megnövekedése miatt nem kerülhetett sor.

A geoelektromos mérések által szolgáltatott szerkezeti kép alapján optimális helyre telepíthetők a még szükséges kutatófúrások és csökkenthető a műszaki adatokat szolgáltatató fúrások száma. Így érhető el a biztonságosabb és gazdaságosabb tervezés.



И. СИЛАРД – А. ЭРКЕЛЬ – И. ХОБОТ – Э. КИРАЙ – Я. ЛАНИ – И. САЛАИ

~~КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЪЕМКА РАЙОНА ЧЕРЕХАТ~~

Комплексная съемка района Черехат, располагающегося между реками Хернад и Бодва на площади около 2500 км<sup>2</sup> гравиметрическим, сейсмическим и электроразведочным методами была начата в 1964 г. (Карта геомагнитных аномалий AZ района работ была составлена уже в 1960–61 гг.) В следующих трех статьях рассматриваются результаты и методические проблемы съемки за первый год работ.

J. SZILÁRD – A. ERKEL – J. HOBOT – E. KIRÁLY – J. LÁNYI – I. SZALAY

KOMPLEX GEOPHYSISCHEN ERKUNDUNG IM CSEREHÁT – GEBIETES

Die komplexen gravimetrischen, seismischen und geoelektrischen Erkundungen des *Cserehát*-Gebietes zwischen den Flüssen *Hernád* und *Bódva* – ungefähr von 2500 km<sup>2</sup> Umfang – fingen im Jahre 1964 an (die AZ Anomalienkarte des Gebietes ist schon in Jahren 1960–61 verfertigt worden). In den folgenden drei Artikeln werden die Ergebnisse und die methodischen Probleme der Messungen – die im ersten Jahre der Erkundungen durchgeführt wurden – behandelt.

KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁSOK A CSEREHÁTON

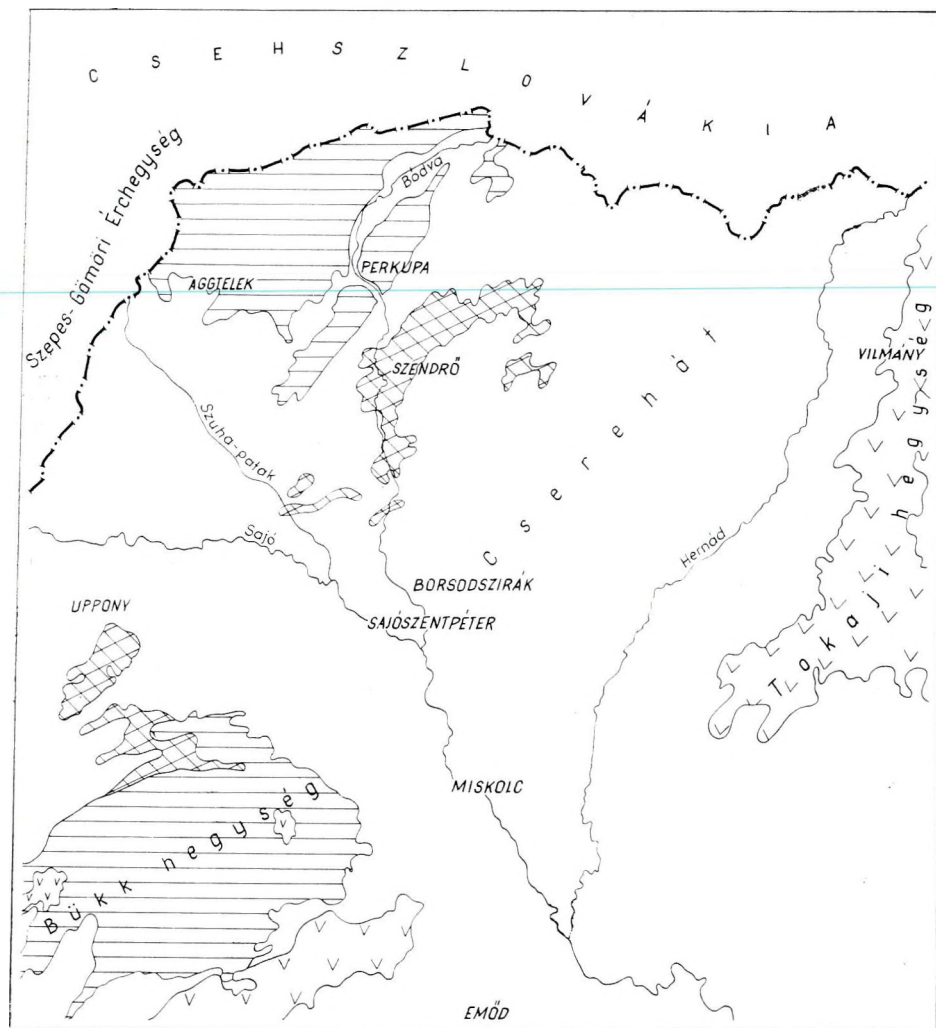
SZILÁRD JÓZSEF – ERKEL ANDRÁS – HOBOT JÓZSEF – KIRÁLY ERNŐ  
LÁNYI JÁNOS – SZALAI ISTVÁN

BEVEZETÉS

A kutatási terület rövid földrajzi és földtani ismertetése

A kb. 2500 km<sup>2</sup> kiterjedésű kutatási terület É-i és Ny-i része hegyes, dombos, erdős vidék. K-i része, a *Hernád* völgye és az attól DNy-ra eső rész sík terület. Szerkezetét tekintve harmadkori medence, amelynek kerete DNy-on a mezozoós *Bükk* hegység, Ny-on az *Uppony–Szendrői* paleozoós vonulat. É-on – határainkon túl – a Szepes-Gömöri Érchegység. D-en, az Alföld felé nyílt, K-en a *Tokaji* hegység fiatal vulkáni összetételével érintkezik, amely geofizikai kutatás szempontjából ugyancsak medencejellegű (1. ábra).

A felszínen vékony holocén és pleisztocén homok, agyag, kavics alatt többnyire miocénkorú képződményeket (szarmata agyag, riolittufa, tufás homok; helvét homokkő, agyagnárga, barnaköszén; burdigálai agyag, agyagos riolittufa) találunk. A *Hernád* és *Bódva* völgyében a negyedkori üledékek



### A Cserhát környékének földtani vázlata

1. fiatal takaró; 2. miocén vulkáni kőzetek; 3. mezozoós vulkáni kőzetek; 4. mezozoós üledékes kőzetek; 5. paleozoikum

### Геологическая схема района Черехат

1 — покров молодых образований; 2 — миоценовые вулканические породы; 3 — мезозойские вулканические породы; 4 — мезозойские осадочные образования; 5 — палеозой

### Schematische geologische Karte des Cserhát-Gebietes und seiner Umgebung

1. junge Sedimente; 2. miozän vulkanische Gesteine; 3. mesozoische vulkanische Gesteine; 4. mesozoische Sedimentgesteine; 5. Paläozoikum

alatt pannóniai agyag és lignit következnek. Mélyfúrások hiányában a *Hernád* völgyében a mélyebben fekvő képződményeket nem ismerjük. A *Szuha* és a *Sajó* völgyi fúrásokból tudjuk, hogy itt a miocénkorú rétegek alatt felső- és középső-oligocénkorú képződmények is megjelennek. Ez alatt alsó- és középső-triászkorú palás agyag, agyagos mészkő, mészkő és homokkő található. Ettől a területtől K-re a medencealjzatot devon és karbon szericites agyagpala, valamint kristályos mészkő alkotja. *Sajószentpéter* és *Borsodszirák* vonalától K-re a medencealjzat mélyre süllyed. Továbbhaladva K-re, a harmadkori medencealjzatot alkotó kőzetek anyagát és korát nem ismerjük.

---



## GRAVITÁCIÓS MÉRÉSEK A CSEREHÁT TERÜLETÉN

SZILÁRD JÓZSEF

Az 1964. évi cserehádi áttekintő graviméterméréseket a bevezetésben ismerttetett kutatási terület határán túl is kiterjesztettük, egyrészt, hogy csatlakozzunk a környező felmért területekhez, másrészt, hogy a többi geofizikai módszer számára tágabb értelmezési keretet biztosítsunk. A felmért terület kb. 3000 km<sup>2</sup>, a graviméterállomások száma 3365.

Ezzel a méréssel a Bouguer-anomália térkép az északmagyarországi hegyvidék területén Sátoraljaújhelytől Balassagyarmatig folytonossá vált. Az országnak e táján még felméréstlen a Börzsöny hogység mintegy 800 km<sup>2</sup> területe. (A felmérést 1965-re tervezzük.)

A kutatási terület legnagyobb kiterjedésű pozitív anomáliája a Bódva–Hernád közénél valamivel nagyobb területű (1. ábra). s valószínű, hogy a Szendrői paleozóos-hegység felszín alatti folytatását jelzi. E maximum anomáliaértékei Edelény és Irota környékén megközelítik a 30 mgal-t. Érdekes, hogy a szendrői paleozóikum mélybe süllyedésével az anomália értéke egy szakaszon (Irotáig) nem csökken, hanem emelkedik. Az eltakart bérc ezen a helyen nyilvánvalóan sűrűbb kőzetekből áll, mint pl. a szendrői emeltebb helyzetű tömegek.

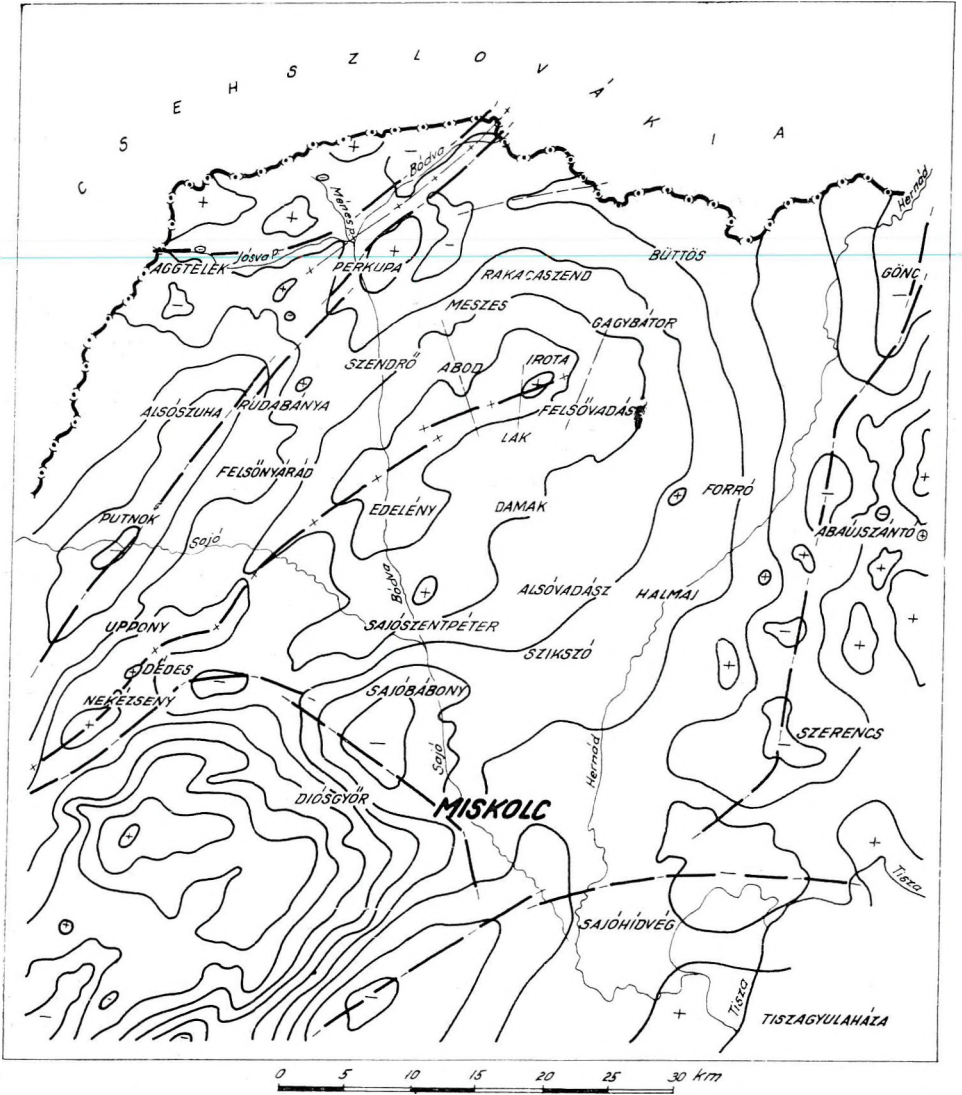
Az edelény–irotai maximum ÉK-DNy irányú hossz tengely mentén sorakozó részmaximumokra tagolódik. A maximumsáv tengelyiránya DNy felé, az Uppony–Dédes között ismert paleozóos tömeg felé mutat. Ez is megerősíti azt a feltevést, hogy a maximumot eltakart, paleozóos bérc okozza. A maximum folytonosságát – nagyobb szakaszon – csak a Sajó völgye szakítja meg.

A maximumtól DK-re a Bükk-hegység mezozóos tömege okoz jelentős pozitív anomáliát. ÉK-en az országhatár közelében a szendrői paleozóos és az aggteleki mezozóos tömegek pozitív anomáliái jelentkeznek. Ez utóbbinál (a mezozóosnál) – a földtani és morfológiai csapásoknak megfelelően – az anomáliák iránya eltér, az edelény–irotai maximum csapásirányától.

Említést érdemel még az Uppony–Szendrői paleozóos vonulat NyÉNy-i oldalán húzódó minimumsáv, amely nyilván az itt levő oligocén süllyedéknek felel meg.

Tágabb kutatási területünk Ny-i felét tehát gravitációs szempontból az jellemzi, hogy itt az anomáliaképpen a pozitív anomáliák vannak túlsúlyban. Ez a körülmény a felszínen, vagy viszonylag vékony üledéktakaró alatt levő nagysűrűségű paleozóos, mezozóos hegységekkel hozható kapcsolatba. Ahol a harmadkori fedőösszlet vastagsága nagy, ott az anomáliakép negatív értéke

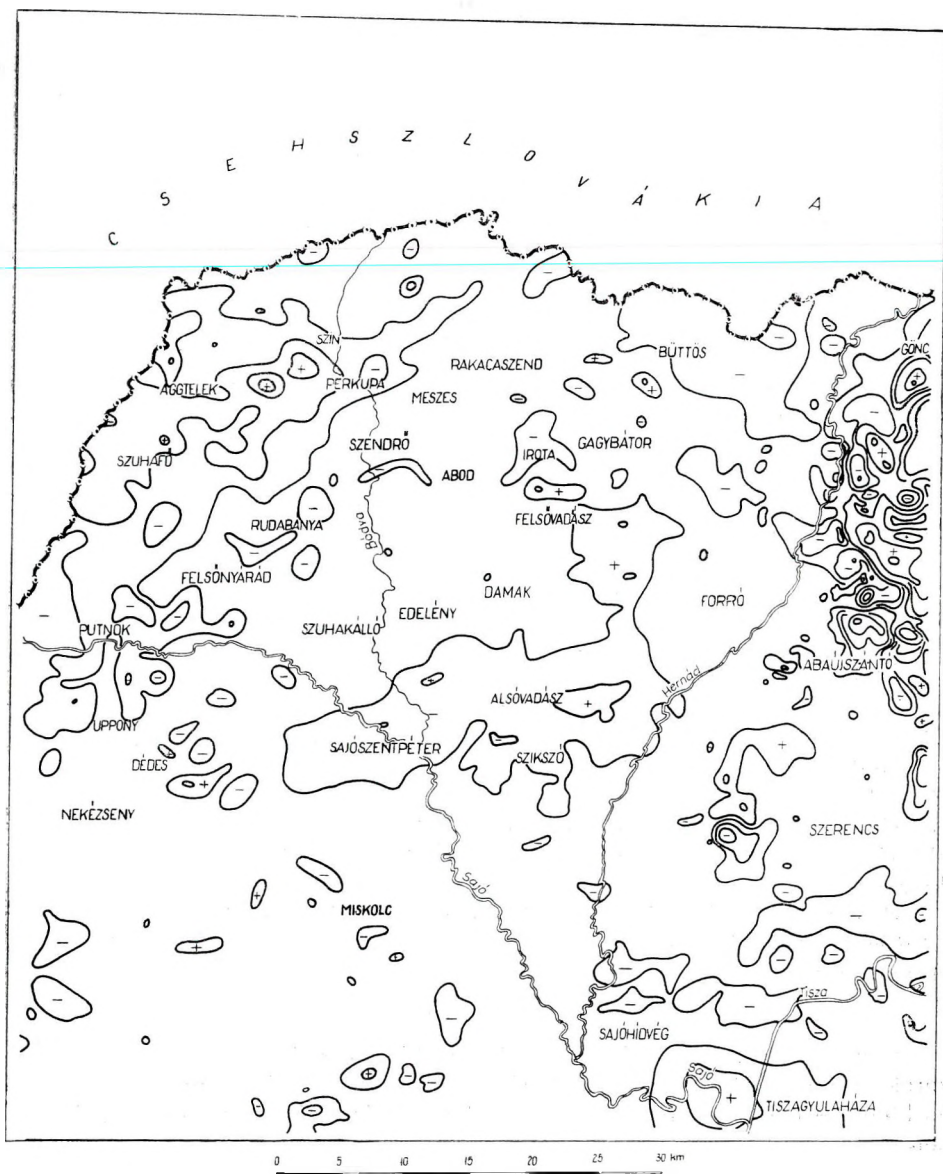




1. ábra. A terület Bouguer-anomáliatérképe a Bódva – Hernád között és a csatlakozó területeken (a főbb anomália tengelyvonallakkal)

Фиг. 1. Карта аномалий Бугре района работ и прилегающих районов (с осями основных аномалий)

Abb. 1. Das Bouguer Anomalienkarte zwischen Bódva und Hernád und an den anschliessenden Gebieten (mit den wichtigeren Achsenlinien)



2. ábra. Az áttekintő (országos) földmágneses mérésekből származó  $\Delta Z$  anomáliatérkép  
 Фиг. 2. Карта аномалий магнитного поля  $\Delta Z$ , полученная по рекогносцировочной (государственной) геомгнитной съемке

Abb. 2. Anomalienkarte aus der geomagnetischen  $\Delta Z$  Landesvermessung

vált át. A Bouguer-anomáliaképet ezen a területen tehát – első közelítésben – a harmadkor előtti képződmények morfológiája alakítja ki. Ezt, a szembetűnő felszíni földtani tények mellett, egy mélyfúrás is megerősíti. A Damak–1 sz. fúrás 412,7 m-ben devon mészkövet ért el. (Természetesen helyi eltérések is vannak ettől a szabálytól, mivel az eltakart tömegek morfológiáján kívül a sűrűségviszonyok szerepe is lényeges. Pl a szendrői vonulat DK-i peremén, amit már az előzőekben is említettünk).

A terület K-i felét a negatív értékek uralkodó jellege és az a körülmény jellemzi, hogy itt a medencealjzat nagy mélységben van. Az anomáliákból tehát már kevesebb joggal következtethetünk a medencealjzat domborzatára. A Hernádtól K-re a Tokaji hegység harmadkori vulkáni tömegei helyi pozitív anomáliákat okoznak, bár a medencealjzat a mélyben van. Itt tehát a Bouguer-anomáliatérkép mélyföldtani következtetésre nem alkalmas.

Térképünkön a kutatási terület fontosabb anomáliairányait is feltűntettük. Ezek felfogásunk szerint átlagos morfológiai csapásirányokat jellemeznek.

\* \* \*

Az 1964. évi csereháti kutatásokról beszámoló tanulmányok között földmágnesest nem talál az Olvasó. A földmágneses áttekintő méréseket ugyanis előbb – 1951-ben és 1960–61-ben – végezte az Intézet Földmágneses Osztálya (Haáz, 1951, Zsille, 1960, Hoffer, 1961).

A teljesség kedvéért közöljük a terület  $\Delta Z$  anomáliatérképét (ugyanabban a tágabb keretben, mint a Bouguer-anomáliatérképet) és rámutatunk néhány sajátosságára (2. ábra).

Az edelény–irotai maximum D-i oldalán egy, legfeljebb 100 gammás változású pozitív mágneses anomália van. Az anomália (értéke és alakja) nem emlékeztet a szomszédos Tokaji hegység fiatal harmadkori vulkánitjai által okozott anomáliákra. Közelítő hatómélységszámítás (Posgay, 1964) az anomália hatóját 1500 m-nél mélyebben határozta meg. Valószínű, hogy a földmágneses anomáliát a medencealjzat krétakori bázisos vulkánitja (diabáz ?) okozza.

Erre a szeizmikus és geoelektromos tanulmány is utal, mert ezeknél a kutatásoknál – különösen a geoelektromosnál – ennek a kőzetnek nagy szerepe volt.

\* \* \*

A gravitációs (és földmágneses) kutatás megadta a mélységmérő módszerek számára a tervezéshez szükséges első információkat. Az áttekintő kutatás következő fázisában már a geoelektromos és szeizmikus módszereké a főszerep.

ÉSZAKMAGYARORSZÁGI KOMPLEX GEOELEKTROMOS MÉRÉSEK  
(CSEREHÁT)

ERKEL ANDRÁS – HOBOT JÓZSEF – KIRÁLY ERNŐ

A geoelektromos mérések területe azonos a Bevezetésben leírt területtel. Megjegyzendő, hogy a geoelektromos mérések számára D-en határt szabnak Miskolc és a bányavidék ipari zavarai.

A geoelektromos mérések célja a várhatóan paleo-mezozóos medencealjzat regionális morfológiájának felderítése, továbbá – ha lehetséges – a fedő rétegsor vertikális, felbontása. A fedőösszletben – a kutatás tervezése alkalmával – jelentős laterális inhomogeneitásokkal számoltunk. A tellurikus mérések megbízhatóságának megítélésénél ezt figyelembe kell venni.

A geoelektromos mérések alkalmazásának sorrendje és célkitűzései:

1. Szelvénymenti kísérleti  $TE$  mérések után az alkalmazás módszertani lehetőségének területi elhatárolása, majd az izoarea térkép megszerkesztése.

2. A  $TE$  anomáliák területén a  $\varrho_A$ ,  $\varrho_\sigma$ ,  $H_A$  változásának vizsgálata, majd ha szükséges a  $DE$  mérések alapján  $\varrho_\sigma$ ,  $\varrho_A$  térképek szerkesztése.

A)  $TE$  = tellurikus,  $DE$  = dipol ekvatoriális szondázás,  $SE$  = sekélyszondázás ( $AB_{\max} = 1600$  m),  $MTP$  = magnetotellurikus szelvényezés,  $\varrho_\sigma$  = a fedőösszlet eredő fajlagos ellenállása,  $\varrho_A$  = a geoelektromos vezérszint (medencealjzat) fajlagos ellenállása,  $H_A$  = a geoelektromos aljzat mélysége.

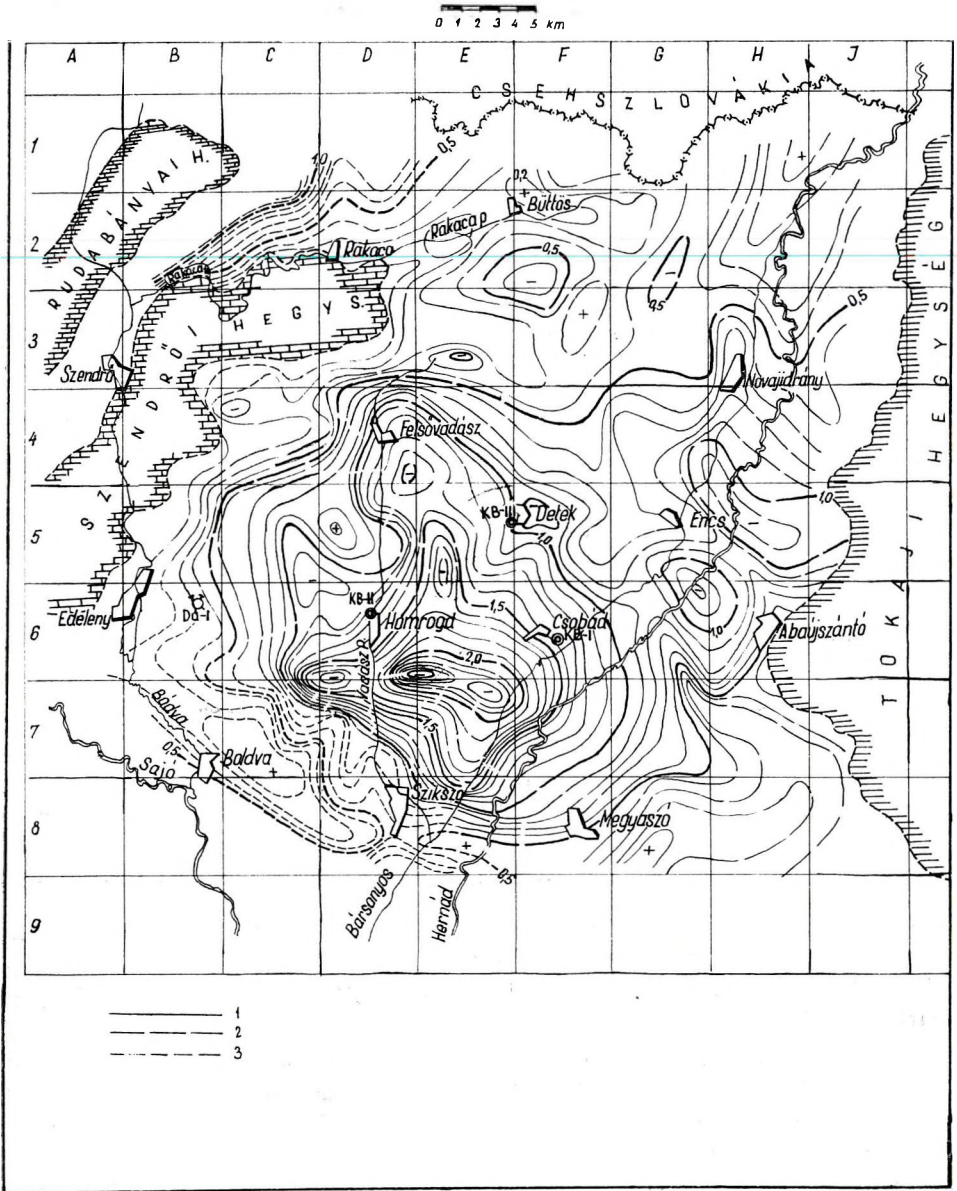
3. Az 1–2. pontban leírt mérésekkel egyidőben a Szendrői hegység peremvidékének kutatása  $SE$  mérésekkel ( $H_A = 400$  m-ig).

4. Az 1–3 mérések befejezése után a mérések értelmezése a különböző módszerekkel szerkesztett és korrigált térképek, szelvények alapján, végül a medencealjzatra és az egyéb (ebből a szempontból másodrendű) szintekre vonatkozó adatok ábrázolása.

A mérési terület a földtani-geofizikai kutatások szempontjából szinte teljesen ismeretlen volt. Ezért, főként a  $TE$  mérések eredményességét, csak kísérleti mérések után lehetett megállapítani. A következő körülményeket kellett figyelembe venni:

1. A  $TE$  módszer alkalmazására kibúvások közelében sem irodalmi példánk, sem gyakorlati tapasztalatunk nem volt, ezért nem tudhattuk előre, hogy a változástér inhomogeneitása nem lesz-e a  $TE$  módszer alkalmazhatóságának akadálya.

2. A csaknem teljesen ismeretlen földtani felépítés miatt csak feltételezhetjük, hogy a harmadkori fedőösszlet ellenállásparaméterei nem akadályozzák a medencealjzat kutatását.



1. ábra. A kutatási terület izoarea térképe

Az izoarea vonalak pontosságá

1.  $\Delta A < 10\%$ , 2.  $\Delta A < 20\%$ , 3.  $\Delta A > 20\%$

Фиг. 1. Карта изоареал района работ. Точность линии изоареал

1.  $\Delta A \leq 10\%$ , 2.  $\Delta A < 20\%$ , 3.  $\Delta A > 20\%$

Abb. 1. Die Isoarea-Karte des Forschungsgebietes Die Genauigkeit der Isoarea-Linien

1.  $\Delta A < 10\%$ , 2.  $\Delta A < 20\%$ , 3.  $\Delta A > 20\%$

3. Kérdés volt az is, hogy a környék ipari kóboráramainak zavaró hatása mekkora területen érvényesül.

A továbbiakban a kutatások első eredményeiről számolunk be.

### A tellurikus mérések

Az első kísérleti  $TE$  méréseket három szelvény mentén végeztük el. A szerzett tapasztalatok alapján a méréseket az egész területre (1. ábra) kiterjesztettük. A mérések végrehajtásánál néhány technikai, és módszertani probléma merült fel:

1. Az első bázist (KB – I) csupán a kedvezőnek látszó felszíni morfológia alapján tűztük ki, mivel a mágneses módszert kivéve, más előzetes geofizikai mérés a területen nem volt. E bázissal megkezdett mérésekkel kapcsolatban azt tapasztaltuk, hogy a regisztrátumok egy részén, a megfelelő komponensek között nagy, néha a  $90^\circ$ -ot is megközelítő fáziskülönbség van. Ez a tény a mérési anyag klasszikus formulákkal történő kiértékelésének pontosságát jelentősen csökkenti.

2. A további kutatások során bebizonyosodott, hogy a fáziskülönbségek miatt egyes területrészek lemérését csak három bázisállomással lehetett végrehajtani. A három bázis nagyjából három jellegzetes horizontális anizotrópia irányú területen fekszik. A kutatási terület ilyen felosztásának valószínűleg földtani értelme is van (e vizsgálatok még folyamatban vannak, részletes tárgyalásukkal most nem foglalkozunk). Az azonos vagy közel azonos, illetve gyenge horizontális anizotrópiával jellemzett területeken belül a fáziskülönbségek elhanyagolhatók.

A felsorolt tények miatt a  $TE$ -mérések hibája általában lényegesen nagyobb, a közel ideális felépítésű területek mérésénél megkövetelt értéknél ( $\Delta A\% \gg 5\%$ ). A legnagyobb hibaszázalékú mérések körzete részben az ipari zavarok övére ( $A - D/7 - 8$ ), részben az átlagostól nagyon eltérő anizotrópiájú területekre esik ( $A - D/1 - 2$ , 1. ábra).

3. Az egész kutatási időszakra jellemző volt a változástér egyirányú polaritása ( $\rho \approx 85^\circ$ ), kis intenzitása ( $\Delta V \approx 0,5$  mV/km) és nagyobb részét aperiódikus zavart jellege. A kiértékelést rendszerint csak időszakos állomás-ellipszis szerkesztésével lehet megoldani. E módszer nem eléggé szelektív, s bár  $TE$  áramok periódusfüggő behatolási mélység változását észlelni lehetett, messze-menő következtetések levonására nincs elegendő adatunk.

Az eddigiekben a  $TE$  mérések technikai, módszertani problémáit ismertettük. Megállapítható, hogy a mérési eredmények megbízhatósága jelenlegi kutatási területünkön lényegesen kisebb, mint a  $TE$  módszerrel végzett mélyszerkezeti kutatásoknál általában.

### A tellurikus mérések eredménye

Az izoarea térképen a tellurikus reciprok tenzort ( $A^{-1}$ ) ábrázoltuk. Az anomáliákból néhány nagyszerkezeti és néhány helyi jellegű következtetést vonhatunk le.

Az  $A = 0,5$  izoareaavonal (amely a Damak – 1 fúrás környékéről indul ki (B/6) s ÉK-i irányban közel párhuzamosan követi a Szendrői hegység vonalát, majd keletnek fordul el (D/4), két részre osztja a területet:

I. egy északi emelt helyzetű és

II. egy déli minimum területre.

Mindkét területen további – a medence felépítésével is kapcsolatba hozható –, részletek figyelhetők meg:

- I. 1. Az északi területen az anomáliák közel KNY-i csapásúak, s mintegy a Szendrői hegység felszínközeli folytatását jelölik ki.
2. E gerincet (3 – 4) két kisebb minimumzóna szakítja meg (E – F/2 – 3, G/2 – 3).
3. Eltér a terület általános képétől az a KÉK-i csapású izoarea anomália, amely a Szendrői hegység gyors mélybesüllyedésére utal (B – C/1 – 2).
- II. 4. A déli terület jellegét az  $A^{-1} = 2,5$  legnagyobb izoarea értékkel záródó minimum adja meg (D – E/6 – 7).
5. Ehhez, É-ről és K-ről két kisebb minimumsor csatlakozik (E/4 – 5 – 6, D/7, E/7, G/6, H/5). Az előbbi a Vadász patakka közeli párhuzamos lefutású, az utóbbi tengelyvonala a terület keleti részén a Hernád irányába fordul el.
6. A mérési terület D – DK – K-i határán észlelt kisebb pozitív anomáliák oka feltehetően a közeli Tokaji hegység vulkáni működésével kapcsolatos (G/8, H/8, H/7 stb.).
7. A Boldva község térségében záródó relatív maximum (– B – D/7 – 8) okára, amelyet a nagy ipari zavarok miatt csak néhány és nagy hibaszázalékkal meghatározott mérési pont alapján rajzoltunk meg, semmiféle mély vagy sekély földtani adat nem utal. E környék medencealjzat-viszonyait más módszerrel kell kutatni.

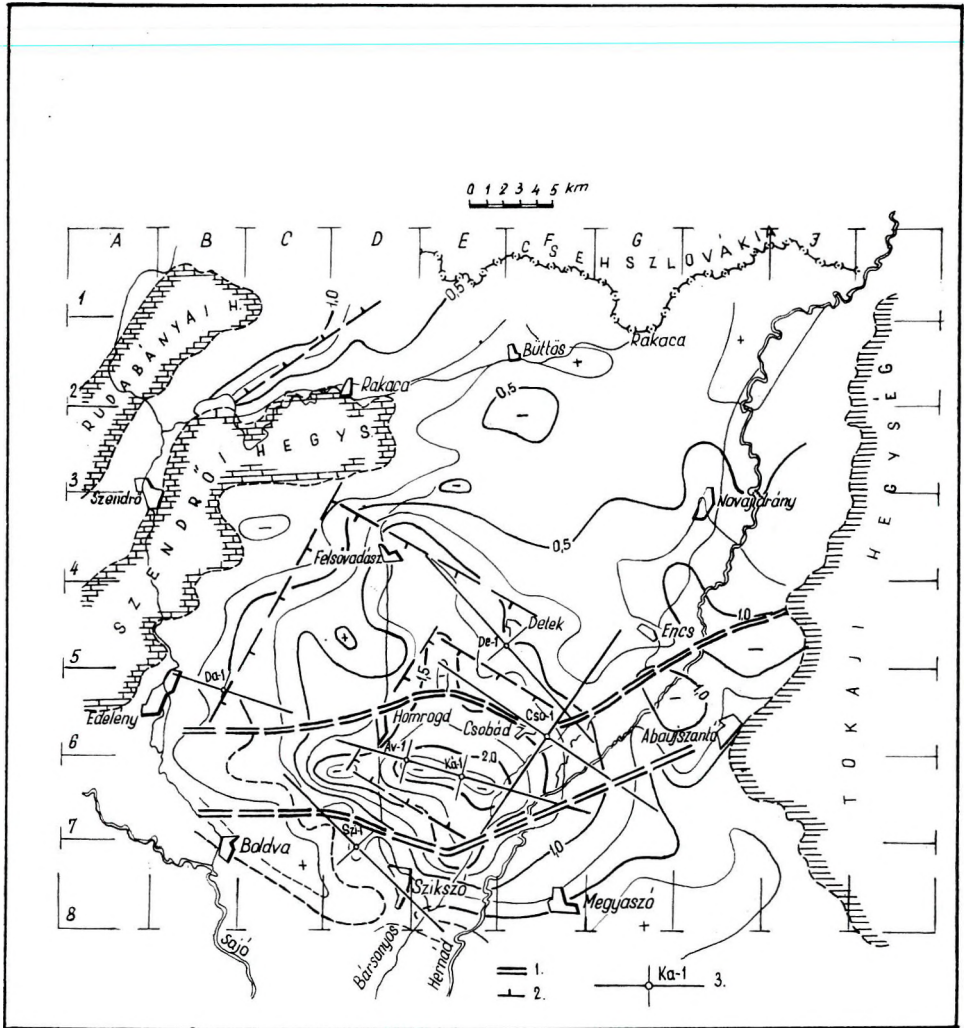
## A DE szondázások

A komplex geoelektromos módszer második kutatási fázisaként, DE szondázásokat végeztünk, a TE izoarea térkép kvantitatív értelmezése céljából. Feladatunk volt:

- a  $\rho_{\sigma}$  szelvénymenti meghatározása néhány ponton, változás esetében meghatározni  $\rho_{\sigma}$  területi eloszlását;
- a vezérszint fajlagos ellenállásának ( $\rho_A$ ), és a  $\rho_A = \infty$  feltételnek meghatározása;
- a területi anizotrópia ( $\lambda$ ) megállapítása;
- a  $H_A$  adatokból a szerkezetre jellemző szelvények, végül a vezérszint (medencealjzat) komplex geoelektromos térképének megszerkesztése.

A DE szondázások (2. ábra) a déli TE minimumot két, egymásra közel merőleges szelvény mentén harántolják (Da – Av – Ká, Szi – Ká – Cso). A szon-

dázási irányok kijelölését, az izoarea vonalak csapásában vagy azokra merőlegesen tűztük ki. Az  $R_{\max}$  távolságot pedig a várható aljzatmélységnek megfelelően választottuk meg. A KB – I bázison, mivel az első (kétoldali) szondázás eredményei között kiegyenlíthetetlen különbség mutatkozott, a szondázásokat négyoldali DE méréssel egészítettük ki. Az eddig elvégzett mérések száma különösen, ha azok megbízhatóságát részletesebben megvizsgáljuk –, nem elegendő ahhoz, hogy az eredményeket az egész területre, vagy annak nagy részére vonatkoztassuk.



2. ábra. A DE mérések helyszínrajza

1. Elsőrendű diszlokációs övek, 2. Másodrendű diszlokációs vonalak, 3. DE szondázások helye, terítési irányai

Фиг. 2. План проведения ДЭЗ

1. Зоны нарушений первого порядка, 2. Зоны нарушений второго порядка, 3. Расположение пунктов ДЭЗ

Abb. 2. Lageplan der DE Messungen

1. Dislokationszonen erster Ordnung, 2. Dislokationslinien zweiter Ordnung, 3. Lageplan der DE Sondierungen



## A DE mérések eredménye

A DE mérések eddigi és a medencealjzat kutatása szempontjából leg-lényegesebb adatait az I. táblázatban foglaltuk össze:

I. táblázat

Északmagyarországi DE szondázások eredményei

DE pont	$\rho_A$ ( $\Omega m$ )	$\rho_\sigma$ ( $\Omega m$ )	$H_A$ (m)	$\lambda$
De-1	> 500	9,5	1770	
Szi-1	> 500	7,2	1960 – 950	
Da-1	> 200	11,5	425	1,86
Da-1 AMNB	> 200	11,5	425	1,86
Ká-1	~ 100	5,8	1290	
Av-1	~ 100	6,5	1640	
Cso-1	> 100	5,8	1140	

A geoelektromos vezérszint ellenállásviszonyairól a  $\rho_A$  oszlop tájékoztat. A medencealjzat ellenállása a *Ká* és *Av* szondázások kivételével mindenhol végte-lennek tekinthető. Gyakorlatban  $\rho_\infty$  szintnek tekinthető a medencealjzat, ha ellenállása legalább hússzor nagyobb a fedő rétegsor eredő ellenállásánál:  $\rho_A/\rho_\sigma \cong \cong 20$ ). A közölt adatoktól lényegesen csak *Cso-1*  $\alpha = 205^\circ$  azimutú terítésben meghatározott  $\rho_A$  tért el, ennek oka azonban a szondázás hatókörzetében levő  $\rho_\sigma$  változással magyarázható.

A  $\rho_\sigma$  változása — ha a *Szi-1* ponton az üledék eredő ellenállását valami-lyen átmeneti értéknek tekintjük, — lényegében a TE minimumzónára  $\rho_\sigma \approx 6$  ohmm és az azt körülvevő pontokra vonatkozóan  $\rho_\sigma \approx 10$  ohmm. Mivel e néhány mérési adatból is kitűnik, hogy a fedőösszlet eredő ellenállása ilyen kis területen is közel 100%-os változást mutat, az egész területre érvényes meg-állapításokat nem tehetünk.

A geoelektromos vezérszint mélységének meghatározásánál a *Da-1* szondá-zás alapján,  $\lambda = 1,87 \pm 17\%$  anizotrópiával számoltunk. Ez a tiszántúli 1,73 és a dunántúli 1,67 területi átlaganizotrópiákkal viszonylag jó egyezést mutat. A *Szi-1* kétoldali szondázásból kapott két  $H_A$  mélységérték jelentős különbsége, a kutatás eddigi eredményeivel nem magyarázható. A  $H_A$ ,  $\rho_\sigma$  értékekre vonat-kozóan meg kell még említenünk, hogy a *De-1* pontot kivéve, valamennyi görbe az ekvivalencia tartományba esik.

A terület továbbkutatásánál figyelembeveendő, hogy a *Ká-1*, *Cso-1* szondázások keleti irányú terítéseiből a medencealjzat további mélyülésével kell számolnunk. Ez, az areaképpel némileg ellentmondásban van.

A DE szondázások telepítésére, a mérések kiértékelésére, és értelmezésére a TE méréseknél említett nehézségek hasonló mértékben fennállnak. Ezért

csak a topográfiai és izoarea térkép alapján igen gondosan kijelölt és mért, esetleg több azimutú szondázási eredményekre lehet támaszkodni.

Az eddigi eredmények alapján megállapíthatjuk, hogy a medencealjzat geoelektromos kutatásának feltételei a területen adottak, s azt kellő körültekintéssel alkalmazva, a bevezetőben kitűzött kutatási cél megvalósítható. A DE szondázások egyéb adatairól, — a fedőösszlet felső részének vertikális felbontásáról, a vezérszint dőlésviszonyairól, vertikális ellenállásszelvények értelmezéséről, stb. — továbbá a Szendrői hegység peremén végzett sekélyszondázások eddigi eredményéről még nem lehet sem általános, sem kis részletekre érvényes megállapításokat tenni.

### Az elektromos mérések értelmezése

Az eddigi tapasztalatok szerint a geoelektromos mérések értelmezése igen nehéz feladat. A tellurikus térkép, a 100%-ot is megközelítő horizontális anizotróphiahatások miatt, a medencealjzat-vezérszint morfológiájával ellentétes értelmű képet is mutathat. Ezek figyelembevételével a kutatási eredmények értelmezését az alábbi pontokban foglaljuk össze. E megállapítások igazolását, módosítását, esetleg cáfolatát a további kutatásoktól várjuk.

1. Az északi emelt helyzetű medenceterületen a legszembetűnőbb anomáliát a Szendrői hegység ÉNy-i pereméhez csatlakozó nagy törésvonal jelenti (B—C/1—2), amely valószínűleg a Darnó-vonal ÉK-i folytatása.

2. Az északi területen megemlíthetjük még a Büttöstől délre zárodó kisebb minimumot (F/2). Ezen a területen található a csenyétei mágneses maximum is.

3. A déli medence nagy minimumát (E/7) a DE szondázások szerint nem a medencealjzat nagyfokú (első becslések szerint 2700 m körüli) mélyülése, hanem elsősorban a  $\rho_s$ -nak a területi átlaghoz viszonyított 50%-os csökkenése okozta. Tovább növelte a minimumot a medencealjzat ellenállásának csökkenése is. Az area-minimum területén húzódik az a mágneses anomália is, amelynek hatómélysége  $\kappa=500 \cdot 10^{-3}$  mellett 1700 m-re tehető. Minthogy az üde (bázisos) effuzívumok fajlagos ellenállása 100 ohmm-nél kevesebb is lehet, valószínűleg nem tévedünk, ha itt a medencealjzat törérendszerét kitöltő bázisos vulkáni képződményt tételezünk fel. A minimumsor tengelye nagy valószínűséggel kijelöli azt az elsőrendű diszlokációs övet, amely a területen a paleozoikumot a mezozoikumtól elválasztja (2. ábra). A minimumzónát számos, a Szendrői csapásával közel párhuzamos és erre merőleges másodrendű diszlokációs vonal határolja. Ezeket, az izoarea vonalak sűrűsödésén kívül a nagy fáziskülönbségek és az anizotrópia irányok is igazolják. Feltehető az is, hogy a  $\rho_s$  nagymérvű csökkenése szintén a nagy mélységű — és harmadkornál minden valószínűség szerint idősebb — vulkánikus tevékenység (tufaszórás, hidrotermák működésével összefüggő kőzetbontás, stb.) következménye.

4. A Szendrői hegység fokozatos mélyülését, másodrendű diszlokációs vonalak szakítják meg. Ezek vetők, párhuzamos törérendszerek, esetleg feltolódási síkok is lehetnek (C—F/4—5, D—F/4). Helyüket újabb DE és SE mérésekkel kell kijelölni.

### A komplex geoelektromos mérés eredménye

A komplex geoelektromos értelmezés első példajaként bemutatjuk azt a szelvényt (3. ábra), amely a  $DE$  szondázásokon, a  $Da-1$  fúráson keresztül néhány  $SE$  szondázási ponttal a felszíni kibúvásokig húzódik. A mért area szelvényből a

$$H_M = \frac{\rho_M}{\rho_B} H_B \cdot A_M^{-1} \quad (1)$$

képlettel számoljuk a mélységet. A damaki fúrásból  $H_B = 425$  m. Képletünk tehát így módosul:

$$H_M = \frac{\rho_M}{\rho_{Da}} \cdot H_{Da} \cdot \frac{A_M^{-1}}{A_{Da}^{-1}} \quad (2)$$

A felírt (2) egyenlettel a medencealjzat mélysége elegendő pontossággal számítható, feltéve, hogy az alább felsorolt tényezőknek nincs döntő hatásuk:

1. A vezérszint (medencelajzat) nem végtelen ellenállású ( $\mu < 20$ ), s a  $TE$  áramok egyrészét elvezeti. Az elvezetési százalék nagysága a vezérszint ellenállásán kívül, a kiértékelésben felhasznált pulzációk periódusától is függ, nagysága pedig megegyezik a  $MT$  impedancia imaginárius részével.  $MT$  mérések e területen nem voltak, de feltételezve, hogy az impedancia reális összetevője az  $A^{-1}$  értékkel arányos, az elvezetési koefficiensre  $-7\%$ -ot kapunk. Mivel a  $TE$  mérések hibája  $\pm 10\%$  körül van, nem alkalmaztuk ezt a korekciót.

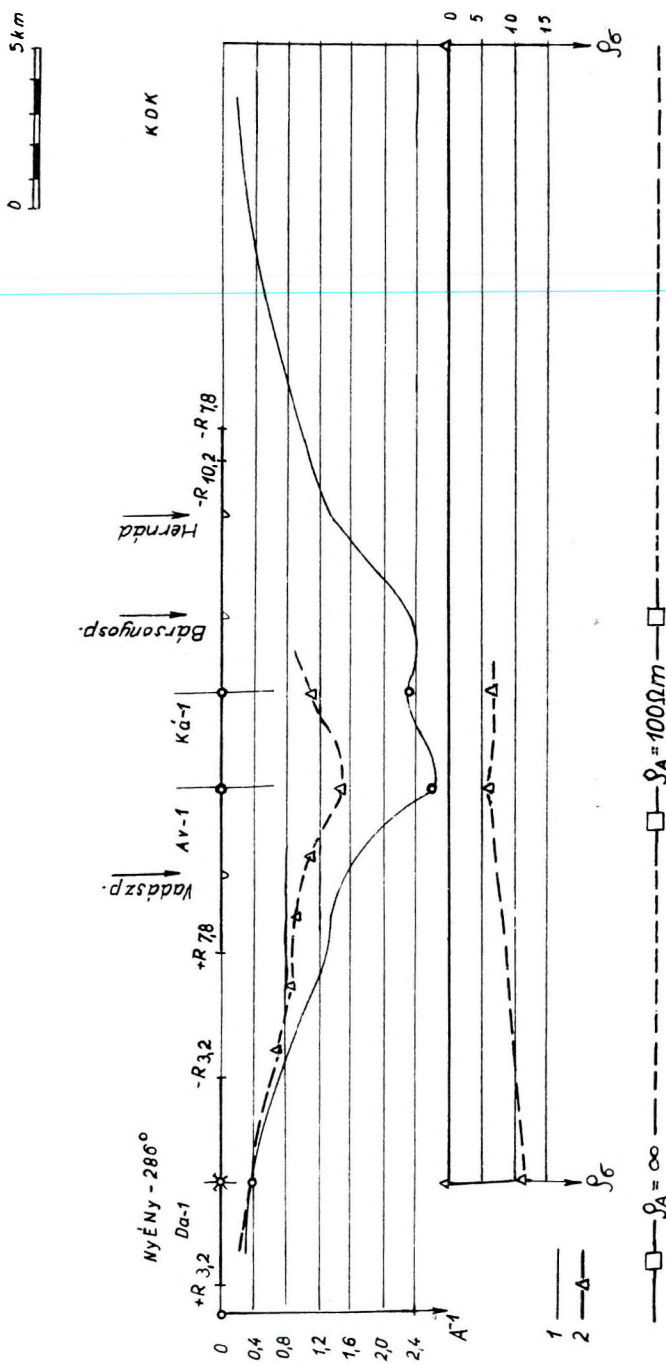
2. A vezérszint kis távolságra eső nagymértékű szintváltozását (pl. vető) a  $TE$  áramok csak átlagolva követik. Ezért, ha az ún. struktúra koeficiens ( $\varphi$ ) értéke — amely  $\Delta H/\Delta x$  függvénye — lényegesen nagyobb az egységnél a pontra vonatkoztatott mélységszámítás hibája igen nagy lehet. Mivel a terelő hatást csak a szerkezet részletes ismeretében lehet meghatározni, ezt a korekciót csak a fedőviszonyok felkutatása után végezhetjük el. Ha valamely más módszerrel meghatározott, és a  $\rho_\sigma$ -val korrigált  $H_{TE}$  mélységek között nagy az eltérés, a mérési pont közelében olyan vezérszint-változást kell feltételezni, amelyet az egyes módszerek, adottságuknak megfelelően, nem érzékelhettek.

3. Lényegében hasonló a vízszintesen kis és függőlegesen nagy kiterjedésű, a mérési pont közelében elhelyezkedő ellenállásinhomogenitások torzító (áramterelő vagy elvezető) hatása is.

4. A  $TE$  mérésekből csak igen nagy hibaszázalékkal, vagy egyáltalában nem végezhető mélységszámítás a következő esetben:

- ha a felszín alatti ellenállásviszonyok miatt a tér inhomogén (főleg kibúvások környékén),
- ha a  $TE$  változáster erősen polarizált,
- ha a polarizált áram iránya a vezérszint csapásával megegyezik.

A felsoroltak figyelembevételével vizsgáljuk meg az alsóvadászi minimum tengelyében fektetett SziT – II jelű szelvényt (3. ábra), amely a damaki fúráson és három  $DE$  szondázáson halad keresztül.



3. ábra. SziT – II geoelektromos szelvény  
 1. A mért isoarea szelvény, 2.  $\epsilon_r$ -val korrigált isoarea szelvény  
 Фиг. 3. Геоэлектрический разрез СziT – II  
 1. Разрез измеренных изоарей, 2. Разрез изоарей с поправками за  $\epsilon_r$   
 Abb. 3. Geoelektrisches Profil SziT – II  
 1. Isoarea-Profil, 2. Isoarea Profil korrigiert mit  $\epsilon_r$

A  $\rho_a$  változását a Da-1 és Av-1 szondázási pontok között lineárisnak tekintettük, az „A” értékét a (2) egyenletnek megfelelően a damaki ponthoz viszonyítva korrigáltuk. Ha a két DE mérési pontra számított medencealjzat-mélységet összehasonlítjuk, meglepően jó eredményt kapunk:

$$\begin{array}{lll} \text{Av-1} & H_{DE} = 1640 \text{ m} & H_{TE} = 1688 \text{ m} & \Delta H = +3\% \\ \text{Ka-1} & H_{DE} = 1290 \text{ m} & H_{TE} = 1309 \text{ m} & \Delta H = +2\% \end{array}$$

Ez, a komplex kiértékelés szükségességét bizonyítja és biztató kezdetnek tekinthető.

## IRODALOM

- Balogh Kálmán, 1961. Az észak-magyarországi mezozoikum. M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve, XLIX.
- Balogh Kálmán, 1958. Magyarázó, Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. Műszaki Kiadó, Budapest.
- Beránek, B. – Kadlecik, J., 1964. Einige Eigentümlichkeiten der geophysikalischen Forschung im Gebiete der neogenen Karpatenbecken der Tschechoslowakei. Geofizikai Közlemények, XIII. 2.
- Berdicsevszkij, 1962. Metodika opredelnija sztatigraficeszkoj prinadleznoszti opornovo goritonen v metode telluriceszkih tokol Prikladnaja geofizika 33.
- Haáz István, 1951. Jelentés az Alföld északnyugati peremvidékén az 1951. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Hoffer Egon, 1961. Jelentés az Északi Középhegység területén, valamint a Dunántúl Ny-i részén az 1961. évben végzett 1,5 km közű áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Jaskó Sándor, 1946. A Darnó-vonal. Földtani Intézet Évi Jelentése.
- Jámbor Áron, 1961. A Szendrői és Upponyi hegység összehasonlító földtani vizsgálata. Földtani Intézet Évi Jelentése.
- Pethő Márton, 1958. Jelentés az 1958. évben Putnok környékén végzett szeizmikus refrakciós mérésekről. Geofizikai Intézet Adattára.
- Posgay Károly, 1962. A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. Geofizikai Közlemények, XI. 1–4.
- Posgay Károly, 1964. Szóbeli közlés.
- Radócz Gyula, 1962. Földtani vizsgálatok a Fekete-völgyi (észak-borsodi) barnaköszén területén. Földtani Intézet Évi Jelentése.
- Schréter Zoltán, 1942. Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. Földtani Intézet 1941–42. Évi Jelentése.
- Szabó Zoltán – Szilárd József, 1965. A Cserehát területén 1964-ben végzett graviméter-mérések. Geofizikai Intézet Adattára.
- Szénás György, 1955. Jelentés a Rudabánya környékén 1955-ben végzett kísérleti szeizmikus refrakciós kutatásról. Geofizikai Intézet Adattára.
- Vadász Elemér, 1958. Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Zsille Antal, 1960. Jelentés a Tokaji hegységben az 1960. év folyamán végzett áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet Adattára.

**A BÓDVA-HERNÁDKÖZBEN (CSEREHÁT) VÉGZETT SZEIZMIKUS KUTATÁSOK  
PROBLÉMÁI ÉS NÉHÁNY EREDMÉNYE**

LÁNYI JÁNOS - SZALAY ISTVÁN

A borsodi medence és a rudabányai terület mélyfúrásokból viszonylag ismert, ellenben peremterületeik és a nagyobb mélységű medencerészek földtani viszonyai ismeretlenek. A szeizmikus kutatás feladata ennél fogva első sorban az volt, hogy meghatározza a harmadkori medence aljzatát.

A harmadkori medence aljzatát alkotó kőzetek és a fedőösszlet kőzetei között fizikai (sűrűség, ellenállás, rugalmasság) különbség van, míg a fedőösszlet szeizmikus szempontból viszonylag homogén. Ezért ennek a diszkordancia-szintnek a kimutatása elvileg lehetséges.

A valóságban azonban számos körülmény akadályozza e látszólag egyszerű feladat megoldását. Ilyen első sorban a rendkívül tagolt medencealjzat, amely nemcsak a harmadkori medencék aljzatára általában jellemző töredezett eróziós felszint mutatja, hanem pikkelyezett is lehet.

Vannak ezenkívül topográfiai és robbantási akadályok. A topográfiai akadályok következtében a mérési vonalat nem vezethetjük mindig a szerkezet felderítése szempontjából legkedvezőbb helyeken. A kavicsos feltalaj akadályozza a fúrást, a lyukkezelést és energiaátadása rossz. Az ipari körzetekben a villamos hálózat és erős talajnyugtalanosság rontja a szeizmogramok minőségét. Mindez végső fokon a kiértékelést és az értelmezést is megnehezíti.

\* \* \*

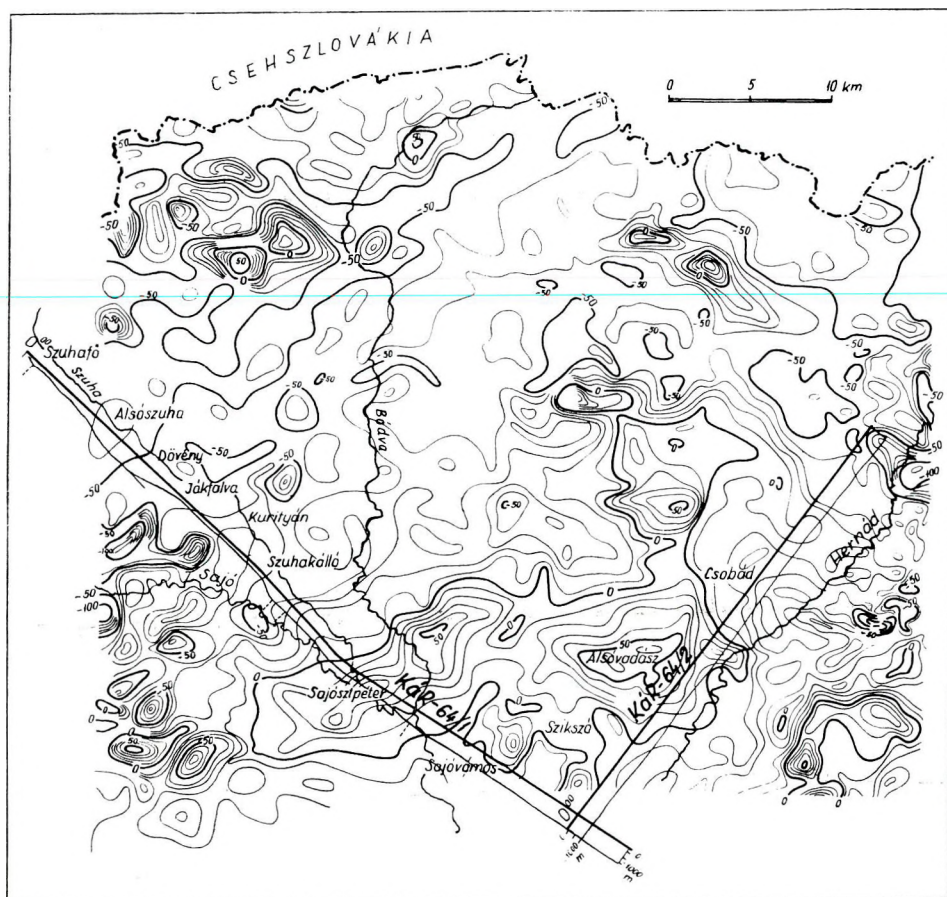
Az előző években végzett szeizmikus mérésekhez hasonlóan kutatásainkat refrakciós eljárással végeztük, mert ez az eljárás a medencealjzat felderítésére alkalmasnak bizonyult. Az erősen zavart aljzatú területen csak azt várhattuk ettől az eljárástól, hogy a medencealjzatról közelítő domborzati képet kapunk.

Elsősorban ott voltak nehézségeink, ahol a medencealjzat csekély és tektonizált. Itt a szeizmikus sebesség erősen változott, amellet a fedőösszlet sem volt laterálisan homogén.

A fedő és a medencealjzat szeizmikus sebességének gyakori változásából eredő nehézségek elvileg reflexiós mérésekkel kiküszöbölhetők s valószínűleg a fedőösszletből is kaphatnánk ezzel a módszerrel információkat. A reflexiós méréseknél ezenkívül az 1 km-re eső mérési költségek is jelentősen alacsonyabbak, mint a refrakciós méréseknél. Ezért szükség volna, hogy reflexiós módszerrel kísérleti méréseket végezzünk ezen a területen, mert — kedvező esetben — több adat mellett, a mérési költségek is jelentős mértékben csökkenthetők.



1. ábra. A szeizmikus refrakciós vonalak és egyszerűsített szelvényük a kutatási terület Bougueranomaliatérképén  
 Фиг. 1. Сейсмические профили КМПВ и упрощенные разрезы по их линии на фоне карты аномалий Буге района работ  
 Abb. 1. Seismische Refraktionslinien und ihre vereinfachten Profile auf der Bouguer Anomalienkarte des Forschungsgebietes



2. ábra. A szeizmikus refrakciós vonalak és egyszerűsített szelvényük a kutatási terület földmágneses  $\Delta Z$  anomália-térképén

Фиг. 2. Сейсмические профили КМПВ и упрощенные разрезы по их линии на фоне карты аномалий геомагнитного поля  $\Delta Z$

Abb. 2. Seismische Refraktionslinien und ihre vereinfachten Profile auf der geomagnetischen  $\Delta Z$  Anomalienkarte des Forschungsgebietes

Az erősen töredezett medencealjzat felszínének, sőt talán belső szerkezetének nyomozására valószínűleg sikerrel lehetne alkalmazni RNP eljárást, amellyel az utóbbi évben az Alföldön kedvező tapasztalatokat szereztünk.

A robbantási nehézségeket is meg lehetne oldani reflexiós módszerrel, mert itt kisebb (1 – 2 kg) tölteteket kellene használnunk, ezeket pedig a kavicsréteg fölött több sekély mélységű lyukban lehetne elhelyezni. Végleges megoldást esetleg a súlyejtéses rengéskeltés hozhatna.

Mint az előadottakból kitűnik, a hegyvidéki szeizmikus mérések módszerkérdései korántsem megoldottak. A mérések továbbfolytatásával egyidejűleg tehát módszer-kísérletekre is szükség van. A refrakciós eljárást már most



sikerrel alkalmazhatjuk, mint azt az 1955. évben Rudabánya környékén, az 1958. évben Putnok körzetében és az 1964. évben végzett kutatásaink bizonyítják.

Az 1964. évben két áttekintő vonalat mértünk (1. és 2. ábra). Az egyik, a Kár-1 jelű a fő szerkezeti irányra közel merőlegesen, ÉNy-DK-i irányban, a Szuha völgyében haladt, az országhatártól a Hernád völgyéig. Ez a szelvény harántolta a Darnó vonalat és áthaladt az 1955. évi szeizmikus mérések területén, bekötve azt a mérési vonalunkba. Harántolta a Sajóvölgyi szénmedencét, a Sajószentpéter és Alsóvadász vonalán elhelyezkedő mágneses maximumot és gravitációs minimumterületen ért véget. A másik vonalunk (Kár-2) az elsőre nagyjából merőleges irányban, a Hernád völgyében húzódott és a földmágneses minimumterületet érintve. Méra községnél ért véget. A két vonal együttes hossza 81 km. A Kár-1 vonal végén és a Kár-2 elején külső robbantópontokat is alkalmaztunk, hogy a vonalak metszéspontjaiban is kapjunk beérkezéseket a medencealjzatról.

\* \* \*

A szeizmogramok kiértékelésénél a robbantóponttól bizonyos távolságban, általában két beérkezést tudtunk elkülöníteni. Az egyik nagy szeizmikus sebességű, a másik jóval kisebb. Ez utóbbi a fedőösszletből származott. A nagy sebességű szintet határsebessége, mélységviszonyai és a fúrási adatok alapján a harmadkori medence aljzatával azonosítottuk. Ennek a szintnek szeizmikus sebessége néhol jelentősen megváltozik; itt hullámváltásra utaló jelek is felfedezhetők. A sebességváltozásokat a medencealjzat közettani megváltozásával magyaráztuk. A Kár-1 szelvény szerint (3. ábra), a medencealjzatnak vélt refraktáló szint a mérési vonal kezdetén – Szuhafő környékén – kis mélységben, a felszíntől számított 70–80 m mélységben fekszik; határsebessége 4700 m/s. Innen DK-re haladva kisebb-nagyobb emelkedések és lezökkenések után, Alsószuha tájékán, 1000 m körüli mélységbe süllyed. Határsebessége a  $10^{40}$  ponttól kezdve 5600 m/s-ra, a  $68^{80}$ -tól pedig 5100 m/s-ra növekszik. A  $96^{00}$  ponttól, kb. Dövény községtől, a medencealjzat újra emelkedik és Jákfalvánál a felszínhez 200 m-re kerül. A szelvény szerint az árok legmélyebb része kb. 1100 m. Innen Ny-ra és K-re a medencealjzat csaknem szimmetrikusan emelkedik.

A K-i szárnyon a határsebesség 5100 m/s-ról 4300 m/s-ra változik. Ez közettani változásra utal. Ennél a rétegváltásnál a nagyobb határsebességű kőzet a kisebb alatt egy darabig még nyomozható.

Szelvényünk Jákfalvánál harántolja a Darnó vonalat; ettől Ny-ra alsó triász, K-re karbon kőzeteket találtak a fúrásban. Mivel Dövény és Kurityán között nem sikerült a medencealjzat határsebességének megváltozását kimutatnunk – ezen a szakaszon ugyanis végig 4300 m/s sebességet kaptunk –, ezért az alsó-triász és a karbon korú kőzeteket nem tudtuk elkülöníteni.

A Ny-i rész 5600 és 5100 m/s sebességei valószínűleg a Gömöri karszt középső-triász korú mészkő és dolomit képződményeit jelentik. Ha ez helytálló, akkor Dövénytől Ny-ra, 1100 m-es mélységben rátalolás jelentkezik, mivel a 4300 m/s sebességű idősebb kőzet, K-ról Ny-ra, az 5100-as fölé került.

A borsodi barnakőszén medence területére eső emelt részen e medencealjzat mélyfúrásokból ismert. A szeizmikus kép a mérési vonalunktól kissé

É-ra eső és a fúrások alapján összeállított földtani szelvényhez hasonló (4. ábra).

A két szelvényen a mélységek néhol kissé eltérnek egymástól; ezt főleg az okozhatja, hogy a földtani szelvény mérési vonalunktól kissé ( $\sim 0,5$  km) északra esik.

Kurityán környékén az aljzat a felszínhez kb. 130 m-re emelkedik és határsebessége 4300 m/s-ról 5600 m/s-ra növekszik. Ettől 1,5 km-re K-re kissé lesüllyed és határsebessége Szuhakállóiig 4500 m/s-ra csökken. Feltehető, hogy az emelt, nagysebességű rész a Kurityántól É-ra a felszínen is megtalálható devon korú kristályos mészkő folytatása.

Ezen a szakaszon a fedőösszlet szeizmikus sebessége is más, mint az ezt megelőző és az aztán következő szelvényrészekben, mégpedig jóval kisebb, mint máshol (1500 m/s). A devon mészkőbérctől Ny-ra a fedőösszlet átlagsebessége a mélységtől függően 1900–2400 m/s között változik; a szuhakállói leszakadásnál pedig 1500-ról hirtelen 2200 m/s-ra növekszik.

Az említett szuhakállói leszakadás nagy méretű és meredek. Szelvényünk mentén a medencealjzat láthatólag 2 lépcsőben összesen 500 m-t süllyed, 200–700 m-ig. A leszakadástól K-re, a kivastagodó miocén rétegek alatt a fúrások szerint már oligocén képződmények is találhatóak. Sajószentpéternél a medencealjzat 500 m fölé emelkedik, de ettől K-re ismét süllyed. Boldvánál már eléri az 1000 m felszín alatti mélységet és a Hernád völgyéig átlagosan 1100 m mélységben marad. A határsebesség Szuhakállótól Sajóvámosig 5000 és 6200 m/s között változik. Sajóvámostól a Hermádig, 11 km-en keresztül végig 5550 m/s. Azonosításukra támpontunk nincs, mert szelvényünk környezetében, Szuhakállótól K-re egyetlen mélyfúrás sem érte el a medencealjzatot. Ezek a szeizmikus sebességek egyaránt jelenthetnek paleozóos mészkövet, valamilyen metamorf kőzetet, vagy mezozóos karbonátos kőzetet. Ez utóbbi valószínűségét bizonyos mértékben alátámasztja, hogy a Kár–1 vonalon 11 km, a Kár–2 vonalon 18 km hosszban, tehát nagy kiterjedésben mindenütt 5550 m/s határsebességű medencealjzatot kaptunk. A paleozóos kőzetek szeizmikus sebessége e területen gyakori változást mutat és így ez a nagy kiterjedésű, egyenletes sebesség inkább a paleozóos alapra telepedett, egyenletes kifejlődésű mezozóos, karbonátos kőzetek jelenlétét valószínűsíti.

Ezt a kérdést csupán – a mérési vonalunkhoz lehetőleg közel telepítendő – mélyfúrás dönthetné el.

\* \* \*

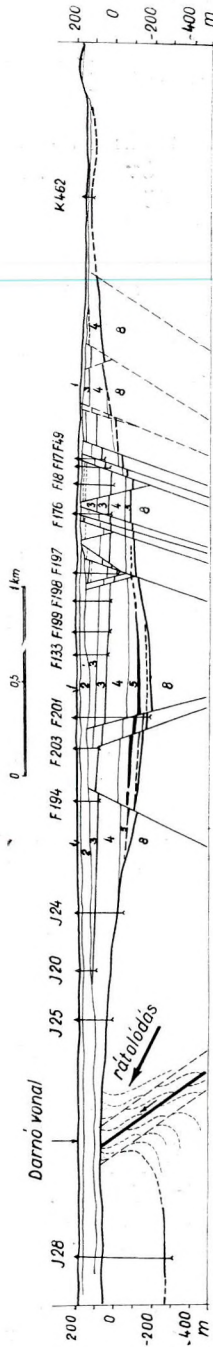
A Kár–2 vonalunk (3. ábra)\* a Hernád jobb partján húzódik. Itt a fedőösszlet átlagsebességét 2200–2400 m/s-nek, a medencealjzattal azonosított refraktáló szint határsebességét pedig 5500–5550 m/s-nak találtuk, kivéve a vonal utolsó harmadát, ahol a sebesség 5250 m/s-ra csökken.

A fedőösszlet nagyjából változatlan átlagsebessége arra mutat, hogy anyagi összetétele a vonal mentén alig változik.

A medencealjzatot alkotó 5500 m/s határsebességű kőzetek a vonal elején és közepén valószínűleg azonosak Kár–1 szelvényünk végén található ugyanilyen sebességű képződményekkel.

A Kár–2 utolsó harmadában a medencealjzat szeizmikus sebességének megváltozása kőzetváltozásra mutat. Fúrások hiányában kőzettani azonosítást

\* L. mellékletek közt.



4. ábra. Földtani szelvény Jákfalva és Kurtyán között (Radócz Gyula nyomán)  
 1. pleisztocén; 2. szarmata; 3. alsó-helvéti; 4. felső burdigalai; 5. alsó burdigalai; 6. középső és felső oligocén; 7. alsó triász; 8. devon  
 Фиг. 4. Геологический разрез по линии Якфальва – Куртьян (по Д. Радоц)  
 Abb. 4. Geologisches Profil zwischen Jákfalva und Kurtyán (nach Gy. Radócz)

nem végezhetünk, de a Szendrői hegység közelségét tekintve, valószínű, hogy itt a medencealjzatot paleozóos képződmények alkotják.

A szelvényből látható, hogy a medencealjzat mindenütt viszonylag nagy mélységben van.

A Szikszó és Csobád községek között levő lesüllyedt terület közel van az Alsóvadász környéki földmágneses maximum területéhez, ahol a mágneses hatószámítások 1600–1700 m körüli mélységet adtak. A tellurikus mérések ugyanitt a medencealjzat lesüllyedését jelzik, mégpedig a DE szondázások alapján korrigált mélységértékek a medencealjzatot a mágneses anomália területén 1700–1800 m-ben mutatják. Ezekből az adatokból az a következtetés vonható le, hogy a mágneses anomáliát okozó ható valószínűleg a medencealjzatban van (kréta diabáz?).

Az 1964. évben mért két szeizmikus vonal segítségével adatokat szerezünk a területen a harmadkori medence aljzatáról, a harmadkori fedőösszlet-ről és bővítettük módszertani ismereteinket is.



M. ПОЛХАММЕР – М. ТРЕНКА

## ВЫЧИСЛЕНИЕ ГЛУБИН ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ В РАЙОНЕ С ИГАЛ

Решение обратной задачи в гравиметрии является заведомо неоднозначным, поскольку ряд – принципиально бесконечно много – возмущающих тел с различными глубинами залегания, плотностями и конфигурациями, может вызывать аномалии совершенно аналогичного поведения. В связи с этим отдельные аномалии необходимо изучать различными методами вычисления. При гравиметрических работах, проведенных на территории Игальской структуры, авторами применялось несколько методов для изучения глубины залегания возмущающих тел (методы Юнга, Скильса, Константинеску-Ботезату, Беранек). Данные глубоких скважин показывают, что гравитационный максимум района с . Игал вызван приподнятым горстом основания молодого третичного бассейна, сложенным мезозойскими известняками. На основании проведенных вычислений авторы пришли к выводу о наличии значительных контрастов плотностей на глубинах 800 и 1300 м. На глубине 800 м ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$ ) выделяется довольно резкая граница плотностей в молодых третичных отложениях бассейна, а глубина 1300 м ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ г/см}^3$ ) соответствует границе основания бассейна, представленного по всей вероятности триасовыми известняками. Указанные данные совпадают с величинами, вычисленными по данным метода теллурических токов.

POLLHAMMER – TRENKA

## DEPTH DETERMINATION FROM GRAVITY DATA IN THE AREA OF IGAL

The solution of the reciprocal gravity problem is always ambiguous, as identical anomalies may be due to a lot – theoretically an infinite number – of bodies having different depths density values and shape. That is why anomalies are to be studied by using different calculating methods. In the case of the gravity measurements accomplished in the area of the Igal structure several methods were used by the authors (those of Jung, Skeels, Constantinescu-Botezatu Beranek). Data of deep boreholes are showing that the gravity maximum of Igal is due to an emergent horst of the young Tertiary basin-floor constituted of Mesozoic limestones. The calculations led the authors to the conclusion that important density contrasts exist at the depths of 800 and 1300 m. At 800 m ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ ) there is a rather sharp density contrast of the young Tertiary basin sediments, while the depth at 1300 m ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ ) corresponds to the boundary of the basin-floor supposed to be of Triassic limestones. These data are in agreement with the depth information furnished by telluric measurements.

## GRAVITÁCIÓS MÉLYSÉGSZÁMÍTÁS IGAL KÖRNYÉKÉN

POLLHAMMER MANÓNÉ – TRENKA SÁNDORNÉ

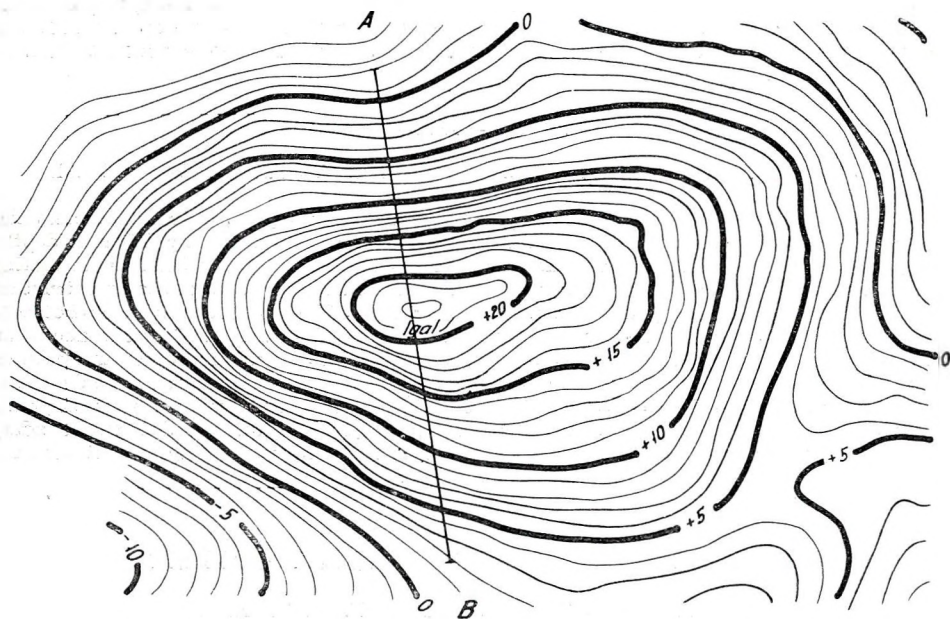
## Bevezetés

Igal környékén először a Magyar Amerikai Olajipari RT végzett geofizikai méréseket. 1938-ban Eötvös-inga mérések alapján gravitációs maximumot kaptak (Vajk, 1943). 1941-ben a  $\Delta Z$  mérések mágneses minimumot mutattak

(Vajk, 1941). 1941–43 között Boucher graviméterrel folytatták a gravitációs kutatást és a maximumot pontosabban meghatározták (Facsinay, 1943, Bagi-Ihász, 1964). 1940-ben kísérleti jellegű szeizmikus mérések alapján magaslattal mutattak ki a MAORT megbízásából működő Seiscor geofizikusai (Walton, 1940). Az 1962. évben a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet tellurikus módszerrel folytatta az igali szerkezet kutatását a déldunántúli áttekintő geoelektromos mérések keretében (Hobot, 1964).

Szénhidrogén reményében a területen számos fúrást mélyítettek. A mélyfúrások tanúsága szerint az igali gravitációs maximumot a fiatal harmadkori medence aljzatának egy kiemelt bérce okozza, amelynek anyaga mezozoós (triász?) mészkő. A maximum kialakításában nyilván szerepet játszik az is, hogy a bérce fölött a fiatal harmadkori rétegek is enyhén boltozódva települnek.

A komplex geoelektromos módszer általában a mélyfúrási adatokkal jól egyező eredményeket nyújtott a medencealjzat mélységéről a Balatontól a déli országhatárig terjedő területen. Kivétel éppen az igali szerkezet, ahol jelentős (15–29%-os) eltérés mutatkozott. Ez a probléma indokolja, hogy az igali szerkezeten gravitációs mélységszámításokat is végezzünk. Számításainkban  $0,2 - 0,4 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönbséget használtunk, a rendelkezésre álló sűrűségadatok alapján.



1. ábra. Igal környékének Bouguer anomália térképe

Фиг. 1. Карта аномалий Буге района с. Игал

Fig. 1. Bouguer anomaly-map of the Igal area

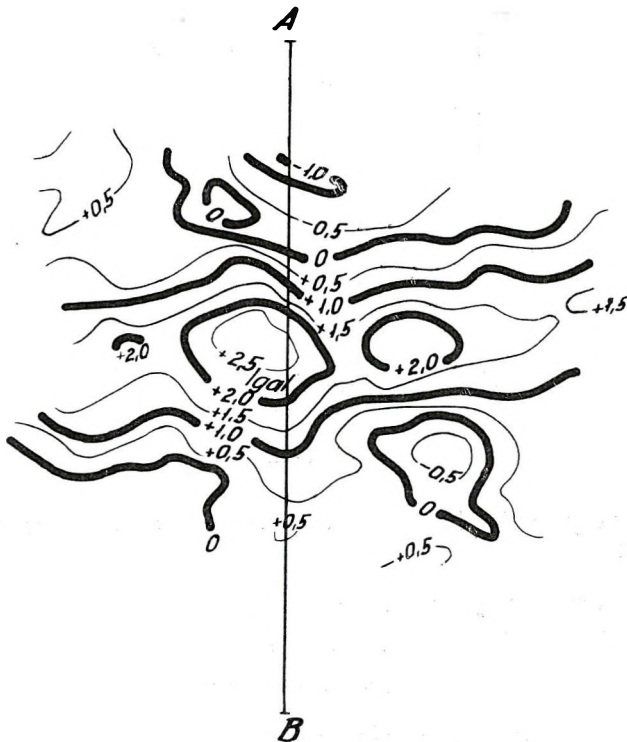
## Gravitációs kiértékelési eljárások alkalmazása az Igal környéki maximumon

Az 1. ábrán látható Bouguer anomáliakép az Igal környéki területen éles maximumot mutat. A legnagyobb anomáliaérték  $+22,06$  mgal. Ezen a ponton átfektetett, közel É–D irányú szelvény mentén többfajta eljárással végeztünk mélységszámítást. A kiválasztott irány előnye, hogy alkalmazhatjuk a kétdimenziós hatókra vonatkozó számítási eljárásokat, mivel az anomália alakja ebben az irányban kielégíti az

$$1,5 < \frac{h}{sz}$$

egyenlőtlenségi kritériumot, ahol  $h$  a szerkezeti indikáció hosszúságát,  $sz$  pedig a szélességét jelenti. Az Elkins eljárással számított második derivált képen (2. ábra) ugyanezen a területen több kisebb maximum látható.

a) Jung „két-kör” eljárása (Jung, 1961) lehetőséget nyújt, hogy a  $\Delta g$  görbe karakterisztikus értékei alapján egyszerű geometriai szerkesztéssel gyorsan



2. ábra. Igal környékének Elkins eljárásával számított  $\partial g^2 / \partial z^2$  másodlagos anomália térképe  
 Фиг. 2. Карта вторичных аномалий  $\partial g^2 / \partial z^2$  вычисленных по методу Элькинса, для района с. Игал

Fig. 2. Map of secondary anomalies  $\partial g^2 / \partial z^2$  of the Igal area as calculated by the Elkins method



meghatározzuk a  $\Delta g$  görbét létrehozó kétdimenziós ható középvonalaának mélységét. Ezt a ható maximális mélységének is tekinthetjük. Mivel esetünkben a  $\Delta g$  görbe lefutása nem szimmetrikus, a két ágból külön-külön határoztuk meg a mélységet ( $h_1 = 1775$  m és  $h_2 = 2700$  m) és a két mélység középértékét

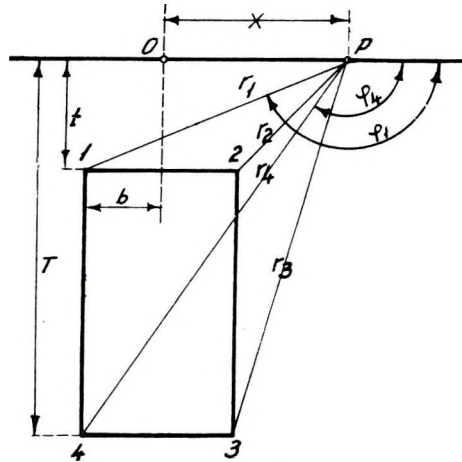
$$\bar{h} = 2238 \text{ m} \approx 2250 \text{ m-t}$$

tekintettük a ható középvonala mélységének.

Ebből a mélységi adatból a

$$\Delta g = 2f\Delta\sigma \left[ T(\varphi_4 - \varphi_3) - t(\varphi_1 - \varphi_2) + (x+b) \ln \frac{r_4}{r_1} - (x-b) \ln \frac{r_3}{r_2} \right] \quad (1)$$

képlet segítségével meghatároztunk egy olyan kétdimenziós hatót (3a ábra), amelynek hatása az  $x_0$  pontban egyezik az ott észlelt értékkel.



3/a ábra

A számított geometriai alakzat (amellyel a hatót megközelítettük) méretei a következők:

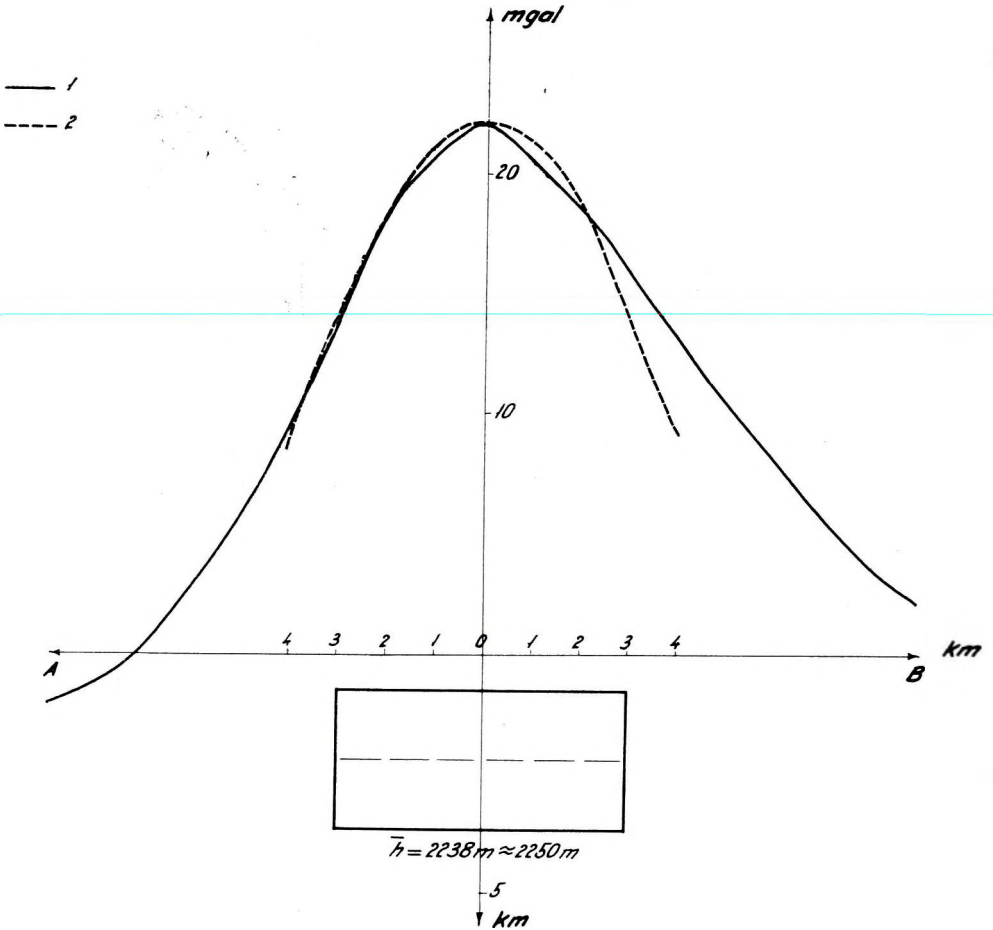
$$\text{felső határának mélysége } t = 800 \text{ m}$$

$$\text{alsó határának mélysége } T = 3700 \text{ m}$$

$$\text{szélessége } 2b = 6000 \text{ m}$$

A kapott eredményeket a 3. ábrán és az I. táblázatban tüntettük fel.

b) *Skeels közelítő eljárásával* (Skeels, 1960) szintén gyorsan megállapíthatjuk a kétdimenziós ható méreteit. Meg kell határozni azt a prizmat, amelynek számított hatása a feltételezett  $\Delta\sigma$  mellett legjobban egyezik az észlelt anomáliával. A prizma meghatározásánál felhasználtuk a  $\Delta g_{\max}$  érté-



3. ábra. Jung „két-kör” eljárásával meghatározott prizma hatása

1. észlelt  $\Delta g$  görbe; - 2. prizma hatása ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ )

Фиг. 3. Эффект призмы, определенной методом „двух окружностей” Юнга

1 - кривая наблюдаемых величин  $\Delta g$ ; 2 - эффект призмы ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$ )

Fig. 3. Effect of a prism determined by the „two circle” method of Jung

1. Observed  $\Delta g$  curve; 2. Effect of the prism ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ )

I. táblázat

Jung képletével számított kétdimenziós ható hatása

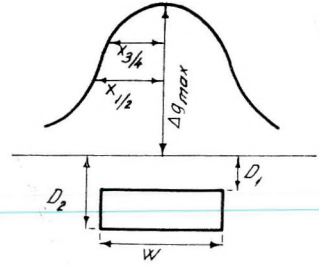
Távolság km	Észlelt érték mgal		Számított érték mgal
	Meredek ág	Lapos ág	$\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$
0	22,06	22,06	22,05
1	21,21	20,60	21,27
2	18,50	18,50	18,75
3	13,60	16,00	14,06
4	9,50	13,10	9,18

két az  $x_0$  pontban, a  $\Delta g_{\max}$  fél, illetve háromnegyed értékének megfelelő  $x_{1/2}$ , illetve  $x_{3/4}$  távolságokat (4a ábra). A számításokat az

$$F = \frac{x_{3/4}}{x_{1/2}}$$

$$M = \frac{\Delta g_{\max}}{x_{1/2} \Delta \sigma}$$

$$N = \frac{D_1}{x_{1/2}}$$



4/a ábra

összefüggések és Skeels két diagramja alapján végeztük el. (A diagramok Skeels idézett cikkében található.  $M$ ,  $F$  és  $N$  értékeit ábrázolják  $D_1/D_2$ , ill.  $W/D_2$  függvényében.)

$D_1$  a felső határ mélysége.

$D_2$  az alsó határ mélysége,

$W$  a ható szélessége.

Ezt az eljárást szelvényünk  $\Delta g$  görbéjére alkalmaztuk  $\Delta \sigma = 0,2$ ,  $\Delta \sigma = 0,3$ ,  $\Delta \sigma = 0,4$  g/cm<sup>3</sup> sűrűségkülönbség mellett.

1. A meredek ágból a következő eredményt kaptuk:

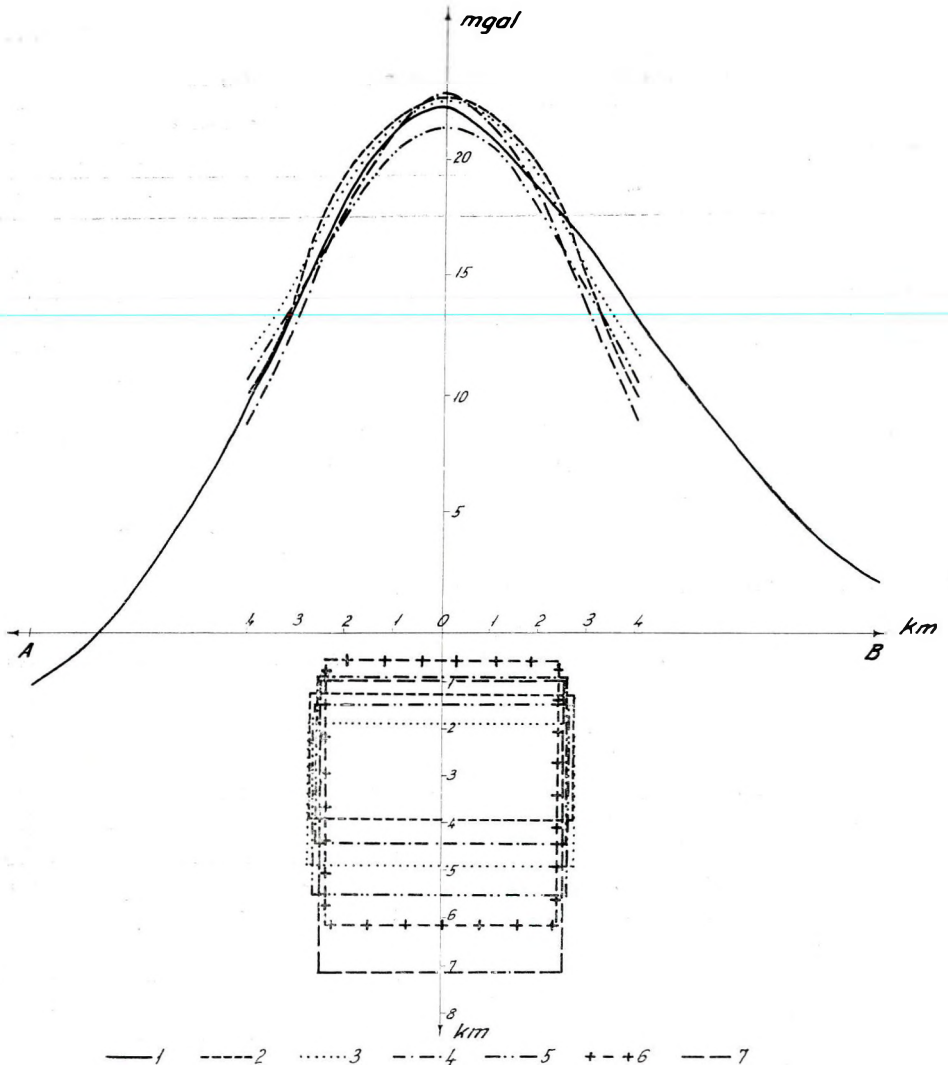
$\Delta \sigma = 0,2$ g/cm <sup>3</sup>	$\Delta \sigma = 0,3$ g/cm <sup>3</sup>	$\Delta \sigma = 0,4$ g/cm <sup>3</sup>
$D_1 = 576$ m	$D_1 = 875$ m	$D_1 = 1332$ m
$D_2 = 6063$ m	$D_2 = 3800$ m	$D_2 = 3918$ m
$W = 4790$ m	$W = 6100$ m	$W = 5485$ m

2. A két ág közepelt adataival a következő eredményt kaptuk:

$\Delta \sigma = 0,2$ g/cm <sup>3</sup>	$\Delta \sigma = 0,3$ g/cm <sup>3</sup>	$\Delta \sigma = 0,4$ g/cm <sup>3</sup>
$D_1 = 996$ m	$D_1 = 1577$ m	$D_1 = 1909$ m
$D_2 = 7114$ m	$D_2 = 5632$ m	$D_2 = 4896$ m
$W = 5193$ m	$W = 5406$ m	$W = 5384$ m

A  $\Delta \sigma = 0,3$  és  $\Delta \sigma = 0,4$  g/cm<sup>3</sup> sűrűségkülönbséggel számított prizmák hatását az (1) képlet alapján kiszámítottuk. Az eredményeket a II. táblázatban és a 4. ábrán közöljük.

c) *A Constantinescu – Botezatu féle analitikus lefelé folytatás eljárása* (Constantinescu – Botezatu, 1961). Constantinescu és Botezatu különböző matematikai megfontolások alapján viszonylag egyszerű képletet vezetett le a gravitációs tér analitikus lefelé folytatására mindaddig, amíg a tér forrásmentesnek tekinthető. Az eljárás gyakorlati alkalmazása igen egyszerű: Négyzethálózatban  $d$  és  $d/\sqrt{2}$  sugarú raszterrel körönként 4–4 pontban végezzük el



4. ábra. Skeels eljárásával meghatározott prizmák és  $\Delta g$  görbéjük

1. észlelt  $\Delta g$  görbe; - 2. meredek ágból számított prizma és hatása ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ ); - 3. közepelt adatokból számított prizma és hatása ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ ); - 4. meredek ágból számított prizma és hatása ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ ); - 5. közepelt adatokból számított prizma és hatása ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ ); - 6. meredek ágból számított prizma ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$ ); - 7. közepelt adatokból számított prizma ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$ ).

Фиг. 4. Призмы, определенные методом Скильса, с принадлежащими к ним кривыми  $\Delta g$   
 1 - кривая наблюдаемых значений  $\Delta g$ ; 2 - призма и ее эффект, вычисленные по крутой ветви ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ г/см}^3$ ); 3 - призма и ее эффект, вычисленные по средненным значениям ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ г/см}^3$ ); 4 - призма и ее эффект, вычисленные по крутой ветви ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$ ); 5 - призма и ее эффект, вычисленные по средненным величинам ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$ ); 6 - призма, вычисленная по крутой ветви ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ ); 7 - призма, вычисленная по средненным величинам ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ ).

Fig. 4. Prism effects determined by the Skeels method and their  $\Delta g$  curves

1. Observed  $\Delta g$  curve; 2. Prism calculated from the steep flank and its effect ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ ); 3. Prism and its effect calculated from average values ( $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ ); 4. Prism calculated from the steep flank and its effect ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ ); 5. Prism and its effects calculated from average values ( $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ ); 6. Prism calculated from the steep flank ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$ ); 7. Prism calculated from average values ( $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$ ).

Skeels eljárása alapján meghatározott prizmák hatása

Távolság km	Észlelt érték mgal		Számított érték mgal			
	Meredek ág	Lapos ág	meredek ágból		közepelt értékből	
			$\Delta\sigma=0,3 \text{ g/cm}^3$	$\Delta\sigma=0,4 \text{ g/cm}^3$	$\Delta\sigma=0,3 \text{ g/cm}^3$	$\Delta\sigma=0,4 \text{ g/cm}^3$
0	22,06	22,06	22,14	22,58	22,12	22,21
1	21,20	20,60	21,42	21,39	20,67	21,29
2	18,50	18,50	18,91	19,00	18,67	18,82
3	13,60	16,00	14,59	14,30	14,81	14,88
4	9,50	13,10	9,38	9,87	11,60	11,52

a kiolvasást a Bouguer anomáliatérképről. A kívánt mélységre lefelé folytatott értékeket a raszter középpontjában levő helyre az

$$F(-md) = a_m F(0) + b_m \sum_1^4 F_i(d) + c_m \sum_1^4 F_i(d\sqrt{2}) \quad (2)$$

formulával mgalban kapjuk. A formulában

$d$  a raszter belső körének sugara,

$m = 1, 1,5, 2, \dots$  Constantinescu és Botezatu által kiválasztott állandók,

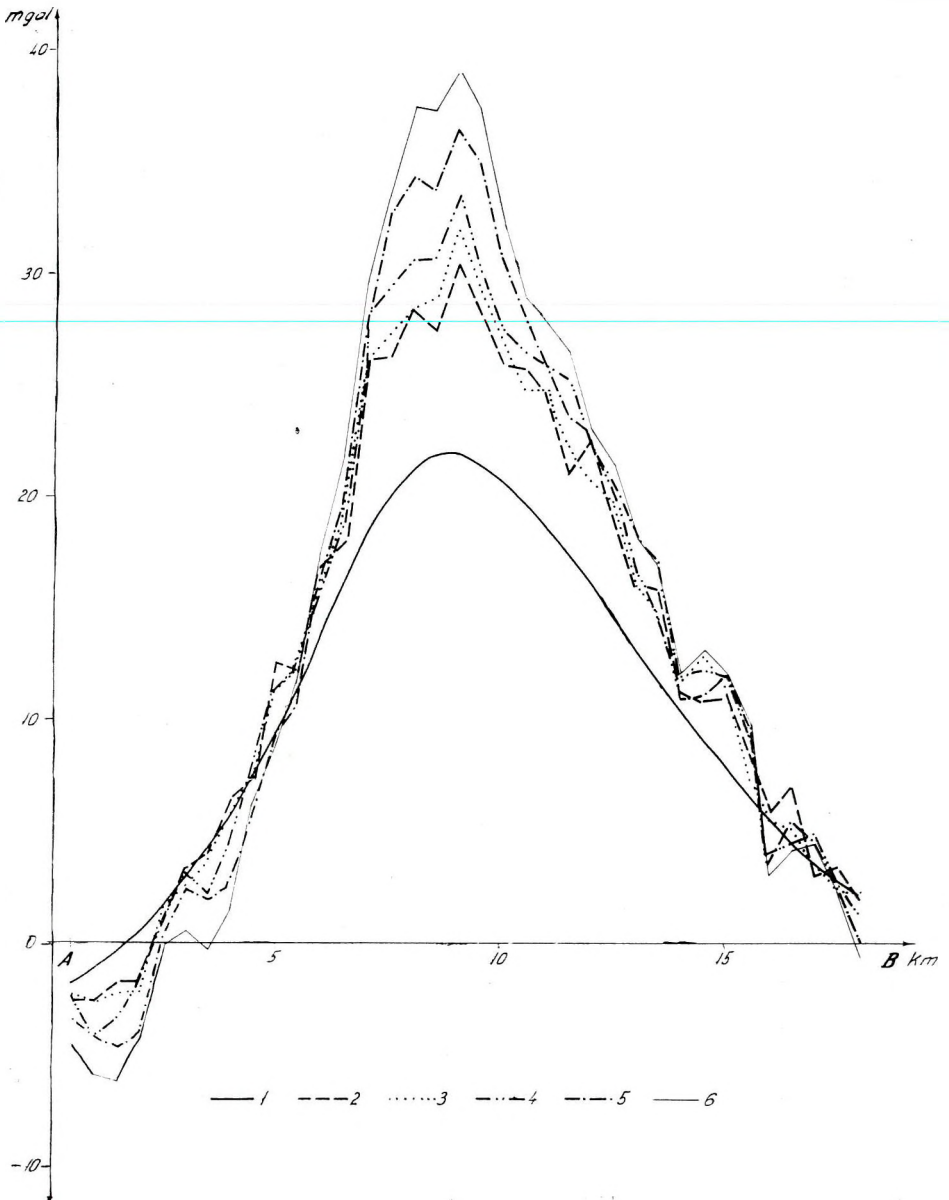
$md$  a mélység,

$a_m, b_m, c_m$  együtthatók. Ezeket Constantinescu különböző  $m$ -ekre hat tizedes pontossággal adja meg.

Az említett szelvény mentén 500 m-enként elvégeztük a szükséges számításokat különböző sugarú körökkel, különböző mélységekre (5. ábra).

A ható legvalószínűbb mélysége számításaink szerint 825 m, illetve 1300 m. A lefelé folytatott  $\Delta g$  anomáliagörbe ugyanis ezekben a mélységekben a legsimább lefutású. A különféle mélységekre kapott eredményeket a III. táblázatban közöljük.

Constantinescu eljárása lehetőséget nyújt egy vagy több (pl. mélyfúrásból ismert) mélységérték ismeretében *profilok* szerkesztésére. Szelvényünkhöz az Ig-1 mélyfúrás van legközelebb. Ez 644 m-ben mészkövet ért el. Ha ez a mészkő triász korú lenne, elvben feltételezhető, hogy nagyobb sűrűségű, mint fiatal harmadkori fedője. Vizsgálatainknál ennek a sűrűséghatárnak jelentkeznie kellett volna. Ugyancsak jelentkeznie kellett volna a felületnek az elektromos mérések eredményeiben is, minthogy az eddigi méréseknél a triász mészkő neogén alatt mindig végtelen ellenállásúnak bizonyult. Valószínű tehát, hogy az Ig-1 mélyfúrásban 644 m mélységben nem szálban álló triászt, hanem csak törmelékes mészkövet értek el. Ezt alátámasztja Szalánczy György 1947. ápr. 27-én kelt napi jelentése, mely szerint az Ig-1 fúrásban 645,8–651 m között vett magmintában mezozóos mészkődarabokat és dolomitos mészkődarabokat találtak kékes-zöld lágy agyaggal keverve. Ennek nyilvánvalóan nincs sűrűségkülönbsége fedőjéhez képest. Ezért profilunk alpmélységéhez nem a mélyfúrás említett adatait használtuk fel, hanem a legsimább lefelé folytatott görbék alapján 800 m-t, ill. 1300 m-t. Ezekhez a mélységekhez két



5. ábra. Constantinescu - Botezatu eljárásával különböző mélységekre folytatott görbék  
 1. észlelt  $\Delta g$  görbe; - 2.  $m=1,5$ ;  $d=433$  m;  $md=649$  m-re folytatott görbe; - 3.  $m=1,5$ ;  $d=550$  m;  $md=825$  m-re folytatott görbe; - 4.  $m=1,5$ ;  $d=650$  m;  $md=975$  m-re folytatott görbe; - 5.  $m=1,5$ ;  $d=866$  m;  $md=1299$  m-re folytatott görbe; - 6.  $m=1,5$ ;  $d=1000$  m;  $md=1500$  m-re folytatott görbe

Фиг. 5. Кривые, продолженные до различных глубин при помощи метода Константину-Ботезату

1 - кривая наблюдаемых значений  $\Delta g$ ; Кривые продолженные для: 2-  $m=1,5$ ;  $d=433$  m;  $dm=649$  m; 3-  $m=1,5$ ;  $d=550$ ;  $md=825$  m; 4-  $m=1,5$ ;  $d=650$  m;  $md=975$  m; 5-  $m=1,5$ ;  $d=866$  m;  $md=1299$  m; 6-  $m=1,5$ ;  $d=1000$  m;  $md=1500$  m.]

Fig. 5. Curves continued to different depths by the Constantinescu-Botezatu method  
 1. Observed  $\Delta g$  curve; Curves continued for: 2.  $m=1,5$ ;  $d=433$  m;  $md=649$  m; 3.  $m=1,5$ ;  $d=550$  m;  $md=825$  m; 4.  $m=1,5$ ;  $d=650$  m;  $md=975$  m; 5.  $m=1,5$ ;  $d=866$  m;  $md=1299$  m; 6.  $m=1,5$ ;  $d=1000$  m;  $md=1500$  m

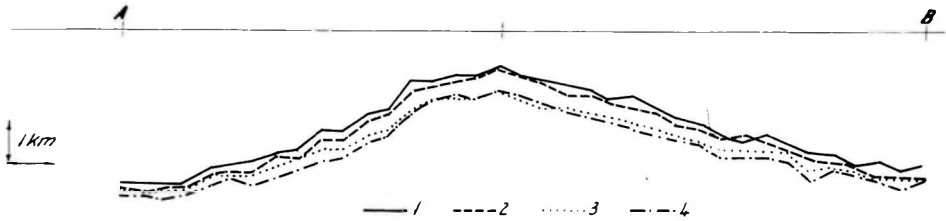
Az A – B szelvény mentén Constantinescu—Botezatu eljárásával különféle mélységekre számított anomália értékek

Pontok sorszáma	Bouguer anomália értéke (mgal)	Constantinescu eljárásával számított anomália értékek (m=1,5) mgal-ban				
		d=433 m h=650 m	d=550 m h=825 m	d=650 m h=975 m	d=866 m h=1300 m	d=1000 m h=1500 m
1	- 2,0	- 2,45	- 2,26	- 2,63	- 3,54	- 4,64
2	- 1,4	- 2,54	- 2,92	- 4,29	- 4,37	- 5,93
3	- 0,6	- 1,84	- 2,39	- 3,40	- 4,87	- 6,33
4	+ 0,3	- 1,83	- 2,19	- 1,75	- 4,21	- 4,40
5	+ 1,6	+ 1,41	+ 1,68	+ 1,31	+ 0,21	- 0,16
6	+ 2,9	+ 3,27	+ 2,63	+ 3,09	+ 2,35	+ 0,43
7	+ 4,2	+ 4,23	+ 3,68	+ 2,31	+ 1,85	- 0,26
8	+ 5,8	+ 6,55	+ 6,37	+ 4,72	+ 2,53	+ 1,62
9	+ 7,5	+ 7,63	+ 7,16	+ 8,09	+ 5,52	+ 6,06
10	+ 9,5	+ 12,36	+ 11,36	+ 11,40	+ 9,43	+ 8,78
11	+ 11,5	+ 12,25	+ 12,07	+ 12,43	+ 10,88	+ 12,15
12	+ 13,6	+ 16,56	+ 16,55	+ 16,00	+ 16,46	+ 17,27
13	+ 15,8	+ 18,07	+ 19,17	+ 19,15	+ 20,07	+ 21,89
14	+ 18,5	+ 26,14	+ 26,24	+ 25,41	+ 28,06	+ 29,62
15	+ 20,0	+ 26,31	+ 27,24	+ 29,52	+ 32,82	+ 33,74
16	+ 21,2	+ 28,26	+ 28,44	+ 30,63	+ 34,29	+ 37,41
17	+ 21,8	+ 27,98	+ 28,89	+ 30,81	+ 33,75	+ 37,23
18	+ 22,1	+ 30,35	+ 32,01	+ 33,56	+ 36,32	+ 39,06
19	+ 21,6	+ 28,00	+ 29,65	+ 30,30	+ 35,05	+ 37,34
20	+ 20,6	+ 25,96	+ 27,15	+ 27,60	+ 30,70	+ 32,45
21	+ 19,6	+ 25,64	+ 24,73	+ 26,56	+ 28,02	+ 28,86
22	+ 18,5	+ 24,48	+ 24,67	+ 25,77	+ 25,78	+ 27,79
23	+ 17,2	+ 21,79	+ 23,15	+ 23,52	+ 25,17	+ 26,45
24	+ 16,0	+ 22,60	+ 20,69	+ 22,70	+ 21,98	+ 23,26
25	+ 14,6	+ 18,89	+ 19,71	+ 19,99	+ 20,35	+ 21,37
26	+ 13,1	+ 16,03	+ 16,21	+ 16,76	+ 18,23	+ 18,50
27	+ 11,9	+ 15,77	+ 14,76	+ 15,03	+ 17,04	+ 17,04
28	+ 10,2	+ 11,29	+ 11,48	+ 11,75	+ 10,93	+ 11,94
29	+ 9,3	+ 10,84	+ 12,85	+ 12,02	+ 11,11	+ 12,95
30	+ 8,1	+ 11,00	+ 11,37	+ 11,93	+ 11,93	+ 12,02
31	+ 6,7	+ 8,57	+ 7,66	+ 9,21	+ 9,93	+ 9,39
32	+ 5,5	+ 6,00	+ 5,72	+ 4,00	+ 3,63	+ 3,00
33	+ 4,7	+ 6,94	+ 5,13	+ 4,49	+ 5,49	+ 4,12
34	+ 3,5	+ 2,92	+ 3,73	+ 5,01	+ 4,73	+ 4,46
35	+ 2,8	+ 3,42	+ 2,25	+ 2,52	+ 2,78	+ 2,60
36	+ 2,2	+ 1,88	+ 2,33	+ 1,33	+ 0,14	- 0,59
37	+ 1,8	+ 2,11	+ 1,75	+ 2,20	+ 1,01	- 0,17

mélységi profilt szerkesztettünk a 650 m-re, 825 m-re, 975 m-re és 1300 m-re lefelé folytatott  $\Delta g$  értékeknek segítségével, továbbá a

$$\Delta h \approx \frac{\Delta g}{2\pi f \Delta \sigma}$$

összefüggés felhasználásával (6. ábra). A számított mélységi adatokat a IV. táblázatban közöljük. A számításoknál  $\Delta \sigma = 0,3$ , ill.  $\Delta \sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$  sűrűség-



6. ábra. Constantinescu - Botezatu eljárással meghatározott mélységprofil  
1. md=649 m; - 2. md=825 m; - 3. md=975 m; - 4. md=1299 m

Фиг. 6. Глубинный разрез, определенный методом Константинеску-Ботезату  
1 - md = 649 м; 2 - md = 825 м; 3 - md = 975 м; 4 - md = 1299 м

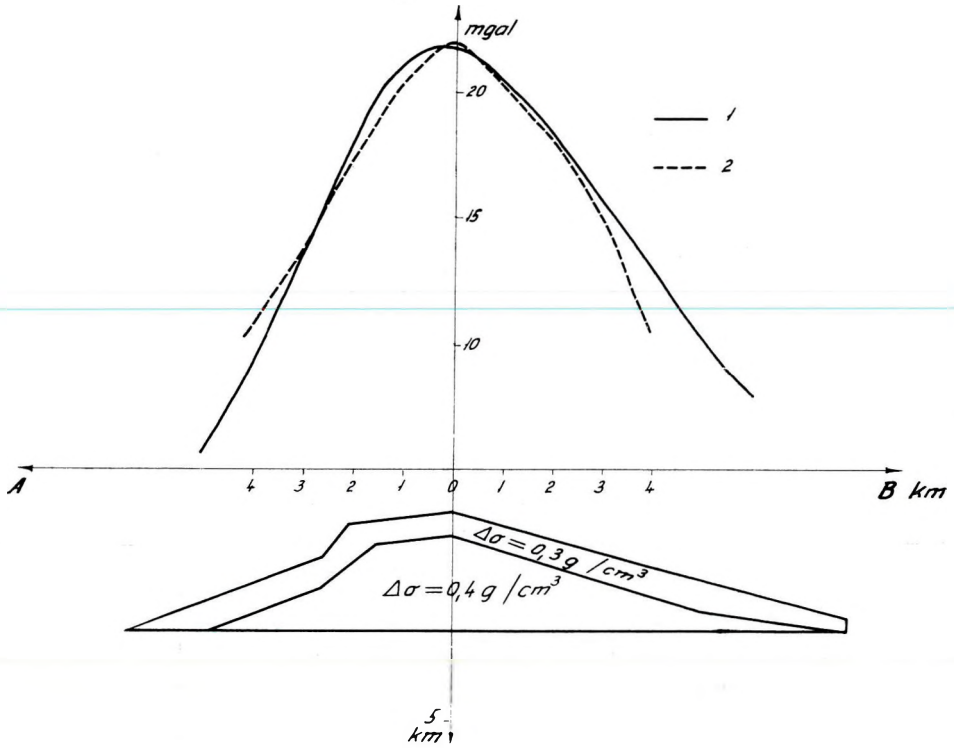
Fig. 6. Depth profile as determined by the Constantinescu-Botezatu method:  
1. md=649 m; 2. md=825 m; 3. md=975 m; 4. md=1299 m

IV. táblázat

A lefelé folytatott szelvényből számított mélységértékek

Pontok sorszám	Lefelé folytatott szelvényből számított mélységértékek			
	$\Delta\sigma=0,3 \text{ g/cm}^3$		$\Delta\sigma=0,4 \text{ g/cm}^3$	
	h=650 m	h=825 m	h=975 m	h=1300 m
1	3409 m	3526 m	3459 m	3678 m
2	3416 m	3578 m	3558 m	3728 m
3	3360 m	3536 m	3505 m	3757 m
4	3360 m	3520 m	3406 m	3718 m
5	3102 m	3212 m	3224 m	3455 m
6	2954 m	3137 m	3118 m	3327 m
7	2878 m	3053 m	3164 m	3357 m
8	2693 m	2839 m	3020 m	3316 m
9	2607 m	2776 m	2820 m	3138 m
10	2231 m	2442 m	2620 m	2905 m
11	2240 m	2386 m	2560 m	2818 m
12	1897 m	2029 m	2347 m	2485 m
13	1776 m	1821 m	2159 m	2270 m
14	1134 m	1259 m	1786 m	1793 m
15	1121 m	1179 m	1541 m	1509 m
16	966 m	1084 m	1474 m	1421 m
17	988 m	1048 m	1464 m	1453 m
18	800 m	800 m	1300 m	1300 m
19	987 m	987 m	1494 m	1376 m
20	1149 m	1186 m	1655 m	1635 m
21	1174 m	1379 m	1717 m	1795 m
22	1267 m	1383 m	1764 m	1929 m
23	1481 m	1584 m	1899 m	1965 m
24	1416 m	1690 m	1948 m	2156 m
25	1711 m	1778 m	2109 m	2253 m
26	1939 m	2056 m	2302 m	2379 m
27	1960 m	2172 m	2405 m	2450 m
28	2316 m	2433 m	2601 m	2815 m
29	2352 m	2324 m	2585 m	2804 m
30	2339 m	2442 m	2590 m	2755 m
31	2532 m	2737 m	2752 m	2875 m
32	2737 m	2891 m	3063 m	3251 m
33	2662 m	2938 m	3034 m	3139 m
34	2982 m	3049 m	3003 m	3185 m
35	2942 m	3167 m	3152 m	3301 m
36	3064 m	3161 m	3223 m	3459 m
37	3046 m	3207 m	3171 m	3407 m





7. ábra. A Constantinescu – Botezatu eljárással meghatározott profil általános alakja és Jung diagrammal számított hatása

1. észlelt  $\Delta g$  görbe; 2. számított  $\Delta g$  görbe

Фиг. 7. Схематический разрез, определенный методом Константинеску-Ботезату и его эффект, вычисленный при помощи палетки Юнга

1 – наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 2 – расчетная кривая  $\Delta g$

Fig. 7. Generalized profile as determined by the Constantinescu-Botezatu method and its effect read on the Jung diagram:

1. Observed  $\Delta g$  curve; 2. calculated  $\Delta g$  curve

különbséget alkalmaztunk. A közismert Jung diagrammal meghatároztuk az így kiszámított profil  $\Delta g$  görbét (7. ábra). A számításoknál, ebben az esetben is  $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ , ill.  $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönbséget alkalmaztunk. A számított és az észlelt  $\Delta g$  görbe igen jól egyezik (V. táblázat).

V. táblázat

A mélységi profil hatása Jung diagramja alapján

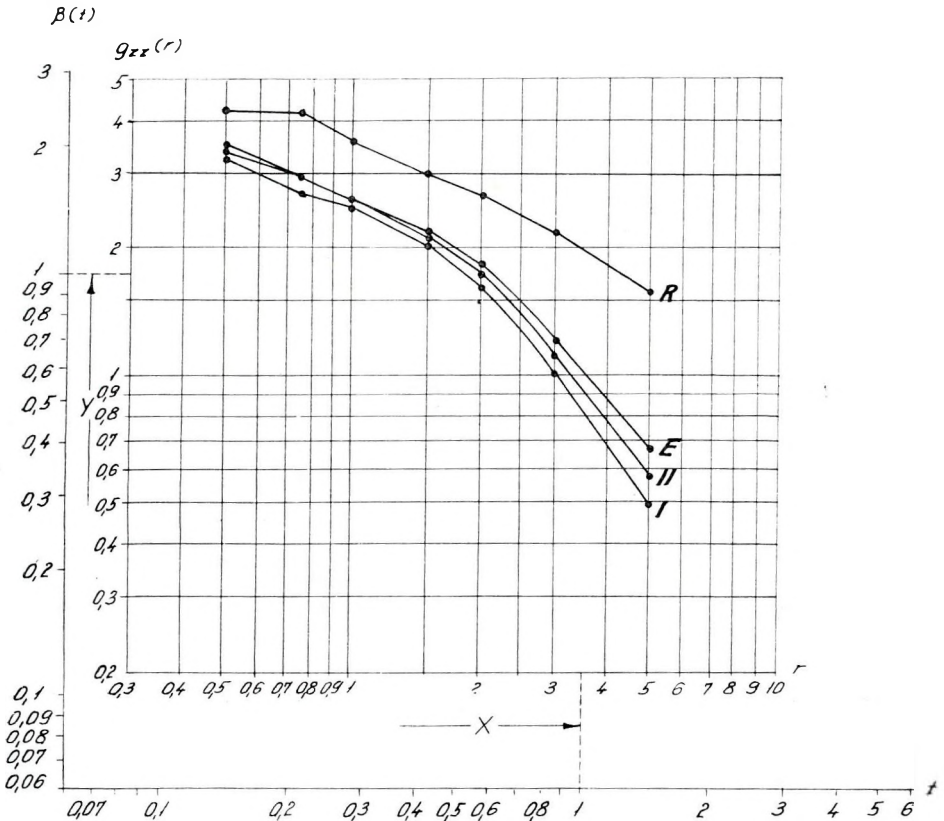
Távolság km	Észlelt érték mgal		Számított érték mgal	
	Meredek ág	Lapos ág	Meredek ág	Lapos ág
0	22,06	22,06	22,18	22,18
1	21,20	20,60	20,57	20,20
2	18,50	18,50	17,93	18,13
3	13,60	16,00	13,70	15,49
4	9,50	13,10	10,66	10,59

d) *Berànek második deriváltakon alapuló eljárása.* (Berànek, 1963.). A második deriváltak térképeit általában csak kvalitatíve szokták értelmezni. Berànek eljárása szerint – ha a hatót gömbbel, vagy fekvő hengerrel közelítjük meg – az anomália csúcspontjában a második deriváltból ki lehet számítani a megfelelő ható középmélységét és sugarát.

Az anomália csúcspontjában meg kell határozni a  $g_{zz}(r)$  értéket különböző  $r$ -ek mellett Rosenbach, Elkins, Berànek I. és II. képletével. Ilyen módon négy görbét kapunk. Ezeket össze kell hasonlítani Berànek elméleti görbéivel, amelyeket ugyanezekkel a képletekkel számított ki. Hengernél a következő összefüggések állanak fenn

$$X = h, \quad R = h \sqrt{\frac{hY}{2\pi k \Delta\sigma}} = h \sqrt{\frac{hY}{41.91 \Delta\sigma}}$$

ahol  $h$  a henger tengelyének mélysége,  $k$  a gravitációs állandó,  $R$  a henger



8. ábra. Berànek eljárásával végzett mélységszámítás eredménye henger esetében

Фиг. 8. Результаты вычислений глубин, проведенных по методу Беранек для цилиндрического возмущающего тела

Fig. 8. Depth determination by the aid of the Berànek method in the case of cylindrical body

sugara,  $\Delta\sigma$  a sűrűségkülönbség. Ha  $h$ -t km-ben,  $Y$ -t  $10^{-13}$  cm $^{-1}$ sec $^{-2}$  egységben,  $\Delta\sigma$ -t g/cm $^3$ -ben helyettesítjük be,  $R$ -t km-ben kapjuk. Az igali szerkezeten a második derivált is a +22,06 mgal-os Bouguer anomáliaértéknél éri el maximumát. Erre a pontra számítottuk ki és rajzoltuk meg a négy görbét (8. ábra). A görbéknek az alapgörbétől való eltérése:  $X=3,50$ ,  $Y=1,75$ . Ebből  $\Delta\sigma=0,3$  g/cm $^3$  sűrűségkülönbség mellett  $R$ -re 2,44 km-t és a tetőmélységre 1,06 km-t kaptunk,  $\Delta\sigma=0,4$  értékkel  $R=2,114$  km, a tetőmélység pedig 1,386 km. A második deriváltakból való mélységszámítás előnye az, hogy a regionális anaomáliákból származó zavaró hatás nem befolyásolja a mélység értéket. A regionális anomália eltávolítására nincs olyan eljárás, amely teljesen kizárná az önkényességet.

Berának módszerének hátránya, hogy néha nehéz a számított görbének az elméleti görbékkel való egybevetése.

### Következtetések

Mivel számos – elvileg végtelen sok – különböző mélységű, sűrűségű, alakú ható okozhat teljesen azonos lefutású anomáliát, a gravitációs inverz feladat (mért anomáliából az anomáliát okozó tömeg meghatározása) eleve nem egyértelmű. Ezért szükséges egy-egy anomáliát több különböző hatószámítási eljárással megvizsgálni. A gravitációs mélységmeghatározások 20%-os hibával még jónak tekinthetők. A bizonytalanság oka főleg a regionális anomália és a sűrűségértékek meghatározásának pontatlansága. A fedő és medencealjzat sűrűségkülönbségét illetően a  $\Delta\sigma=0,3$ , illetve  $\Delta\sigma=0,4$  g/cm $^3$  értékeket tartjuk a legrealisabbnak, elsősorban a területen levő mélyfúrások magmintái alapján. Kisebb érték azért nem valószínű, mert ha a Skeels formulában  $\Delta\sigma$ -t 0,2 g/cm $^3$ -nek vesszük, a ható mélysége 576 m lesz; ebben a mélységben pedig területünkön nem ismeretes olyan elfedett tömeg, amelynek hatása a mért gravitációs értékeket eredményezhetné.

Számításaink alapján arra az eredményre jutottunk, hogy minden valószínűség szerint 800 m-nél és 1300 m-nél van nagyobb sűrűségváltozás (VI. táblázat). A táblázatból kitűnik, hogy a különféle eljárásokkal számított tetőmélység értékek jó összhangban vannak. A mért anomália értékek az ellenőrző hatászámításokkal megegyeznek. Az igali nagyobb sűrűségű medencealjzat számításaink szerint 1300 m körül várható, megegyezően a tellurikus mérésekből kapott 1300 m-es mélységgel.

VI. táblázat

Az egyes eljárások alapján meghatározott mélységértékek  $\Delta\sigma=0,3$  g/cm $^3$  és  $\Delta\sigma=0,4$  g/cm $^3$  esetében

Eljárások	Tetőmélység m-ben	
	$\Delta\sigma=0,3$ g/cm $^3$	$\Delta\sigma=0,4$ g/cm $^3$
Jung .....	800	—
Skeels .....	875	1332
Berának .....	1060	1386
Constantinescu .....	825	1299

## IRODALOM

*Bagi Róbert – Ihász János*, 1964. Jelentés a Szőlősgyörök – Tab – Kaposvár – Szekszárd térségében 1941 – 43-ban Boucher graviméterrel végzett mérések újrafeldolgozásáról. M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet.

*Beránek, B.*, 1963. Quantitative interpretation of anomalies of second derivatives of gravity. Geofysikální Sbornik, No. 176.

*Constantinescu, L. – Botezatu, R.*, 1961. Contributii la interpretarea fizica a anomaliilor cimpurilor potentiale. Probleme de geofizica. Vol. I.

*Dr. Facsinay László*, 1943. Jelentés az igali szerkezeten végzett graviméter mérésekről. MAORT.

*Hobot József*, 1964. Összefoglaló jelentés 1961 – 62 – 63-ban a Dél-Dunántúlon végzett tellurikus mérésekről. M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet.

*Jung, K.*, 1961. Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

*Reich, H. – Zwerger, R.*, 1943. Taschenbuch der angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

*Skeels, D. C.*, 1963. An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation. Geophysics, XXVIII. No. 5.

*Dr. Vajk Raul*, 1941. Report on the detailed magnetometer survey made on the Igal structure. MAORT.

*Dr. Vajk Raul*, 1943. Az Igal környékén végzett graviméter mérések összehasonlítása a torziósinga és szeizmikus mérésekkel. MAORT.

*Walton, G. G.*, 1940. Jelentés az Igal környékén végzett kiegészítő szeizmikus mérésekről. MAORT.



Л. ЗИЛАХИ ШЕБЕШ

ВЫЧИСЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА ТРЕХМЕРНОЙ МАССЫ ПРИ  
ПОМОЩИ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАШИНЫ UMC – 1

Для вычисления эффекта  $\Delta g$  предлагается использование электронной вычислительной машины. В предлагаемом приеме возмущающее тело составляется из прямоугольных призм конечного протяжения, эффекты  $\Delta g$  которых уже предварительно хранятся в памяти машины.

L. ZILAHÍ SEBESS

BERECHNUNG DER GRAVITATIONSWIRKUNG EINER DREIDIMENSIONELLEN  
MASSE MIT DER ELEKTRONISCHEN RECHENMASCHINE UMC – 1

Für die Berechnung der  $\Delta g$ -Wirkung wird die Anwendung einer elektronischen Rechenmaschine empfohlen. Die wirkende Masse soll aus rechteckigen Prismen zusammengesetzt werden, deren  $\Delta g$ -Werte schon im Speicher der Maschine vorausberechnet vorliegen.

HÁROMDIMENZIÓS TÖMEG GRAVITÁCIÓS HATÁSÁNAK KISZÁMÍTÁSA  
AZ UMC – 1 ELEKTRONIKUS SZÁMÍTÓGÉPPEL

ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ

I. Bevezetés

Minden geofizikai mérés célja, hogy Földünkről adatokat szolgáltatson. A mérésekből nyert információk alátámaszthatják vagy cáfolhatják a Föld szerkezetére vonatkozó elképzeléseinket. Ezek az elképzelések akár a Föld egészére, akár a szilárd kéreg egy részére vonatkoznak, mindig valamilyen földtani modellt jelentenek. A modell realitását úgy ellenőrizzük, hogy a mérési adatoknak megfelelő elméleti értékeket számítással is meghatározunk. Ilyen számítás gyakorlatilag igen nagy nehézségbe ütközik, mert az alkalmazható modellek formája a legtöbb esetben csak a legegyszerűbb geometriai alakzatok közül választható. Ezeknek az egyszerű modelleknek a használhatósági köre is erősen korlátozott. A rohamosan fejlődő számítástechnika ezt a kört egyre bővíti. A modellszámítások kidolgozása nagy jelentőségű feladat, mert a paraméterek fokozatos javításával eljuthatunk az indirekt-feladatok megoldásához, azaz a geofizikai mérésekből kiindulva a földtani modell meghatározásához. Jelenleg csupán a gravitációs modell számításával foglalkozunk.

A gravitációs hatások számításánál általában feltételezik, hogy a különböző sűrűségű rétegeket elválasztó határfelületek mélysége egy irányban változatlan. E kikötés mellett elegendő megadni a modellnek a legnagyobb változás irányába eső metszetét. Az ilyen alakzatokat „kétdimenziós”-nak nevezzük. A kétdimenziós alakzatok jól közelíthetők egy irányban végtelen derékszögű hasábokkal. A kétdimenziós alakzatok hatásának számítását diagramok könnyítik meg.

Számítástechnikailag kétségtelenül előnyös a kétdimenziós alakzat, de kérdés, hogy a valóságos földtani viszonyokat milyen mértékben közelítik meg. Némelykor valóban kielégítő az ilyen típusú közelítés, de alkalmazását különösen indokolja, hogy a „háromdimenziós” testek  $\Delta g$  hatásának a kiszámítása igen nehézkes. A feladatnál ugyanis a testet először is fel kell bontanunk olyan háromdimenziós elemi geometriai alakzatokra, amelyeknek gravitációs hatása könnyen kiszámítható. Az elemi testek hatásának összege adja meg a teljes tömeg  $\Delta g$  hatását. A háromdimenziós alakzatok közül a gömb hatását számíthatjuk ki a legkönnyebben. Gömbökből azonban nem építhetjük meg az elképzelt földtani alakzatot, mert a gömbök nem töltik ki folytonosan a teret (ha mégis gömböt alkalmazunk, meg kell adnunk az elkövetett hiba nagyságát). A *hengerszeletek*  $\Delta g$  hatását is elég könnyű számítani. A hengerszeletek  $\Delta g$  értékére  $\sigma = 1$  sűrűség mellett táblázatok készíthetők s ezek segítségével, ha hosszadalmas munkával is, de elvégezhető az integrálás. A hengerszeletekre való felbontás hátrányos, mert a test felbontása attól függ, hogy a hatást melyik pontban határozzuk meg. A felbontást ezért annyiféleképpen kell elvégezni, ahány pontban a  $\Delta g$  értékét számítani akarjuk. Legelőnyösebbnek látszik a *derékszögű hasábokra* való bontás. A derékszögű hasábokból, mint építőelemekből tetszőleges alakzatokat építhetünk fel és ez a felépítés, illetve felbontás, bármely pontban lehetővé teszi a  $\Delta g$  érték kiszámítását.

## II. A véges hasáb $\Delta g$ hatása

A homogén sűrűségű derékszögű hasáb  $\Delta g$  hatását a integrál meghatáro-

$$G(x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2) = f\sigma \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{z \, dz}{[x^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} \quad (1)$$

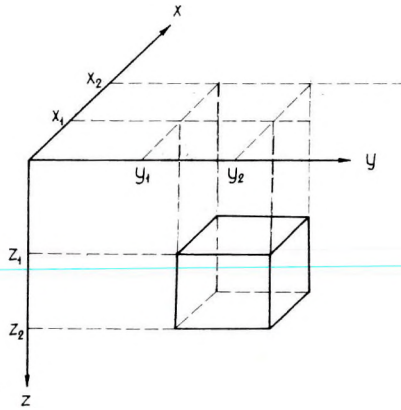
zásával nyerjük, ahol  $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$  szerepe az 1. ábrából kitűnik,  $f$  a gravitációs állandó,  $\sigma$  a sűrűség. Vezessük be a

$$\frac{G(x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2)}{f\sigma} = F$$

jelölést.

A  $z$  szerinti integrálás elvégzése után

$$F = \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \left\{ (x^2 + y^2 + z_1^2)^{\frac{1}{2}} - (x^2 + y^2 + z_2^2)^{\frac{1}{2}} \right\} dx dy. \quad (2)$$



1. ábra

Фиг. 1. Координаты, характеризующие положение прямоугольных призм

Abb. 1. Koordinaten die die Lage eines rechteckigen Prismas charakterisieren

Az integrálást  $y$  szerint folytatva

$$F = \int_{x_1}^{x_2} \left\{ \ln (y_2 + \sqrt{x^2 + y_2^2 + z_1^2}) - \ln (y_1 + \sqrt{x^2 + y_1^2 + z_1^2}) + \right. \\ \left. + \ln (y_1 + \sqrt{x^2 + y_1^2 + z_2^2}) - \ln (y_2 + \sqrt{x^2 + y_2^2 + z_2^2}) \right\} dx. \quad (3)$$

A hasáb hatásának a levezetésekor ennél az alaknál általában megállnak. A további levezetés áttekinthetőbb, ha először a

$$G(x, y, z) = \int \ln (y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) dx. \quad (4)$$

határozatlan integrált számítjuk ki.

Vezessük be az

$$u = y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (5)$$

új változót.

A helyettesítés után

$$G(x, y, z) = \int \ln u \frac{(u - y) du}{\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}}. \quad (6)$$

Parciálisan integrálva (6)-t

$$G(x, y, z) = \ln u \sqrt{u^2 - 2yu - z^2} - \int \frac{\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}}{u} du. \quad (7)$$



Új integrálunk integrandusára fennáll a következő azonosság:

$$-\frac{\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}}{u} = \frac{z^2}{u\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}} + \frac{y}{\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}} - \frac{u - y}{\sqrt{u^2 - 2yu - z^2}} \quad (8)$$

A (8) azonosságot felhasználva, a (7)-ben előforduló integrál három olyan részre bontható, amelyeknek határozatlan integráljait már ismerjük (az első integrálnál  $u = \frac{1}{t}$  helyettesítést célszerű alkalmazni). Tagonként elvégezve az integrálást:

$$G(x, y, z) = \ln u \sqrt{u^2 - 2yu - z^2} + y \ln [(u - y) + \sqrt{u^2 - 2yu - z^2}] - \sqrt{u^2 - 2yu - z^2} - z \arcsin \frac{uy + z^2}{u\sqrt{y^2 + z^2}}. \quad (9)$$

Az  $u = y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$  helyettesítéssel kapjuk a keresett

$$G(x, y, z) = x \ln (y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - x + y \ln (x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - z \arcsin \frac{y + \frac{z^2}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \quad (10)$$

határozatlan integrált.

Felhasználva a (10)-et és a (3)-at,

$$F = \{ G(x_2, y_1, z_2) - G(x_2, y_1, z_1) + G(x_2, y_2, z_1) - G(x_2, y_2, z_2) + G(x_1, y_1, z_1) - G(x_1, y_1, z_2) + G(x_1, y_2, z_2) - G(x_1, y_2, z_1) \} = G(x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2). \quad (11)$$

A derékszögű hasáb  $\Delta g$  hatására igen bonyolult függvényt kaptunk. Jóllehet a gépi számítás lehetővé teszi igen bonyolult feladatok megoldását, mégis célszerű a lehetséges egyszerűsítéseket elvégezni. El kell kerülnünk azokat az eseteket is, amelyeknél a függvény értéke csak határértékként értelmezhető. Jelentős lépéssel jutunk előre az említett problémák megoldásában, ha formulánkat olyan speciális derékszögű hasábra vezetjük le, amely teljes egészében a pozitív térryolcaddban helyezkedik el és egyik csúcsa az origó. Ebben az esetben  $x_1 = y_1 = z_1 = 0$ . Az általánosságot ezzel a kikötéssel nem adtuk fel, hiszen az integrál additív tulajdonságát felhasználva, tetszőleges derékszögű hasáb hatása meghatározható.

A derékszögű hasábot ebben a speciális helyzetben egyetlen pont koordinátáival meghatározhatjuk, mégpedig annak a csúcsnak a koordinátáival, amely nem esik koordináta síkra.

Mint ahogy az integrálás alsó határait zérusnak választottuk, a felső határokat nem szükséges indexeszel ellátni:  $x_2 = x$ ;  $y_2 = y$ ;  $z_2 = z$ .

Az  $F = G(0, x, 0, y, 0, z)$  meghatározásához olyan  $G(x, y, z)$  függvények helyettesítési, illetve határértékei szükségesek, amelyekben legalább egy változó zérus. Ezek a következők:

$$G(x, 0, 0) = x \ln x - x$$

$$G(x, 0, z) = x \ln \sqrt{x^2 + z^2} - x - z \arcsin \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}$$

$$G(x, y, 0) = x \ln (y + \sqrt{x^2 + y^2}) - x + y \ln (x + \sqrt{x^2 + y^2})$$

$$G(0, 0, 0) = 0$$

$$G(0, 0, z) = -\frac{z\pi}{2}$$

$$G(0, y, 0) = y \ln y$$

$$G(0, y, z) = y \ln (\sqrt{x^2 + z^2}) - \frac{z\pi}{2} \quad (12)$$

A (11) és (12) szerint e speciális helyzetű derékszögű hasáb

$$F = \frac{\Delta g}{f\sigma} \text{ hatása}$$

$$F = x \ln \frac{(y + \sqrt{x^2 + y^2}) \sqrt{x^2 + z^2}}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) x} + y \ln \frac{(x + \sqrt{x^2 + y^2}) \sqrt{y^2 + z^2}}{(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) y} +$$

$$+ z \arcsin \left( \frac{y + \frac{z^2}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \right) - z \arcsin \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}, \quad (13)$$

ahol  $x, y, z$  a koordinátáskira nem eső csúcs pont koordinátái.

Könnyen igazolható hogy az arcsin függvény változójának abszolút értéke mindig kisebb, mint 1. Hozzuk egyszerűbb alakra az

$$U = \sin \left[ \arcsin \left( \frac{y + \frac{z^2}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \right) - \arcsin \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}} \right] \quad (14)$$

függvényt. Az inverz függvény fogalmát felhasználva

$$U = \frac{y + \frac{z^2}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \cdot \frac{x}{\sqrt{x^2 + z^2}} - \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}} \cdot \sqrt{1 - \frac{\left(y + \frac{z^2}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}\right)^2}{y^2 + z^2}}. \quad (14)$$

Elemi átalakítások után a következő egyszerű alakot nyerjük:

$$U = \frac{x}{\sqrt{x^2 + z^2}} \cdot \frac{y}{\sqrt{y^2 + z^2}}. \quad (15)$$

Felhasználva a (15) összefüggést, (13) egyszerűbb alakban is felírható:

$$F = x \ln \frac{y + \sqrt{x^2 + y^2}}{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \cdot \frac{\sqrt{x^2 + z^2}}{x} + y \ln \left( \frac{x + \sqrt{x^2 + y^2}}{x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \cdot \frac{\sqrt{y^2 + z^2}}{y} \right) + z \arcsin \left( \frac{x}{\sqrt{x^2 + z^2}} \cdot \frac{y}{\sqrt{y^2 + z^2}} \right). \quad (16)$$

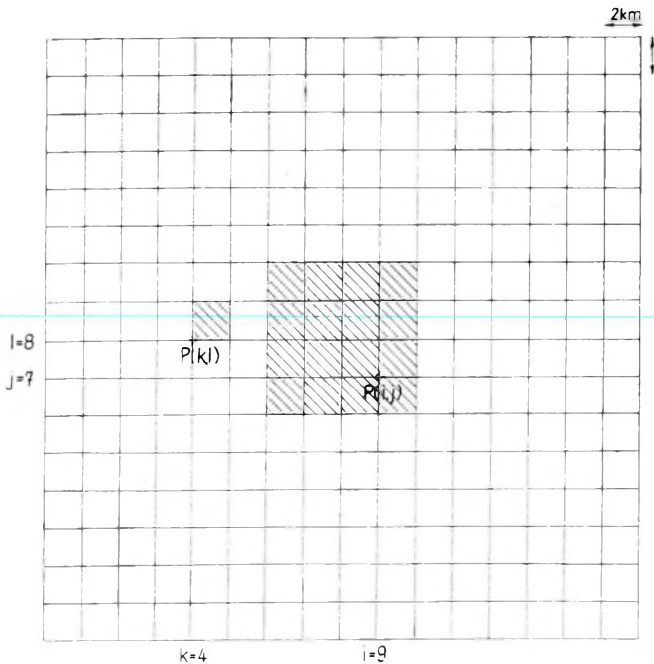
### III. Háromdimenziós tömeg $\Delta g$ hatásának gépi meghatározása

A (16)-ban felírt egyenlet alapján megadható az  $m$ ,  $n$ ,  $s$  indexekkel jellemzett és az

$$\begin{aligned} x_1 &= m \cdot d & y_1 &= n \cdot d & z_1 &= 0 \\ x_2 &= (m + 1) \cdot d & y_2 &= (n + 1) \cdot d & z_2 &= s \cdot h \end{aligned}$$

koordinátákkal megadott négyzetes hasábok  $\Delta g$  hatásának táblázata. Mint-hogy az a földtani modell, amelynek  $\Delta g$  hatását ki akarjuk számítani, általában különböző sűrűségű rétegekből áll, célszerű a négyzetes hasábok helyett négyzetes lemezek hatását számítani. Jelöljük ennek a táblázatnak egy elemét  $G(m, n, s)$ -el, ahol  $d$  az elemi négyzetes lemezek alapéle,  $h$  a vastagsága ( $d = h$  esetben elemi kockáról van szó),  $m$ ,  $n$ ,  $s$  egész számok.

A  $G(m, n, s)$  táblázatot elektronikus számítógéppel készítjük el. A négyzetes lemezek  $\Delta g$  hatását mindig az origóban kapjuk meg. Ennek a táblázatnak a segítségével már derékszögű hasábokból, illetve lemezekből felépített test elméleti  $\Delta g$  hatása számítható. Minden elemi négyzetes lemez sűrűsége egymástól függetlenül megadható. Erre az általános esetre most nem térünk ki. Ha az egyes lemezek sűrűségértékeit ismeretleneknek tekintjük, s a felszíni rácpontokban a  $\Delta g$  értékek ismertek, a *hatószámításnak egy valószínűleg járható új útját találtuk meg.*



2, ábra

Фиг. 2. Система решеток для машинных вычислений

Abb. 2. Ein Gittersystem für Maschinenberechnung

A földtani képződmények (rétegek) határfelületét a legegyszerűbben szintvonalas térképeken ábrázolhatjuk. Gépi számításra a mélységi adatok egy négyzethálózat rácspontjaiban adhatók meg. Az  $i$  sor  $k$  pontjában a mélységadatot jelöljük  $H(i, k)$ -val.

A felszint osszuk be a 2. ábrán látható módon. A  $P_{k, l}$  ponthoz ( $k$  sor  $l$  pontja) rendeljük hozzá a  $P_{k+1, l}$ ,  $P_{k, l+1}$  és  $P_{k+1, l+1}$  pontokat. Az említett négy pont egy elemi négyzet négy csúcspontja. A négyzetalaphoz tartozó vastagságot a négy sarokpontban adott mélységadatok számtani közepének választhatjuk.

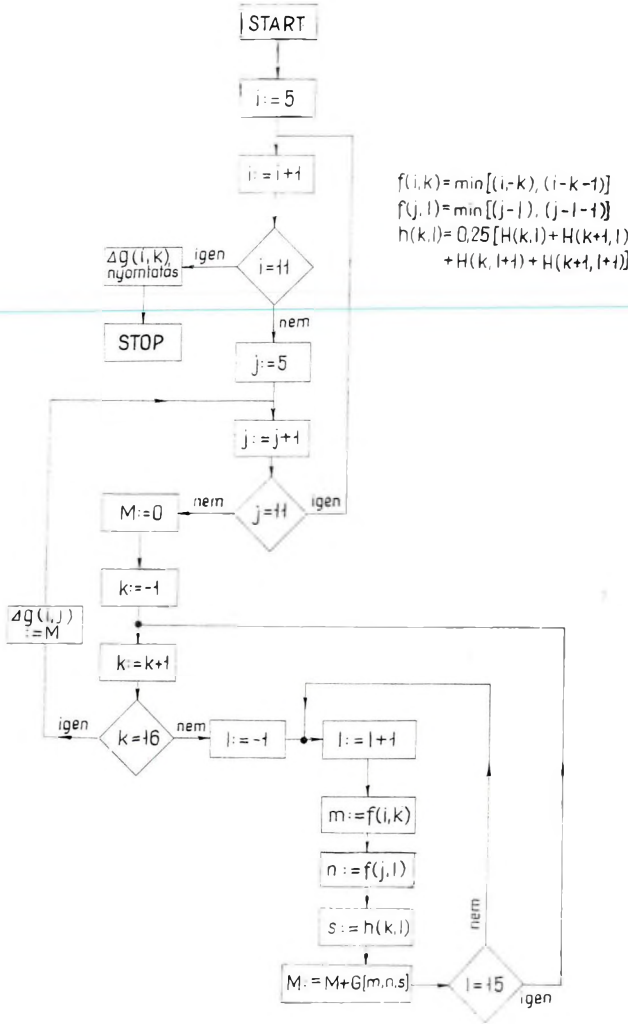
A  $P_{i, j}$  pontra vonatkozólag minden négyzetes lemez hatását össze kell gyűjteni. Minthogy a négyzetes lemezek  $\Delta g$  hatástáblázatát  $G(m, n, s)$ -t, a tárolók gazdaságos kihasználása miatt, csak a pozitív térnyolcadra készítettük el, minden egyes esetben ide transzformáljuk a problémát.

Könnyen belátható, hogy ha a  $P_{i, j}$  pontban kell meghatároznunk a  $P_{k, l}$   $l$  ponttal jellemzett négyzetes lemez hatását, akkor

$$m_k = \min [ |i - k|, |i - k - 1| ]$$

$$n_l = \min [ |j - l|, |j - l - 1| ]$$

$$s_{k1} = \frac{1}{4h} [H(k, l) + H(k+1, l) + H(k, l+1) + H(k+1, l+1)].$$



3, ábra

Фиг. 3. Принципиальная схема вычисления  $\Delta g$   
 Abb. 3. Schematische Darstellung der  $\Delta g$  Berechnung

(A minimum feltétellel választottuk ki a négyzet négy csúcsa közül az origóhoz legközelebb esőt).

A 2. ábrán felülnézetben feltüntetett négyzetes lemezek, illetve hasábok hatása: a  $P_{i,j}$  pontban a  $G(m, n, s)$  táblázat segítségével meghatározott érték szorozva  $f\sigma$ -val. Természetesen ahhoz, hogy a  $P_{i,j}$  pontban a  $H(k, l)$  érték-rendszerrel megadott lemez hatását megkapjuk, valamennyi négyzetes réteg hatását összegezni kell.

$$g(P_{i,j}) = f\sigma \sum_{k=0}^{15} \sum_{l=0}^{15} G(m_k, n_l, s_{kl}).$$

Az egyes indexek határai a 2. ábra szerint a következők:

$$6 \leq i \leq 10$$

$$6 \leq j \leq 10$$

$$0 \leq k \leq 16$$

$$0 \leq l \leq 16$$

A gépi program vázlata a 3. ábrán látható. Az ábrán használt: = jel azt jelenti, hogy a baloldali változó felveszi a jobboldali értéket. A program számára soronként kell megadni a mélységértékeket. A  $\Delta g$  értékeket a négyzethálózat közepén elhelyezkedő 25 pont számára kapjuk meg. Egy ilyen számítás ideje 1–1,5 óra az UMC–1 gépen (ebben nincs benne a  $G(m, n, s)$  segéd táblázat kiszámítása). A  $G(m, n, s)$  segéd táblázat esetünkben a

$$0 \leq m \leq 9$$

$$0 \leq n \leq 9$$

$$0 \leq s \leq 19$$

értékekre célszerű elkészíteni. A négyzetes lemezek alapéle  $d=2$  km, vastagsága  $h=200$  m. A 200 m-es rétegvastagság a földtani viszonyokat még nem közelíti kielégítő mértékben, de interpolációval jobb eredményt is kaphatunk. A tér finomabb felosztása UMC–1 géppel lényegesen nem javítható. A síkbeli ráctávolságot azért választottuk 2 km-nek, mert így a 2. ábrán feltüntetett belső  $5 \times 5$ -ös négyzethálózat minden pontjához 10 km-nél nagyobb távolságban is ismert környezet biztosítható. Az ismertett négyzetes lemez beosztást, ha majd elegendő tapasztalattal rendelkezünk, javíthatjuk, illetve, ha az UMC–1-nél nagyobb sebességű gépet használunk, a (16) alapján – elkerülve az interpolációt –, esetenként számíthatjuk ki az elemi négyzetes lemezek hatását.

#### IRODALOM

- Bronstein, I. N. – Szemengyajev, K. A., 1963. Matematikai zsebkönyv. Műszaki Kiadó.  
 Buchholz, H., 1916. Angewandte Mathematik. Leipzig.  
 Haáz, I., 1964. Gravitációs és mágneses hatású függőleges vagy ferde réteg meghatározása a mért anomáliákból. Geofizikai Közlemények, XIII. 1.  
 Heiskanen, W., 1953. Isostatic Reductions of the Gravity Anomalies..., Publications of the Isostatic Institute. No 28. Helsinki.  
 Kítov, A. I. – Krinyickij N. A., 1964. Elektronikus digitális számítógépek és programozás. Akadémiai Kiadó.  
 Oszlaczky, Sz., 1956. Gravimetrikus tömeghatási és térképhatási táblázatok. Geofizikai Közlemények, V. 1.  
 Pajkowska, T., 1964. Uniwersalna Maszyna Cyfrowa „UMC–1 W–20” Biblioteka Programow: Dokumentacja systemu W–20. Politechnika Warszawska Katedra.  
 Organizacja maszyny cyfrowej UMC–1. Politechnika Warszawska Katedra.

С. ПИНТЕР А. – САБО ГАБОР

## ПОПРАВКИ ЗА ВЫСОТУ ПРИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТАХ

„Проблема плотности” всегда должна рассматриваться в зависимости от масштаба съемки и густоты сети, соответствующих заданным целям гравиметрических работ. Точное определение высотных поправок необходимо и возможно только при детальной гравиметрической съемке (масштаба 1 : 50 000 и крупнее). Общим принципом всех известных из литературы способов определения высотных поправок является сведение к минимуму корреляции аномалий с топографией. С учетом этих соображений авторами предлагается метод для объективного и достаточно точного разделения районов, характеризующихся различной плотностью (различными высотными поправками). Изображая наблюдаемые величины, исправленные за нормальное поле и за топографию, в зависимости от высоты, можно (по принципу наименьших квадратов) определить функцию, лучше всего соответствующую этой зависимости. Угловой коэффициент этой функции представляет собой наиболее характерную для района поправку за высоту. Указанная зависимость оказалась линейной для всех изученных горных районов Венгрии. Полученные результаты, в основном за счет неполноты серии данных, пока не могут считаться окончательными.

A. PINTÉR – G. SZABÓ

## DIE HÖHEKORREKTION DER GRAVIMETER-MESSUNGEN

Das „Dichteproblem” muss man immer dem Zwecke der gravimetrischen Messungen entsprechend, in der Funktion des Maßstabes und der Stationsentfernung behandeln. Nur bei der detaillierten gravimetrischen Erkundung (Maßstab 1 : 50 000, oder grösser) ist die genaue Bestimmung der Höhekorrektion nötig und möglich. Der gemeinsame Grundgedanke der Höhekorrektion-Bestimmungen ist die Korrelation der Topographie und des Anomalienganges möglichst zu verkleinern. Ein Verfahren wird bekannt gemacht, welches die Gebiete verschiedener Dichte von verschiedenen Höhekorrekturen objektiv und ziemlich vertrauenswürdig trennt. Die normal- und topographisch korrigierten Beobachtungswerte, in Funktion der Höhe darstellend, die Funktion die dem Charakter der Relation am meisten entspricht, kann man (mit der Methode der kleinsten Quadrate) bestimmen. Die Richtungstangente ist die beste Höhekorrektion für das Gebiet. Die Funktion ist für alle Gebirge Ungarns linear. Die Ergebnisse darf man – vor allem wegen der geringen Menge der Daten – nicht als endgültige betrachten.

## GRAVIMÉTERMÉRÉSEK MAGASSÁGI KORREKCIÓJA

SZ. PINTÉR ANNA – SZABÓ GÁBOR

### I. Bevezetés

Magyarország területének nagyobb része síkság vagy dombvidék, s egyben fiatal harmadkori medence. E területen a Bouguer-korrekción a medence-üledékösszetel felszínközeli részének közelítő sűrűségértékével,  $\sigma = 2,00 \text{ g/cm}^3$ -

rel számoljuk. Az országos áttekintő 1:200.000-es Bouguer-anomália térkép szerkesztésénél ugyanezt az értéket használjuk a hegyvidékek területén is, hogy a különböző sűrűséggel számolt magassági korrekció miatt a területek csatlakoztatásánál fellépő nehézséget elkerüljük. Nincs ugyanis olyan módszer, vagy olyan adatrendszer, amelynek segítségével minden esetben kijelölhetnénk a különböző sűrűségű területek határait. Az országos áttekintő térkép ezért hegyvidékeken a helyi anomáliákat torzítva mutatja, tehát csak nagy-szerkezeti vonatkozásban ad felvilágosítást.

Hegyvidékeinken a Bouguer-anomáliák földtani értelmében többnyire más, mint síkvidéken, ahol az eltakart (mélybeli) hatókat kívánjuk a Bouguer-anomáliákkal kapcsolatba hozni; hegyvidékeink egy részén az ilyen fajta hatók (*harmadkornál idősebb, nagy sűrűségű kőzetek*) a felszínen vannak. A torzításnak tehát nincs különösebb jelentősége, sőt határozottabban mutatja, hogy nagy sűrűségű (idős) kőzet (ható) a felszínen vagy a felszínhez igen közel van.

Hegyvidékeink azonban nem egységesek. Elhanyagolva a fiatal harmadkori medence magas dombvidék jellegű részeit (pl. DNY Dunántúl), azok a hegységeink, amelyek nem harmadkornál idősebb medencealjazat kibúvások, *harmadkori vulkáni hegységek* (pl. a Tokaji hegység). Ez utóbbiak is lényegében medence szerkezetűek, vagyis nagy sűrűségű medencealjazatok és általában kisebb sűrűségű fedőösszletük van, amelyeket uralkodó mennyiségben vulkáni eredetű kőzetek építenek fel; területükön – éppen úgy, mint a síkvidéken – az eltakart medencealjazat kvalitatív nyomonjárása lehet a gravitációs kutatás feladata. E feladatot annál sikeresebben oldhatjuk meg, minél kevesebb „ánomáliá”-t tartalmaz a vizsgált terület gravitációs térképe. Medencealjazat kibúvások részletesebb vizsgálatánál is arra kell törekednünk, hogy a Bouguer-anomália térkép minél kevesebb torzítást tartalmazzon.

Ilyen helyi, részletes Bouguer-anomália térképek előállításához a megfelelő állomássűrűség mellett szükséges még a magassági korrekciónál a helyi viszonyok figyelembevétele is. Arra kell törekednünk, hogy a vizsgált területre a lehető legjobb, legjellemzőbb magassági korrekciót megtaláljuk. Az ilyen magassági korrekcióval számított anomáliatérkép a helyi sűrűséganomáliákat kiemeli, de általában nem csatlakoztatható a más magassági korrekcióval számolt szomszédos terület anomáliatérképéhez. Helyi részletező kutatásnál azonban erre többnyire nincs is szükség.

## II. A magassági korrekció meghatározásának elve

A szakirodalom számos módszert ismertet a magassági korrekciónak gravimétermérésekből történő meghatározására. Ezek közös alap gondolata a topográfia és az anomáliamenet korrelációjának minimalizálása. Az alap gondolatot megfelelően alkalmazva, a különböző magassági korrekcióval jellemezhető területeket objektív módon és meglehetősen pontosan szétválaszthatjuk. Ezáltal – részben és helyenként – a „sűrűséghatár”-problémát is megoldhatjuk.

Az eljárás lényege a következő: hegyvidéki területen a meglévő vagy külön e célra mért graviméter-állomások (normál és topografikus korrekció-



val javított) észlelt értékeit a magasság függvényeként ábrázoljuk, és – lehetőleg a legkisebb négyzetek elvét alkalmazva – meghatározzuk az összefüggés jellegének megfelelő közelítő függvényt. Hogy a topografikus korrekció sűrűségértékének kiindulási hibáját kiküszöböljük, a magassági korrekciót fokozatos közelítéssel határozzuk meg.

Legyen

$$\Delta g_i(\varphi, h, x, t)$$

az  $i$  ponton  $\varphi$  földrajzi szélességen,  $h$  magasságban  $x$  anomáliájú helyen graviméterrel észlelt érték, ahol  $t$  a környező topográfia hatása;

$\Delta g(\varphi)$  a normálkorrekció;

$t_i(\sigma_0)$  a közelítő sűrűséggel számolt topografikus korrekció.

A  $\Delta g_i(\varphi, h, x, t) - \Delta g_i(\varphi) - t_i(\sigma_0) = \Delta g_i(h, x, t')$  eltéréseket (ahol  $t'$  az a hiba, amely a helytelen sűrűséggel számolt topografikus korrekció miatt lép fel) a magasság függvényében ábrázolva megállapítható, hogy a magasság és a  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek között milyen jellegű (pl. első- vagy másodfokú) összefüggés van.

Tételezzük fel, hogy a vizsgált területrész  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékeit (legalábbis egy bizonyos  $\Delta h$  intervallumban)  $\Delta g(h, t') = k_0 h + c_0$  egyenessel közelíthetjük meg. Képezzük ebből a

$k_0 = (0,3086 - 0,0419\sigma_x)$  feltétellel a

$$\sigma_x = \frac{0,3086 - k_0}{0,0419} \text{ sűrűségértéket, majd a}$$

$$t_i(\sigma_x) = \frac{t_i(\sigma_0)}{\sigma_0} \sigma_x \text{ javított topografikus korrekciókat.}$$

A  $\Delta g_i(\varphi, h, x, t) - \Delta g_i(\varphi) - t_i(\sigma_x) = \Delta g_i(h, x, t'')$  értékekben a  $t''$ -ből, vagy az esetleges újabb közelítéssel nyert  $t'''$ -ből származó hiba már olyan kicsiny, hogy a javított topografikus korrekcióval számolt  $\Delta g_i(h, x, t'')$  ill.  $\Delta g_i(h, x, t''')$  értékeket közelítő egyenes iránytangenséből nyert  $\sigma_x$  és a kiindulásul felvett  $\sigma_0$  érték különbsége  $\sigma_0 - \sigma_x \approx 0,05 \text{ g/cm}^3$ , vagyis nem követünk el számottevő hibát. Feltételezzük, hogy  $t'' \sim 0$ , azaz

$$\Delta g_i(h, x, t'') \sim \Delta g_i(h, x).$$

A  $\Delta g_i(h, x)$  pontoknak a közelítő  $\Delta g(h) = k h + c$  egyenestől való eltérései, vagyis a  $\Delta g_i(h, x) - \Delta g(h) = \Delta g_i(x)$  értékek a helyi anomáliák. A  $\Delta g(h)$  egyenes iránytangense a terület legjellemzőbb magassági korrekciója.

Az egyenest, iránytangense mellett, a  $c$  konstans, az abszcisszával való metszéspont jellemzi. E konstansnak geofizikai értelme a vizsgált terület átlagos, regionális anomáliája.

### III. Az eljárás alkalmazása

Az ismertetett eljárással Magyarország minden olyan *hegyvidékére* meghatároztuk a magassági korrekciót, ahol erre a célra többé-kevésbé megfelelő gravimétermérések vannak. A hegyvidékeken kívül a csereháti dombvidéken és a Zánka-környéki mikromérés területén is végeztünk számításokat. Az eredményeket a 2...13. ábrák szemléltetik.

#### *Az ábrákkal kapcsolatos általános megjegyzések*

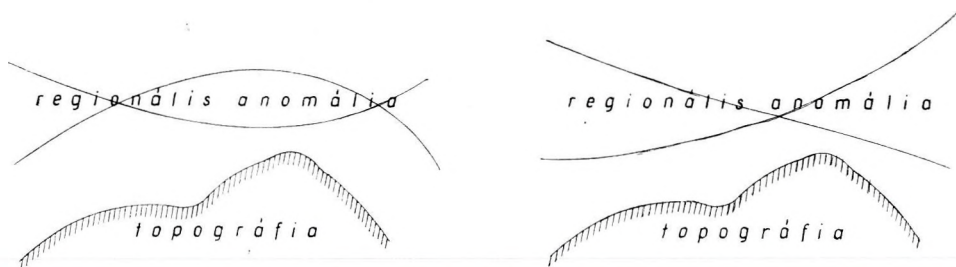
Az ábrákon feltüntettük az egyes hegyvidékek  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékeit ( $\sigma_0 = 2,00 \text{ g/cm}^3$ ), a közelítő  $\Delta g(h, t')$  egyeneseket, illetve ahol szükségesnek látszott, a  $\Delta g(h, t')$  egyeneseket. Egyetlen esetben (a Mátra hegységnél 5. ábra) a másodfokú közelítés görbéjét,  $\Delta g'(h, t')$ -t is feltüntettük, bár ennek realitása a nagyon kevés állomás miatt vitatható. A  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek közé nem vettünk fel minden lehetséges pontot, hanem csak azokat, amelyek a hegység legjellemzőbb képződményeinek területére estek. Az ábrákon feltüntetett mgl értékeket önkényesen felvett (nem potsdami) rendszerben adtuk meg.

#### *Hibaforrások*

Az eljárás kísérleti jellege és különböző technikai akadályok miatt a számításokat nem számítógéppel végeztük, a közelítő egyeneseket ezért nem a legkisebb négyzetek elvével, hanem csak grafikus úton határoztuk meg.

Az eljárás alkalmazásánál figyelembe kell venni az állomáshálózat pontjainak egyenetlen eloszlásából adódó hibákat. A magyarországi gravimétermérések állomássűrűsége hegyvidéken átlagosan  $1,0 \text{ áll/km}^2$ . Ez kb. áttekintő kutatási stádiumnak felel meg. Ilyen részletesebb vizsgálatokhoz azonban ez az állomássűrűség alig elegendő. Az állomások függőleges eloszlása sem mindig kielégítő, mivel terepi nehézségek miatt a hegyvidékek magasabb részein sokszor nem elég sűrű az állomáshálózat. Az állomások zöme általában a hegyvidékek alacsonyabb részein és a völgyekben van. A lankás lejtőkön és völgyekben levő törmelék sűrűség szempontjából inhomogén, nem jellemző a számban-álló közettömegre. Az ilyen helyen levő állomásokat a közelítő egyenes meghatározásakor a  $\Delta g(h, x, t')$  értékek nagy szórása miatt célszerűbb kihagyni a számításból, kivéve, ha éppen a lejtő az a kutatási terület, ahol az átlagsűrűséget meg akarjuk határozni. Ezért valamennyi hegyvidéknél csak a 200 – 300 m tengerszint feletti magasság feletti állomásokat vettük figyelembe.

A magassági korrekció meghatározásának szisztematikus hibaforrása lehet, ha a terület regionális anomáliája, az egész kutatási területen egyértelműen korrelál a topográfiával (1. ábra). A regionális hatását ekkor semmiféle módon nem lehet a topográfia hatásától elválasztani. Ez, vulkáni hegységeknél szinte kizártnak tekinthető, gyűrt és röghegységeknél is csak az *egész hegység* vonatkozásában lehetséges. Az előzőekben leírt eljárás azonban éppen a hegységek egy-egy részletének vizsgálatára alkalmas. Így ez a hibaforrás kiesik. Ha az 1/b ábrán vázolt regionalitásból eredő hibára gyanakszunk, szükséges, hogy a hegység két átellenes lejtőjén levő gravitációs értékeket is bevonjuk a számításba. E számításnál a vertikális gradiens értékét  $0,3086$



1. ábra

Фиг. 1

Abb. 1

mgal/m-nek vettük. A valóságban azonban a vertikális gradiens értéke, különösen hegyvidékeken, ettől eltérő lehet. Így a  $\Delta g(h)k$   $h+c$  egyenes iránytangenséből számított értékek sem jelentik az adott kőzetösszletre vonatkozó, fizikai értelemben vett közetsűrűséget, hanem csak egy, az adott helyen érvényes gravitációs paramétert.

### Tapasztalatok

1. A  $\Delta g(h, x, t')$  értékek és a magasság közötti összefüggés statisztikusan mindenütt lineáris. A megvizsgált hegység-részletek tehát sűrűség szempontjából meglehetősen homogének tekinthetők.

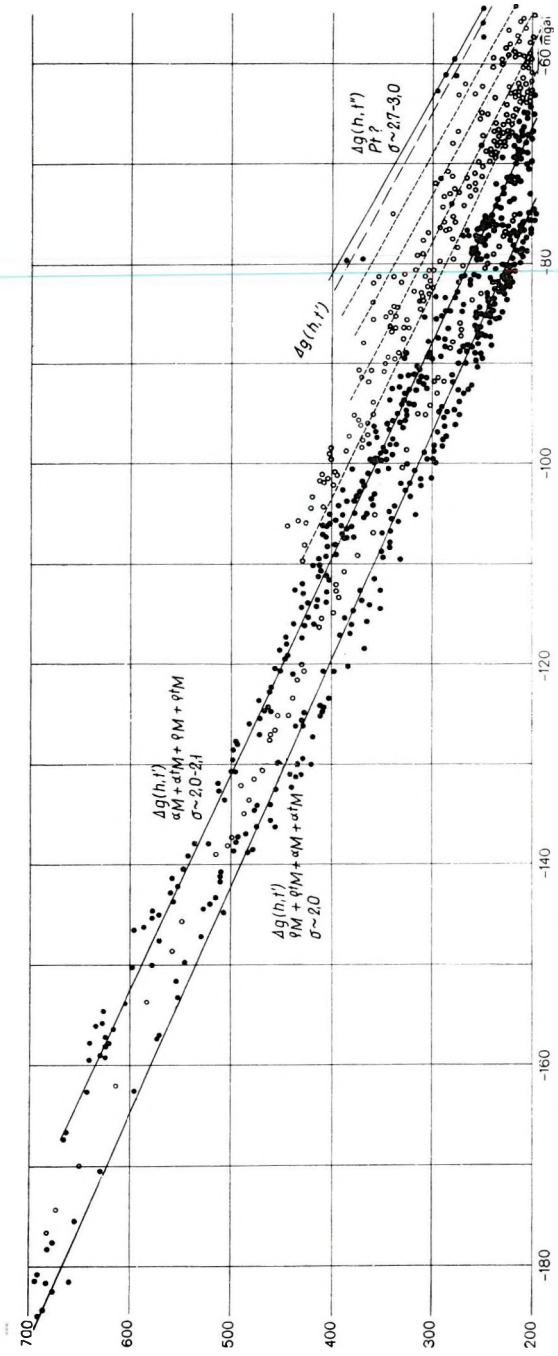
2. Ha a vizsgált terület domborzatát különböző sűrűségű kőzetek építik fel, akkor a pontthalmaz nem közelíthető meg egyetlen egyenessel, Pl. a Zemplén–Tokaji hegység egy részének  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékei három egyenest jelölnek ki (2/a ábra). Az egy egyenesbe eső pontok azonos területről származnak (2/b ábra), maga a pontrendszer jelöli ki tehát azt a területet, ahol a  $\sigma$  többé-kevésbé állandó.

*Az egyes egyenesek által jellemzett területekre a magassági korrekciót külön-külön kell meghatározni.*

3. Ha különböző sűrűségű kőzetek települnek egymásra, a képződményhatár magasságában az egyenes megtörik (10/b és 13. ábra). Az átlagsűrűséget az egyenesdarabokból szakaszonként kell meghatározni.

4. Az eljárás alkalmazható akkor is, ha az adott területen a magasságkülönbségek csak néhányszor 10 m-t tesznek ki, feltéve hogy a területen az animáliakülönbségek nagyságrendje is csak néhány tizedmilligal (13. ábra).

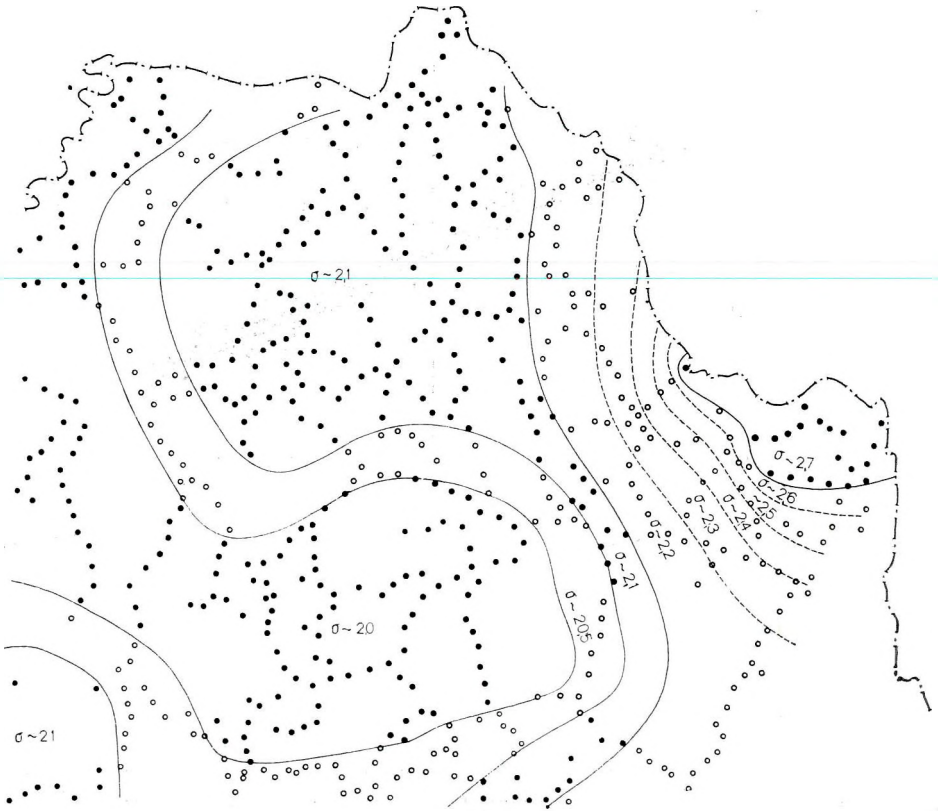
5. Néhány vizsgált területen eredményeinket összehasonlítottuk a Nettleton-, Egyed- és Steiner-féle eljárásokból nyert átlagsűrűségértékekkel. Csak abban az esetben kaptunk jó egyezést, ha az említett eljárásokhoz felhasznált mérési pontok egy egyenesbe estek.



2/a ábra.  $\Delta g_2(h, x, t')$  értékek a Tokaji hegységből (mészen andezit, andezitufa, pilit, pilitufa:  $\alpha M, \sigma M, \phi M$ ) és a Zempléni (kristályos Pt?) hegységből

Фиг. 2/a Величины  $\Delta g_2(h, x, t')$  в районе горы Токай (молодые вулканические образования) и горы Земплен (кристаллические породы)

Abb. 2/a.  $\Delta g_2(h, x, t')$  Werte vom Tokaj (jungvulkanischen Gebirge und vom Zemplén (kristallinen) Gebirge



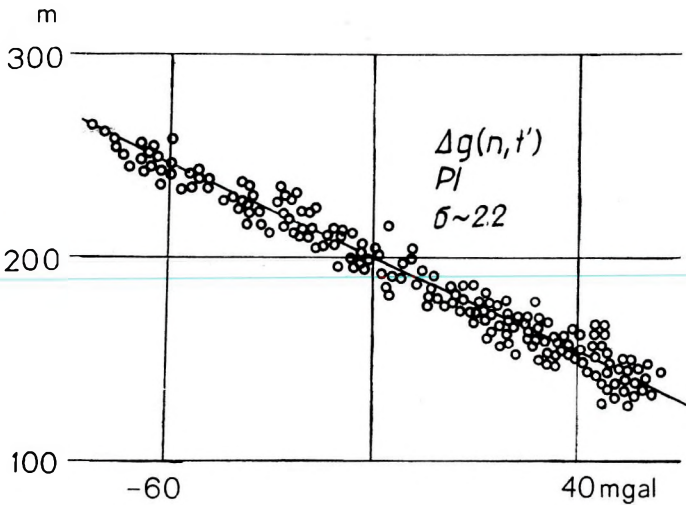
2/b. ábra. A  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek területi eloszlása a 2/a ábra egyenesei szerint; a szaggatott vonalak a 2/a. ábra interpolált (szintén szaggatott vonallal jelölt) egyenesei által kijelölhető feltételezett sűrűséghatárokat jelentik

Фиг. 2/б Пространственное распределение величин  $\Delta g_i(h, x, t')$  по прямым фиг. 2/a; пунктиром проведены предполагаемые границы разных плотностей, выделяемые по интерполированным (и проведенным также пунктиром) прямым фигуры 2/a

Abb. 2/b. Die Verteilung der Werte  $\Delta g_i(h, x, t')$  nach den Geraden der Abb. 2/a; die gestrichelten Linien bedeuten die vorausgesetzten, durch die interpolierten Geraden der Abb. 2/a (auch gestrichelte Linien) bezeichneten Dichtegrenzen

6. Az abszcisszametszeteket ( $c$ ) a  $\Delta g(h)$  egyeneseket összefoglaló 12. ábra szemlélteti. Magyarország területén első közelítésben a harmadkori medencealjzat fogható fel regionális hatóként. Ott ahol a medencealjzat a felszínen van, a  $c$  értéke maximális, mély medencealjzatnál kisebb.

7. A tapasztalatok azt mutatták, hogy mind a regionális anomália kiszűrése, mind a felszíni topográfia változatos földtani felépítése miatt célszerű viszonylag kicsi, de részletesen felmért területet bevonni a számításba. Ebből következik, hogy a meglévő áttekintő mérési hálózat nem minden esetben alkalmas ilyen jellegű számításokra.



3. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Cserehátról (Felsővadásztól délre; pliocén homok, homokkő, agyag stb.: Pl)

Фиг. 3. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе Черехат

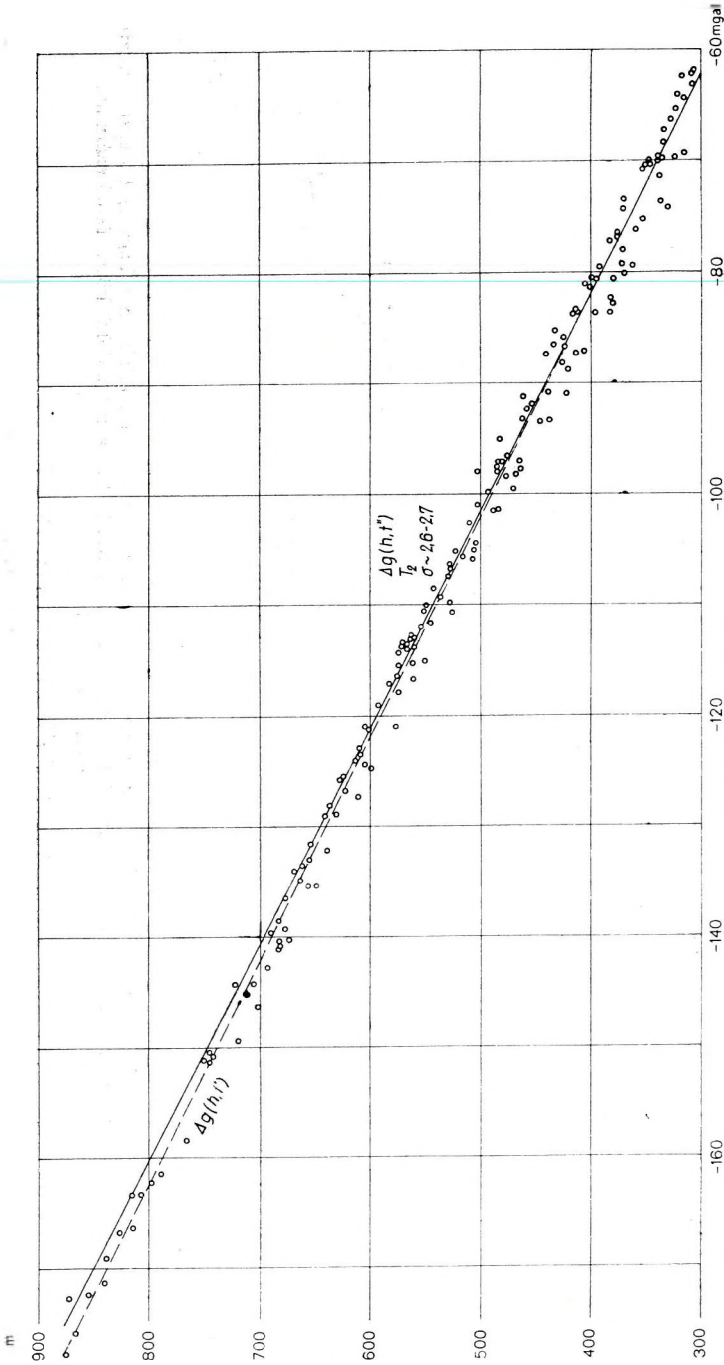
Abb. 3.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte von Cserehát-Gebiet

### Javaslatok

1. Javasoljuk az ismertetett eljárás rendszeres alkalmazását valamennyi hegyvidéken, elsősorban a harmadkori vulkáni hegységek területén, ahol pl. a medencealjazat domborzatára, vagy az andezittakaró vastagságára vonatkozóan a megfelelő magassági korrekcióval valószínűleg jobb képet kaphatunk.

2. Javasoljuk a jövőben végzendő hegyvidéki gravimétermérések tervezésénél a leírt (hálózatsűrűsége és állomáselrendezésre vonatkozó) szempontok figyelembevételét; a meglévő áttekintő hálózatot pedig – ahol szükséges – célszerű ugyanezen szempontok szerint továbbfejleszteni.

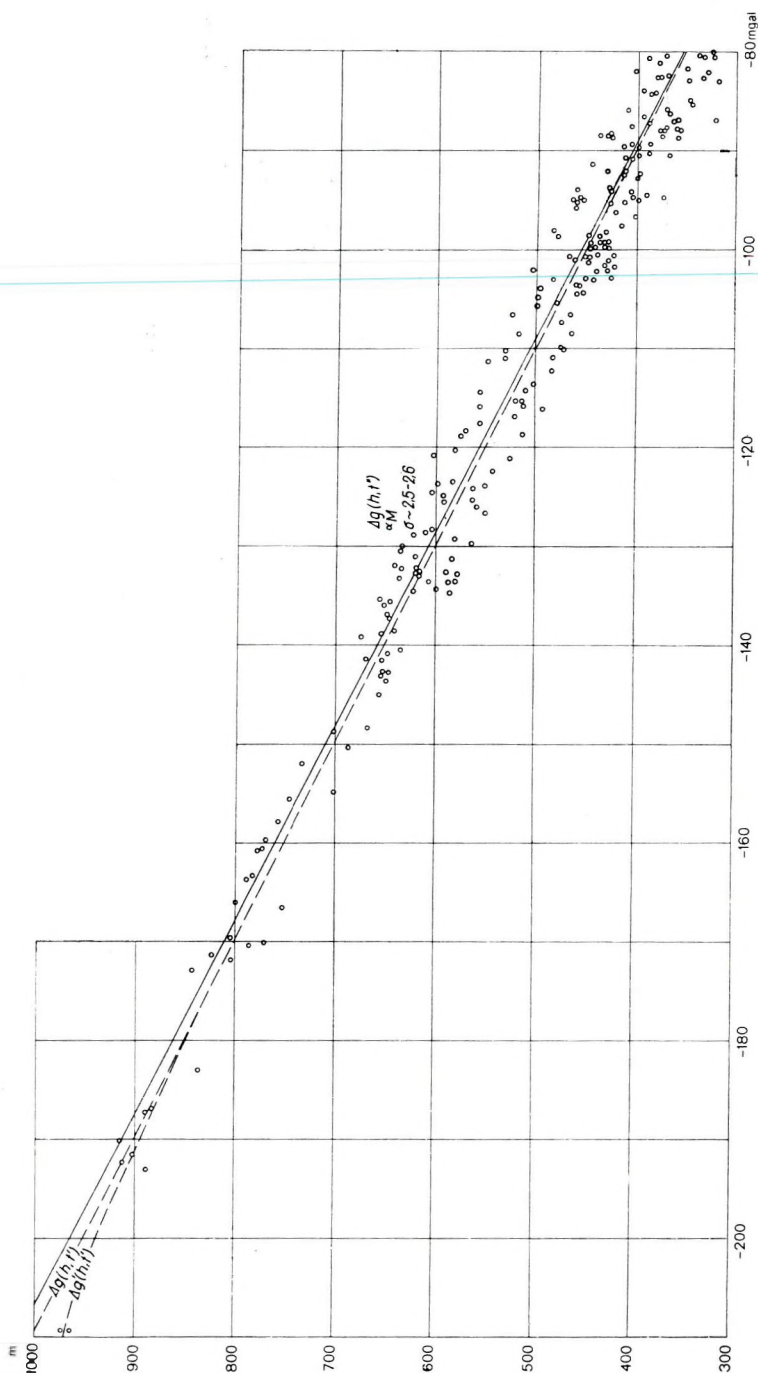
3. Javasoljuk, hogy a tanulmányban ismertetett eljárással végzett vizsgálatok minden esetben előzzék meg a hegyvidékeken a maradékanomáliák, ill. a másodlagos anomáliák számítását.



4. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Bükk hegységből (triász mészkő:  $T_2$ )

Фиг. 4. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе горы Бюкк

Abb. 4.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Bükk Gebirge

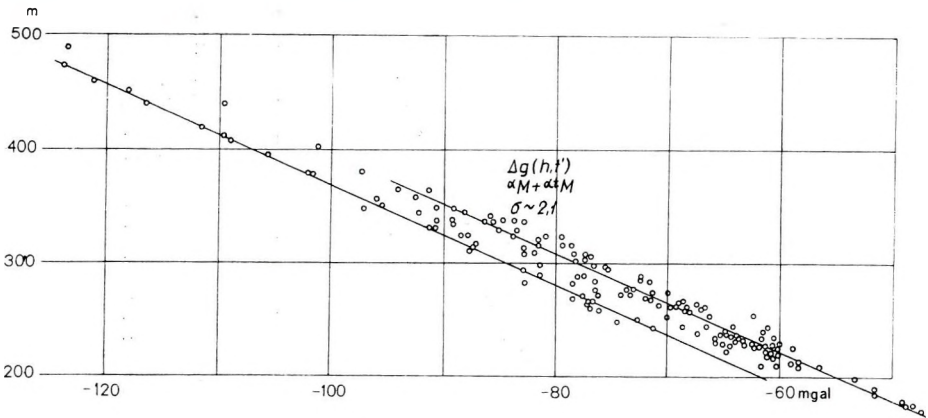


5. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Mátra hegységben (micsén andezit:  $\alpha M$ ); az egyenes feletti pontok általában a hegység középső területéről (Galya - Kékes), az egyenes alattiak a peremterületekről származnak; feltüntettük a másodfokú közelítésből származó  $\Delta g'(h, t')$  görbét is

Фиг. 5. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе горы Матра

Abb. 5.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Mátra Gebirge

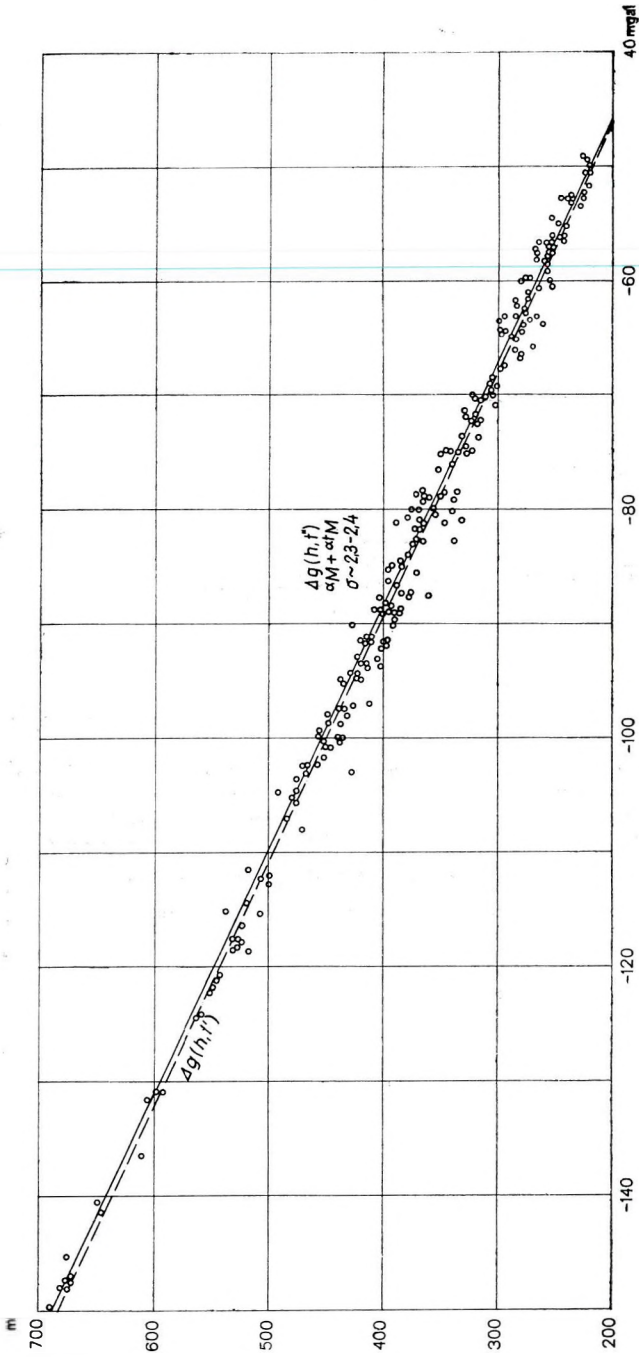




6. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Cserhát hegységből (miocén andezit, andezittufa:  $\alpha M, \alpha tM$ ); a pontok két azonos iránytangensű egyenest jelölnek ki; a kisebb regionális anomáliával jellemezhető egyenes pontjai a terület K-i részére, a Kisterenye – Mátraszőlősi gravitációs minimum közelébe esnek, a másik egyenes pontjai a terület Ny-i feléről származnak

Фиг. 6. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе горы Черхат

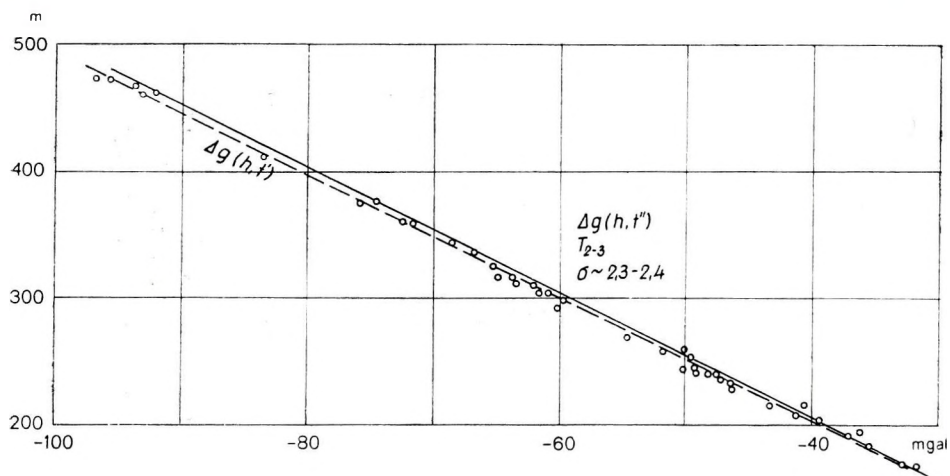
Abb. 6.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Cserhát Gebirge



7. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Dunazug hegységből (miocén andezit, andezittufa:  $\alpha M, \alpha t M$ )

Фиг. 7. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе горы Дуназуг

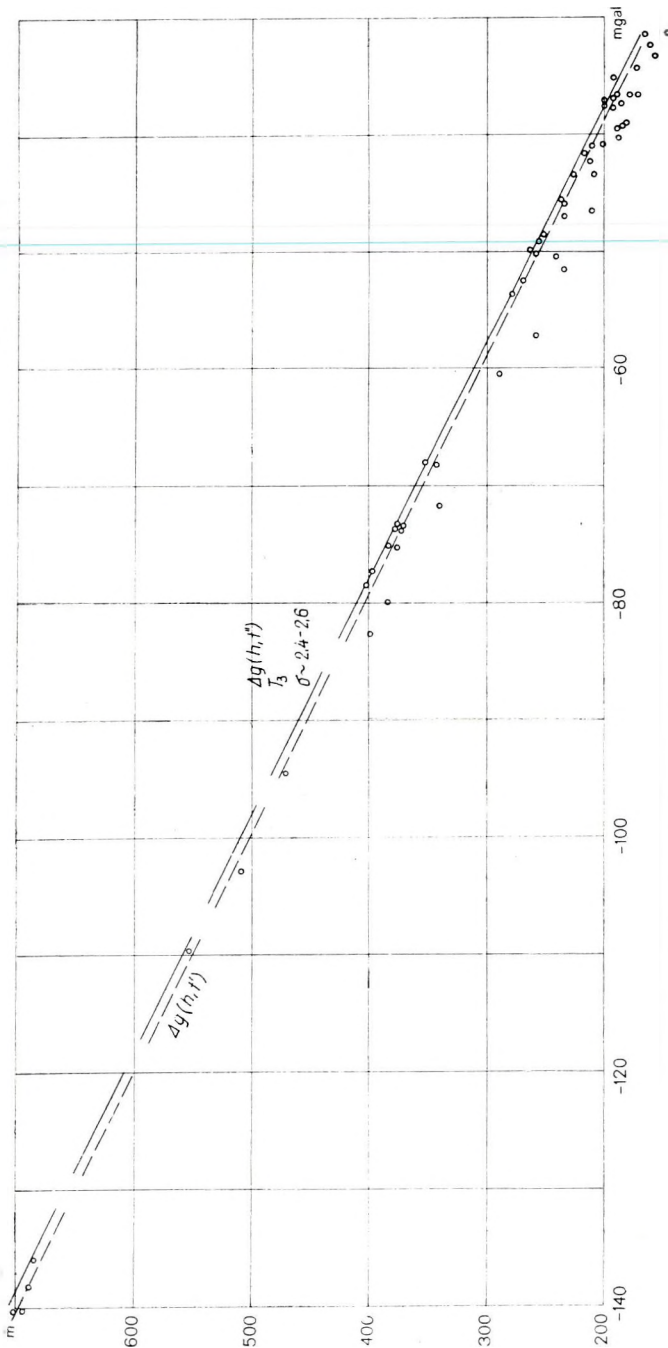
Abb. 7.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Dunazug Gebirge



8. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Budai hegységből (triász mészkő, dolomit:  $T_{2-3}$ )

Фиг. 8. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе Будайских гор

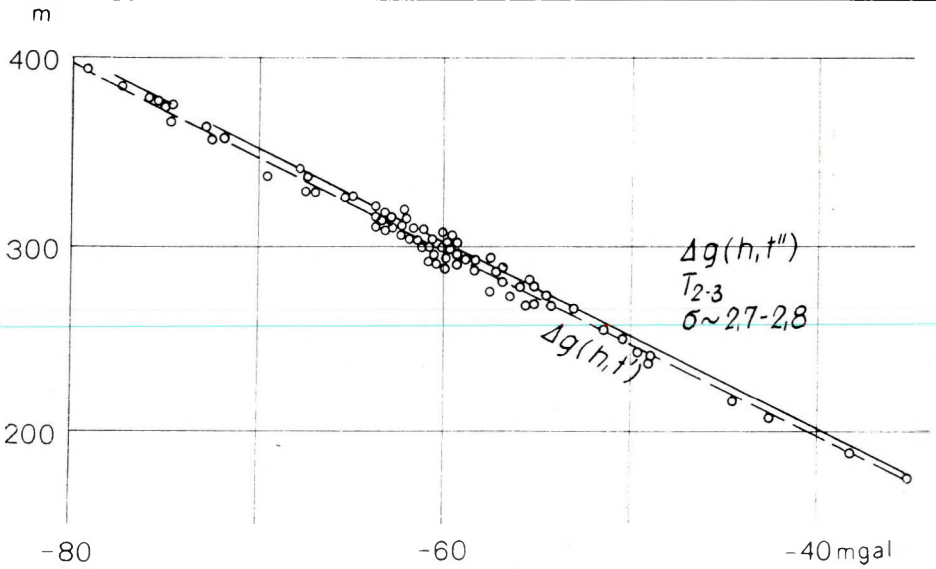
Abb. 8.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Buda Gebirge



9. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Pilis hegységből (triász mészkő, dolomit;  $T_3$ )

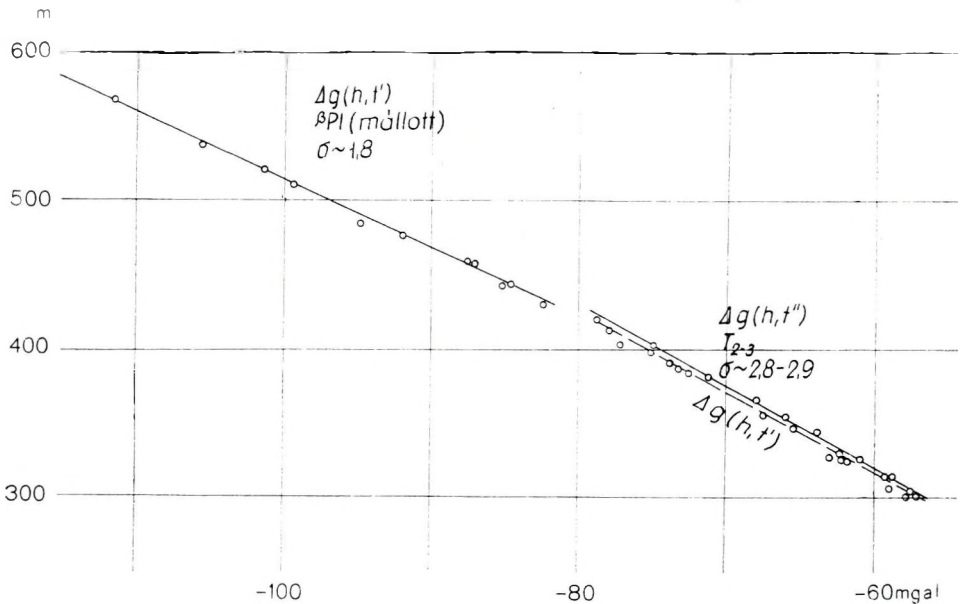
Фиг. 9. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  в районе горы Пилиш

Abb. 9.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Pilis Gebirge



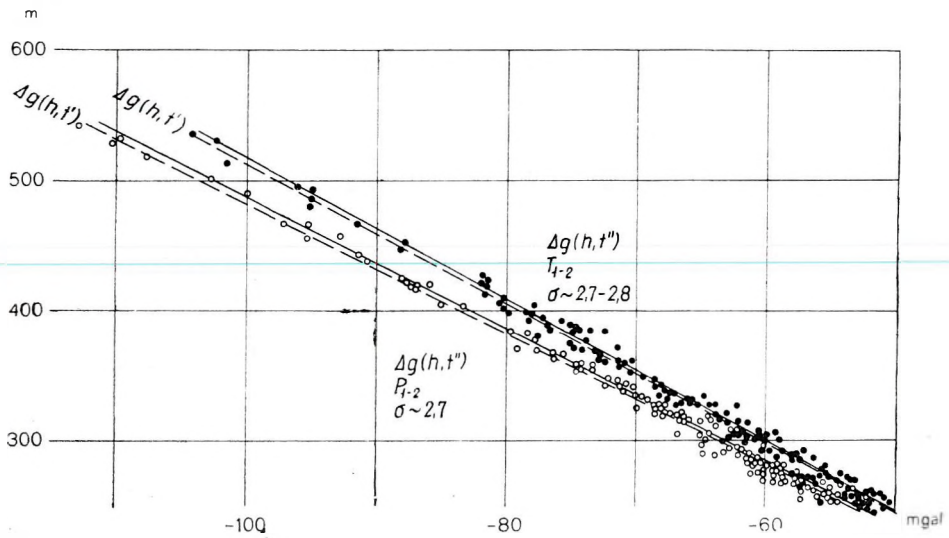
10/a. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Bakony hegységből (Veszprémtől D-re levő triász képződmények:  $T_{2-3}$ )

Фиг. 10/a Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  для горы Баконь  
Abb. 10/a.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Bakony Gebirge



10/b. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Bakony hegységből (triász mészkőre  $T_{2-3}$  települt mállott bazalt: Pl; Kabhegy)

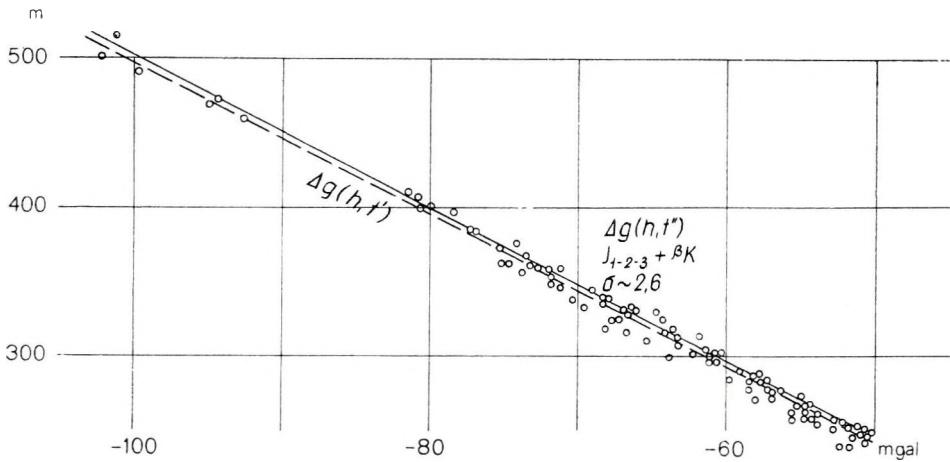
Фиг. 10/b Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  для горы Баконь (район Кабхедь)  
Abb. 10/b.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Bakony (Kabhegy) Gebirge



11/a. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Mecsek hegység Ny-i részéből (perm homokkő konglomerátum:  $P_{1-2}$  és triász homokkő, mészkő:  $T_{1-2}$ )

Фиг. 11/а Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  для западного участка горы Мечек

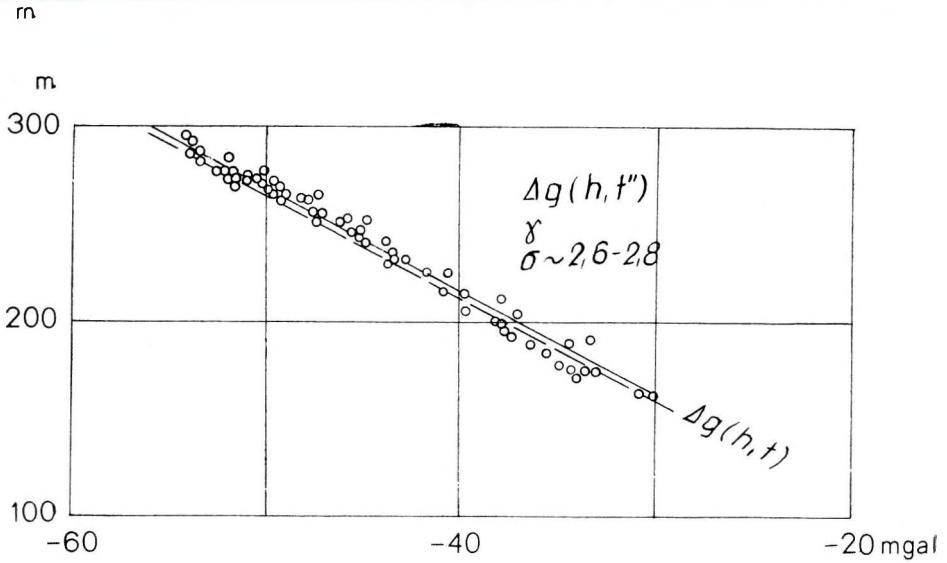
Abb. 11/a.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte vom westlichen Teile des Mecsek Gebirges



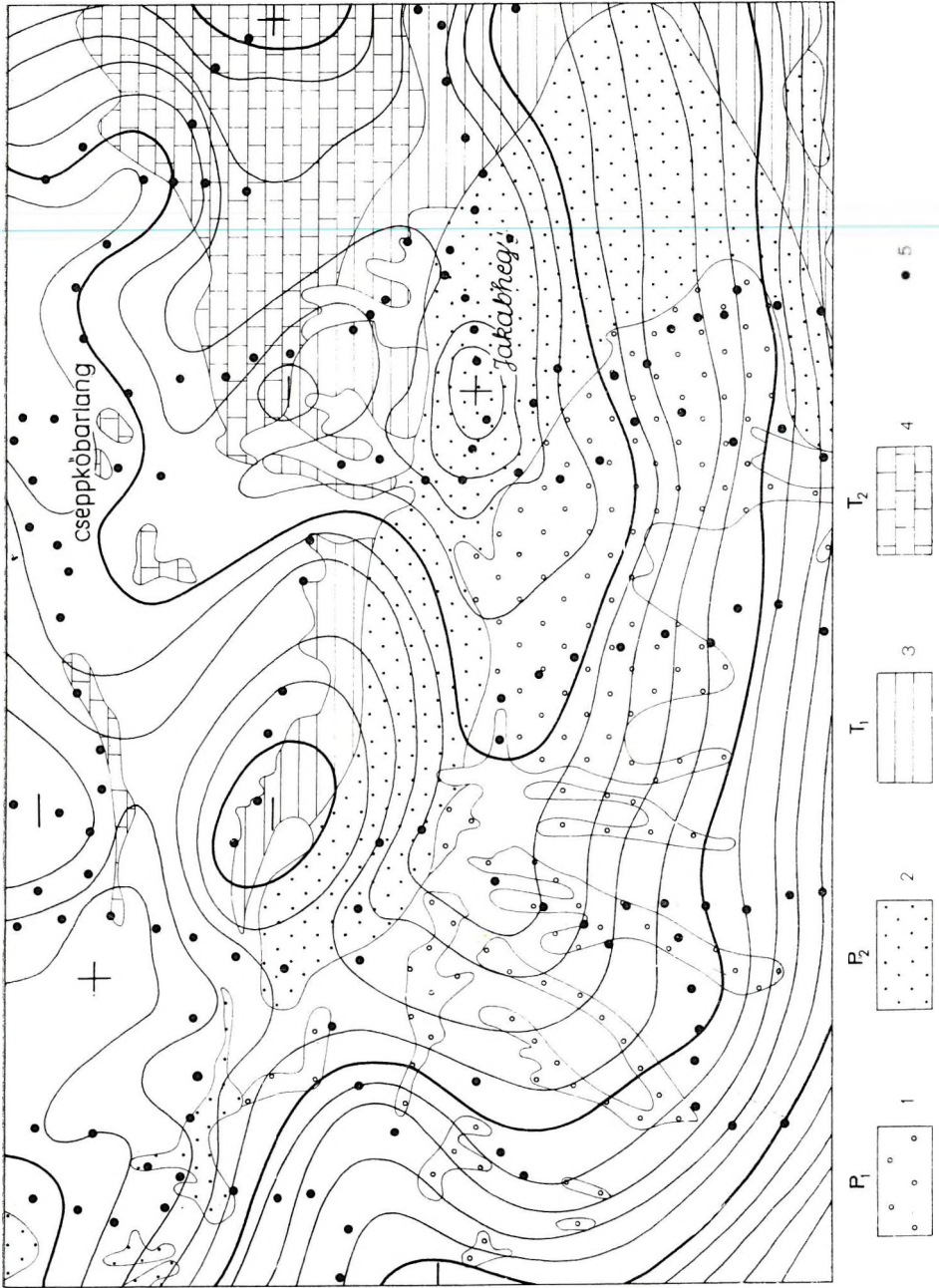
11/b. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Mecsek hegység K-i részéből (jura mészkő, homokkő, márga:  $J_{1-2-3}$  és kréta diabáz:  $BK_1$ )

Фиг. 11/б Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  для восточного участка горы Мечек

Abb. 11/b.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte vom östlichen Teile des Mecsek Gebirges



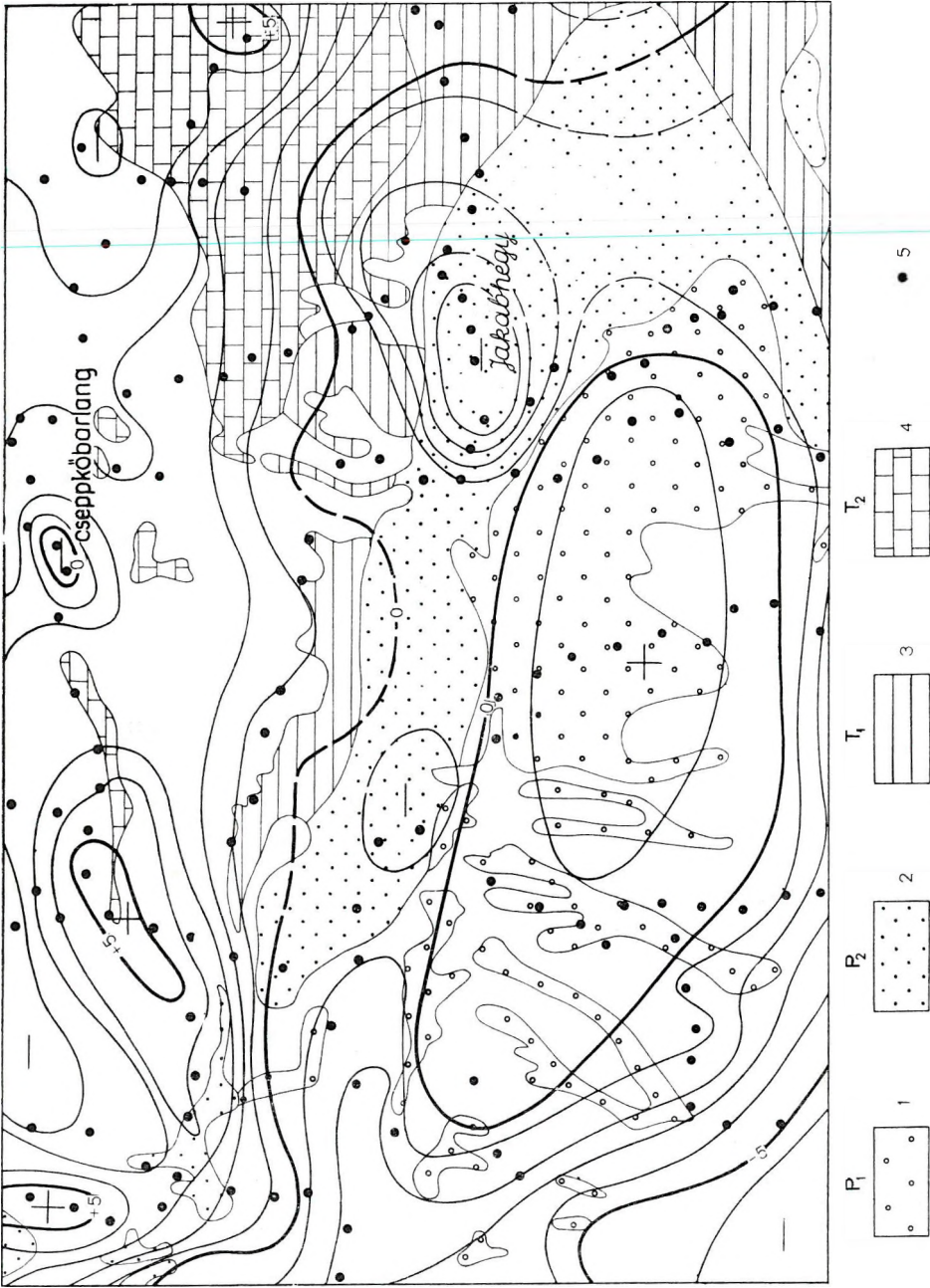
11/c. ábra.  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékek a Mecsek hegységből (mórágyi gránitvonulat:  $\gamma$ )  
 Фиг. 11/c Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  для горы Мечек (Морядский гранитный массив)  
 Abb. 11/c.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte aus dem Mecsek Gebirge (der Mórágý Granitzug)



11/d. ábra. A Ny-i Mecsek egy részének  $\sigma = 2,00 \text{ g/cm}^3$  sűrűséggel számított Bouguer-anomália térképe; izogalok értékköze 1 mgal  
 1. perm alsóbb tagozat; 2. perm vörös homokkő; 3. werreni rétegek; 4. középső triász mészkő; 5. graviméter állomás

Фиг. 11/d Карта аномалий Буге для Западного Мечека, построенная с применением плотности  $\sigma = 2,00 \text{ г/см}^3$   
 Abb. 11/d. Bouguer-Anomalie-Karte eines Teiles des West-Mecseks berechnet mit  $\sigma = 2,00 \text{ g/cm}^3$

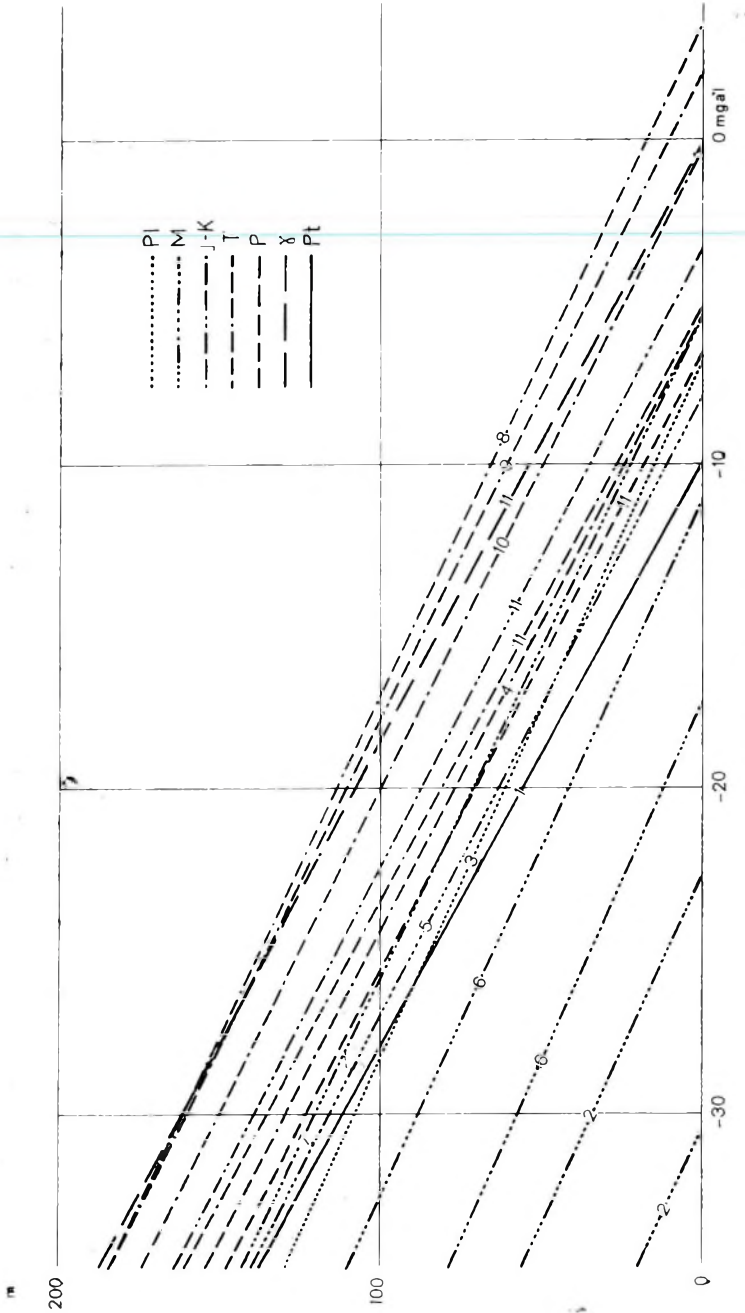




11/e. ábra. A Ny-i Meesek egy részének a perm alsóbb tagozatára jellemző  $\sigma \approx 2,6 \text{ g/cm}^3$  sűrűséggel számított Bouguer-anomália térképe; izogalok értéküköze 1 mgal

Фиг. 11/е Карта аномалий Буге для Западного-Мечека, построенная с применением плотности  $\sigma = 2,6 \text{ г/см}^3$ , характерной для нижних слоев перми

Abb. 11/e. Bouguer Anomalie-Karte eines Teiles des West-Meesek, berechnet mit der charakteristischen Dichte  $\sigma = 2,6 \text{ g/cm}^3$



12. ábra. Összefoglalás

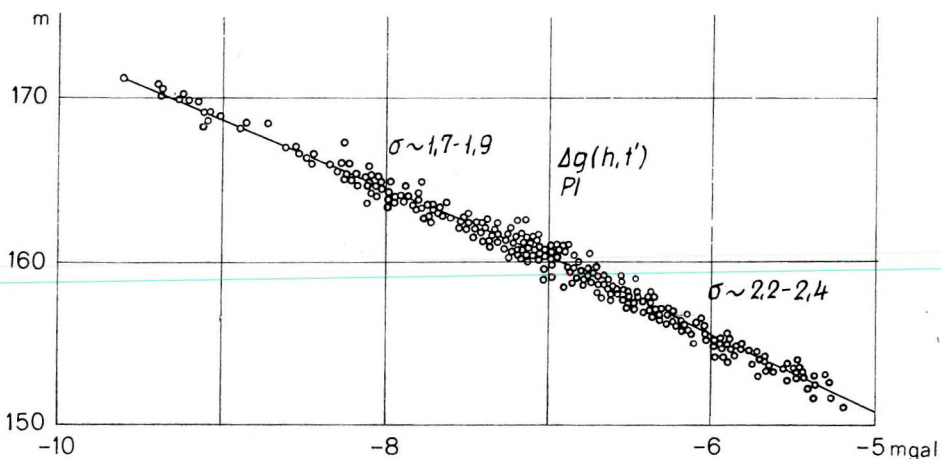
1. Zempléni hegység; 2. Tokaji hegység; 3. Cserháti; 4. Bükk hegység; 5. Mátra hegység; 6. Cserháti hegység; 7. Dunaszag hegység; 8. Budai hegység; 9. Pilis hegység; 10. Budaörs hegység; 11. Mecsek hegység.

Фиг. 12. Сводное представление результатов для районов:

1 — горы Землен, 2 — горы Токай, 3 — р-на Черхат, 4 — горы Бюкк, 5 — горы Матра, 6 — горы Черхат, 7 — горы Дуназуг, 8 — Будапештских гор, 9 — горы Пилиш, 10 — горы Баконь, 11 — горы Мечек

Abb. 12. Zusammenfassung

1. Zempléni Gebirge; 2. Tokaji Gebirge; 3. Cserháti Gebirge; 4. Bükk Gebirge; 5. Mátra Gebirge; 6. Cserháti Gebirge 7. Dunaszag Gebirge; 8. Buda Gebirge; 9. Pilis Gebirge; 10. Budaörs Gebirge; 11. Mecsek Gebirge



13. ábra. A Zánka környéki mikromérések  $\Delta g_i(h, x, t')$  értékei kb. 1600 áll/km<sup>2</sup>-es (~25 m állomástávolság) felmérés alapján

Фиг. 13. Величины  $\Delta g_i(h, x, t')$  по детальным измерениям, проведенным в районе Зánka с плотной сетью пунктов наблюдений (равной припл. 1600 пунктов/км<sup>2</sup>)

Abb. 13.  $\Delta g_i(h, x, t')$  Werte von Detail-Messungen in der Umgebung von Zánka, auf Grund eines sehr dichten Station-Netzes ( $\approx 1600$  St./km<sup>2</sup>)

#### IRODALOM

Nettleton L. L., 1939. Determination of Density for reduction of Gravimeter Observation. Geophysics, IV. 3.

Egyed L., 1955. Új módszer az átlagsűrűség meghatározására. Geof. Közl. IV. 2.

Steiner Ferenc, 1957. A magassági korrekció koefficiensének meghatározása gravimétes méréseknél. Geof. Közl. VI. 3-4.

Izumi Yokoyama - Hirokazu Tajima, 1960. A gravity survey on volcano Huzi, Japan by means of a Worden gravimeter. Geofisica Pura e Applicata. Vol. 45. 1.

Pintér Anna, 1961. A Bouguer-korrekció kiszámítására szolgáló módszerek kritikai vizsgálata. Magyar Geofizika, II. 3-4.

Szénás György, 1964. A gravitációs, földmágneses, szeizmikus és geoelektromos módszer hazai speciális alkalmazása, illetve értelmezése. Mérnöki Továbbképző Intézet előadásorozatából, Budapest.

Munkaközösség, 1964. A Mecsek - Villányi tájegység geofizikai kutatásának eredményei. Geofizikai Intézet Évkönyve.



М. БЕРЕШ

## ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙТРОННОГО АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАРГАНЦОВЫХ ПОРОД

С применением нейтронного активационного анализа был разработан новый способ для совместного определения содержания марганца, алюминия и кремния в образцах горных пород без их разрушения с точностью, отвечающей требованиям промышленности. При помощи полониево-бериллиевого источника с интенсивностью 7 Кюри были облучены образцы, превращенные в порошок, весом 38 г одновременно в потоке медленных и быстрых нейтронов в течение 4,6 минут в нашей переносной активирующей системе. Концентрации были вычислены по количеству импульсов, измеренных между 0,4–5,4 и 60–65 минутами после окончания облучения.

Описанный способ позволяет определить содержание марганца также с повышенной точностью – для получения возможных выводов по геохимии –, однако при этом необходимо отказаться от анализа содержания алюминия и кремния вместе с марганцем, так как при более точном определении марганца необходимо продлить продолжительность облучения, вследствие чего числа импульсов от изотопа  $Mn^{56}$  играет преобладающую роль. Применяемость этого метода анализа на практике иллюстрируется на разрезе, полученном в результате активации полной серии образцов, взятых из глубокой скважины.

M. BÉRESS

## THE APPLICATION OF NEUTRON ACTIVATION ANALYSIS FOR THE INVESTIGATION OF ROCKS OF MANGANESE CONTENT

By the use of neutron activation analysis a new method was created for the simultaneous non-destructive determination of manganese, aluminium and silicon content in samples of rocks with an accuracy meeting industrial requirements. In the portable activation system powdered samples of rocks of 38 g weight were simultaneously irradiated in fields of slow and fast neutrons for 4,6 minutes by the help of a polonium-berillium source of neutrons having an intensity of 7 Curie. The concentrations were computed from the pulse number measured in the intervals of 0,4 – 5,4 and 60 – 65 minutes after the irradiation had been finished.

The described method permits also a more accurate determination of manganese content – occasionally for drawing geochemical conclusions – in this instance, however one must dispense with the analysis of aluminium and silicon content together with that of manganese, since in the case of more accurate manganese determination it is necessary to prolong the duration of exposition what results in the domination of pulse number due to the isotope  $Mn^{56}$ . The practical applicability of this method is demonstrated on a complete well-log.

## NEUTRONAKTIVÁLÁSOS ANALÍZIS ALKALMAZÁSA MANGÁNTARTALMÚ KÖZETEK VIZSGÁLATÁNÁL

BÉRESSNÉ TRIZNYAI MÁRIA

A mélyfúrési geofizika mangánkutató feladatainak megoldása céljából megvizsgáltuk az aktiválásos analízis alkalmazási lehetőségeit.

Az aktiválásos analízisnél azokat a magreakciókat használjuk fel, amelyeknél a vizsgálandó anyagban, neutronnal történő besugárzás hatására, a minta eredetileg jelenlevő elemeire jellemző radioaktív izotópok keletkeznek. Így a fontosabb kőzetalkotó elemek mennyisége a mangántartalommal együtt nagy mintaszám mellett is gazdaságosan és kielégítő pontossággal meghatározható.

A mangán a litoszférában változó, de törvényszerű eloszlásban található. Törvényszerű kapcsolatai a szilícium és vas változásával nyilvánvalók. Egy kőzettömegben a mangán-, szilícium- és vaskoncentrációk, illetőleg a koncentrációváltozások tanulmányozása alkalmasnak látszik genetikai körülmények (hőmérséklet,  $p_H$ -érték, redoxpotenciál) eddig meghatározott törvényeinek általánosítására.

A mangán, előnyös atomfizikai paraméterei miatt, roncsolásmentesen, tehát vegyi beavatkozás nélkül, tanulmányozható. A roncsolásmentesség viszont az elemzési eljárás automatizálásának is alapja.

Az aktiválásos analízis mangánmeghatározás céljára való felhasználásáról 1947-től találhatunk közleményeket. (Clark-Overman, 1947). Kezdetben a mangánt, mint szennyeződést vizsgálták, később, mint ötvözetek egyik komponense szerepel.

Ércek és kőzetminták mangántartalmának aktiválásos analízisével kevesen foglalkoztak. Pontos, de költséges és lassú eljárásokat dolgoztak ki Lejpunszkaja – Gauer – Florov, (1959), Glasszon – Tyimohin – Vjaznyikov (1961), Lobanov – Romanov – Romanov – Khaidarov (1961) és Coulomb (1962). A terepi és mélyfúrési vizsgálatok előkészítését a neutronforrásokat felhasználó laboratóriumi eljárások jelentik. Geofizikai módszertani kutatások végső célja helyszíni, esetleg mélyfúrési eljárás kidolgozása. Ha a fúrással harántolt rétegekben jelenlevő elemek fajtáját és koncentrációját akarjuk meghatározni, akkor magában a fúráásban kell aktiválni és megfelelő időpontban a szükséges méréseket elvégezni (pl.: gammaspektrumfelvétel). A besugárzást tehát csak neutronforrással, vagy neutrongenerátorral végezhetjük igen stabil mérőberendezés alkalmazásával.

Az irodalom szerint ezek az igények nagyrészt megvalósíthatók (Sen'ko – Bulatnyi, 1959) (Feldman, 1960) (Bulasevics – Suljatyev, 1960) ((Kaipov – Lejpunszkaja, 1962) (Belenyikij – Lejpunszkaja – Szokolov – Szpiridonov – Tyihomirova, 1962).

A módszer hazai mélyfúrési alkalmazására is kőzetmintákon laboratóriumi, roncsolásmentes eljárást kell kidolgozni. A besugárzás egyenlőre neutronforrással, a mérés pedig impulzusszámlálással történik. A kőzetekben jelenlevő kiválasztott elemek koncentrációjára vonatkozó következtetéseket

a) Mangánércekben 1%-ot meghaladó elemek várható aktivitása lassú neutronnal aktiválva

Izotóp		Mintában lévő elem mennyisége, g <i>m</i>	Hatókérszetszemet barn. $\sigma$	Gyakorisági % <i>f</i>	<i>A</i> max	Felezési idő, perc <i>T</i>	<i>A</i> <i>t</i> = 156 percnél	Energia, MeV	
target	aktív termék							$\beta$	$\gamma$
$^{12}\text{Mg}^{26}$	$\text{Mg}^{27}$	8,25	0,048	11,29	1 037	9,45	1 037	1,75	1,015
$^{13}\text{Al}^{27}$	$\text{Al}^{28}$	12,20	0,21	100,00	57 218	2,3	57 218	1,59	0,834
$^{14}\text{Si}^{30}$	$\text{Si}^{31}$	18,70	0,12	3,05	1 376	162,0	674	2,85	1,78
$^{19}\text{K}^{41}$	$\text{K}^{42}$	14,00	1,00	6,91	14 228	744,0	1 921	1,48	—
$^{20}\text{Ca}^{48}$	$\text{Ca}^{49}$	7,70	0,55	0,185	98	30,0	95	3,55	1,53
		7,70	0,20	0,185	36	150,0	18	1,99	0,31
$^{25}\text{Mn}^{55}$	$\text{Mn}^{56}$	33,10	12,80	100,00	4 645 073	156,0	2 322 536	2,81	2,13
$^{11}\text{Na}^{23}$	$\text{Na}^{24}$	12,50	0,60	100,00	197 500	894,0	21 725	1,39	2,75
$^{17}\text{Cl}^{37}$	$\text{Cl}^{38}$	19,30	0,60	24,50	46 237	37,3	43 694	4,81	1,37
$^{23}\text{V}^{51}$	$\text{V}^{52}$	1,00	5,00	99,75	58 970	3,7	58 970	2,77	2,15
								1,11	1,60
								2,47	1,44

Az utolsó három elem az 1%-ot többnyire nem haladja meg, de *f* és  $\sigma$  értékek nagy.

## b) Mangánércekben 1%-ot meghaladó elemek várható aktivitása gyors neutronnal aktiválva

Izotóp		Gyakorisági % $f$	Hatáskereszt- metszet, barn $\sigma$	Mintában lévő elem mennyi- sége, g m	$A_{\text{max}}$	Felezési idő, perc $T$	$A$ $t = 156$ percnél	Energia, MeV	
tárgat	aktív termék							$\beta$	$\gamma$
$^{12}\text{Mg}^{24}$	$^{11}\text{Na}^{24}$	78,60	0,191	18,25	31 118	900,0	3 423	1,40	2,75
$^{13}\text{Al}^{27}$	$^{12}\text{Mg}^{27}$	100,00	0,0624	12,20	14 276	9,4	14 276	1,75	1,37
$^{14}\text{Si}^{28}$	$^{13}\text{Al}^{28}$	92,27	0,003	18,70	1 114	2,3	1 114	1,59	1,015
$^{14}\text{Si}^{29}$	$^{13}\text{Al}^{29}$	4,68	0,0027	18,70	49	6,7	49	2,85	1,78
$^{26}\text{Fe}^{56}$	$^{25}\text{Mn}^{56}$	91,68	0,01	22,40	2 211	156,0	1 106	2,50	2,43
								1,40	1,28
								2,81	2,13
								1,04	1,81
								0,65	0,85



az indukált aktivitás egyszerű meghatározásából vonjuk le. A pontosságot az ipari igény szabja meg.

Az aktivációs analízis alkalmazásának előnyei azonban csak akkor használhatók ki, ha a vizsgálandó elem atomfizikai jellemzői és koncentrációja, továbbá az aktiváló rendszer feltételei kielégítik az elméleti követelményeket. Tárgyunk szempontjából legfontosabb elemek telítési aktivitását  $10^6$  neutron/sec neutronhozam és 156 perces aktiválási idő ( $Mn^{56}$  felezési ideje) mellett az *a)* és *b)* táblázatba foglaltuk.

A kőzetminták aktiválását Po–Be neutronforrással végeztük. Ennek neutronenergia-színképe folytonos, maximuma 4,5 MeV-nál van. A maximális nyerhető energia 11 MeV. A besugárzás a lassú neutronterben 7,3 C, a gyors neutronterben 6,9 C erősségű Po-Be neutronforrással történt a már más helyen leírt (Tatár–Béress, 1962) (Tatár, 1964) aktiváló rendszerben, kevés módosítással. A látszólagos neutronhozam  $2,64 \cdot 10^4$  neutron/sec volt. Az aktiváló rendszer határfokának további növelése nem célszerű. Az észlelt impulzusértékek a célkitűzéseknek megfeleltek.

Az elméletileg várható aktiválási eredmények – a nagyméretű mintaanyagban változó neutronfluxus és neutronenergiák miatt – különösen a nagy befogási hatáskeresztmetszetű elemek együttes előfordulásánál, nem egyszerű szuperponálódások. A várható együttes hatások tanulmányozása érdekében részben olyan tiszta vegyületeket választottunk ki, amelyek a mangánércben és mellékkőzeteiben 1%-nál nagyobb mennyiségben fordulhatnak elő (Mn, Fe, Al, Si, Ca, Mg és K) (Szabóné, 1957), részben pedig ezek ismert arányú keverékét vizsgáltuk.

A műanyagtubeusba csömöszölt tiszta vegyületek lassú és gyors neutronterben 156 perces besugárzást kaptak, majd meghatároztuk a lebomlási görbéket. A tiszta vegyületeknél azt tapasztaltuk, hogy a neutronenergiák elkülönülése a kétféle térben nem tökéletes. Mint említettük, a mangán, szilícium és vas között törvényszerű geokémiai összefüggések vannak. Az aktiválás során azonban hebizonyosodott, hogy rendszerünkkel a vasat nem lehetett meghatározni.

A tiszta vegyületek 50%-os  $MnO_2$ -dal készített keverékeinek lebomlási görbéi szerint, a mangán jelenlétében alumínium és szilícium csak akkor határozható meg, ha az aktiválási idő 10 percnél kevesebb, gyakorlatilag 5 perc.

A mangán mellett tehát az alumínium- és szilíciumtartalom is meghatározható. Iparilag kielégítő pontosságot érhetünk el, ha az aktiválási idő kb. 5 perc, az impulzusszámlálás pedig az aktiválás befejezése után 0,4–5,4, ill. 60,0–65,0 perc között történik.

A kőzetek a kristályalkotó vegyületeknek pontosan nem definiálható keverékei. A vegyületek és azok keverékeinek leírt elemzési eredményei tehát nem tisztázhatják kielégítően azokat a viszonyokat, amelyek a kőzetminták elemeinek együttaktiválásakor lépnek fel. A kritikai vizsgálat akkor ad teljes értékű felvilágosítást, ha összehasonlítási alapnak a vegyi elemzést tekintjük.

A vizsgálatához az Országos Érc- és Ásványbányászati Vállalat úrkúti telepe bocsátott rendelkezésünkre vegyi laboratóriumában elemzett 100 db kőzetmintát. Az értékelő vizsgálat határfokát, illetőleg a levont törvénysze-

rűség érvényességi határait a mintákban előforduló koncentrációértékek változásából ítélni lehetjük meg. A laboratórium adatai szerint az egyes komponensek határértékei a következők:

MnO <sub>2</sub> -koncentráció (100 db)	2 – 74 súly% között
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -koncentráció (100 db)	8 – 36 súly% között
SiO <sub>2</sub> -koncentráció (100 db)	4 – 66 súly% között
P-koncentráció (91 db)	nyom – 0,50 súly% között
S-koncentráció (4 db)	0,01 – 1,36% súly% között
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -koncentráció	adatok nincsenek, általános ismeret szerint kb. 10 súly%.

A rendelkezésre bocsátott mintaanyagban az 1%-ot meghaladó arányú komponensek közül csak a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% eloszlása minősíthető normálisnak, míg a nagyobb mennyiségben szereplő MnO<sub>2</sub> és SiO<sub>2</sub> koncentrációértékei nem csoportosulnak jellemző átlagérték körül.

A mintaanyag a mangánérc ipari koncentrátumait reprezentálja s nem alkalmas általános geokémiai következtetések levonására. A vizsgálatokat azonban szintén az ipari igényeknek megfelelően kell elvégezni; nagy pontosságú elemzések nem gazdaságosak. Az aktiválást és a mérést tehát a három komponens (MnO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) egyidejű meghatározására kidolgozott metódika szerint végeztük mellőzve a mangán nagy pontosságú elemzését. A Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% normális gyakorisági eloszlásából arra következtethetünk, hogy a mangánérc jellemzése szempontjából a vas értékváltozása nem lehet karakterisztikus.

A mintasorozat természetes aktivitásának megállapítására mintánként 1 perces méréseket végeztünk az aktiválás előtt. A mérési eredmények a statisztikus fluktuációnak megfelelően változtak. Az I. mérőrendszeren 157,6, a II. mérőrendszeren 130,3 cpm a legvalószínűbb helyes érték.

Tájékoztatóképpen elkülönítettük a karbonátos és az oxidos mintákat, de karakterisztikus eltérések nem voltak tapasztalhatók:

	Mérőrendszer	
	I.	II.
Karbonátos minták	157,1 cpm	131,6 cpm
Oxidok minták	155,2 cpm	127,5 cpm
Nyers és mosott minták	164,8 cpm	140,8 cpm

Említésre méltó, hogy az ipari feldolgozás során (nyers és mosott minták) az aktivitás kissé növekszik. Ez ellentétes a gránitok radioaktív elemtartalmának mosással szemben tanúsított viselkedésével (Hurley, 1950).

A tubusolt, 38 g súlyú minták aktiválását mindkét térben 4,6 percig, az Al<sup>28</sup> izotóp kétszeres felezési idejéig végeztük. Az észleléseket az optimális 0,4–5,4 perc és 60,0–65,0 perc között végeztük. A nyers mérési eredmény a természetes aktivitás és a háttér együttes értékével csökkentett impulzusszám volt.

A vegyületek és keverékek vizsgálataiból a besugárzás befejezése utáni 0,4–5,4 perc között kapott észlelési eredmények lassú neutronterben ( $\Delta$  imp)

arányosak az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalommal ( $a$ ), de ezt befolyásolja a  $\text{SiO}_2$ -tartalom ( $b$ ) és a  $\text{MnO}_2$ -tartalom ( $c$ ) is:

$$A = a \cdot x + b \cdot y + c \cdot z$$

Ugyanakkor az észlelési eredmények gyors neutronterben ( $B$  imp) arányosak a  $\text{SiO}_2$ -tartalommal ( $b$ ), de ezt befolyásolja az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - ( $a$ ) és a  $\text{MnO}_2$ -tartalom ( $c$ ) is:

$$B = a \cdot u + b \cdot v + c \cdot w$$

A besugárzás befejezése utáni 60–65 perc között kapott észlelési eredmények lassú neutronterben ( $D$  imp) arányosak a  $\text{MnO}_2$ -tartalommal ( $c$ ), ezt a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom ( $d$ ) gyakorlatilag nem befolyásolja:

$$D = f(c)$$

Ugyanakkor gyors neutronterben ( $E$  imp) az eredmény elméletileg arányos a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalommal ( $d$ ), de gyakorlatilag nem értelmezhető:

$$E = f(d)$$

Az  $a$ ,  $b$  és  $c$  értékei az  $A$ ,  $B$  és  $D$  mérési eredményekből meghatározhatók

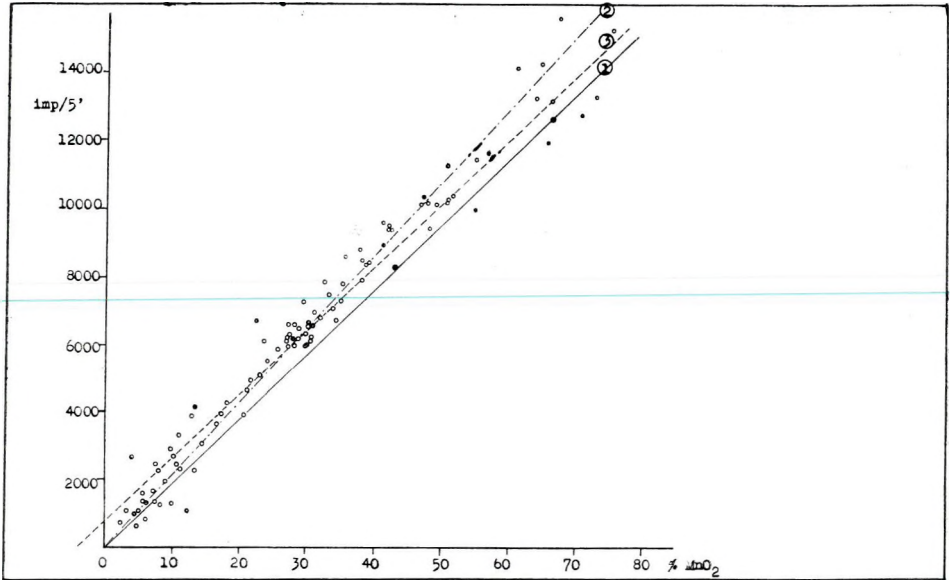
A  $D = f(c)$  összefüggés tapasztalati értékei az 1. ábrán láthatók. Az etalonnak tekintett, vegyszeti kutatólaboratóriumban teljes elemzésnek alávetett, két mintát pontok jelölik.

Részletesen vizsgáltuk a  $D$ -ből számított  $c'$  és a kémiai elemzéssel meghatározott  $c$  eltéréseinek ( $\Delta c$ ) gyakorisági eloszlását, középértékének és szórásának alakulását:

	számított	
	középérték	szórás
Eltérés 100 db üzemi mintából	-0,05%	$\pm 5,54\%$
Eltérés 2 db etalonmintából	+4,29%	$\pm 3,67\%$
Eltérés 10 db, az etalonmintáktól legkisebb eltérést mutató üzemi mintából	+0,07%	$\pm 3,65\%$

Ezek az adatok azt mutatják, hogy az etalonminták alapján meghúzott hitelesítő egyenes ( $D = 188,5 \cdot c'$ ) (1. ábra 1. vonala) körül kb. fele akkora szórással, de +4%-nál nagyobb konstans eltéréssel helyezkednek el az észlelési adatok, mint a 100 db üzemi laboratóriumban elemzett minta felhasználásával szerkesztett egyenes ( $D = 215 \cdot c'$ ) (1. ábra 2. vonala) körül. Feltehető tehát, hogy a már említett szisztematikus eltérés +4,29%. Ugyanerre a következtetésre jutunk, ha a hitelesítő egyenest az etalonok alapján meghúzott egyenessel párhuzamosan úgy toljuk el, hogy -4,29%  $\text{MnO}_2$ -nál érje el a  $D = 0$  értéket (1. ábra 3. vonala). Így a szórás értéke nem növekszik, de a  $\Delta c$  középértékének nagysága közel 0-ra csökken.

Megvizsgáltuk az aktiválással nyert  $\text{MnO}_2\%$  ( $c'$ ), valamint az aktiválósos és vegyi analízissel kapott eredmények közti eltérés ( $\Delta c$ ) összefüggését. A korrelációs együttható 0,694, a kapcsolat tehát laza; az eltérések nagysága nem függ a  $\text{MnO}_2$ -tartalomtól. A  $\Delta c$  gyakorisági eloszlása csak akkor lenne mérvadó az eljárás megítélésére, ha a kémiai elemzés hibamentes lenne. A vegyi elem-



1. ábra. Vegyileg meghatározott  $MnO_2$ -koncentráció a lassú neutronok hatására 60 – 65 perc között mért impulzusszám függvényében

1. Etalonminták alapján húzott hitelesítő egyenes, 2. 100 db minta alapján húzott hitelesítő egyenes, 3. 10 db, az etalonmintáktól legkisebb eltérést mutató üzemi minta alapján húzott hitelesítő egyenes

Фиг. 1. Концентрация  $MnO_2$ , определенная химическим анализом, в зависимости от импульсов, измеренных между 60 – 65 мин. после облучения медленными нейтронами

1. Градуировочная кривая, построенная по эталонным образцам, 2. Градуировочная кривая, построенная по 100 образцам, 3. Градуировочная кривая построенная по 10 производственным образцам с наименьшим отклонением от эталонных образцов

Fig. 1. Concentration of  $MnO_2$  as determined chemically in the function of pulse number measured within 60 – 65 minutes after the exposure to slow neutrons

1. Calibration curve plotted on the basis of etalon samples, 2. Calibration curve plotted on the basis of 100 samples, 3. Calibration curve plotted on the basis of 10 production samples showing minimal deviation from etalon samples

zés tényleges hibáját nem ismerjük. Az aktiválásos eljárás megbízhatóságáról azonban képet nyerhetünk, ha reprodukálhatóságát meghatározzuk. A reprodukciós vizsgálat eredményeként azokat az adatokat, amelyeket a kémiai elemzéssel való összehasonlításból lehet levezetni, hibásaknak kell tekinteni. A hiba, amelyet a kémiai elemzés és az aktiválásos elemzés reprodukálási eltéréseinek összegeződése eredményez, lényegében a pontatlan súlymérésből, a rövid idejű természetes aktivitásmérésből, a nedvességtartalomból, statisztikus fluktuációból, a műszerstabilitás ingadozásából, geometriai bizonytalanságokból és főleg a kézi kezelésből származik. Az így elkövetett hibák véletlen jellegűek, mert a reprodukálási eltérések középértéke csupán  $+0,05 MnO_2\%$  és gyakorisági eloszlásuk követi a Gauss-eloszlást.

Az egyik eredeti célkitűzés – ipari kívánságra – a vastartalom meghatározása volt  $Fe^{56}(n, p)Mn^{56}$  magreakcióval. A vastartalom eloszlásának változása a mangánérc-mintában nem karakterisztikus. A vastartalom ismerete azonban technológiai szempontból fontos. Ezért részletesen vizsgálni kell az

$E = f(d)$  függvényt. Gyors neutronokkal aktivált minták 60–65 perc között mért  $E$  aktivitását a  $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$  függvényében korrelációs számítással megvizsgáltuk. A korrelációs együttható 0,279. Ez egybevág azzal, hogy irodalmi adatok szerint is (Lejpuszkaja–Gauer–Florov, 1959) 0,1% mangántartalom aktiválás szempontjából 40% vastartalommal egyenértékű.

A mangántartalom ismeretében meghatározható a  $\text{SiO}_2\%$  ( $b'$ ) és  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  ( $a'$ ):

$$a' = K_v \cdot (A - c') \cdot K_z - K_y \cdot (B - c') \cdot K_w$$

$$b' = K_x \cdot (B - c') \cdot K_w - K_u \cdot (A - c') \cdot K_z$$

A  $K$  konstansok értékei a neutronfluxustól és detektorérzékenységtől függenek és tapasztalati úton meghatározhatók.

Az aktiválós analízis útján kapott  $\text{SiO}_2\%$ -értékek ( $b'$ ) és a vegyileg meghatározott  $\text{SiO}_2\%$ -értékek ( $b$ ) korrelációja pozitív és szoros, ezt mutatja a korrelációs együttható 0,999 értéke.

A  $\text{SiO}_2$ -meghatározásoknál is megvizsgáltuk a kémiai és aktiválós értékek eltérését ( $\Delta b$ ). Ennek legvalószínűbb értéke  $-1,32\%$ , szórása pedig  $+2,83\%$ . A  $\Delta b$  értékek és a  $b'$  koncentrációértékek között összefüggés nincs. Ezt a korrelációs együttható  $+0,224$  értéke bizonyítja.

Az aktiválós analízissel meghatározott  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ -értékek 2–31%-os koncentrációtartományt ölelnek fel. A minták  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -értékeit vegyileg nem határozták meg, így méréseinket nem volt mihez hasonlítani. Itt is végeztünk azonban ellenőrző reprodukciós vizsgálatokat. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ra a koncentráció reprodukciós eltéréseinek középértéke és szórása  $+0,25 \pm 1,80\%$  volt,  $\text{SiO}_2\%$ -ra pedig  $-0,11 \pm 0,56\%$ .

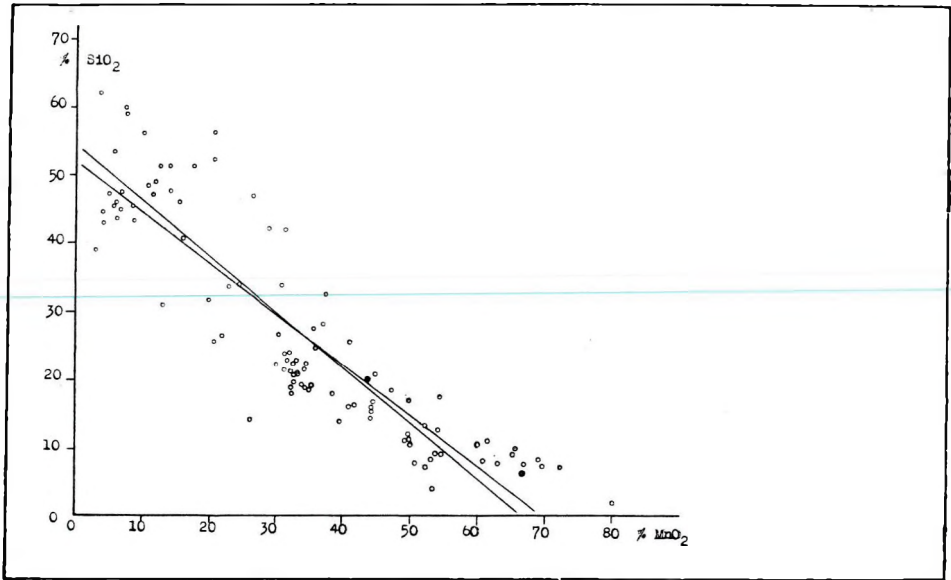
Az ipari vegyvizsgálatoknál a mangánérc alumíniumtartalmával nem foglalkoznak, mert az érc minősítésében ennek nincs szerepe. A földtani értékelésnél azonban a mangán-, alumínium- és szilíciumváltozás kapcsolata igen jelentős lehet. Fúrólukszelvényezésnél különösen kedvező lenne, ha összefüggést találnánk valamely rövid besugárzási idővel aktiválható elem és a mangántartalom között. Ezért megkerestük az összefüggéseket az  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  ill. a  $\text{SiO}_2\%$  és a  $\text{MnO}_2\%$ , valamint az  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  és  $\text{SiO}_2\%$  között. A korrelációs számítás eredményei:

#### Korrelációs együttható

$\text{MnO}_2\% - \text{Al}_2\text{O}_3\%$	$-0,583$
$\text{MnO}_2\% - \text{SiO}_2\%$	$-0,960$
$\text{Al}_2\text{O}_3\% - \text{SiO}_2\%$	$+0,342$

Ebből megállapítható, hogy a kapcsolat a  $\text{MnO}_2\%$  és  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  között laza, a  $\text{SiO}_2\%$  és  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  között pedig lényegében nincs. Figyelemre méltó azonban a  $\text{MnO}_2\%$  és  $\text{SiO}_2\%$  közötti szoros negatív korreláció. A  $\text{MnO}_2$ -tartalom növekedésével a mangánérc  $\text{SiO}_2$ -tartalma törvényszerűen csökken (2. ábra).

A mangánkoncentráció-meghatározás nagyobb pontosságának elérésére vizsgálatokat végeztünk hosszabb aktiválási idővel is. Ebben az esetben az alumínium és szilícium meghatározásától el kell tekinteni, mert a mangán nagy aktiválódóképessége miatt jelentkező magas impulzusszám mellett az alumíniumból és szilíciumból eredő impulzusszám elenyésző.



2. ábra. Aktiválással meghatározott  $\text{MnO}_2\%$  és  $\text{SiO}_2\%$  összefüggése  
 Фиг. 2. Соотношение между  $\text{MnO}_2\%$  и  $\text{SiO}_2\%$ , определенными с активацией  
 Fig. 2. Relationship between  $\text{MnO}_2\%$  and  $\text{SiO}_2\%$  as determined by activation.

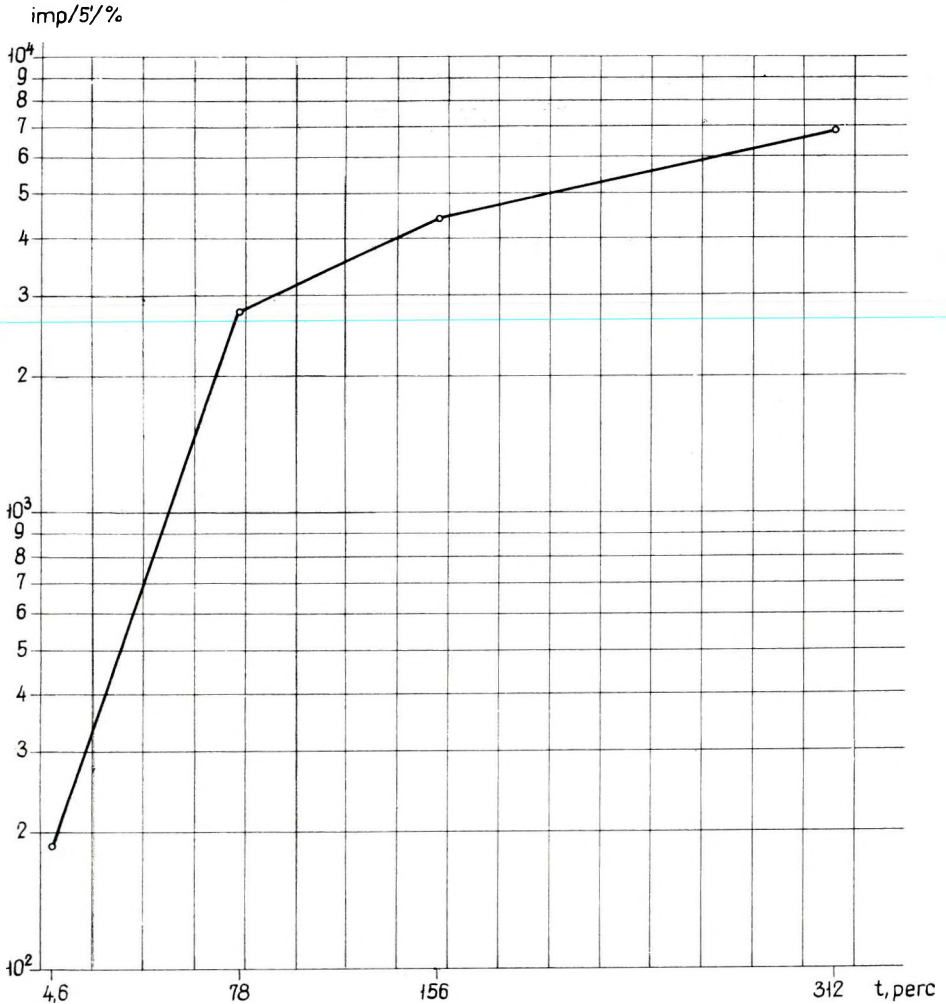
Ebből a célból 3–3 db különböző  $\text{MnO}_2$ -koncentrációjú és többször megmért mintát aktiváltunk 78, 156, ill. 312 percig, azaz a felezési idő 1/2, 1 és 2-szereséig lassú neutrontérben. Az egy órai várakozás után 5 perces méréssel kapott eredmények 1%  $\text{MnO}_2$ -re vonatkoztatva a 3. ábrán láthatók (középvértékek). Az érzékenységnövekedés a következő:

Aktiválási idő	Imp/% $\text{MnO}_2$	Statistikus hiba	Statistikus hibával egyenértékű $\text{MnO}_2\%$
4,6 perc	188,5	$\pm 81$ imp	$\pm 0,43\%$
78 perc	2731	$\pm 295$ imp	$\pm 0,11\%$
156 perc	4404	$\pm 410$ imp	$\pm 0,095\%$
312 perc	6783	$\pm 520$ imp	$\pm 0,077\%$

A statisztikus fluktuációval azonos értékű  $\text{MnO}_2\%$  koncentráció-érzékenység természetesen itt is csak akkor érhető el, ha a mérésből – pl. automatizálással – a szubjektív tényezőket kizárjuk.

A vizsgálatsorozat végeredménye értelmében a kőzetminta  $\text{MnO}_2$ -,  $\text{SiO}_2$ - és  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -koncentrációja egy mintán egy aktiválással meghatározható. A kísérlet tapasztalati eredményei:

	Reprodukálással		Szabvány szerint
	középvérték	szórás	
$\text{MnO}_2\%$	$+0,05\%$	$\pm 1,21\%$	$\pm 0,3\%$
$\text{SiO}_2\%$	$-0,11\%$	$\pm 0,56\%$	$\pm 0,3\%$
$\text{Al}_2\text{O}_3\%$	$+0,25\%$	$\pm 1,80\%$	$\pm 0,2\%$

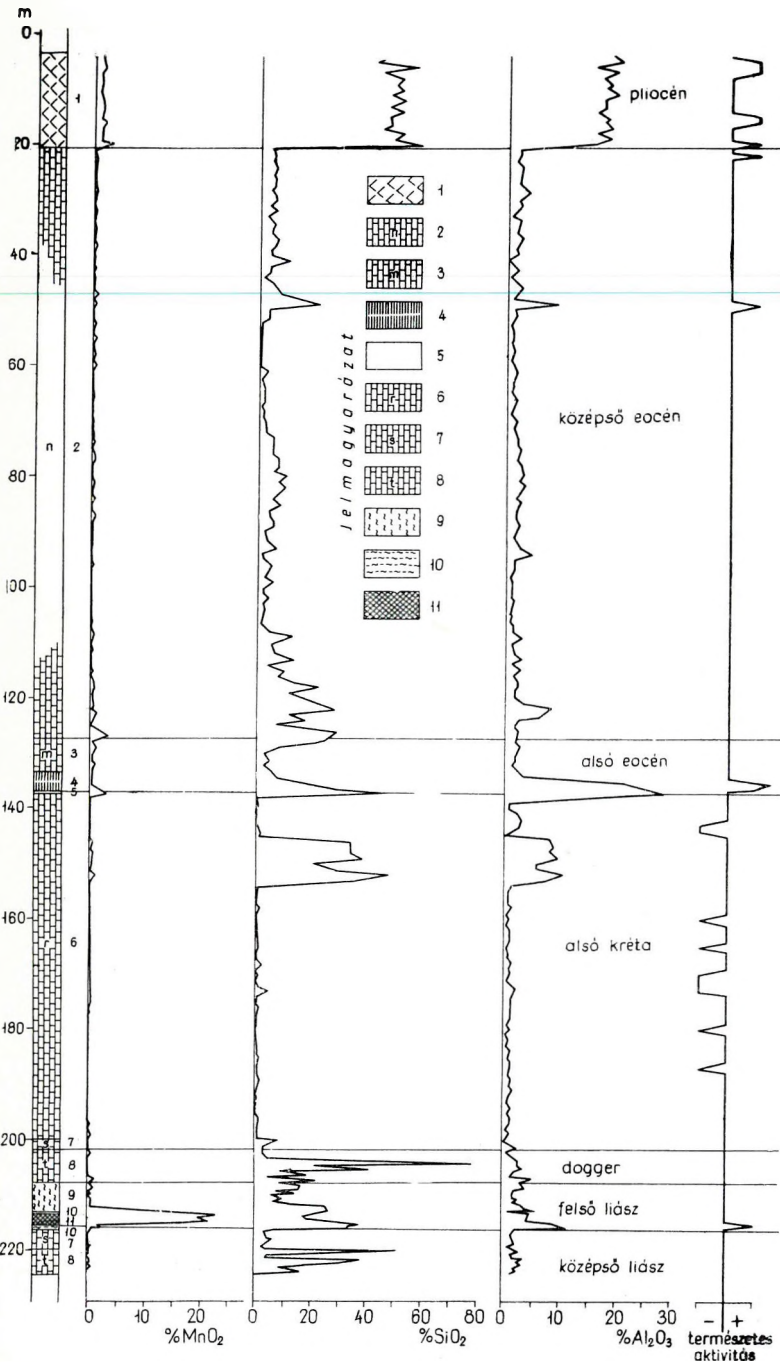


3. ábra. Lassú neutronok hatására 60 – 65 perc között mért impulzusszám az aktiválási idő függvényében

Фиг. 3. Число импульсов, измеренных между 60–65 мин. после облучения медленными нейтронами, в зависимости от продолжительности активации

Fig. 3. Pulse number measured in the interval of 60 – 65 minutes after exposition to slow neutrons plotted against duration of activation

A MSz 8290 T sz. szabványtervezetben előírt pontosságot aktivációs analízissel nem értük el. A reprodukciós vizsgálat szórás értékei meghaladják a módszer statisztikus fluktuációjából származó hibahatárokat, 4,6 perces besugárzási idő és a három komponens egyidejű meghatározása mellett. Ez a pontosság azonban az ipari igényeket kielégíti. Stabilabb műszerekkel, a mintakezelés automatizálásával, időméréses műveleti vezérléssel, a besugárzási és észlelési idő növelésével ez a pontosság fokozható.



4. ábra. Mangán-kutatófúrás mintáinak aktiválással meghatározott  $\text{MnO}_2\%$ ,  $\text{SiO}_2\%$  és  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  koncentrációértékeinek változása

1. bazalt, 2. nummuliteszes mészkő, 3. miliolinás mészkő, 4. szenes agyag, 5. bauxitos agyag, 6. rekviénias mészkő, 7. szürke mészkő, 8. tűzköves mészkő, 9. ammoniteszes márga, 10. radioláriás agyagmárga, 11. karbonátos mangánérc, természetes aktivitás

Фиг. 4. Изменение значений концентрации  $\text{MnO}_2\%$ ,  $\text{SiO}_2\%$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ , определенных путем активации образцов, взятых из разведочной скважины на марганец

1. базальт, 2. нуммулитовый известняк, 3. милиолиновый известняк, 4. глина бокситовая, 5. глина с прослойками угля, 6. известняк с реквиениями, 7. серый известняк, 8. известняк с роговицами, 9. мергель с аммонитами, 10. глинистый мергель с радиолариями, 11. карбонатная марганцевая руда естественная активность

Fig. 4. Variation of concentration values of  $\text{MnO}_2\%$ ,  $\text{SiO}_2\%$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  determined by activation of samples taken from an exploratory drilling

1. Basalt, 2. Nummulitic limestone, 3. Miliolinic limestone, 4. Coal-clay, 5. Bauxite-clay, 6. Requiénitic limestone, 7. Grey limestone, 8. Limestone with cherts, 9. Ammonitic marl, 10. Radiolarian clayey marl, 11. Carbonaceous manganese ore, natural activity



Az eljárás ellenőrzésére mangánércutató fúrás konkrét mintaanyagát is megvizsgáltuk (242 db). A mélyfúrás földtani szelvényét és az elemzések szelvényét a 4. ábrán láthatjuk. Legmagasabb természetes aktivitást mutat a 136,00 m-ben fekvő szenes agyag. A 10 db viszonylag magas aktivitású minta közül 6 db bazalt, 1 db pedig szenes agyag. Ezek az észlelések megfelelnek a természetes radioaktív elemek természetbeni eloszlására vonatkozó ismereteknek. A 216,00 m-ben levő karbonátos mangánérc alján magasabb az aktivitás. Az úrkúti mangántartalmú kőzetek és kísérő zöldes színű feküagyagjaik egy részének viszonylag magas a természetes aktivitása (Méhes, 1955). Mészközönába 1 db magasabb aktivitású minta esik. Ezt az adatot hibásnak tekintjük. A 49,50 m-ben mutatkozó magasabb aktivitás a magasabb szilícium- és alumíniumértékhez kapcsolódik. Itt valószínűleg fel nem ismert agyagcsík van a mészkőben.

Alacsony aktivitást az alsó krétakori rekvienciás mészkő 10 db mintáján észleltünk. Ez is megfelel a radioaktív elemek természetbeni eloszlásának.

Az aktiválós szelvényezés bizonyos mértékben korrigálta a földtani szelvényt. A földtani anyagvizsgálat szerint például a felső liász korú karbonátos mangánérc 214,20–216,20 m között foglal helyet. Észleléseink szerint a mangántartalom már a 213,50 m-től kezdve ugrásszerűen megnövekszik: a fedőben megjelölt ammoniteszes márga, illetőleg radioláriás agyagmárga is jelentős (13% feletti)  $MnO_2$ -ot tartalmaz.

Jelentős a szilíciumtartalom – kisebb mértékben az alumíniumtartalom – növekedése a mangántelep környezetében.

4,6 percig tartó aktiválással és 60 perc után történő 5 perces észleléssel a mangántelep élesen kiemelkedik, sőt az csekély mangánkoncentráció-változás is kimutatható, amely a mészkövek és az eruptívumok között van. A szilícium- és alumíniumkoncentráció változása az agyagosodás mértékét nagy pontossággal jelzi. A szilíciumtartalom mélyfúrásban történő meghatározására zárt neutronforrás mellett a gyors neutronok lefékezésé miatt nem számíthatunk.

A mangántartalom-meghatározás kidolgozott és gyakorlati példán bemutatott eljárása tehát pontosság szempontjából csaknem egyenértékű a klasszikus vegyi elemzéssel, de annál jóval gyorsabb. Ipari alkalmazásra pontossága is kielégítő. Az egyidejű szilícium- és alumíniumtartalom meghatározások (laboratóriumi vizsgálatoknál) könnyen belátható előnyöket jelentenek a mangánérc-anyagvizsgálatban.

#### IRODALOM

- Belenyikj, B. V. – Lejpunszkaja, D. I. – Szokolov, G. V. – Szpiridonov, G. V. – Tyihomirova, N. L.*: Szpektrálnij aktivacionnij karotazs v oszadocsnih porodah. Jagyernaja geofizika, 81 – 87. Moszkva, 1962.
- Bulasevics, Ju. P. – Suljatyev, Sz. A.*: Optimalnije uszlovija nyepreprivnovo aktivacionnovo karotazsa. Izv. AN SSSR, Ser. Geofiz. 2. 253 – 262. 1960.
- Clark, H. M., Overman, R. T.*: AEC Rept. MDCC – 1329. 1947.
- Coulomb, R.*, Dosage de quelques oligoéléments dans les matériaux géologiques par irradiation neutronique et chromatographie sur papier. Compt. rend. T. 254. No. 25. 4328 – 4329. 1962.

*Feldman, I. I.*: K metodike kolicsestvvennovo opredelenija szoderzsaniya bora i marganca nejtronnimi metodami v plasztah gornih porod. Jagyernaja geofizika, 181 – 205. Moszkva, 1960.

*Glasszon, V. V. – Tyimohin, Je. V. – Vjanzyikov, Je. P.*: Opit primeneniya ekspressznovo aktivacionnovo analiza dlja opregyeleniya aljuminijija, kremnyija i marganca v obrazcah gornih porod. Geofiziceszkie raboti pri resenyiji geologiceszskih zadacs v Vosztocsnoj Szibiri, 202 – 209. Moszkva, 1961.

*Hurley.*: Geol. Soc. Am. Bull. V. 61. No. 1. 1 – 7. 1950.

*Kaipov, R. L. – Lejpunszkaja, D. I.*: Iszpoljzovanyije Po – B nejtronnih isztocsnyikov dlja aktivacionnovo karotazsa v aljumoszilikatnih porodah. Jagyernaja geofizika, 77 – 80. Moszkva, 1962.

*Lejpunszkaja, D. I. – Gauer, Z. E. – Florov, G. N.*: Nejtronnij aktivacionnij analiz obrazcov gornih porod i rudnih koncentratov. Atomnaja enyergija, T. 6. V. 3. 315 – 320. 1959.

*Lobanov, E. M. – Romanov, O. M. – Romanov, M. M. – Khaidarov, A. A.*: Determination of Copper and Manganese Content in Ores by Neutron Radioactivation Analysis. Zsurn. Anal. Himii, T. 16. 25 – 28. 1961.

*Méhes, K.*: Üledékes közeteink radioaktív vizsgálata. II. Mangán. Földtani Közlöny, LXXXV. 386 – 388. 1955.

*Szabóné Drubina M.*: A magyarországi mangánérccek földtani és üledék-ásványtani jellege. Földtani Közlöny, LXXXVII. 3. 261 – 273. 1957.

*Sen'ko-Bulatnyi, J. N.*: Neutronometry of Holes in Deposits of Manganese and Bauxites. Izv. AN SSSR. Ser. Geofiz. No. 3. 476 – 479. 1959.

*Tatár, J.*: Anwendung der Neutronen-Induzierten Reaktion zur Schnellanalyse von Bauxit. Acta Technica Acad. Sci. Hung. T. 47. Fasc. 3 – 4. 455 – 466. 1964.

*Tatár, J. – Béress, M.*: Neutron-Activation Analysis of Bauxites and Coals with Portable Neutron-Sources. Proc. Nuclear Geophysicists Conf. Cracow. 459 – 481. 1962.

Д. КАРАШ

## О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ОБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕРЕНИЯ ВОЗБУЖДЕННОГО ПОТЕНЦИАЛА

Новая техника измерения возбужденных потенциалов позволяет исключить возмущающий эффект удельного сопротивления горных пород. В настоящей работе рассматриваются возможности применения данного метода для выделения каменных углей и сульфидных руд в условиях Венгрии.

GY. KARAS:

## SOME PROBLEMS OF THE GENERATION AND MEASUREMENT OF THE POLARISATION POTENTIAL

A new technique of polarisation potential measurements permits the elimination of disturbing effects due to the specific resistivity of the rocks. The paper describes the possibility of employing this method for detecting coal and sulphidic ore in Hungary.

## A GERJESZTETT POTENCIÁL KIALAKULÁSÁNAK ÉS MÉRÉSÉNEK NÉHÁNY KÉRDÉSE

KARAS GYULA

A mélyfúrési geofizika kezdettől fogva alkalmazza a gerjesztett potenciál mérését.

Az eljárás azon a tapasztalaton alapszik, hogy kőzetekben áram hatására olyan másodlagos elektromos tér keletkezik, amely az áram kikapcsolása után bizonyos ideig fennáll, s potenciálja időben csökken.

Fúrólukban a gerjesztett potenciál mérése annyiban tér el a szokásos ellenállásméréstől, hogy a pulzátor áramköri szelete — 15–20 Hz frekvencia mellett — minden második félperiódusában szolgáltat áramot s a keletkezett gerjesztett potenciál mérése a kimaradó félperiódusban történik. A gerjesztő áramerősség állandó.

A jelentős mérési anyagból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a gerjesztett potenciál-görbék alakra és differenciáltságra hasonlatosak az ellenállás görbékhöz. A rétegsor taglalásában, illetve a hasznos ásványi anyag jellemzőinek megismerésében lényeges többletet nem szolgáltatnak. Ennek tulajdonítható, hogy a rutinszerű elektromos mérés-komplexusból a gerjesztett potenciál mérés ki is maradt.

Később némely képződmény fajlagos ellenállása hatásának kiküszöbölésére alkalmazták az ún. relatív gerjesztett potenciál mérését, amelynél interpre-

tációs paraméterként nem a gerjesztett potenciál különbséget  $\Delta V_{gp}$ -t, hanem az úgynevezett polarizációs szuszceptibilitás értéket  $\frac{\Delta V_{gp}}{\Delta V_g}$ -t képezték és használták fel. ( $\Delta V_g$  az áram folyás alatti félperiódusban mért ohmikus feszültségesség.)

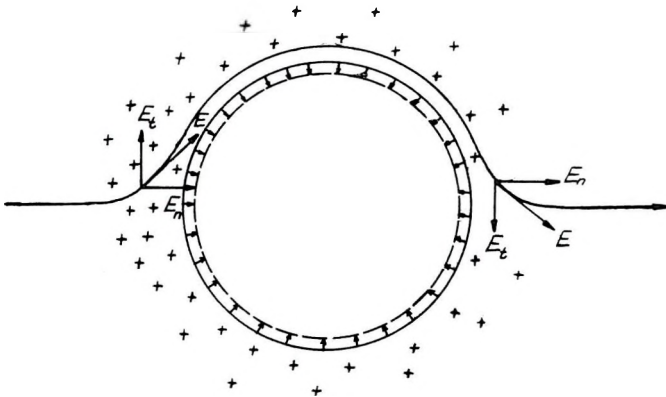
Vizsgálataink célja annak eldöntése volt, hogy a rendelkezésünkre álló karottázs berendezéssel, félautomatikus áramszabályozással felvehető polarizációs szuszceptibilitás értékeket mennyire lehet hazai vonatkozásban felhasználni a rétegsor taglalására, egyes rétegek – főképen kőszenek – kimutatására és esetleg minőségi tulajdonságaik megállapítására.

### A gerjesztett polarizáció kialakulása

Elektromos vezetőképességgel rendelkező képződményeknél (ide tartoznak a hintett ércesedés válfajai is) a gerjesztett polarizáció elektróda folyamatokként értelmezendő, vagyis a fellépő potenciálkülönbséget az elektromos vezetőképességgel rendelkező közeg anódos és katódos folyamatai határozzák meg. Az elektronos gerjesztési jelenségnek ez a legjobban megvizsgált formája.

Az ionosan vezető kőzeteknél fellépő polarizációnak korszerű elmélete a következőkben foglalható össze.

A közhézagterefogatot kitöltő folyadék ionjai szelektív adszorpciót mutatnak. Ennek következtében a szilárd kőzet-szemcsén kettős réteg alakul ki (1. ábra). Az ábra szerint ( $\rho < 0$ ) a kettős réteg szilárd burka negatív, míg a diffúz jellegű külső burk pozitív töltésű. Külső tér hiányában, a kettős réteg szilárd burkának elektrosztatikus vonzása az egyetlen elektromos erő, amely a diffúz jellegű rétegre hat úgy, hogy a diffúz réteg felületi töltéssűrűsége min-



1. ábra. Ionosan vezető kőzeteknél kialakuló gerjesztett polarizáció

Фиг. 1. Возбужденная поляризация, образующаяся в горных породах с ионной проводимостью

Fig. 1. Induced polarisation in rocks of ionic conductivity

den pontban egyenlő a megkötött rétegben levő töltéssűrűséggel. Külső tér felléptekor a tangenciális térosszetevő a kettős rétegben nem tudja a töltéssűrűséget lényegesen megváltoztatni, csak az oldatban vált ki vezetést. A normális irányú összetevő pedig a kettős réteg terével összeadódva növeli, vagy csökkenti a diffúz réteg töltéssűrűségét. Ennek következtében a részecske egyik oldalán töltéstöbblet, másik oldalán töltéshiány lép fel, azaz a részecske olyan dipólhoz lesz hasonló, amelynek tere egybeesik a gerjesztő tér irányával s megadja a gerjesztett polarizációs potenciál előjelét.

### A relatív gerjesztett potenciálmérések elvi alapja

IHa feltesszük, hogy áram hatására a közet polarizálódik, akkor a térfogat-egység dipol-momentuma

$$P = -cE = -c\varrho j = -kj.$$

ahol  $c$  a közegre jellemző konstans,  
 $E$  a gerjesztő térerősség,  
 $j$  az áramsűrűség,  
 $\varrho$  a közeg fajlagos ellenállása.

Szimmetrikus 3  $\overline{MN} = \overline{AB}$  elektróda elrendezéssel – homogén végtelen kiterjedésű feltérnél – a polarizációnak megfelelő gerjesztett potenciálkülönbség a mérőelektródákon

$$\Delta V_{gp} = \frac{ki}{a}.$$

Ugyanezen elektródák között az ohmikus feszültségesés

$$\Delta V_{\varrho} = \frac{\varrho i}{2\pi a},$$

ahol  $i$  az áramerősség,  
 $a$  a mérőelektródák távolsága.

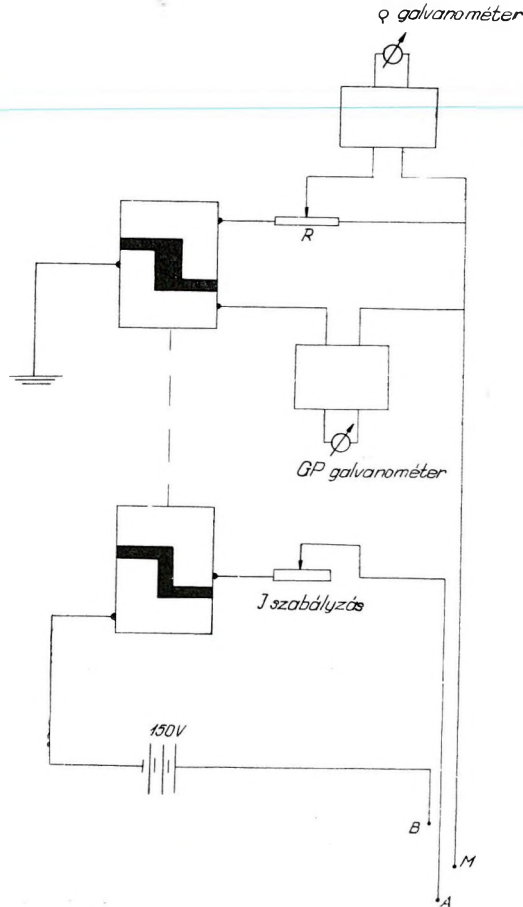
A két érték hányadosát képezve, közetparaméterként „S”-t, a gerjesztett polarizáció szuszceptibilitását kapjuk.

$$S = \frac{\Delta V_{gp}}{\Delta V_{\varrho}} = \frac{\frac{ki}{a}}{\frac{\varrho i}{2\pi a}} = \frac{\frac{c\varrho i}{a}}{\frac{\varrho i}{2\pi a}} = 2\pi c.$$

Látható, hogy „S” csak az anyagra jellemző, sem a fajlagos ellenállást, sem az áramerősséget nem tartalmazza.

### A relatív gerjesztett potenciál fűrólyukbeli mérése

Fűrólyukbeli méréseknél a  $\frac{\Delta V_{gp}}{\Delta V_Q}$  hányadost úgy képezzük, hogy a nevezőben szereplő  $\Delta V_Q$  értéke a bevezetett áram erősségének (félautomatikus, kézi) szabályozásával állandó legyen.



2. ábra. A relatív gerjesztett potenciál mérésének elvi sémája

Фиг. 2. Принципиальная схема измерения относительного возбужденного потенциала

Fig. 2. Block diagram of the measurement of the relative polarisation potential

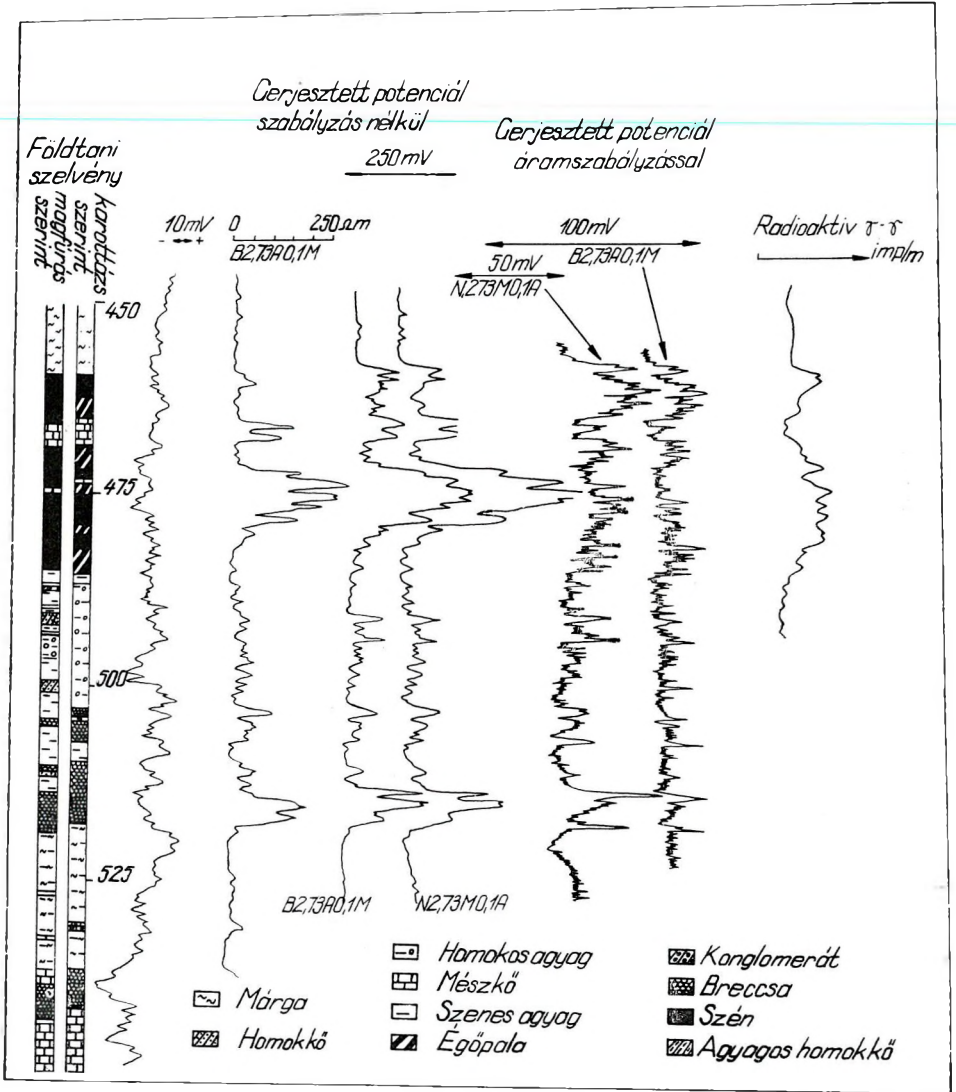
A mérés elvi vázlatát a 2. ábra mutatja. Az ellenállás mérőkörben az R potenciométer a  $\Delta V_Q$  feszültség leosztására szolgál.

A méréseknél a 0,26; 0,1 m-es ellenállásmérésre is az általánosan használt ólomelektrodás normál kábelszondákat alkalmazzuk.

A kísérleteknél a gerjesztőáram bevezetésének időtartama 15 Hz-es pulzator frekvencia mellett, 0,03 sec volt, ezt követte 0,01 sec múlva a 0,015 sec-ig tartó mérési idő.

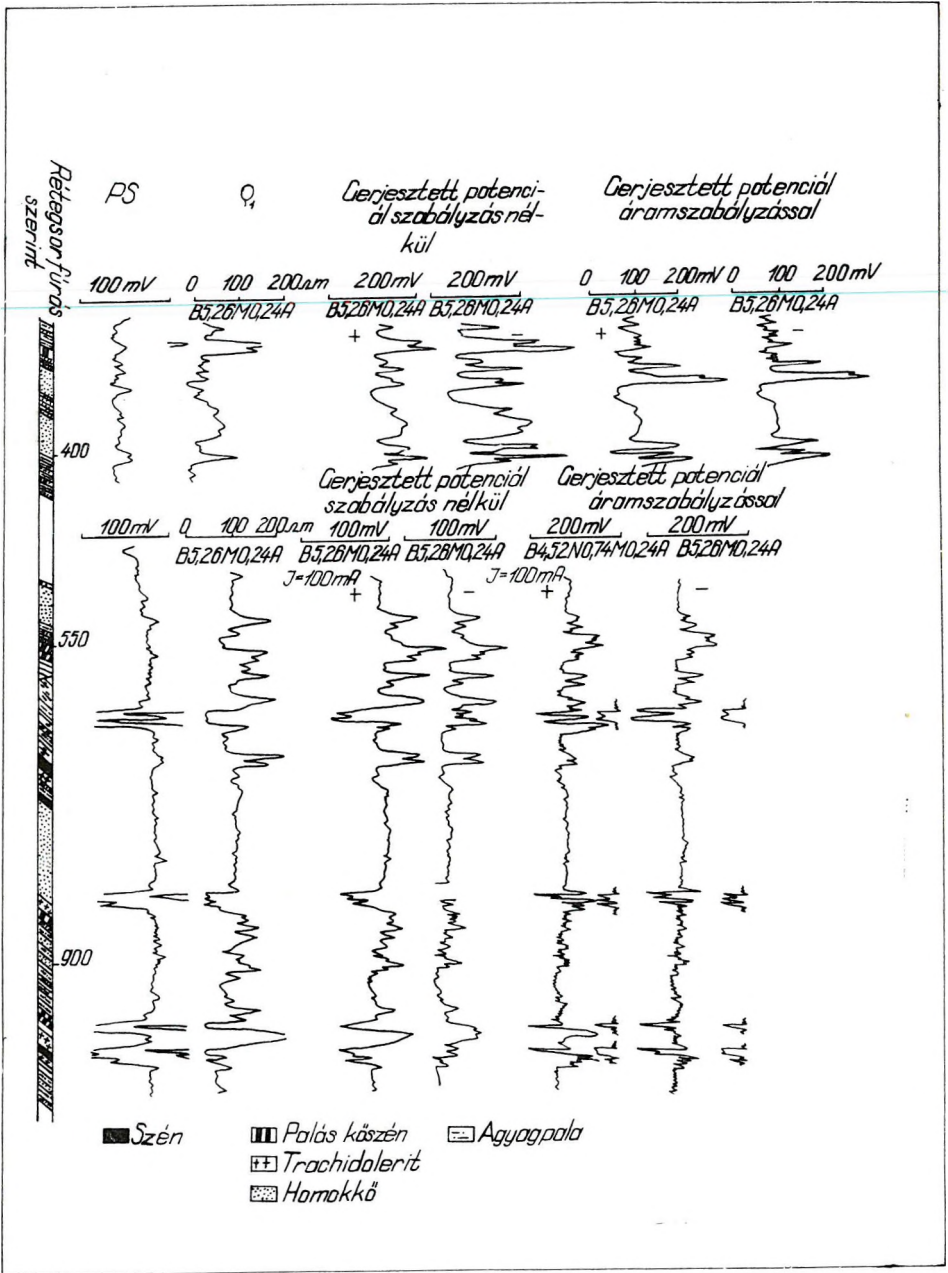
A mérési anyag értelmezése

A 3. ábrán a Solymár 72 sz. kőszénkutató fúrás egy szakasza látható. A telepeket tartalmazó összlet 460–485 m között helyezkedik el, agyagos és mészköves betelepülésekkel. Az ellenállásgörbén a közbetelepült mészkövet



3. ábra. Solymár 72 sz. fúrás ellenállás és gerjesztett potenciál szelvénye  
 Фиг. 3. Кривые кажущегося сопротивления и возбужденного потенциала скважины Шоймар 72

Fig. 3. Resistivity and polarisation potential logs of the Solymár 72 borehole



4. ábra. Komló 163 sz. fúrás ellenállás és gerjesztett potenciál szelvénye

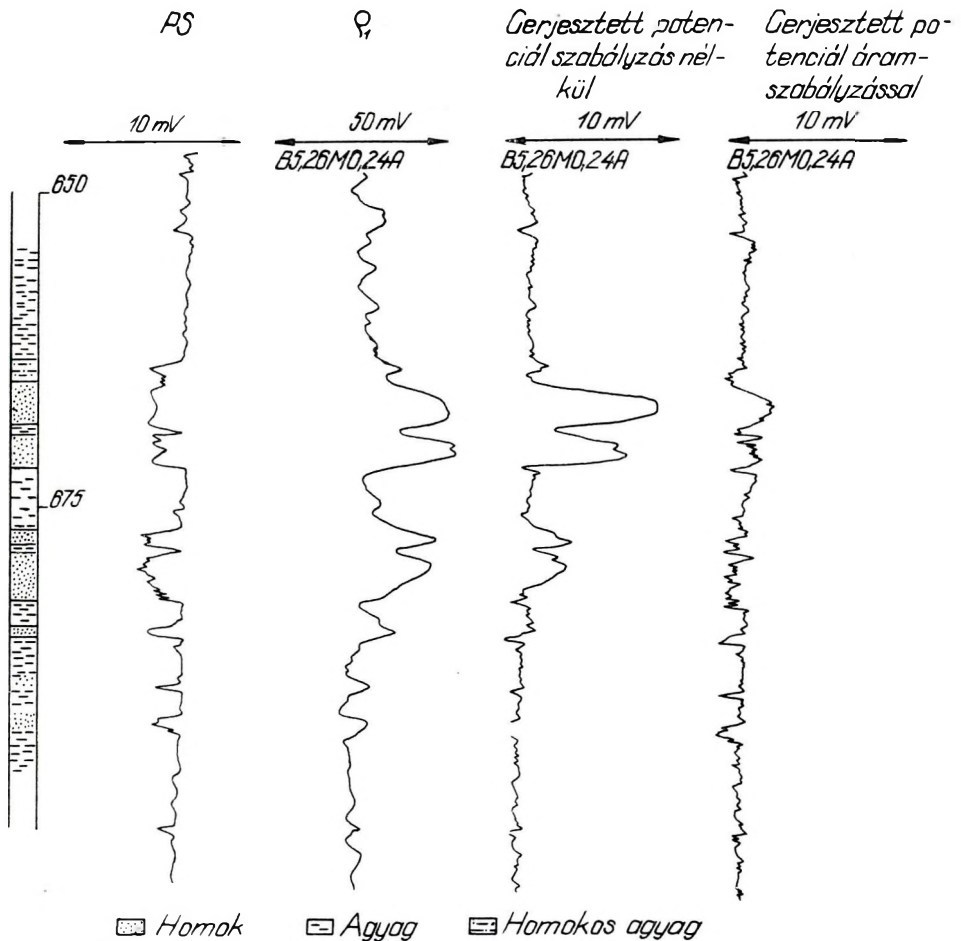
Фиг. 4. Кривые кажущегося сопротивления и возбужденного потенциала скважины Комло 163

Fig. 4. Resistivity and polarisation potential logs of the Komló 163 borehole



nem tudjuk elkülöníteni. A szokásos – áramszabályozás nélkül felvett – gerjesztett potenciálgörbék alakra és tagoltságra igen hasonlóak az ellenállásgörbéhez. A szabályozással, egy- és kétpólusú, azonos szondaelrendezéssel felvett görbékben a barnakőszeneknél átlagértékeket kapunk, s ennél valamivel alacsonyabbat a 466 m-ben elhelyezkedő tiszta mészkőnél. A lokális maximumoknak agyagos közbetelepülések felelnek meg. A mért szakaszon 513, és 517 m-ben jelentkezik olyan gerjesztett potenciál maximum, amely az ellenállás hatástól függetlenül is egyértelmű a relatív gerjesztett potenciálgörbén. Ez a rész a földtani leírás szerint homokköves, breccsás réteg.

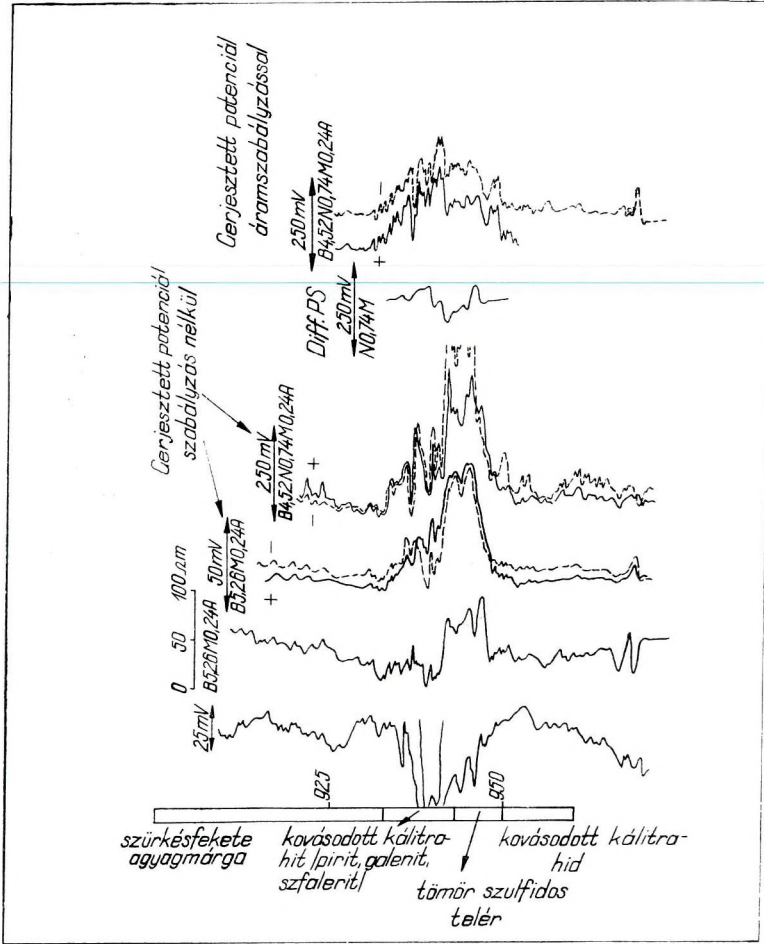
A 4. ábrán a Komló 163 sz. kőszénkutató fúrás két szakasza látható. Az 540 – 620 m-ig tartó szakaszt három helyen diabáz törte át és kokszosította



5. ábra. Jászládány 1 sz. fúrás ellenállás és gerjesztett potenciál szelvénye

Фиг. 5. Кривые кажущегося сопротивления и возбужденного потенциала скважины Ясладань 1

Fig. 5. Resistivity and polarisation potential logs of the Jászládány 1 borehole



6. ábra. Telkibánya 2 sz. fúrás ellenállás és gerjesztett potenciál szelvénye

Фиг. 6. Кривые кажущегося сопротивления и возбужденного потенциала скважины  
Телкибанья 2

Fig. 6. Resistivity and polarisation potential logs of the Telkibánya 2 borehole

a kőszéntelepeket. Ezeket a zónákat az ellenállás görbe és a PS görbe egyértelműen jelzi. Az áramszabályozás nélkül felvett gerjesztett potenciál görbék, az általános tapasztalatnak megfelelően, hasonlóak az ellenállásgörbékhez, illetve a gerjesztő áram irányától függően magukon viseli a kontakt zónák erős PS hatását. Az áramszabályozással kapott görbék, a koksos zónák kivételével, lesimított menetűek. A koksos zónákkal kapcsolatos minimumok pedig az alacsony – csaknem zérus – ellenállás miatt bekövetkező áramszabályozási elégtelenség folytán lépnek fel. A koksos zónáknál a görbe rövid részletei a  $\Delta V_Q$  szabályozott szintjeit jelzik. A fúrás felső 380–405 m közötti szakaszán

az alacsony ellenállású agyagpalás szakaszok magasabb gerjesztett potenciált mutatnak. Egybevetve a mérési anyagot, sem a kocszos sem az érintetlen kőszéntelek nem választhatók ki relatív gerjesztett potenciálértékük alapján; az agyagpalák helyi maximumokat mutatnak.

Az 5. ábrán a Jászladány 1 sz. fúrás 650–700 m közötti szakaszát ábrázoltuk. Rétegsora fiatalokorú, homokos-agyagos. Az ellenállásgörbét és a szabályozás nélkül felvett gerjesztett potenciálgörbét egybevetve, a homokrétegek általában hasonló menettel jelentkeznek. Ezzel ellentétben a 655–662 m közötti két homokréteg egymáshoz viszonyított értékei megfordultak, s a felső réteg nagyobb gerjeszthetőségét az áramszabályozással kapott görbe kicsiny abszolút-értékű maximuma is mutatja.

A 6. ábrán a Telkibánya 2 sz. fúrás 910–970 m közötti szakasza látható. Ezen a szakaszon (933–940 m között) szulfidos ércek: galenit, szfalerit, pirit tartalmú telérek találhatók, helyenként hintett, helyenként tömzsös kifejlődésben. A szabályozás nélküli gerjesztett potenciálgörbék (kétféle szonda-konfigurációval és mindkét esetben fordított áramiránnyal is regisztrált görbék) az ellenállásgörbéhez hasonlóak. Az említett szakasz alsó felének ellenállás és gerjesztett potenciál értéke jóval magasabb a felső résznél. Az áramszabályozással kapott gerjesztett potenciál görbéken az előbbi viszony megfordul, összhangban a kőzettani összetétel változásával. Az ércesedés határolását és minőségi elkülönítését illetően a relatív gerjesztett potenciálgörbe teljes értékű. A 968 m-ben található anomália szintén vékony, ércesedett telérnek felel meg.

### Összefoglalás

Célunk volt, hogy megvizsgáljuk a jelenlegi technikával kapható relatív gerjesztett potenciálok használhatóságát a fúrólukszelvényezésben. Megállapíthatjuk, hogy az eljárás jelenlegi formájában hazai kőszeneink vizsgálatában lényeges többletet az eddigiekhez képest nem ad. Ennek oka hazai kőszeneink (fekete és barna) tulajdonságaiban (kis szénültség) keresendő. Érces (szulfidos) formációk kutatásánál azonban sikerrel alkalmazható ez az eljárás a kifejlődés határolására és megközelítő minőségi osztályozására. A módszer további vizsgálatot követel, ki kell terjeszteni egyéb ionosan vezető képződményekre is. Az irodalomban közölt laboratóriumi mérési adatok szerint ionosan vezető kőzeteknél a gerjesztett polarizáció két összetevőből áll. A hosszabb gerjesztési és lecsengési idővel rendelkező komponens a képződmény polarizálhatóságára inkább jellemző. Emellett ezek a képződmények, vizsgálatok szerint, nem is teljesítik maradéktalanul a  $\frac{\Delta V_{gp}}{\Delta V_0}$  hányados ellenállástól való függetlenségének követelményét. A módszertani vizsgálatokat elsősorban az áramerősség növelése és a hosszabb (sec nagyságrendű) gerjesztési idő irányában célszerű végezni.

## IRODALOM

- D. F. Bleil, 1953. Induced Polarization: A Method of Geophysical Prospecting. Geophysics.
- V. A. Meyer, 1960. Fúrólukak karottálása polimetallikus lelőhelyek kutatásánál. Leningrádi Egyetemi Kiadó.
- I. I. Rokityanszkij, 1957. Üledékes kőzetek gerjesztett polarizációjának laboratóriumi vizsgálata. IAN Szerija Geofiziceskaja, No. 2.
- I. I. Rokityanszkij, 1959. Ionosan vezető kőzetek gerjesztett polarizációjának természetéről. IAN Szerija Geofiziceskaja, No. 7.
- V. Scserbakova - I. Pljusznin, 1962. Relatív gerjesztett potenciálok automatikus regisztrációja fúrólukakban. Razvedocsnaja i Promiszlovaja Geofizika, V. 46.
5. Szpravocsnyik Geofizika 1961. Tom. 2. Sz. G. Komarov szerkesztésében.

Ж. КАРАШ

## ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СКВАЖИН, БУРЯЩИХСЯ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Техника измерений, применявшаяся до настоящего времени в скважинах железорудного месторождения Рудабанья для выявления рудных зон, не оказалась эффективной. Использование гамма-спектрометрии с захватом нейтронов для изучения скважин привело к решению этой проблемы, имеющей большое значение и с точки зрения горных работ.

В настоящей работе приводятся результаты применения указанного метода в лабораторных условиях и в условиях скважин.

ZS. KARAS

## GEOPHYSICAL WELL LOGGING IN IRON ORE EXPLORATORY DRILLINGS

In the area of the Rudabánya iron ore deposits the well logging techniques employed in order to detect the ore bodies have been inefficient so far. The utilization of the gamma spectrometry with neutron capture led to the solution of this problem, important in mining, too.

The paper gives a review of the results of the laboratory and downhole application of this method.

## ГЕОФИЗИКАИ ВИЗСГÁЛАТОК ВАСÉРСКУТАТÓ ФÚРÁSОКБАН

KARASNÉ TAMÁS ZSUZSA

Az érckutató fúrásokban végzett geofizikai vizsgálatok célja az ércfeldúsulás helyének kijelölése és az ércanyag minőségének meghatározása.

E feladat megoldására az ércanyag összetétele szövete, fizikai tulajdonságai ismerete alapján meg kell állapítani a legmegfelelőbb mérés-komplexust.

A tanulmányozott rudabányai vasérc teleptani kifejlődése és minősége igen változatos. Az ércanyag a középső triász dolomit hidrotermális metasomatózisának terméke. Hidrotermális utóműködés, oxidációs és redukciós hatások később jelentősen átalakították. Az egész összletet ért heves tektonikai mozgások az érces öveket, érctelepeket is számos helyen összemorzolták.

Ipari szempontból legjelentősebb a barna-vasérc és a pátvasérc.

A metasomatózis elsődleges terméke, a pátvasérc, nem meghatározott összetételű, egységes ásványkeverék. Fő tömegét a metasomatikus sziderit adja és kizárólag a vastartalom % aránya dönti el, hogy ércnek minősül-e, vagy sem. Általában 24%-os vastartalom felett nevezik ércnek. A kőzet szövete a tömött, finom szemcséstől a durva kristályosig, az üde, zavartalan fáciestől a tektonikailag morzsoltig, széles határok között változik.

Nem egységes a másik fő vasérefajta, a barna-vasérc sem. Az eredeti ércanyag, a másodlagos folyamatok: a felszíni oxidáció, a könnyen oldható részek

kilügződása, az ércanyag áthalmozódása – sokrétű hatása következtében számos változást szenvedett. A keletkezett kőzetek összetétele is igen változatos. Az érc fő tömege limonit. Itt is az átlag vastartalom dönti el, hogy az ásvány ércnek minősül-e. Barna-vasércről 34%-os vastartalom felett beszélünk. Szövege egységesen nem jellemezhető. Lehet durva kristályos, földes, likacsos, kérges, stb.

A vegyi és ásványos összetétel, valamint szövet szempontjából ennyire változatos ércanyag mélyfúrási geofizikai vizsgálata nem könnyű feladat.

A rudabányai érckutató fúrásokban végzett nagyszámú elektromos ellenállás és *PS* szelvényezés adataiból megállapítható, hogy a kőzet vastartalma és elektromos sajátságai között egyértelmű összefüggés nincs.

A tömött, finom szemcsés vagy durva kristályos szövet alacsony effektív porozitást eredményez; ennek következtében a fajlagos ellenállásérték magas. Az ilyen ércanyag elkülönítése a szintén magas fajlagos ellenállású dolomitól, nem oldható meg.

A tektonikailag morzsolt fácies, továbbá a földes, likacsos, laza szövet módot nyújt víz felvételére. Ezzel az elektrolitikus áramvezetés feltételei is létrejönnek. Az ilyen kőzet eredő fajlagos ellenállását a képződmény szövege és a folyadék fajlagos ellenállása alakítja ki.

Az érc elektromos sajátságai tehát egységesen nem jellemezhetők. A mérési görbék kiértékelésének nehézségét növeli, hogy az érces előfordulások egyetlen fúrásban is jelentősen különböznek egymástól.

A *PS* szelvények a tömött szövetű érczónáknál olyanok, mint bármely tömött képződményénél. Az ilyen ércet porozitása és átteresztőképessége csekély. Az ércanyag csaknem egyenletes pirithintése – a szulfidos vas igen magas kémiai aktivitása folytán – biztosítja az oxidációs potenciál keletkezésének feltételeit, azonban csak laza képződmény esetében. Ilyenkor az érces zónának pozitív *PS* anomáliája van.

Az elektromos mérési eljárások tehát általában nem alkalmasak a vasérc fúrásban történő kijelölésére. Némelykor felhasználhatók, de eredményességük úgyszólván fúrásról-fúrásra változik.

A fúrásban végzett természetes gamma- és  $\text{Co}^{60}$  izotóppal készített szórt gamma-sugárzás mérési eredményei az érces képződmények kijelölését nem viták előbbre.

A természetes gamma szelvények segítségével az agyagos, homokos, meszes képződmények elkülönítése oldható meg, a vasércnek azonban nincs jellegzetes sugárzási szintje; így e módszer az ércfeldúsulási helyek kiválasztására nem alkalmas.

Az érces fúrások magmintáin végzett térfogatsúly mérések adatai szerint az érces anyag és a meddő dolomit térfogatsúly értékei között jelentős különbség van (a pátvas átlagos térfogatsúlya  $3,6 \text{ g/cm}^3$ , a dolomité  $2,6 \text{ g/cm}^3$ ). Ebben a tartományban azonban a gamma-gamma mérések érzékenysége alacsony, sűrűségbeli elkülönítésre már nem alkalmazhatók.

Az előbbieken érintett mélyfúrási geofizikai módszerek alkalmazásával a fúrás rétegsora felbontható, az ércfeldúsulás helye azonban nem jelölhető ki (1. ábra).\*

\* L. mellékletck közt,

A vasérc fúrólukban való meghatározására a befogási gamma-spektrometriát használjuk fel. Ezt az eljárást irodalmi adatok szerint (Bljumencev M., Feldman I. 1962; Löttsch W. 1964; Richard L., Caldwell et al. 1963) fúrólukban is sikeresen alkalmazták a vastartalom kimutatására;

Ez a tanulmány az eljárásnak első hazai alkalmazásáról számol be. Az eljárás alapelve röviden a következő:

A sugárforrásból kilépő neutronok a kőzetalkotó elemek atommagjaival kölcsönhatásba lépnek. A kölcsönhatás – az atommagokkal való ütközés – a neutronenergia és az elem fajtájának függvénye. Elegendő nagy neutronenergia és főként nehezebb elemek mellett a szóródás rugalmatlan. A neutron kinetikus energiájának egy része a mag gerjesztésére fordítódik. A gerjesztett mag alapállapotba tér vissza. A folyamatot gammasugárzás kíséri, amelynek energiaspektruma a mag fajtájának függvénye.

A kölcsönhatás másik formája a rugalmas ütközés. Ilyenkor a neutron mozgási iránya megváltozik, energiája pedig a szóró mag tömegétől függően csökken. A hidrogén – atommagjának a neutronéval közel azonos tömege folytán – a leghatásosabb lassító közeg.

A rugalmatlan és rugalmas ütközéseknél a neutron termikus sebességre lassul. A termikus neutronok legnagyobb valószínűséggel végbemenő folyamata a magok általi befogás, amelyet egy vagy több gammakvantum kibocsátása követ. A befogási gammasugárzás energiaeioszlása az elemek karakterisztikus tulajdonsága.

Ez a törvényszerűség nyújt lehetőséget a vasérces kőzetek vastartalmának meghatározására. Mivel a kőzetekből kapott befogási gammasugárzás az alkotó elemek befogási gammasugárzásának összegeként kezelhető, meg kell vizsgálni az ércelőfordulás elemtársulását és az egyes elemek neutron sajátságait.

A rudabányai ércelőfordulás alapvető kőzetalkotó elemei Szádeczky (1955) szerint a következők: Fe, O, C, Ca, Mg, Si, H, Ba, Al, S, Mn. A felsorolt elemekre vonatkozó termikus neutron befogási hatáskeresztmetszeteket az 1. táblázatban láthatjuk.

1. táblázat

Elem	Befogási hatáskeresztmetszete (barn.)
Fe	2,53
Mn	13,20
Ba	1,17
O	0,0002
Si	0,13
H	0,33
S	0,49
Al	0,215
C	0,0032
Ca	0,43
Mg	0,063

A táblázatból kitűnik, hogy ezek közül a Mn, Fe és Ba befogási hatáskeresztmetszete a legnagyobb.

Termikus neutronok befogásakor az alábbi magreakció játszódik le:

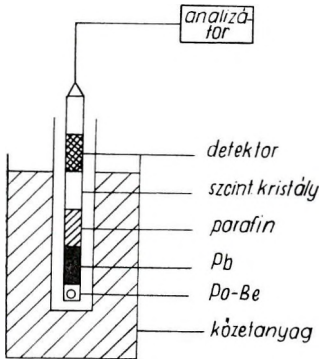


Az itt szereplő vasizotóp gyakorisága a természetes vasban 91,68%. A magreakció során keletkezett  $26\text{Fe}^{57}$  izotóp stabil. A kilépő gammasugárzás energiaeloszlása Agyjaszevics és társai (1959) szerint a következő (2. táblázat).

2. táblázat

Elem	$\gamma$ -energia MeV	% intenzitás eloszlása
Fe <sup>57</sup>	7,636	31,5
	7,275	5,3
	6,43 – 6,026	8,6
	5,92 – 5,51	9,3
	4,94 – 4,03	10,9
	3,84 – 3,15	15,8
	2,84 – 2,14	7,4
	1,8 – 0,31	32,2

Az ércelőfordulás egyes elemeire, a befogási gammasugárzás energiaeloszlását és a 100 neutron befogására kilépő gammakvantumok számát vizsgálva, megállapítható, hogy a 7 MeV feletti energiatartományban már csaknem kizárólag a vas csúcsai dominálnak. A többi elem együttes hatását 7 MeV felett becsülhetjük. Goldstein és Troubetzky (1964) szerint a 10% vastartalmú ércanyag 7 MeV feletti gammasugár intenzitásának 1/100-adát adja a kőzetben levő



2. ábra. Modellmérés elrendezése

Фиг. 2. Схема моделирования

Fig. 2. Arrangement of the modelling system

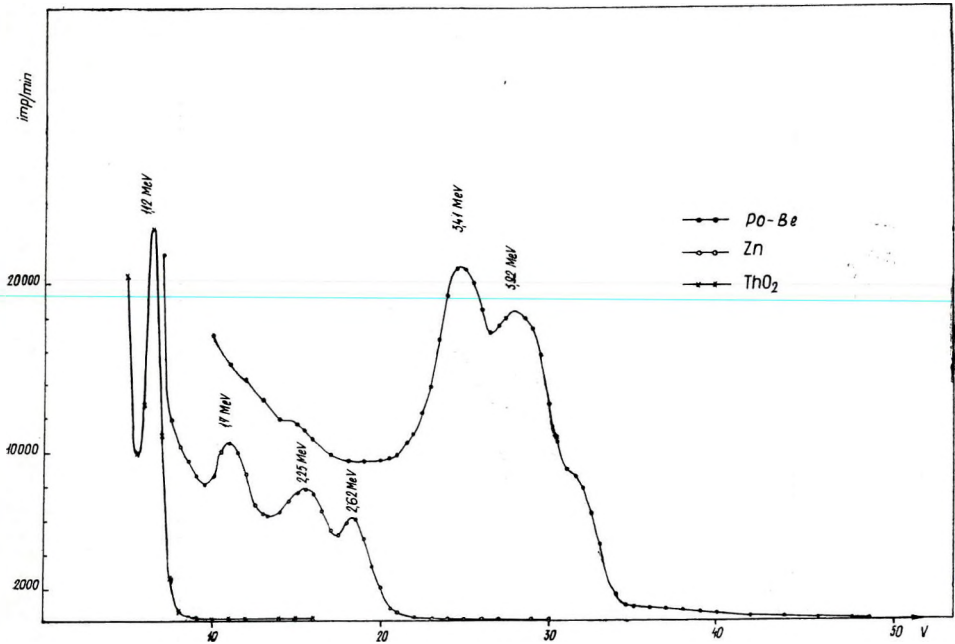
17,4% Mg	14,65% Ba
1,12% Al	1,81% S
7,94% Si	4,66 · 10 <sup>-20</sup> % Mn
9,25% Ca	

A rudabányai ércminták elemzési eredményeit és az előző táblázat adatait összevetve megállapítható, hogy a spektrum 7 MeV feletti tartományában a felsorolt elemek maximális jelenléttel, együttesen sem érik el a 10%-os Fe tartalomnak megfelelő  $\gamma$  intenzitás 0,7%-át.

Az elméleti következtetések igazolására és az eljárás terepi alkalmazásának előkészítésére fúrólukviszonyokat utánzó modell-mérések történtek (2. ábra). 60 cm átmérőjű, 90 cm magas hengerbe jellegzetes rudabányai érceket helyeztünk. A henger tengelyvonalaiban 10 cm átmérőjű, alul zárt műanyagcső helyettesítette a fúrólukat. A méréseknél alkalmazott műszert

az Intézet Műszerszerkesztő Csoportja készítette. A műszer egycsatornás differenciál amplitúdóanalizátor (differenciális mérőüzem módban alkalmazva) és NaJ(Tl) 32 × 50 mm szcintillációs kristály. Sugárforrásként 3 C erősségű

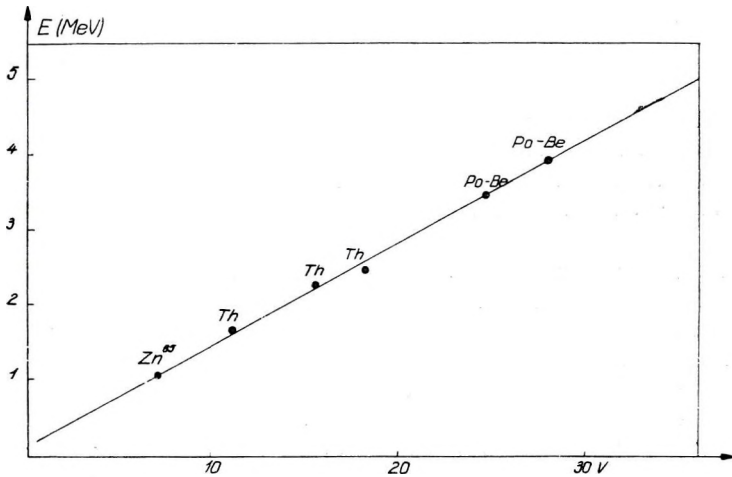




3. ábra.  $Zn^{65}$ ,  $ThO_2$  és Po - Be gamma sugár spektrumai

Фиг. 3. Спектры гамма-излучения для источников  $Zn^{65}$ ,  $ThO_2$  и Po - Be

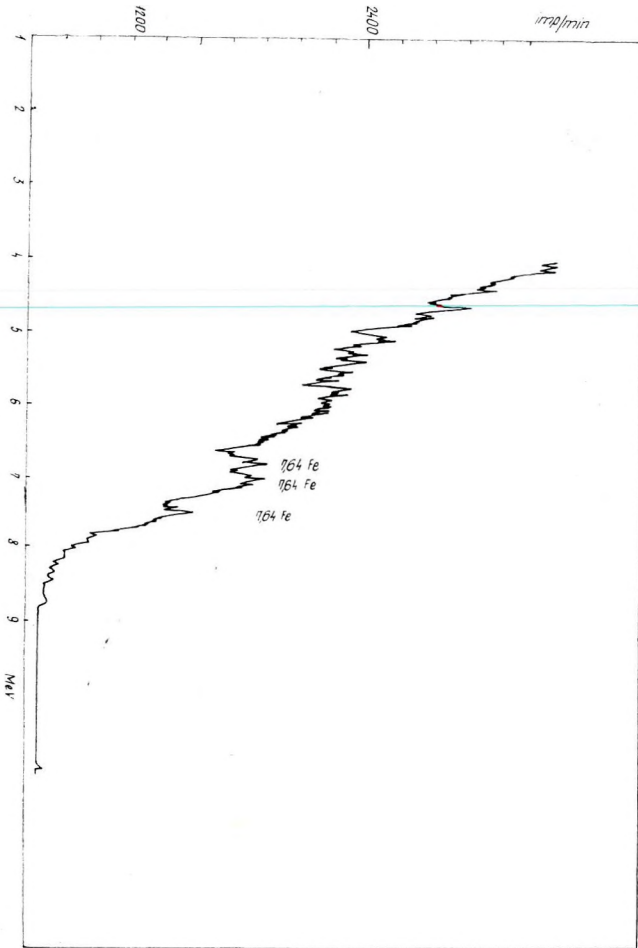
Fig. 3. Gamma-ray spectra of  $Zn^{65}$ ,  $ThO_2$  and Po - Be sources



4. ábra.  $\gamma$ -energia hitelesítő görbe

Фиг. 4. Эталонная кривая энергии гамма-излучения

Fig. 4. Etalon curve of the gamma-ray energy



5. ábra. Befogási  $\gamma$ -spektrum barnavasérces modellben

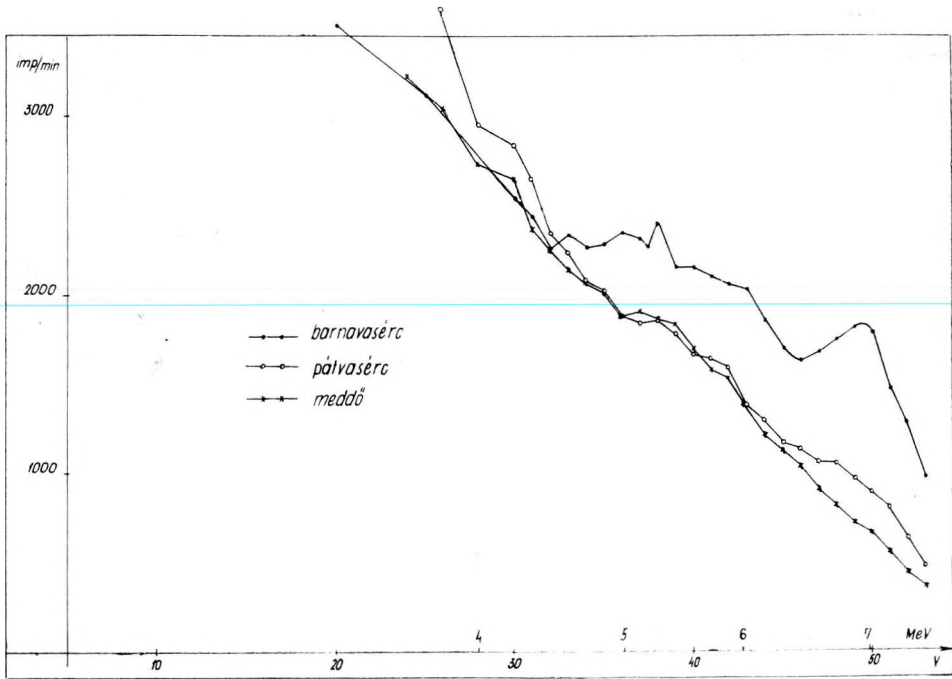
Фиг. 5. Спектр гамма-излучения захвата для модели бурого железняка

Fig. 5. Gamma-ray spectrum of neutron capture in limonite model

Po-Be neutronforrást használtunk. A forrás és a detektor között ólom és parafin árnyékolást alkalmaztunk.

A spektrum hitelesítése  $Zn^{65}$ ,  $ThO_2$  és Po-Be források gamma-vonalaira történt (3. és 4. ábra).

Barna-vasérces modellben felvett spektrum látható az 5. ábrán. A nagy energiájú – 6 MeV feletti – tartományban a spektrum legszembeszökőbb csúcsai 7,12 MeV és 6,62 MeV-nél jelentkeznek, s a vas 7,64 MeV-es befogási gamma vonalához tartozó párképződési csúcsokkal azonosíthatók, mivel 0,51 ill. 1,02 MeV-vel különböznek a fotocsúcs energiaértékétől. A spektrumon 7,64 MeV-nél jelentkező csúcs – mérés technikai megfontolásokat szem előtt tartva – feltételesen azonosítható a vas befogási gammasugárzásának fotocsúcsával.

6. ábra. Befogási  $\gamma$ -sugár spektrum érces és meddő kőzetben

Фиг. 6. Спектр гамма-излучения захвата для рудоносных и вмещающих пород

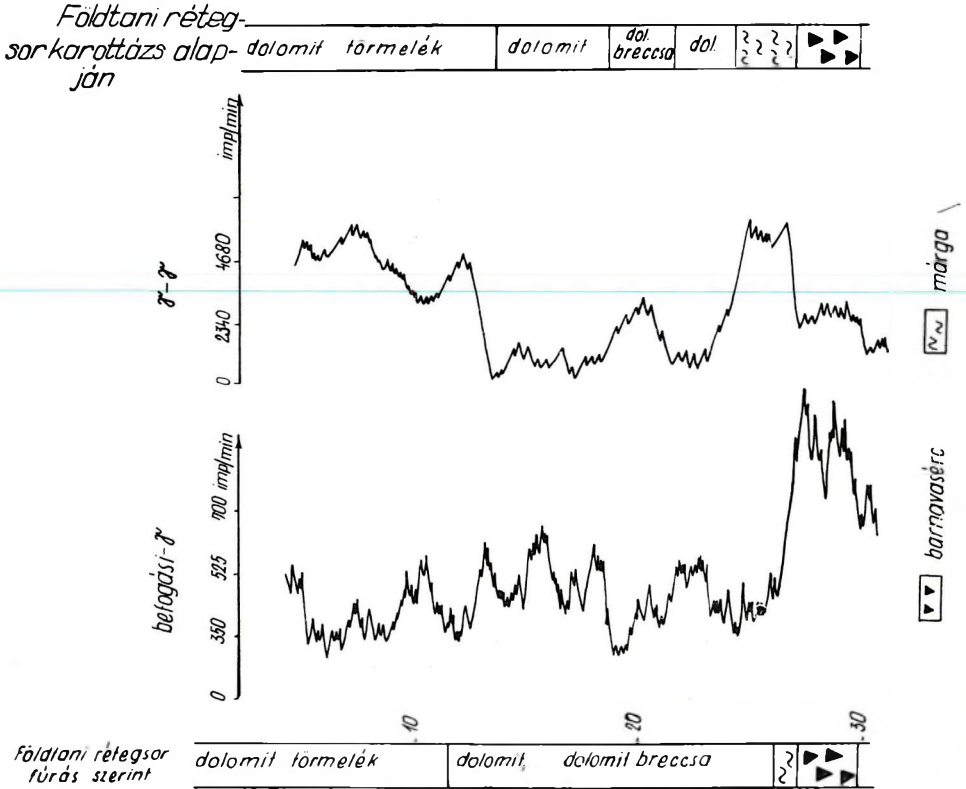
Fig. 6. Gamma-ray spectrum of neutron capture in ore bodies and in dead rocks

Érces és meddő anyagú modellekben végzett mérések eredményeit közli a 6. ábra. A spektrumok összehasonlításából kitűnik, hogy a vaskoncentráció különbségei a spektrum 6,5 MeV feletti tartományában jelentkeznek. A gamma-sugár intenzitás a 49,7% Fe tartalmú barna-vasércben a legnagyobb, a 31,5% Fe tartalmú pátvasnál erősen csökken, míg a kb. 6% vastartalmú meszes, homokos agyagmárgában a kérdéses helyen anomália nem mutatható ki.

Az ércanyag többi elemeihez tartozó gamma-sugár csúcsok az alacsonyabb energiák tartományában már nem különíthetők el egymástól.

Elméleti megfontolások és a modellmérések eredményei egyaránt azt mutatták, hogy a vas detektálására elegendő a befogási gamma-sugárzás 6,5 MeV feletti energiatartományának vizsgálata.

A terepi méréseket egy megfelelően átalakított szcintillációs lyukszelvényező műszerrel végeztük. A műszerhez tartozó szondát az Intézet Műszer-szerkesztő Csoportja úgy alakította át, hogy lehetőség nyílt a gamma-sugárzás meghatározott energiaértékeken felüli tartományának integráló üzemmódban való regisztrálására. A szondaköpeny, az elnyelődő hőneutronok befogási gamma-sugárzásának csökkentése végett, alumínium-ötvözetből készült. A sugárforrás és a kristály távolsága 20 cm, ezen felül ólom- és parafinárnyékolás volt. A mérések 200 m-es 3 erű karotázs kábel közbeiktatásával történtek. A rendszert a  $Zn^{65}$ -höz (1,12 MeV), a Po-Be befogási gammacsúcsához (4,43 MeV) és a vas befogási gamma legvalószínűbb csúcsához hitelesítettük. Az utóbbi

7. ábra. Vasérces fúrás befogási  $\gamma$  és  $\gamma\gamma$  szelvénye

Фиг. 7. Кривая гамма-излучения захвата и кривая ГГК в железорудной скважине

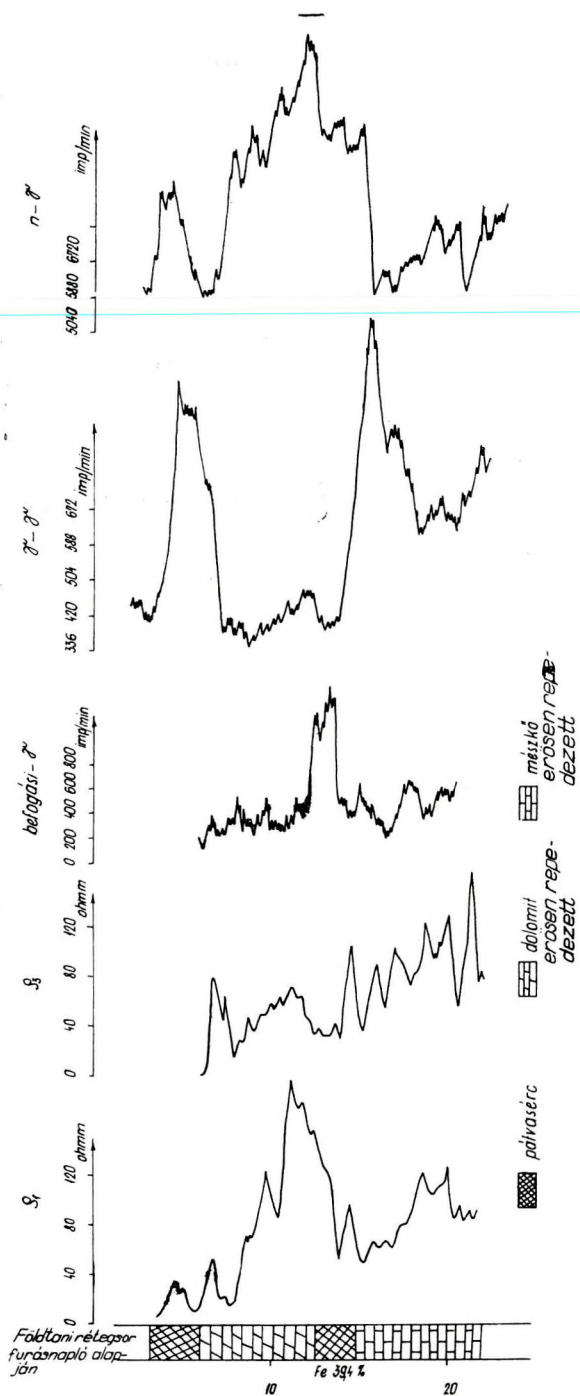
Fig. 7. Gamma-gamma-log and neutron capture gamma-ray log of an iron ore exploratory drilling

mérés parafinnal bélelt vas tömbben történt. A hitelesítést követően az energia alsó küszöbértékét 6,5 MeV-nél rögzítettük és a további vizsgálatokat ilyen beállítás mellett végeztük.

A természetes háttérsugárzás szintje az alkalmazott műszerbeállítás mellett nem mérhető, a kapott eredményeket tehát a háttérhatással nem kell korrigálni.

A 7. és 8. ábra rudabányai vasérces fúrások karottázsszelvényeit mutatja. Látható, hogy a befogási gammaszelvényen az érctelepnél határozott éles maximum jelentkezik, amelynek segítségével az érctelep helye egyértelműen bejelölhető. A mérés megismétlésével a befogási gammaszelvényen jelentkező anomália helye és szélessége változatlan maradt, amplitúdója statisztikus hibán belül ingadozott.

A modellvizsgálatok és fúrólyuk-mérések alapján megállapítható, hogy a vas feldúsulási helyeinek fúrólyukban való detektálására a hőneutron befogási gamma-spektrometria önmagában is eredményesen felhasználható.



8. ábra. Komplex karotázs szelvény vasérces fúrásban  
 Фиг. 8. Комплексный каротажный разрез для железорудной скважины  
 Fig. 8. Complex log of an iron ore exploratory drilling

Az érc vastartalmának fúrásban történő mennyiségi meghatározása a birtokunkban levő műszerrel nem oldható meg. Minthogy azonban a bányászat szempontjából ez igen nagy jelentőségű, soronkövetkező feladatunk, hogy megfelelő műszerezettséggel e problémát is megoldjuk.

## IRODALOM

*Grosov L. A. – Demidov A. N. – Lucenko V. N.*, 1959. Atlasz szpektrov gamma lucej radiációnnava zahvata teplovih nejtronov. Atomhizdat.

*Bljumencev M.*, 1962. Opredelénie szoderzsaniya zseleza v rudah metodami nejtronovo karotazsa. Prikladnaja Geofizika.

*Bljumencev M. – Feldman I.*, 1962. Voproszi koliciesztvennoj ocenki szoderzsaniya zseleza v ruhad po dannim radioaktivnava karotazsa. Razvedocsnaja i Promiszlovaja Geofizika, 46.

*Hertz G.*, 1960. Lehrbuch der Kernphysik.

*Lötzsch W.*, 1964. Neutronbefogásos gamma spektrometria ércminták vastartalmának meghatározására (fordítás a várnai konferencián elhangzott előadásból).

*Muench N. L. – Osoba I. S.*, 1957. Trans. AIME Vol. 210.

*Pantó G.*, Budapest 1957. Rudabánya ércbányászata.

*Pantó G.*, 1956. A rudabányai vasércvonalat földtani felépítése. Földtani Int. Évkönyve, 44. II. füzet.

*Richard L. – Caldwell et al.*, 1963. Geophysics, No. 4.

*Szádeczky-Kardos E.*, 1955. Geokémia (Akadémiai Kiadó).

Szpravocsnik geofizika 1962, Tom. 2.

*Tittman J. – Nelligan W. B.*, 1960. Journal of Petr. Techn., 12. 7.

Л. БАЯКИ — Б. КОВАЧ

### МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЙ УСИЛИТЕЛЬ НА ТРАНЗИСТОРАХ

Работ усилителя постоянного тока высокой чувствительности заключается в следующей м:

Постоянное напряжение на входе модулируется вибропреобразователем-транзистором, т.н. чопером, управляемым с генератора прямоугольных сигналов. Вибропреобразователь помещается в термостате для обеспечения независимости модулированного сигнала от влияния изменений наружной температуры.

Модулированный сигнал поступает с 5-каскадного усилителя переменного тока на демодулятор, разделяющий комбинации усиленного полезного сигнала и исходного уровня. Первый поступает на каскад оконечного усиления постоянного тока, обеспечивающий рядом с усилением напряжения определенную мощность.

Управление демодулятором осуществляется с генератора, приводящий каскад вибропреобразователя (для разделения, чувствительного к полярности).

Между выходом и входом системы применяется обратная связь RC для установки характеристик передачи.

Питание усилителя осуществляется с источника напряжением 2 раза 12 в. Колебание напряжения аккумулятора устраняется диодной схемой Зенера.

L. VAJÁKI — V. KOVÁCS

### MAGNETOTELLURISCHER VERSTÄRKER MIT TRANSISTOREN

Die gleichströmige Eingangsspannung wird durch einen Transistor-Schalter (den sogenannten Chopper) moduliert, der von einem Rechteckgenerator geleitet ist. Der Chopper-Transistor befindet sich in einem Thermostat, um das modulierte Signal von den äusseren Temperaturschwankungen unabhängig zu machen.

Das modulierte Signal kommt von einem fünfstufigen Wechselstromverstärker zu einem Demodulator, der die Kombinationen des verstärkten Nutzsignals und des Grundsignals zertrennt. Das erste kommt zu einer gleichströmigen Endverstärkerstufe, die neben der verstärkten Spannung auch eine bestimmte Leistung sichert.

Die Steuerung des Demodulators wird von dem die Chopper-Stufe antreibenden Generator ausgeführt, um eine Polarität-empfindliche Trennung zu erreichen.

Zwischen dem Aus- und Eingang des Systems wird eine RC Rückkopplung angewendet, um die Übertragungscharakteristiken einzustellen.

Der Verstärker kann von zwei Akkumulatoren von 12 V inbetriebgehalten werden. Die Spannungsschwankung wird durch eine Zener-Dioden-Schaltung eliminiert.

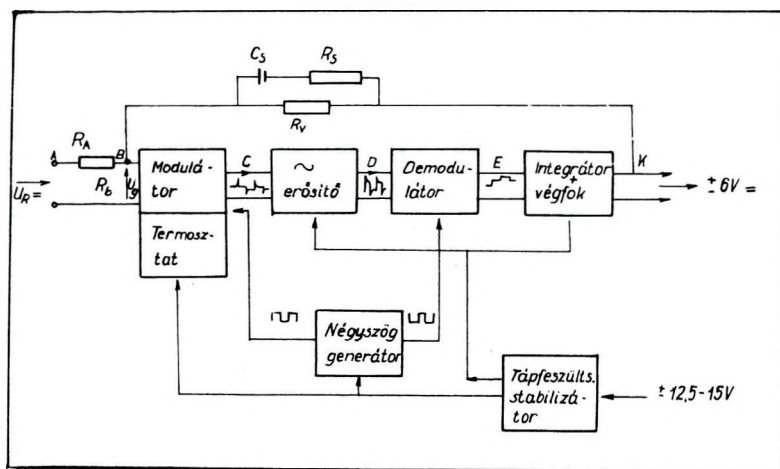
## TRANZISZTOROS MAGNETOTELLURIKUS ERŐSÍTŐ

BAJÁKI LÁSZLÓ – KOVÁCS BÉLA

## Bevezetés

A magnetotellurikus erősítő villamos dimenzionálását a mérési módszer, valamint a mért mennyiség határozza meg. A módszer lényege, hogy egy vasmagos induktivitást kell elhelyezni a fő mérési azimutoknak ( $\vec{E} - \vec{K}$ ) megfelelően, ekkor a természetes mágneses térváltozás  $\left(\frac{d\varphi}{dt}\right)$  által indukált feszültség jellemző a mágneses fluxusváltozásra. A feszültség  $1 \mu\text{V} - 10\text{mV}$  nagyságrendű. Ezek az értékek megszabják az erősítő érzékenységét. Közvetlen regisztráláshoz szükséges, hogy a kimenőjel néhány volt nagyságrendű legyen és teljesítményt adjon le. Az indukciós tekerccsel kombinált berendezésnek alkalmasnak kell lennie mágneses változás, frekvencia- és energiaspektrum vizsgálatára. Ez a feltétel megszabja, hogy a rendszer különböző időállandójú visszacsatolást tartalmazzon (a frekvencia analízisre). A regisztrálási mód következtében egy további követelmény: legyen az erősítő középnullájú, valamint a 0-hoz képest negatív vagy pozitív polaritású bemenőjelre szimmetrikus. Ez földfüggetlen bemenetet tesz szükségessé.

Terepi használatban a berendezést akkumulátorról kell táplálni. A terepen jelentkező hőmérsékletváltozások működését nem befolyásolhatják. Mindezek a követelmények egy „chopper”-es kivitelű hőstabil egyenáramú erősítőt kívánnak.



1. ábra. Az erősítő elvi vázlata

Фиг. 1. Принципиальная схема усилителя

Abb. 1. Das Blockschema des Verstärkers



## Nagy érzékenységű egyenáramú erősítő

Az erősítő elvi vázлата az 1. ábrán látható. Az egyenáramú bemenőjelet a modulátor négyszögjellel alakítja, ezt a váltakozó áramú erősítő felerősíti, a modulátorral szinkron vezérelt demodulátor egyenirányítja. A végfokozaton kapjuk a megfelelő feszültségű és teljesítményű kimenő-jelet. A stabilitás fokozására visszacsatolást alkalmazunk. Az átviteli frekvenciasávot  $R_s C_s$  visszacsatoló elemek szabják meg.

A modulátort és a demodulátort négyszöggenerátor táplálja. A modulátor hőmérsékletét termosztát stabilizálja. Mivel a kapcsolat működéséhez stabil tápfeszültségre van szükség, a tápláló akkumulátor feszültségváltozásának kiküszöbölésére stabilizáló elemeket (Zener diódákat) használunk.

A visszacsatolás miatt az amplitúdó-frekvencia diagramban – elegendőszéles sávban – 6 db/oktáv meredekséget kell biztosítani (2. ábra  $\omega_1 \rightarrow \omega_2$ ).

Ezenkívül a kimenet fázisának a bemenethez képest ellentétesnek kell lennie.

Az 1. ábrából a visszacsatoló

$$A_v \cong \frac{R_b}{R_b + R_v} \quad (1)$$

A bemenő ellenállás megváltozása a visszacsatolás függvényében

$$R'_b \cong \frac{R_b \cdot R_v}{R_b \cdot A - R_v} = \frac{R_v}{A} \text{-nek adódik.} \quad (2)$$

Így az erősítés az A pont és a kimenet között

$$\frac{U_k}{U_g} = A' = A \frac{R'_b}{R'_b + R_a} = A \frac{R_v}{R_v + A R_a} \approx \frac{R_v}{R_a} \quad (3)$$

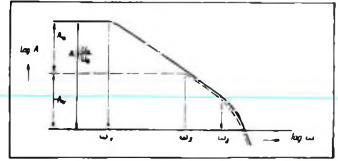
ha  $A_k = A \cdot A_v \gg 1$

Az erősítést a 2. ábrán szaggatott vonal jelöli.

A levágási frekvencia csökkentésre alkalmazott visszacsatoló kondenzátor ( $C_s$ )  $\omega_3$ -ra a következő értéket adja:

$$\omega_3 = \frac{1}{R_a C_s A} \quad (4)$$

Így azonban a fázistolás  $\omega_3$ -nál nagyobb frekvenciákon  $360^\circ$ -ra növekedne, ez az erősítőt túlvezérelné.



2. ábra. A visszacsatolt erősítés a frekvencia függvényében  
Фиг. 2. Усиление с обратной связью в зависимости от частоты

Abb. 2. Die rückgekoppelte Verstärkung in Funktion der Frequenz

Ezért  $R_s$  ellenállást kell alkalmazni, amely a visszacsatolást  $\omega_2' \omega_2$  frekvenciától kezdve állandó értékűvé teszi. Tehát az

$$\frac{R_b}{R_b + R_v'} = A_v < \frac{\omega_2'}{\omega_1} \quad (5)$$

feltételt be kell tartani. Itt

$$R_v' = \frac{R_v \cdot R_s'}{R_v + R_s'} \quad R_s' = \sqrt{R_s^2 + \frac{1}{\omega_3' C_s^2}} \quad (6)$$

Tehát  $C_s$ -t és  $R_s$ -t együttesen kell változtatni.

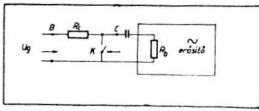
Az egyes elemek működésének részletes leírása a következő:

*Modulátor:* Kapcsolóüzemű tranzisztort alkalmazunk, párhuzamos kapcsolásban. A működés elve a következő:

$C$  pontban – a váltóáramú erősítő bemenetén

$$U_c = \frac{R_b}{R_b + R_c} U_g \frac{1}{2} \text{ eff.} \quad (7)$$

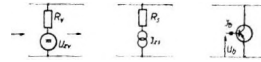
négyszög-feszültséget kapjuk, ha a  $K$  kapcsolót váltakozva zárjuk és nyitjuk. A kapcsoló tranzisztor csak megközelíti az ideális kapcsolót. Vezető állapot-



3. ábra. A modulátor (chopper) helyettesítő kapcsolása

Фиг. 3. Схема замещения модулятора (чопера)

Abb. 3. Die Ersatzschaltung des Modulators (Chopper)



4. ábra. A nyitott és zárt tranzisztor helyettesítő képe

Фиг. 4. Схема замещения открытого и замкнутого транзистора

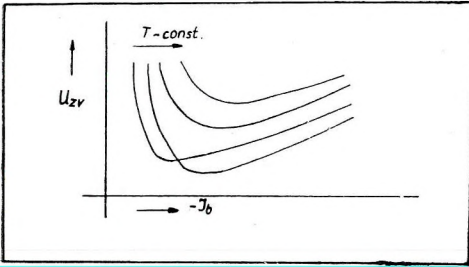
Abb. 4. Das Ersatzbild des offenen und geschlossenen Transistors

ban ellenállása nem zérus, hanem kb. 5–20 ohm, szigetelő állapotban pedig ellenállása nem végtelen, hanem kb. 20–500 kOhm (ez erősen függ a hőmérséklettől és a tranzisztor típusától). Ezenkívül vezető állapotban zavaró feszültséget, szigetelő állapotban zavaró áramot szolgáltat. A helyettesítő kép, vezető állapotban. (4. ábra).

$U_{zv}$  egyrészt az  $I_b$  bázisáramtól, másrészt a hőmérséklettől függ. (5. ábra.)  $I_{zs}$  a bázisfeszültség ( $U_b$ ) és a hőmérséklet függvénye. (6. ábra.)  $R_c$  hasonlóképpen  $T$  és  $U_b$  függvénye. (7. ábra.)

$I_{zs}$  – mint a 6. ábrából látható –  $U_b = 0$  helyen zérus. Tehát úgy szüntethető meg, ha a szigetelő állapotban nem adunk pozitív bázisfeszültséget. Ilyenkor  $R_s$  – az ideális zárt kapcsolókhöz képest nagy, – ezért  $U_{zv}$  csak kompenzálással szüntethető meg, a 8. ábrán látható megoldással.

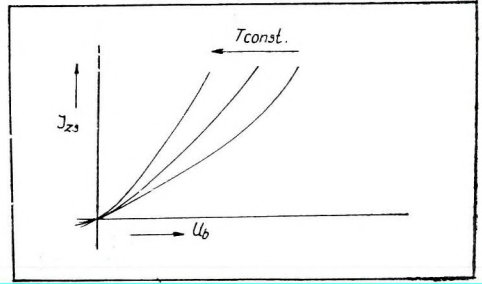
Mivel  $U_{zv}$  egyrészt a bázisáramtól, másrészt a hőmérséklettől függ, mindkettőt stabilizálni kell. Célszerű ezenkívül a kapcsoló tranzisztort inverz (kol-



5. ábra. A chopper tranzisztor áram-feszültség viszonya, változó hőmérséklet mellett

Фиг. 5. Отношение между силой и напряжением тока вибропреобразователя при изменении температуры

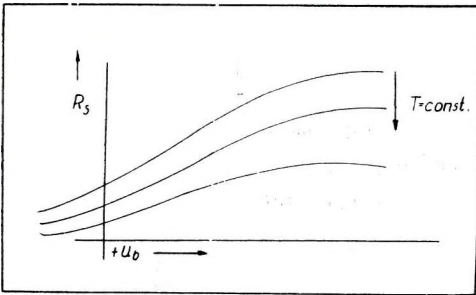
Abb. 5. Die Strom-Spannung Relation des Chopper-Transistors bei veränderlicher Temperatur



6. ábra. A chopper tranzisztor bemenő feszültség-áram viszonya, változó hőmérséklet mellett

Фиг. 6. Отношение между напряжением и силой входного тока вибропреобразователя при изменении температуры

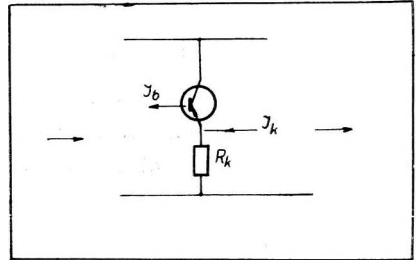
Abb. 6. Die Eingangsspannung-Strom Relation des Chopper-Transistors bei veränderlicher Temperatur



7. ábra.  $R_s$  bemenő feszültség függvénye, változó hőmérséklet mellett

Фиг. 7. Функция входного напряжения  $R_s$  при изменении температуры

Abb. 7. Die Funktion der  $R_s$  Eingangsspannung bei veränderlicher Temperatur



8. ábra. Áram-kompenzáló kapcsolása

Фиг. 8. Схема компенсации тока

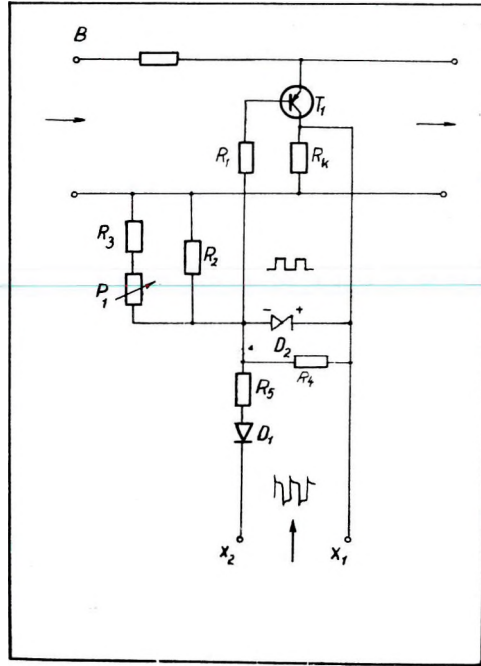
Abb. 8. Die Kompensationschaltung

lektor – emitter csere) üzemben használni, mivel ekkor  $U_{zv}$  egy nagyságrenddel kisebb,  $0,2-0,5 \mu V$  tartományban van. A hőmérséklet és a bázis-áram alkalmas megválasztásával

$$\frac{\partial U_{zv}}{\partial T} = 5-10 \mu V/C^\circ \quad (8)$$

érték érhető el.

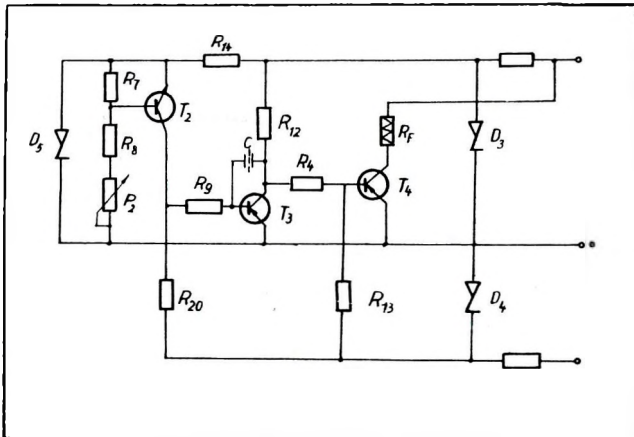
A felsorolt követelményeket kielégítő kapcsolást a 9. ábrán láthatjuk. Az  $X_1-X_2$  kapcsolókra transzformátorról négyszögfeszültséget adunk.  $D_1$  biz-



9. ábra. A chopper fokozat kapcsolása

Фиг. 9. Схема каскада вибропреобразователя

Abb. 9. Die Schaltung der Chopper-Stufe



10. ábra. A termosztát kapcsolása

Фиг. 10. Схема термостата

Abb. 10. Die Schaltung des Thermostats

tosítja, hogy a negatív félhullám kerüljön a kapcsolótranszisztor áramkörébe. A  $D_2$  Zener dióda és az  $R_5$  stabilizálják a négyyszöget ( $R_4$  a  $D_1$  visszaramának söntölésére szolgál)  $R_1$ -el a bázis áramot,  $R_2$ ,  $R_3$ ,  $P_1$ -el az  $I_k$  kompenzáló áramot állítják be.

A kapcsolótranszisztor, ( $T_1$ ),  $R_k$ ,  $D_2$ , valamint a kapcsolótranszisztor és  $R_k$  összes forrasztásai, a forrasztás termoelektromos hatásának elkerülésére, termosztátban vannak. Maga a termosztát alumínium tömb. Furataiban vannak az említett alkatrészek és a termosztát alkatrészei is. A tömböt hőszigetelő vatta veszi körül. A termosztát automatika kapcsolása a következő (10. ábra):

A hőmérsékletváltozást a  $T_2$  tranzisztor érzékeli. Mivel  $R_7$  viszonylag kicsi (a  $T_2$  bemenő ellenállásához képest),  $T_2$  feszültség táplálású tranzisztor-ként működik. Az anyagállandók:

$$\frac{\partial U_{b0}}{\partial T} = 2,2 \text{ mV/C}^\circ \quad \text{germánium}$$

$$\frac{\partial U_{b0}}{\partial T} = 3,5 \text{ mV/C}^\circ \quad \text{szilícium}$$

Így tehát  $T_2$  vezérlő feszültsége  $\frac{\partial U_{b0}}{\partial T}$  függvénye.

A termosztát fűtését  $R_F$  fűtőellenállás, valamint  $T_4$  disszipációja végzi ( $T_4$ -et a termosztát tömbre helyeztük el).

A fűtőteljesítmény:

$$P_T = I_{c4}^2 R_F + (U_T - I_{c4} R_F) I_{c4} = U_T I_{c4} \quad (10)$$

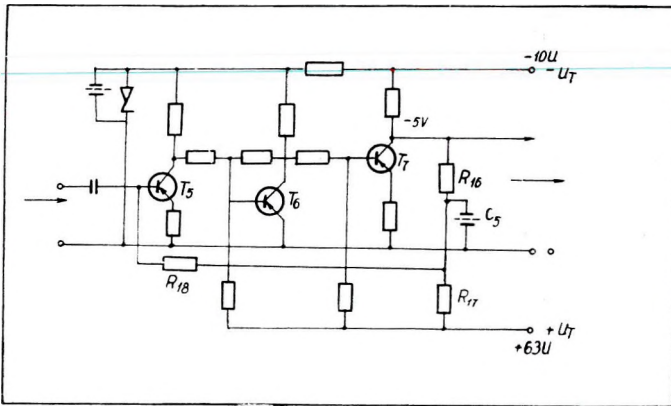
tehát  $I_{c4}$ -el arányos. Természetesen  $T_2$  is a termosztátban van. A választott megoldás előnye, hogy mivel  $T_3$  nincs a termosztátban, a külső hőmérséklet az adott kapcsolásban zavarójel kompenzálásként hat rá.  $D_3$   $D_4$  Zener diódák a tápfeszültséget stabilizálják, a fűtéshez már nincs szükség stabilizált feszültségre, ezt közvetlenül a tápláló akkumulátorra kapcsoljuk, annál is inkább, mivel a fogyasztás nagy.

### Váltakozó áramú erősítő

Két részre osztható: egy háromfokozatú és egy két fokozatú részre. Elvileg bármely váltakozó áramú erősítő megfelel, ha az alábbi követelményeket teljesíti.

Minél nagyobb erősítést kell elérni, hogy az erősítés drift-mentesen történjen. Határt szab viszont az erősítésnek, hogy a zajoknak nem szabad telítést okozni. A zaj egyrészt az erősítő (az első fokozat) zaja, másrészt a modulátor tranzisztor ( $T_1$ ) zaja. Az utóbbi a négyyszög le- és felfutó élei egy-egy 2–10  $\mu\text{sec}$  szélességű túimpulzusként jelentkeznek; amplitúdója 1–2 mV. Oka  $T_1$  bázis kollektor ill. az – inverz üzem miatt – bázis emitter kapacitása, amely minden periódusban kisül, illetve feltöltődik. Mivel ezen jel amplitú-

dója a modulálandó egyenfeszültségtől gyakorlatilag független, a négyszögben hatástalan részt eredményez. Az erősítő felső frekvencia határa miatt a túimpulzus azonos területű, de laposabb impulzussá változik. Az erősítő utolsó fokozata levágja az impulzus tetejét, ezáltal az utolsó fokozat munkapontjától függő modulációt visz a jelbe. Ezt lehetőleg kerülni kell, így az erősítést csak addig fokozhatjuk, amíg a végfokban a levágás még nem túl nagy. Te-



11. ábra. A háromfokozatú váltakozóáramú erősítő

Фиг. 11. Трехкаскадный усилитель переменного тока

Abb. 11. Dreistufige Wechselstromverstärker

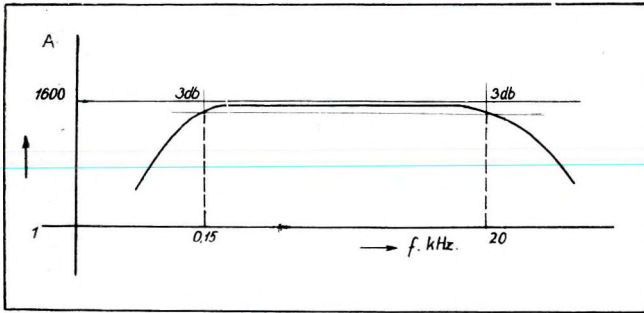
hát a végfok tápfeszültségét a lehető legnagyobbra kell választani; ki kell használni a stabilizált  $\pm 10$  V-ból adódó 20 V-ot. A fentiekből következik az is, hogy a frekvenciamenetet úgy kell kialakítani, hogy a túimpulzust ne nagyon laposítsa el. 50 ~ 100 KHz-es levágási frekvenciáknál viszonylag jó eredményt kapunk, anélkül, hogy különleges nagy frekvenciás tranzistorokat kellene használni. Az alsó frekvenciahatárnak olyannak kell lennie, hogy a modulátor frekvencián a fázistolás ne legyen több néhány foknál. Fontos követelmény, hogy egy túlvezérlés miatt beálló telítés ne okozzon lényeges munkapont eltolódást a kimenő fokozatnál. A visszacsatolás miatt ugyanis ilyenkor tartós lengés léphet fel. Célszerű páratlan számú fokozatot választani, ekkor a végfok és a bemenet ellenkező fázisban van, így a tápláláson keresztül pozitív visszacsatolás nehezebben léphet fel.

A választott megoldásnál az első fokozat egy leválasztott közvetlen csatolású erősítő (11. ábra).

A munkapont stabilizálását a kimenetről  $R_{16}$ ,  $R_{17}$  osztón keresztül  $R_{18}$  visszacsatolás biztosítja, amely  $C_5$  miatt csak egyenáramon, illetve nagyon kis frekvenciáig hatásos. Így csak egyetlen kondenzátor szükséges a stabilizáláshoz.

A kivitelezett megoldás erősítése 1600-szoros, zaja  $1,5 \mu\text{V}$  eff. váltakozó áram. Frekvenciamenetét a 12. ábrán mutatjuk be.

A negyedik – ötödik fokozat szintén közvetlen csatolású. Itt követelmény, hogy az ötödik fokozatnál kihasználjuk a rendelkezésre álló  $\pm 10$  V-ot. Fontos még a túlvezérlés munkaponteltoló hatásának csökkentése. Ez különösen a

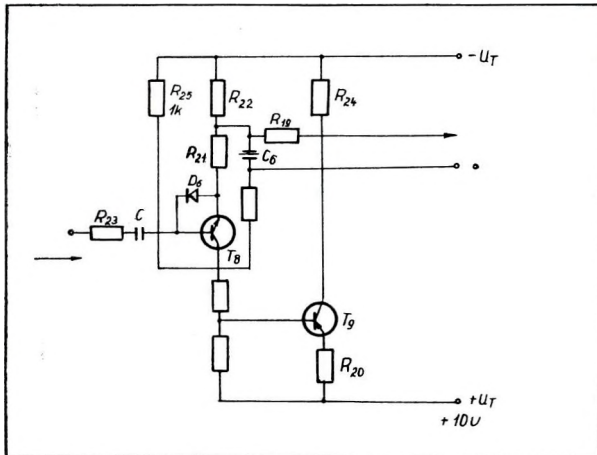


12. ábra. A váltakozóáramú erősítő frekvencia-karakteristikája

Фиг. 12. Частотная характеристика усилителя переменного тока

Abb. 12. Frequenzcharakteristik des Wechselstromverstärkers

tranzisztorok bemenetén léphet fel, emiatt a negyedik fokozat bázisát negatív túlvezérlés ellen a  $D_6$  diódával védjük meg, különben a  $C$  csatoló kondenzátor töltődik. Ugyanezért alkalmazzuk  $R_{23}$  ellenállást is. A kapcsolás a 13. ábrán látható. Az erősítés stabilizálására itt is visszacsatolásokat használunk. ( $R_{20}$ ,  $R_{21}$ ). A munkapontot  $R_{19}$ ,  $R_{22}$  és  $C_6$  stabilizálja. Az 1 KOhm-os kollektor ellenállás elegendő kimenő teljesítményt biztosít.

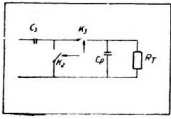


13. ábra. A váltakozóáramú erősítő végfokozata

Фиг. 13. Оконечный каскад усилителя переменного тока

Abb. 13. Wechselströmige Endverstärkerstufe

A demodulátor lényegében a négyszög generátorról meghajtott soros és párhuzamos kapcsoló-tranzisztorokból áll. Elvét a 14. ábrán láthatjuk.



14. ábra.  
A demodulátor  
helyettesítő áramköre

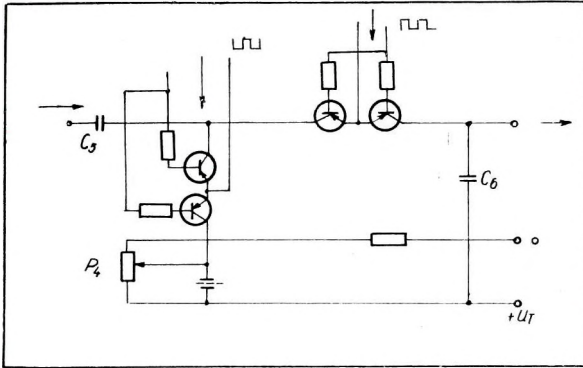
Фиг. 14.  
Цепь замещения  
демодулятора  
Abb. 14.  
Ersatzstromkreis  
des Demodulators

Ha  $K_2$  vezető állapotban van,  $K_3$  szigetel, ebben a félciklusban  $C_s$  kondenzátor feltöltődik. A következő félciklusban  $K_3$  vezet és  $K_2$  szigetel. Ugyanekkor a generátorban is fázist vált és  $C_p$  (amely egy nagyságrenddel kisebb mint  $C_s$ ) feltöltődik a generátor csúcsig mért feszültségére. Ezt a feszültséget  $C_p$  a következő félciklusban tartja, feltéve ha ( $R_T$ ) az egyenáramú fokozat bemenő ellenállása elég nagy.

A gyakorlati kivitelnél  $K_2$  és  $K_3$  kapcsolótranszisztorok. Vezérlésük ugyanazon generátorról történik, mint a modulátor tranzisztoré ( $T_1$ ), természetesen ellenkező fázisban. Mivel itt a feszültség szint néhány volt nagyságrendű is lehet, kettős kapcsolótranszisztorokat használunk. Ezek egyrészt mindkét irányú

feszültségnél egyformán szigetelnek, másrészt a zavarófeszültségek és áramok egymást kielégítően kompenzálják (15. ábra).

Mivel a következő fokozat egyenáramú erősítő (végfok), a kimenetnél bizonyos egyenáramú szintet kell beállítani ahhoz a szinthez képest, ahova a végfok emittora kapcsolva van. Ez a tápfeszültség pozitív ága. Beállításra  $P_4$  szolgál (úgy kell beállítani, hogy rövidrezárt bemenetnél a végfok kimenete 0-n legyen). A kétoldalas fázis-érzékeny egyenirányítás azért előnyös, mivel a kimenet csipkézettsége így nagyon kicsi.



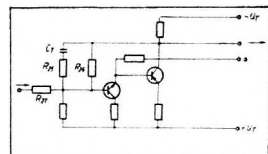
15. ábra. A demodulátor kapcsolása  
Фиг. 15. Схема включения демодулятора  
Abb. 15. Schaltung des Demodulators

A végfok feladata kettős: egyrészt megfelelő feszültség ill. teljesítmény-erősítést kell biztosítani, másrészt a visszacsatolás miatt 6dB/oktáv meredekség szükséges. Ez utóbbit Miller-integrátor kapcsolásban célszerű megol-



dani (16. ábra). A drift csökkentésére  $PNP - NPN$  szilícium kaszkád kapcsolású párt használunk. Az időállandót  $C_7$  és  $R_{27}$  adják, bár – mivel az erősítés csak kb. 10-szeres – a látszólagos kapacitásnövelő hatás ugyanilyen nagyságú.  $R_{25}$  kiegyenesíti a frekvenciamenetet, attól a frekvenciától kezdve, ahol a demodulátor kimenetének töréspontja van.

$$f = \frac{1}{2\pi R_{24} C'}; C' = \frac{C_0 \cdot C_6}{C_5 + C_6} \quad (11)$$



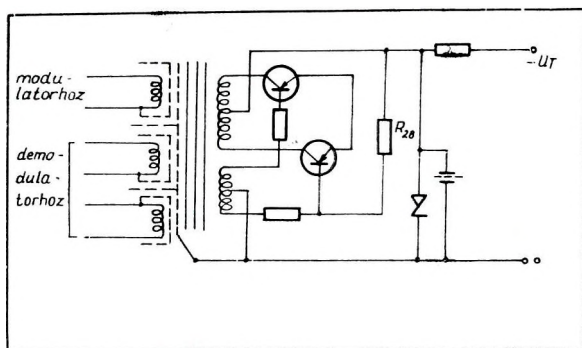
16. ábra. Az egyenáramú teljesítmény-végfokozat kapcsolása

Фиг. 16. Схема включения оконечного каскада усилителя мощности постоянного тока

Abb. 16. Schaltung der gleichströmigen Leistungsendstufe

Négyszöggenerátorként két tranzisztoros, transzformátoros multivibrátor kapcsolást használunk (17. ábra).

$R_{28}$  az üzembiztos, automatikus indítást szolgálja. Figyelemre méltó a kettős árnyékolás alkalmazása a szekunder tekercsnél. Minden tekercsnek saját (belső) árnyékolása van, amelyet a tekercs egyik végéhez kapcsolunk. Ezáltal az árnyékolás és a tekercs közötti szórt kapacitás miatt folyó áramok a tekercsen belül záródnak. Ezenkívül az egyes belső árnyékolásokat egymástól egy-egy földelt árnyékolással választjuk el. E két árnyékolás közötti kapacitáson át csak olyan áramok folyhatnak, amelyeket a földhöz képest a tekercs egyik végén jelentkező (a belső árnyékoláshoz kapcsolt) változó feszültség okoz. Ezt a véget ahhoz a ponthoz kell kapcsolni, amelynek a földhöz képest kisebb feszültsége van, a modulátornál az  $X_1$  ponthoz, a demodulátornál az emitterek összekötő pontjához.



17. ábra. A vezérlő négyszöghullám-generátor kapcsolása

Фиг. 17. Схема включения управляющего генератора прямоугольных сигналов

Abb. 17. Schaltung des Leitrechteckgenerators

A készülék működése 12,5–15 V tápfeszültségnél szabályos. Az egyes áramköri részeket az egymásrahatás elkerülése végett külön-külön stabilizáljuk Zener diódákkal és párhuzamosan kapcsolt kondenzátorokkal. Különösen lényeges a négyszögjel-generátor elválasztása, hogy a tápfeszültségen keresztül az erősítő fokozatokra zavarjel ne juthasson.



И. ВИНЦЕ

НАЗЕМНАЯ АППАРАТУРА С НАПРАВЛЕННЫМ ПОЛЕМ ТОКА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ  
СОПРОТИВЛЕНИЯ

В статье перечисляются основные операции по измерению, требования к ним, затем излагается принцип конструкции.

J. VINCZE

WIDERSTANDSMESSGERÄT VON ORIENTIERTEN STRÖMUNGSFELD

Die bedeutenden Messvorgänge, die Forderungen und das prinzipielle Wesen der Lösung des Gerätes und des Verfahrens sind dargestellt.

IRÁNYÍTOTT ÁRAMTERŰ FELSZÍNI ELLENÁLLÁSMÉRŐ MŰSZER

VINCZE JÁNOS

Az altolog berendezés váltóáramú irányított áramterű talajellenállás-mérésekre készült.

Ennél a mérési eljárásnál két tápáramgenerátor szükséges. Az egyik az  $I_0$  mérőáramgenerátor, a másik az  $I_T$  terelőáramgenerátor. A terelőáramgenerátor feladata, hogy az 1. ábra szerinti elektródaelrendezés mellett a mérőáramot vertikális irányban fókuszálja.

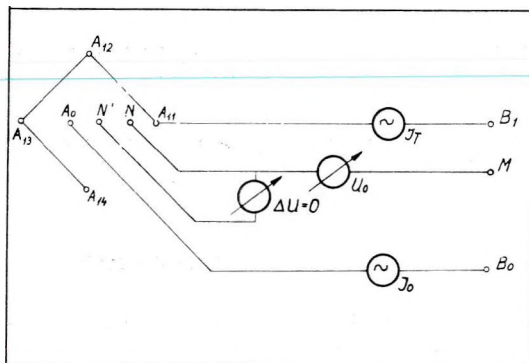
A 1. ábra szerinti táp- és mérő elektróda rendszerrel az alábbi mérési műveleteket kell végre hajtani:

a) A  $\rho_L$  kiszámításához, melyet a szondázás során  $\rho_L/\rho_1 = f(A_0A_1)$  függvénye szerint ábrázolunk, szükségünk van az  $U_0$  pontos értékére.  $U_0$  nagysága a felszíni geoelektromos mérésekből ismert alapelvek szerint, a talaj látszólagos ellenállásának, a mérő áramának ( $I_0$ ) és az elektróda koefficiensének függvénye.  $U_0$  legkisebb értékét részint az ipari zavar szint, részint a mérésre tervezett mérőerősítő zajszintje határozza meg.  $U_0$  min értékét 10  $\mu$ -ban határoztuk meg.

b) A mérőáram ( $I_0$ ) nagyságát a fentiek figyelembevételével – mivel adott mérőállásban sem a  $\rho_c$  sem a  $K$  értéke nem változtatható, – a legkisebb potenciálkülönbség előállításához szükséges árammennyiség határozza meg. A mérőáramgenerátort gyakorlati tapasztalatok alapján 10 mA-es maximális ármra méretezzük, melyet több fokozattal 0,01 mA – 10 mA-ig lehet beállítani.

c) Miután adott mérés esetében  $I_0$ -t a fentiek alapján beállítottuk,  $I_T$  beállítása az  $NN'$  figyelőelektrodák segítségével történik.  $I_T$  értéke akkor éri el az előírt nagyságát, ha a két figyelőelektrodán azonos nagyságú ekvipotenciális felület halad át, vagyis mikor az elektrodák között a potenciál zérus.

A vázolt mérési fázisok végrehajtására alkalmas a következőkben ismertett műszer.



1. ábra. Az irányított áramerterű geoelektromos eljárás elektroda- és mérő- elrendezése

Фиг. 1. Измерительная установка геоэлектрического метода, использующего направленное поле тока

Abb. 1. Die Elektroden- und Messanordnung des geoelektrischen orientierten Strömungsfeld-Verfahrens

Az 1. ábrán feltüntetett  $\Delta U$  és  $U_0$  feszültségeket mérő műszer nem közvetlenül, hanem egy mérőerősítőn keresztül kapcsolódik az elektrodákhoz. Mivel  $\Delta U$  és  $U_0$  értékek egyidejű mérése nem szükséges, a két értéket, egyetlen mérőerősítő átkapcsolásával lehet megmérni.

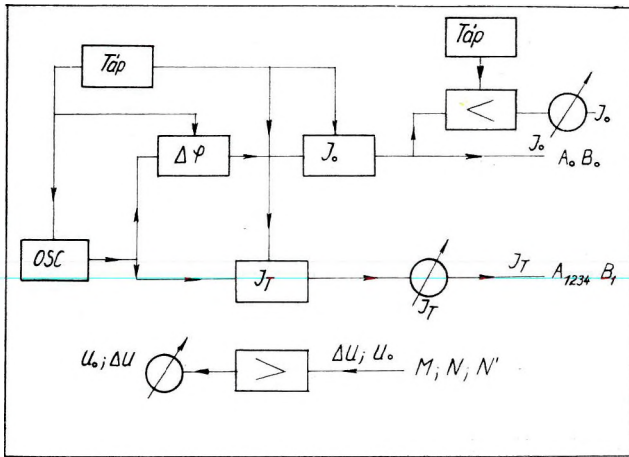
A fentiekből következik, hogy az altolog berendezés három fő részből áll. A mérőáramgenerátor, ( $J_0$ ) a terelőáramgenerátor ( $J_T$ ) és az erősítő ( $U_0 - \Delta U$ ).

A megvalósított berendezés tömbvázlata a 2. ábrán látható, mely az eddig tárgyalt egységeken kívül egy oszcillátort, egy fázistoló ( $\Delta\varphi$ ) és egy műszererősítő egységet tartalmaz.

A közös oszcillátor mind a mérő, mind pedig a terelőáramgenerátort azonos frekvenciájú jellel hajtja meg – automatikusan. A mérőáramgenerátor meghajtása a fázistoló egységen keresztül történik. Ez lehetővé teszi, hogy nullázásnál ne csak amplitúdóra, hanem fázisra is ki lehessen a rendszert egyenlíteni.

A mérőáramgenerátor műszererősítőjére azért van szükség, mivel terepi viszonyok közt nem látszott megoldhatónak a kis –  $100 \mu\text{A}$  körüli – mérőáramok közvetlen mérése (váltóáram!)

A 2. ábra szerinti berendezést a rutinszerű mérésekre célszerű volt még három résszel kiegészíteni. Ezek: a hitelesítőegység, a műveletkapcsoló egység és a tápfeszültségjelző automatika.

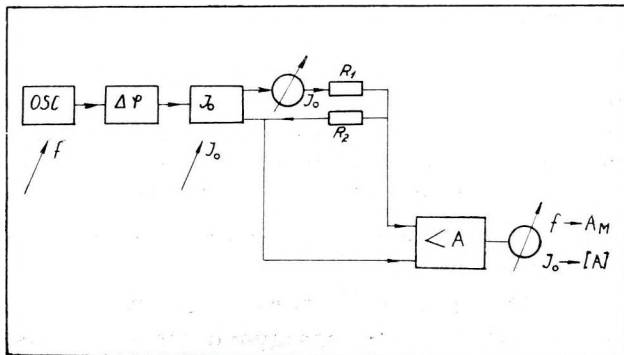


2. ábra. A váltakozóáramú, felszíni irányított áramterű berendezés elvi felépítése

Фиг. 2. Принципиальная схема наземной аппаратуры переменного тока с направленным полем тока

Abb. 2. Blockdiagramm der Wechselstrom-Vorrichtung

A berendezés terepi hitelesítését a 3. ábra szerint végezzük. A vázolt mérési összeállítás a műszerbe van beépítve, tehát a berendezést hitelesítő állásba állítva, a mérőerősítő a mérőáramgenerátor kimenetére kapcsolódó  $R_1$ ,  $R_2$  feszültségosztóról kap meghajtást. A hitelesítés két lépésben történik. Első lépésként az oszcillátor frekvenciáját úgy kell beállítani, hogy a fixen hangolt frekvenciaszelektív rendszerű mérőerősítő kimenő műszere maxi-



3. ábra. A generátor és mérőerősítő hitelesítésének elvi elrendezése

Фиг. 3. Принципиальная схема установки для градуирования генератора и измерительного усилителя

Abb. 3. Blockdiagramm des Eichkreises des Generators und Messverstärkers

mumra álljon be. Második lépésben a mérőáramgenerátor kimenő áramát és ezzel egyidejűleg a mérőerősítő erősítését a hitelesítési értékre kell állítani.

A tápfeszültség jelző automatika\* feladata, hogy jelzést adjon, ha a tápláló akkumulátor feszültsége az üzemi szint alá csökken.

Lényeges még, hogy a mérőerősítő a jobb jel/zaj viszony elérése érdekében keskenysávú frekvenciaszelektív kiképzésű. Ez a megoldás biztosítja, hogy az ipari és természetes zajok a mérést ne befolyásolják (50 Hz-es ipari zajra a vágás nagyobb mint 60 dB).

A berendezés teljesen tranzisztoros, táplálása egy 12 V-os akkumulátorról történik. A hazai gyártásra tekintettel főleg hazai alkatrészeket tartalmaz.

## AZ EGYES EGYSÉGEK RÖVID LEÍRÁSA

### 1. A terelőáramgenerátor

A terelőáramgenerátor 9 tranzisztort tartalmaz. Végfokozata ellenütemű transzformátoros kiképzésű. Kimenete tehát földfüggetlen. A kimenő áramot a kimenetre kapcsolt műszer közvetlenül méri. A mérőműszer méréshatárának és a generátor kimenő áramának váltása szinkronban történik.

- a) A kimenő áram max. 250 mA, öt fokozatban váltható a fokozaton belül folyamatosan szabályozható.
- b) A kimenő ellenállás nagyobb mint 2 Kohm.
- c) A kimeneten megengedett legnagyobb terhelő ellenállás 500 ohm
- d) A kimenet rövidrezárható.
- e) A frekvencia 475 Hz.

### 2. A mérőáramgenerátor

A mérőáramgenerátor 5 tranzisztort tartalmaz. Végfokozata A osztályú transzformátoros kiképzésű. Kimenete tehát földfüggetlen. A kimenő áramot a kimenettel sorbakapcsolt feszültségosztón létrejövő feszültségeséssel mérjük. Az  $I_0$  áram kimenő értéke és a kimenő áramot mérő műszer méréshatárának váltása a terelőáram generátorához hasonlóan szinkronban van.

- a) Kimenő áram max. 10 mA öt fokozatban váltható és ezen belül folyamatosan szabályozható.
- b) A kimenő ellenállás nagyobb mint 50 Kohm.
- c) A kimeneten megengedett legnagyobb terhelő ellenállás 10 Kohm.
- d) A kimenet rövidrezárható.
- e) A frekvencia 475 Hz.

\* Szintfigyelő áramkör.

### 3. Oszcillátor egység

A két áramgenerátort közös oszcillátor hajtja meg, így a szükséges merev frekvenciakapcsolat biztosított. Az oszcillátor Wien hidas kiképzésű, három tranzisztort tartalmaz. Frekvenciája 460 és 490 Hz között állítható. Erre a berendezés hitelesítésénél van szükség.

### 4. Fázistoló áramkör

Feladata, hogy be- és kimenete között változtatható fázistolást biztosítson anélkül, hogy a kimenő amplitúdót lényegesen befolyásolná. Az áramkör 4 tranzisztort tartalmaz. A fázistolás mértékének állítása egy kettős potenciométerrel történik. A fázisszög  $\pm 22^\circ$  között folyamatosan állítható. Az amplitúdóváltozás a teljes sávban kisebb mint  $\pm 3\%$ .

### 5. Tápegységek

Az áramkötők stabil működése érdekében az altolog berendezés stabilizált tápfeszültségekkel működik. A stabilizátorok összesen 9 tranzisztort tartalmaznak. A stabilizátorok áteresztő rendszerűek.

### 6. Szintfigyelő automatika

Feladata, hogy jelzést adjon ha a tápláló akkumulátor feszültsége az üzemi szint alá csökken. A berendezés egy billenő kör, két tranzisztorttal. Az áramkör a feszültségesökkenést az előlapon lévő piros lámpa kigyújtásával jelzi.

### 7. Műszererősítő

Feladata, hogy a terelőáramgenerátor kimenetével sorbakapcsolt feszültségosztón létrejövő feszültséget erősítse (ez a feszültség a kimenő árammal arányos) és a kimenő áramot ( $I_0$ ) mérő műszer meghajtását biztosítsa. Az erősítő három tranzisztort tartalmaz.

### 8. Mérőerősítő

A mérőerősítő feladata, hogy a  $\Delta U$  és  $U_0$  feszültségeket erősítse. Ennek megfelelően a mérőerősítő igen nagy feszültségdinamika feldolgozására alkalmas. Paramétereit:

- a végkiterésre vonatkoztatott legnagyobb érzékenység  $200 \mu\text{V}$ .
- Az érzékenység 13 állásban csak fokozatosan váltható 2 V-ig
- A bemenő ellenállás nullázáskor (1mV-ig) nagyobb mint  $25 \text{ K}\Omega$ .

- d) 1 mV felett nagyobb mint 100 K $\Omega$ m.
- e) Az erősítő fixen hangolt frekvenciaszelektív. Frekvenciája 475 Hz.
- f) Az erősítő sávzélessége  $\pm 5$  Hz/ $\pm 0,5$  dB.
- g) Az erősítő szelektivitása az átlagos ipari zavarok 9. és 10. felharmonikusára, (450 ill. 500 Hz-re), nagyobb mint 26 dB, az alapharmonikusra (50 Hz) nagyobb mint 60 dB.
- h) Az erősítő a bemeneten megjelenő egyenfeszültségre érzéketlen.
- i) A bemenetre redukált zajszint kisebb mint 0,005 mV.
- k) Az erősítés abszolút értéke a hitelesítés érdekében kis mértékben állítható.

A mérőerősítő 9 tranzisztort tartalmaz. Az erősítő bemenetén helyezkedik el a méréshatár átkapcsoló feszültségosztó, így az erősítőfokozatok minden méréshatárban ugyanolyan feszültség szintek között működnek. Ennek a megoldásnak előnye, hogy a mérőműszeren, amelyet az erősítő hajt meg, az összes méréshatárban ugyanaz a skála használható.

Az erősítő első fokozata csak impedanciáttranszformációt végez. Második fokozata szélessávú és csak a harmadik fokozattól szelektív.

A szelektív erősítő rész négy hangolt LC körből áll. Az egyes rezgőkörök páronként felső kapacitív csatolásban vannak.



Г. БАДОНИ – А. ФАБИАН – Б. КОВАЧ

OSZVONNYE PRINCIPIYI PROJEKTIVOVANNYI SEJSMIČESKOJ APPIRATURYI  
S MAĜNITNOJ ZAPIŠYU, II

Opisyvayutsya osnovnye printsipy projektivovannya APY s logarifmicheskim reguliruyemyim elementom. Pri ispolzovanii kharakteristiki regulirovaniya i kharakternyh dannyh reguliruyemyego elementa možno vyčislit' veličiny usilyeniya i posledovatelyno vključennyh soprotivlenij reguliruyemyeji čepi. Vyčisleniya v svyazi s procesom regulirovaniya rassmatrivayutsya kak dlya parallel'nogo tak i dlya posledovatelynogo vključeniya.

G. BÁDONYI – A. FÁBIÁN – B. KOVÁCS

THEORETICAL CONSIDERATIONS IN DESIGNING A SEISMIC EQUIPMENT OF TAPE-  
RECORDING SYSTEM

Fundamental principles of the planning of an AGC with logarithmic control-element are described. Using the characteristic data of the control-curve and the control-element, the gain and the resistance (in series connected) of the control-chain can be computed. The computation or parallel connected control-process is given as well as for the same in series connected.

MAGNETOFONOS REGISZTRÁLÁSÚ SZEJSMIKUS BERENDEZÉS  
TERVEZÉSÉNEK ELVI ALAPJAI II.

BÁDONYI GÉZA – FÁBIÁN ANDRÁS – KOVÁCS BÉLA

Az AGC rendszer sztatikus karakterisztikájának tervezési szempontjai

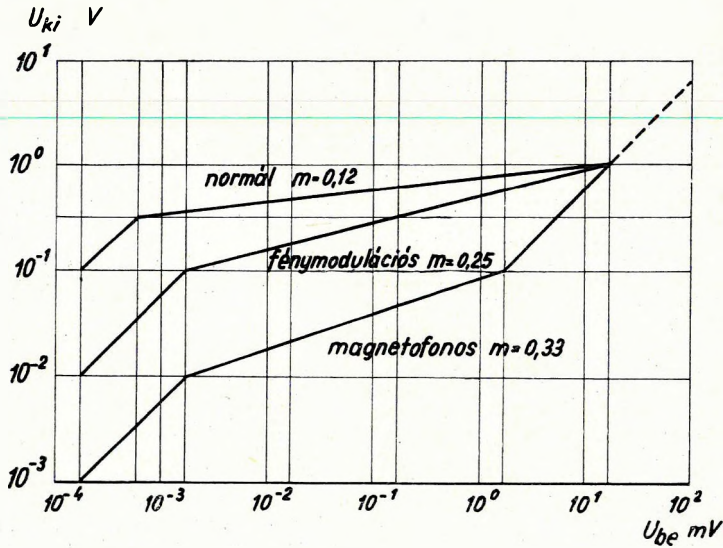
A szeizmikus berendezésekben alkalmazott automatikus dinamikakompresszor (AGC) áramköreinek mind a szeizmikus, mind pedig az elektronikus követelményeket ki kell elégítenie. A szeizmikus követelmények közül a legfontosabbak:

1. az AGC-nek a szűrőhöz viszonyított sorrendje,
2. az AGC nem lineáris torzítása,
3. az AGC sztatikus karakterisztikája,
4. az AGC szabályozási sebessége.

Az első két követelmény vizsgálatával – az elektronikus szempontok figyelembevételével – már korábban foglalkoztunk (Bádonyi – Kovács

1964, Bádonyi – Fábián – Kovács 1965), s ebben a tanulmányban csak az AGC sztatikus karakterisztikájának tervezési szempontjait vizsgáljuk meg.

Az 1. ábra szeizmikus berendezések – elektronikus szempontból viszonylag könnyen megvalósítható – szabályozási karakterisztikáit mutatja be. Az ábrából látható, hogy a normál regisztrálású berendezések dinamika-



1. ábra

kompressziója a legnagyobb, mert az amplitúdó viszonyokat a szokásos szeizmikus regisztrátumokon legfeljebb 20 dB-ig lehet kiolvasni. Lényegesen kedvezőbb a helyzet a filmre rögzített fénymodulációs regisztrátumnál, mint-hogy a fényérzékeny réteg 40 dB dinamikát is átfog. A legkisebb dinamika-kompresszió a magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezésekhez szükséges, mivel a magnetofonszalag 60 dB dinamika feldolgozására is képes.

E karakterisztikák passzív, logaritmikus karakterisztikájú áramköri elemekkel megvalósíthatók (Bádonyi–Fábián–Kovács 1965), illetve elektronikus szempontok figyelembevételével jól megközelíthetők.

Vizsgáljuk meg tehát, hogy az 1. ábra szabályozási karakterisztikái adott logaritmikus karakterisztikájú passzív áramköri elemekkel hogyan valósíthatók meg, illetve melyek a legjobb megközelítés feltételei.

Az alkalmazott jelölések a következők:

$A$  erősítés

$m$  a szabályozási karakterisztika meredeksége

$R$  a szabályozó kör soros ellenállása

$R_d$  a szabályozó elem ellenállása

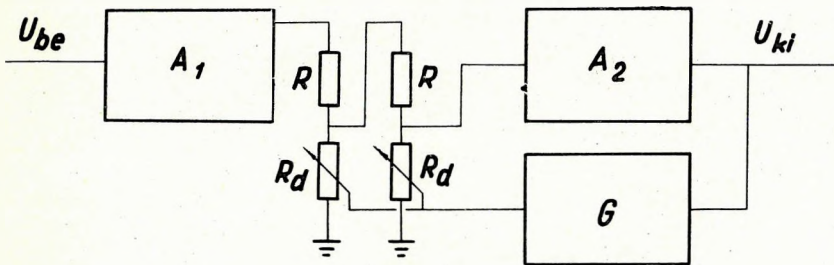
$U_{be}$  bemenő feszültség

$U_{be_0}$  a szabályozót működésbe hozó küszöbfeszültség

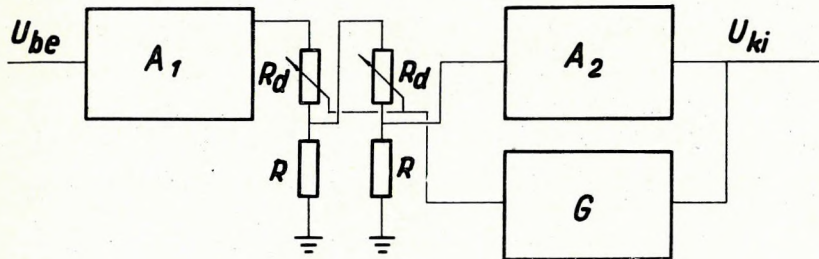
$U_{be_m}$  a szabályozás felső küszöbfeszültsége

- $U_{ki}$  kimenő feszültség  
 $U_{ki_0}$   $U_{be_0}$ -hoz tartozó kimenő feszültség  
 $U_{ki_m}$   $U_{be_m}$ -hez tartozó kimenő feszültség  
 $U_{sz}$  a szabályozó elem működtető szabályozófeszültség  
 $U_{sz_0}$   $U_{ki_0}$ -hoz tartozó szabályozófeszültség  
 $U_{sz_m}$  az  $U_{ki_m}$ -hez tartozó szabályozófeszültség  
 $\beta$  arányossági tényező  
 $\alpha$  a szabályozó elem karakterisztikájának meredeksége  
 $n$  a szabályozó elemek száma.

Passzív áramköri elemet tartalmazó párhuzamos, illetve soros szabályozó általános felépítését a 2. és 3. ábra mutatja be.  $A_1$  a szabályozás előtti,  $A_2$  a szabályozás utáni teljes erősítés. A szabályozás mindkét esetben egy vagy több (az ábrán kettő) egymástkövető  $R-R_d$  ellenálláslánc (mint leosztó) segítségével történik.  $R$  értéke állandó.  $R_d$  ellenállása pedig az  $U_{ki}$ -vel arányos  $U_{sz}$  szabályozófeszültség segítségével a  $G$  egységen át változtatható.



2. ábra



3. ábra

Az áramkör paramétereinek kiszámítása céljából írjuk fel először a 2. ábrán látható kapcsolásnak, és az 1. ábra szerinti görbék  $[U_{be_0}, U_{be_m}]$  intervallumba eső szabályozott szakaszának egyenleteit.

$$U_{ki} = AU_{be} \left( \frac{R_d}{R + R_d} \right)^n \quad (1)$$

$$\text{Log } U_{ki} = m \text{Log } U_{be} + \text{Log } U_{ki_0} - m \text{Log } U_{be_0} \quad (2)$$

$$\text{ahol } A = A_1 \cdot A_2 \text{ és } R_d = f(U_{ki})$$

$U_{be}$  értékét (1)-ből kifejezve és a (2)-be helyettesítve, majd  $R_d$ -t kifejezve

$$R_d = \frac{R \sqrt{U_{ki_0}}^{m \cdot n}}{\sqrt{A} \sqrt{U_{be_0}}^n U_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}} - \sqrt{U_{ki_0}}^{m \cdot n}} \quad (3)$$

egyenletet kapjuk. A szabályozóelemek karakterisztikája azonban csak grafikusán ismert (4. ábra), ezért a megfelelő szabályozóelem kiválasztása, valamint  $R$  és  $A$  meghatározása a (3) egyenletből közvetlenül nem lehetséges. Legyen azonban

$$U_{ki} = U_{ki_0} \text{ -nál } R_d = R_{d_0} \text{ és}$$

$$U_{ki} = U_{ki_m} \text{ -nél } R_d = R_{d_m}$$

$$\text{így } \frac{R_{d_0}}{R_{d_m}} = \frac{\sqrt{A} \sqrt{U_{be_0}}^n U_{ki_m}^{\frac{1-m}{m \cdot n}} - \sqrt{U_{ki_0}}^{m \cdot n}}{\sqrt{A} \sqrt{U_{be_0}}^n U_{ki_0}^{\frac{1-m}{m \cdot n}} - \sqrt{U_{ki_0}}^{m \cdot n}}$$

amelyből, bevezetve az

$$\frac{R_{d_0}}{R_{d_m}} = h_d, \frac{U_{ki_m}}{U_{ki_0}} = h_{ki} \text{ és } \frac{U_{ki_0}}{U_{be_0}} = A_0$$

jelöléseket

$$A = A_0 \left( \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} \right)^n \quad (4)$$

összefüggést kapjuk.

Ha a szabályozófeszültség a kimenőfeszültség lineáris függvénye, vagyis

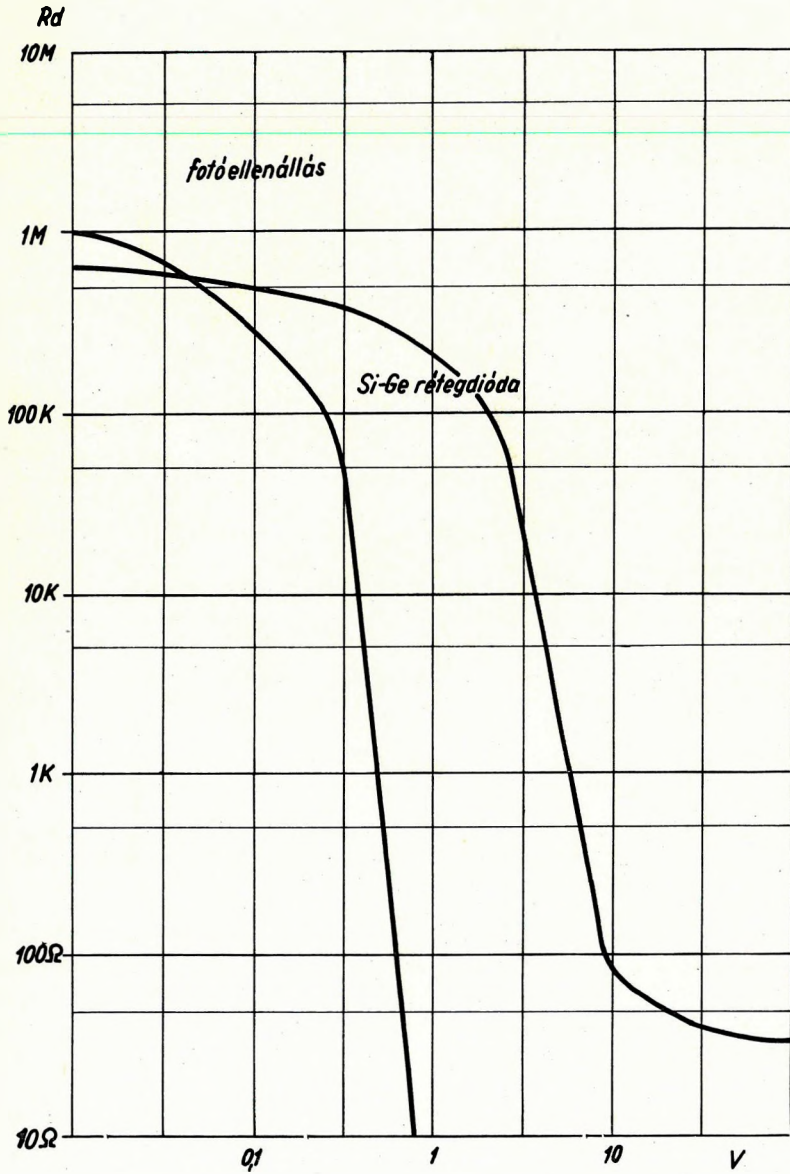
$$h_{ki} = \frac{U_{ki_m}}{U_{ki_0}} = \frac{U_{sz_m}}{U_{sz_0}},$$

akkor a  $\text{Log } h_{ki}$  távolság a rendelkezésünkre álló szabályozóelemek logaritmikus karakterisztikáinak abszcissza tengelyére felmérhető, illetve az ehhez tartozó  $\text{Log } h_d$  távolság az ordinátatengelyről leolvasható és  $A$  értéke kiszámítható. Ha az  $A$  erősítés elektronikusán megvalósíthatatlan, két vagy több szabályozóelemet kell felhasználni.

Ha az 1. ábra szerint előírt szabályozási karakterisztika jó megközelítése a célunk, akkor  $h_{ki}$  távolságot a szabályozóelem karakterisztikájának lineáris szakaszához kell eltolni – figyelembe véve a szabályozóelemmel esetleg sorosan vagy párhuzamosan kapcsolt ellenállásokat is. A különböző karakterisztikához tartozó  $A$  értékek közül pedig az elektronikus szempontok alapján még megengedhető legnagyobbat kell kiválasztani. Ha ugyanis a (4)-et a (3)-ba

helyettesítjük és az  $U_{ki}$  kimenő és  $U_{sz}$  szabályozófeszültség közötti összefüggést

$$U_{sz} = 1/\beta U_{ki} \text{-nek} \quad (5)$$



4. ábra

választjuk meg, a (3)

$$R_d = \frac{R}{\left(\frac{U_{sz}}{U_{sz_0}}\right)^{\frac{1-m}{m \cdot n}} \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} - 1} \quad (6)$$

alakra hozható.

A szabályozóelemek karakterisztikája a szabályozási tartomány jelentős szakaszán a

$$\text{Log } R_d = \alpha \text{Log } U_{sz} + \text{Log } k \quad (7)$$

egyenlettel közelíthető meg.

A (6) és (7) összevetésével könnyen belátható, hogy az 1. ábra szerinti szabályozási karakterisztika a 2. ábra szerinti kapcsolással kellő pontossággal csak akkor valósítható meg, ha

$$\left(\frac{U_{sz}}{U_{sz_0}}\right)^{\frac{1-m}{m \cdot n}} \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} \gg 1$$

E feltétel akkor teljesül, ha  $U_{sz} > U_{sz_0}$ . Ha azonban  $U_{sz} \approx U_{sz_0}$ , a (4) alapján az  $A \gg A_0$  feltételnek kell teljesülnie. Ez utóbbi azonban, elektronikus okok miatt, a gyakorlatban nehezen valósítható meg.

Ha az előző szempontok alapján kiválasztott szabályozó-elem karakterisztikájára  $h_{ki}$  távolságot felmérjük,  $A$  ismeretében  $R$  és  $\beta$  kiszámítható.

$$U_{ki} = U_{ki_0} \text{-nál ugyanis } U_{sz} = U_{sz_0} \text{ és } R_d = R_{d_0} \text{ így}$$

az (5)-ből

$$\beta = \frac{U_{ki_0}}{U_{sz_0}} \quad (8)$$

és az (1)-ből

$$R = R_{d_0} \left[ \sqrt[n]{\frac{A}{A_0}} - 1 \right] \quad (9)$$

Az 1. ábra szerint előírt karakterisztika alapján  $R_d > R_{d_0}$ -nál és  $R_d < R_{d_m}$ -nél  $R_d = \text{konst.}$  (Szabályozás mentes szakasz.) E feltételek a szabályozó elemmel sorba és párhuzamosan kapcsolt ellenállásokkal, valamint  $U_{sz}$  limitálásával teljesíthetők.

$A$ ,  $R$  és  $\beta$  valamint a felhasználandó szabályozóelem karakterisztikájának ismeretében a tényleges szabályozási karakterisztika megszerkeszthető. Az (1) és (2)-ből ugyanis

$$n \text{Log } \frac{R + R_d}{R_d} - \text{Log } A + \text{Log } U_{ki} = 1/m \text{Log } U_{ki} - \frac{1}{m} \text{Log } U_{ki_0} + \text{Log } U_{be_0}.$$

a (2)-ből pedig

$$\text{Log } U_{be} = \frac{1}{m} \text{Log } U_{ki} - \frac{1}{m} \text{Log } U_{ki_0} + \text{Log } U_{be_0},$$

vagyis

$$\text{Log } U_{be} = \text{Log } U_{ki} - \text{Log } A + n \text{Log } \frac{R + R_d}{R_d} \quad (10)$$

Az  $n \text{Log } \frac{R + R_d}{R_d}$  az  $U_{sz}$ , illetve az (5) alapján  $U_{ki}$  függvényében a szabályozóelem karakterisztikájából pontról-pontra megállapítható. Ehhez az értéksorhoz a  $\text{Log } U_{ki} - \text{Log } A$  értéksort hozzáadva,  $\text{Log } U_{ki}$ ,  $\text{Log } U_{be}$  függvényében ábrázolható.

Most vizsgáljuk meg, hogy az 1. ábra szerinti szabályozási karakterisztikát a 3. ábra szerinti kapcsolás kielégíti-e és ha igen – milyen feltételek mellett. Írjuk fel itt is a szabályozási görbék  $[U_{be_0} U_{be_m}]$  intervallumba eső szabályozott szakaszának egyenletét:

$$\text{Log } U_{ki} = m \text{Log } U_{be} + \text{Log } U_{ki_0} - m \text{Log } U_{be_0},$$

valamint a 3. ábra szerinti kapcsolást kielégítő

$$U_{ki} = A U_{be} \left( \frac{R}{R + R_d} \right)^n \text{ egyenletet.} \quad (11)$$

E két egyenlethől az

$$\frac{R_{d_0}}{R_{d_m}} = h_d \quad \frac{U_{ki_m}}{U_{ki_0}} = h_{ki} \quad \text{és} \quad \frac{U_{ki_0}}{U_{be_0}} = A_0$$

jelöléseket alkalmazva, valamint figyelembe véve hogy itt

$$U_{ki} = U_{ki_0} \text{ -nál } U_{sz} = U_{sz_m} \text{ és } R_d = R_{d_m} \text{ valamint}$$

$$U_{ki} = U_{ki_m} \text{ -nél } U_{sz} = U_{sz_0} \text{ és } R_d = R_{d_0}$$

az előzőkhöz hasonlóan

$$A = A_0 \left( \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} \right)^n \text{ illetve} \quad (12)$$

$$R_d = R \left[ \left( \frac{U_{ki}}{U_{ki_0}} \right)^{\frac{1-m}{m \cdot n}} \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} - 1 \right] \quad (13)$$

Ha a kimenő és a szabályozó feszültség határértékeire a

$$h_{ki} = \frac{U_{ki_m}}{U_{ki_0}} = \frac{U_{sz_0}}{U_{sz_m}}$$

összefüggés itt is felírható, akkor a  $\text{Log } h_{ki}$  távolság a rendelkezésre álló szabályozóelemek logaritmikus karakterisztikáinak abszcisszatengelyére felmérhető, illetve az ehhez tartozó  $\text{Log } h_d$  távolság az ordinátatengelyről leolvasható és az erősítés értéke ( $A$ ) szintén kiszámítható.

Az előzőkhöz hasonló linearitási feltétel azonban csak elektronikusan nehezen megvalósítható

$$U_{sz} = \frac{1}{\beta_s U_{ki}} \quad (14)$$

feltétel mellett teljesíthető. Ez esetben ugyanis (13) az

$$R_d = R \left[ \left( \frac{U_{sz_0}}{U_{sz}} \right)^{\frac{1-m}{m \cdot n}} \frac{h_d - 1}{h_d - h_{ki}^{\frac{1-m}{m \cdot n}}} - 1 \right] \quad (15)$$

alakra hozható, amely az  $A \gg A_0$  feltétel mellett szintén megfelel a (7)-nek.

A gyakorlatban (14) helyett az elektronikusan könnyebben megvalósítható

$$U_{sz} = K - \beta_k U_{ki} \quad (16)$$

összefüggés alkalmazása szokásos (Szluckovszkij 1960). Ekkor azonban (15) még az  $A \gg A_0$  feltétel teljesülése mellett sem felel meg a (7)-nek, vagyis a tényleges szabályozási görbe eltér az 1. ábra szerint előírt szabályozási görbétől.

Az  $U_{ki} = U_{ki_0}$ -nál  $U_{sz} = U_{sz_0}$  és  $R_d = R_{d_m}$  feltétel azonban ekkor is érvényes, így a (11)-ből

$$R = \frac{R_{d_m}}{\sqrt[n]{\frac{A}{A_0}} - 1} \quad (17)$$

$$\text{illetve a (14)-ből } \beta_s = \frac{1}{U_{ki_0} U_{sz_m}} \quad (18)$$

Ha a szabályozófeszültség előállítására a (16)-nak megfelelő áramkört alkalmazzuk,

$$\beta_k = \frac{U_{sz_m} - U_{sz_0}}{U_{ki_m} - U_{ki_0}} \text{ és} \quad (19)$$

$$K = U_{sz_0} + \frac{U_{ki_m}(U_{sz_m} - U_{sz_0})}{U_{ki_m} - U_{ki_0}} \quad (20)$$

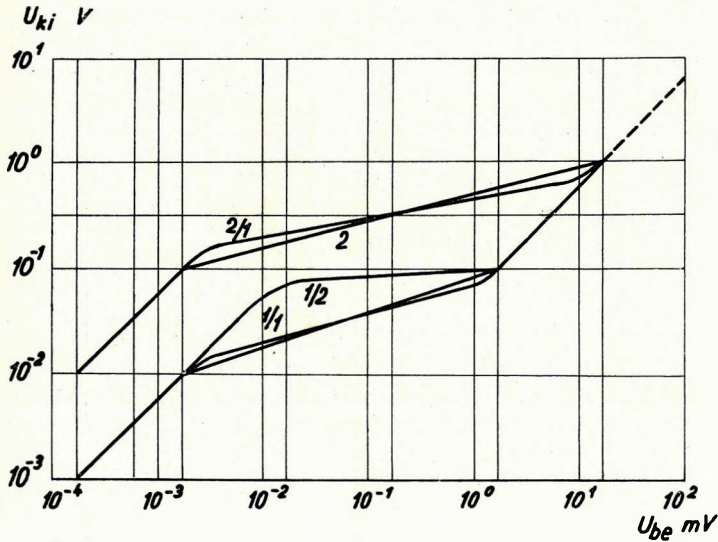


Az áramkör paramétereinek kiszámítása után a tényleges karakterisztika a

$$\text{Log } U_{be} = \text{Log } U_{ki} - \text{Log } A + n \text{Log } \frac{R + R_d}{R} \quad (21)$$

egyenlet segítségével megszerkeszthető.

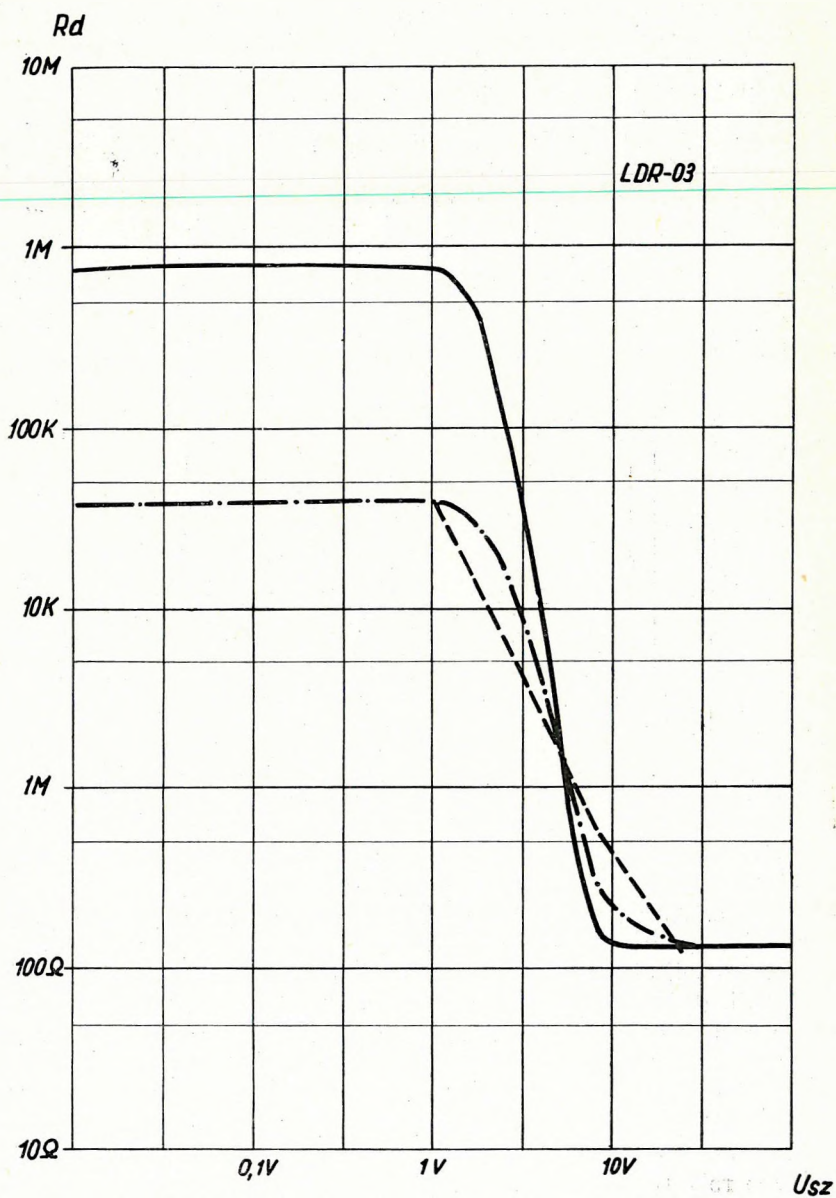
Az eredményeket összefoglalva megállapítható, hogy az 1. ábra szerinti logaritmikus szabályozási karakterisztika párhuzamos vagy soros felépítésű szabályozórendszerrel egyaránt megvalósítható, ha a szabályozóelem karak-



5. ábra

terisztikája a szabályozási tartományban logaritmikus és  $A \gg A_0$ . A gyakorlatban azonban e feltételek, valamint a (14)-ben rögzített  $U_{sz} = 1/\beta_s U_{ki}$  feltétel csak közelítőleg teljesíthetők, ezért a megvalósított szabályozási karakterisztika legtöbbször eltér az előírttól. Az eltérés a párhuzamos felépítésű szabályozó rendszernél kisebb és főleg az  $U_{ki} \approx U_{ki0}$  környezetére korlátozódik.

Az 5. ábra két különböző (1. és 2. görbe) szabályozási karakterisztika egy-egy lehetséges megvalósítását mutatja be, soros és párhuzamos felépítésű szabályozó rendszerrel. A szabályozás mindkét esetben 6 V-os telefonizzó fényével vezérelt LDR-0,3 fotóellenállással történt, amelynek karakterisztikája a 6. ábrán látható (folytonos görbe). A fotóellenállást 50 KOhm-os ellenállás terheli, a lámpa feszültségét pedig egy Zener dióda limitálja. A karakterisztika így az eredményvonalnak megfelelő alakot vesz föl. A görbék közül leolvasható kiinduló adatokat, valamint az ezekből számított elektromos para-



6. ábra

I. táblázat

	1-es görbe párhuzamos szabályozás	1-es görbe soros szabályozás	2-es görbe párhuzamos szabályozás
$U_{be_0}$	2 $\mu$ V	2 $\mu$ V	2 $\mu$ V
$U_{be_m}$	2 mV	2 mV	20 mV
$U_{ki_0}$	10 mV	10 mV	100 mV
$U_{ki_m}$	100 mV	100 mV	1 V
$U_{sz_0}$	1 V	1 V	1 V
$U_{sz_m}$	10 V	10 V	10 V
m	0,333	0,333	0,25
$h_{ki}$	10	10	10
$A_0$	5 000	5 000	50 000
$R_{d_0}$	46 K $\Omega$ m	46 K $\Omega$ m	46 K $\Omega$ m
$R_{d_m}$	191 $\Omega$ m	191 $\Omega$ m	191 $\Omega$ m
$h_d$	240	240	240
n	1	1	2
A	8 540	8 540	65 700
$\beta$	0,01	—	0,1
$\beta_k$	—	100	—
K	—	11	—
R	32 400	270	6 720

méterek értékét az I. táblázat tünteti fel. Az 5. ábrán e paraméterek alapján megszerkesztett szabályozási karakterisztikák a következők:

$1/1$  1-es görbéből számított párhuzamos szabályozás,

$1/2$  1-es görbéből számított soros szabályozás.

$2/1$  2-es görbéből számított párhuzamos szabályozás két fotóellenállással.

A 6. ábrán (szaggatott görbe) az 5. ábra 1-es görbéjéhez tartozó párhuzamos kapcsolású szabályozóelem elméleti görbéje látható.

*Mindezekből nyilvánvaló, hogy lineáris karakterisztikájú szabályozási görbe egyszerű elektronikus felépítés mellett, csak párhuzamos kapcsolású szabályozóval közelíthető meg és e kapcsolás az elektronikus követelményeket is kielégíti.*

## IRODALOM

*Bádonyi Géza – Kovács Béla*, 1964. Mágneses jelrögzítés alkalmazása a szeizmikus kutatásban. Magyar Geofizika, 1 – 2. Budapest.

*Bádonyi Géza – Fábrián András – Kovács Béla*, 1965. Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai I. Geofizikai Közlemények, XIII. 4. Budapest.

*A. I. Szluckovszkij*, 1960. Onyekotoričh voproszah efektyivnosztyi csasztotnoj szelekci i razvesajuscsej szposzobnosztyi szeizmiceszkich uszilityelejev. Prikladnaja geofizika. vüp. 24. 3 – 25 o. Leningrád.

*Antonio C. Limón*, 1964. Techniques of seismic recording. Geophysics, 1964. 6.

## TARTALOM

<i>Bagi Róbert</i> : A gravitációs tér évszázados változásának tanulmányozása céljából végzett gravimétermérések .....	5
<i>Mituch Erzsébet</i> : A magyarországi kéregkutatás folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei .....	15
<i>Király Ernő – Liszt Ferencné – Nemesi László – Szabadváry László</i> : A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön .....	25
<i>Rákóczy István – Sz. Kilényi Éva</i> : Módszertani szeizmikus mérések a Nagy-Alföldön ..	41
<i>Sebestyén Károly – Papp Károly</i> : Szolnok környéki mélyfúrások geofizikai szelvényeinek korrelációja vízkészlet becslés céljából .....	57
<i>Lendvai Károly</i> : A bolyi medence .....	69
<i>Haáz István – Molnár Károly</i> : Földmágneses mérések Zengővárkony környékén ....	77
<i>B. Kelemen Olga – B. Varrók Kornélia – Reményi György</i> : A tihanyi obszervatórium környékén végzett földtani, földmágneses és gravitációs vizsgálatok .....	83
<i>Jósa Ernő</i> : A pilismaróti öblözetben végzett geoelektromos ellenállásmérések .....	95
Komplex geofizikai kutatások a Csereháton .....	107
<i>Szilárd József</i> : Gravitációs mérések a Cserehát területén .....	111
<i>Erkel András – Hobot József – Király Ernő</i> : Észak-magyarországi komplex geoelektromos mérések (Cserehát) .....	115
<i>Lányi János – Szalai István</i> : A Bódva – Hernádközben (Cserehát) végzett szeizmikus kutatások problémái és néhány eredménye .....	125
<i>Pollhammer Manoné – Trenka Sándorné</i> : Gravitációs mélységszámítás Igal környékén .....	133
<i>Zilahá-Sebess László</i> : Háromdimenziós tömeg gravitációs hatásának kiszámítása .....	149
<i>Sz. Pintér Anna – Szabó Gábor</i> : Gravimétermérések magassági korrekciója .....	159
<i>B. Triznyai Mária</i> : Neutronaktivációs analízis alkalmazása mangántartalmú kőzetek vizsgálatánál .....	181
<i>Karas Gyula</i> : A gerjesztett potenciál kialakulásának néhány kérdése .....	195
<i>K. Tamás Zsuzsa</i> : Geofizikai vizsgálatok vasérckutató fúrásokban .....	205
<i>Bajáki László – Kovács Béla</i> : Tranzisztoros magnetotellurikus erősítő .....	215
<i>Vincze János</i> : Irányított áramterű felszíni ellenállásmérő műszer .....	227
<i>Bádonyi Géza – Fábrián András – Kovács Béla</i> : Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés elvi alapjai II. ....	233

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Р. Баги:</i> О гравиметрических работах, проведенных для изучения временных вариаций поля силы тяжести .....	5
<i>Э. Митух:</i> Результаты работ по исследованию земной коры в Венгрии при помощи сейсмического метода с непрерывным продольным профилированием .....	15
<i>Э. Кирай, Ф. Лист, Л. Немеш, Л. Сабадвари:</i> Возможности применения комплексного электроразведочного метода для изучения глубинного строения на территории Венгерской Низменности (г. Солнок) .....	25
<i>Э. С. Килеви – И. Ракоци:</i> О новых результатах сейморазведочных работ, проведенных на территории большой венгерской низменности .....	41
<i>К. Шебештьен, Й. Пап:</i> О корреляции геофизических разрезов скважин, пробуренных в районе г. Солнок, для оценки запасов воды .....	57
<i>К. Лендваи:</i> Бойский бассейн .....	69
<i>И. Хаз, К. Молнар:</i> О геомагнитных работах, проведенных в районе Зенгёварконь .....	77
<i>О. Бендер, К. Варрок, Д. Ремени:</i> О геологических, геомагнитных и гравиметрических работах, проведенных в районе Тиханьского полуострова .....	83
<i>Э. Йоша:</i> Об электроразведочных работах инженерно-геофизического характера, проведенных по методу сопротивления в районе с. Пилишмарот .....	95
<i>Й. Силдрд, А. Эркель, И. Хобот, Э. Кирай, Я. Лани, И. Салаи:</i> Комплексная геофизическая съемка района Черехат .....	107
<i>М. Полхаммар, М. Тренка:</i> Вычисление глубин по гравиметрическим данным в районе с. Игал .....	133
<i>Л. Зилахи-Шебеш:</i> Вычисление гравитационного эффекта трехмерной массы при помощи электронной вычислительной машины МС – 1 .....	149
<i>А. Пинтер С., Г. Сабо:</i> Поправки за высоту при гравиметрических работах ...	159
<i>М. Береш:</i> Применение нейтронного активационного анализа для изучения марганцевых пород .....	181
<i>Д. Караш:</i> О некоторых вопросах образования и измерения возбужденного потенциала .....	195
<i>Ж. Караш:</i> Геофизическое исследование скважин, бурящихся на железные руды .....	205
<i>Л. Баяки, Б. Ковач:</i> Магнитотеллурический усилитель на транзисторах .....	215
<i>Й. Винце:</i> Наземная аппаратура с направленным полем тока для измерения сопротивления .....	227
<i>Г. Бадони, А. Фабиан, Б. Ковач:</i> Основные принципы проектирования сейсмической аппаратуры с магнитной записью, II .....	233

## CONTENTS

<i>R. Bagyi</i> : Gravity measurements accomplished in order to determine the temporal variation of the gravity field .....	5
<i>E. Mituch</i> : Recent progress in the Seismic Deep Sounding of Hungary using continuous broadside Shooting System .....	15
<i>E. Király - J. Liszt - L. Nemesi - L. Szabadváry</i> : The aspects of investigating deep structures of the Hungarian Plain (Szolnok) by a complex geoelectric method .....	25
<i>J. Rákóczy - É. Kilényi</i> : Recent progress in the seismic exploration of the Great Hungarian Plain .....	41
<i>K. Sebestyén - J. Papp</i> : Correlation of geophysical well-logs for water-reserve estimation .....	57
<i>K. Lendvai</i> : The Bólyi Basin .....	69
<i>I. Haáz - K. Molnár</i> : Erdmagnetische Messungen in der Umgebung von Zengővárkony .....	77
<i>O. Bender - K. Varrók - G. Reményi</i> : Geologische, geomagnetische und gravimetrische Untersuchungen in der Umgebung des Observatoriums von Tihany .....	83
<i>E. Jósa</i> : Geoelectrical resistivity measurements of engineering character accomplished in the area of Pilismarót .....	95
<i>Szilárd - Erkel - Hobot - Király - Lányi - Szalai</i> : Komplex geophysischen Erkundung im Cserhát-Gebietes .....	107
<i>M. Pollhammer - M. Trenka</i> : Depth determination from gravity data in the area of Igal .....	133
<i>L. Zilahi-Sebess</i> : Berechnung der Gravitationswirkung einer dreidimensionalen Masse mit der elektronischen Rechenmaschine UMC-1 .....	149
<i>A. Pintér - G. Szabó</i> : Die Höhekorrektur der Gravimeter-Messungen .....	159
<i>M. Béress</i> : The application of neutron activation analysis for the investigation of rocks of manganese content .....	181
<i>Gy. Karas</i> : Some problems of the generation and measurement of the polarisation potential .....	195
<i>Zs. Tamás</i> : Geophysical well logging in iron ore exploratory drillings .....	205
<i>L. Bajáki - B. Kovács</i> : Magnetotellurischer Verstärker mit Transistoren .....	215
<i>J. Vincze</i> : Widerstandsmessgerät von orientierten Strömungsfeld .....	227
<i>G. Bádonyi - A. Fábán - B. Kovács</i> : Theoretical considerations in designing a seismic equipment of tape recording system .....	233

Műszaki vezető: TAMÁS LÁSZLÓ

Műszaki szerkesztő: NAGY IMRE

A könyv formátuma: B5 — Ívterjedelme: 21,7 (A5)

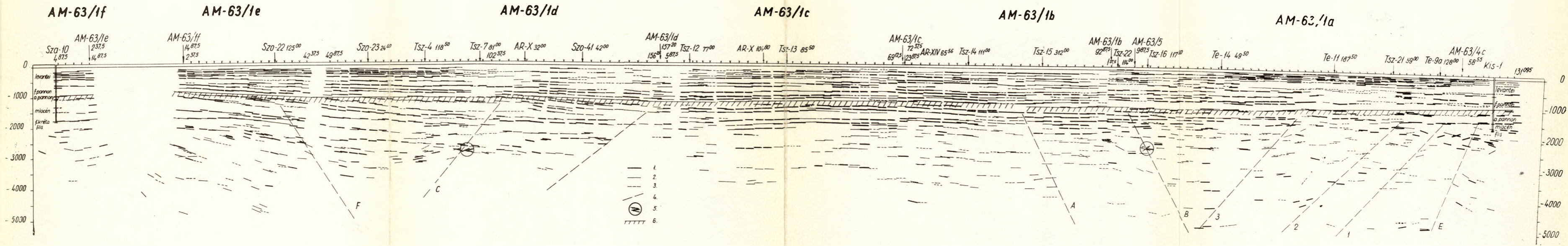
+ 8 db melléklet — Ábrák száma: 147 — Példányszám: 1040

Papír minősége: 100 g delta — Betűcsalád és mérete: Extended gm

Azonossági szám: 41070

66.698. Állami Nyomda, Budapest

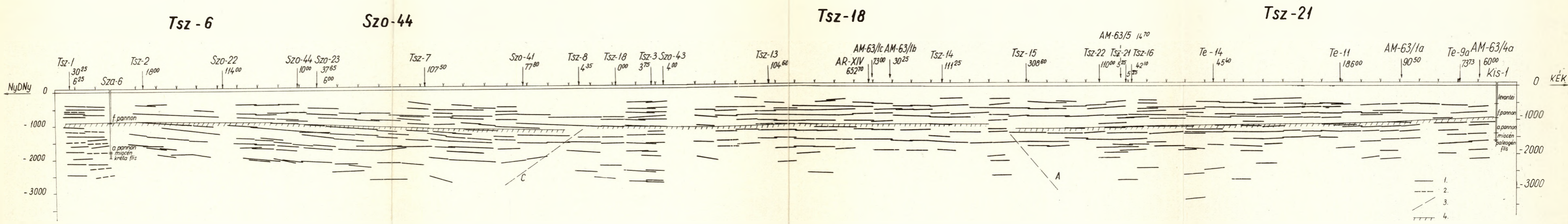




11. ábra. AM-63/1 reflexiók alapvonal

Фиг. 11. Сейсмический разрез по опорному профилю AM-63/1

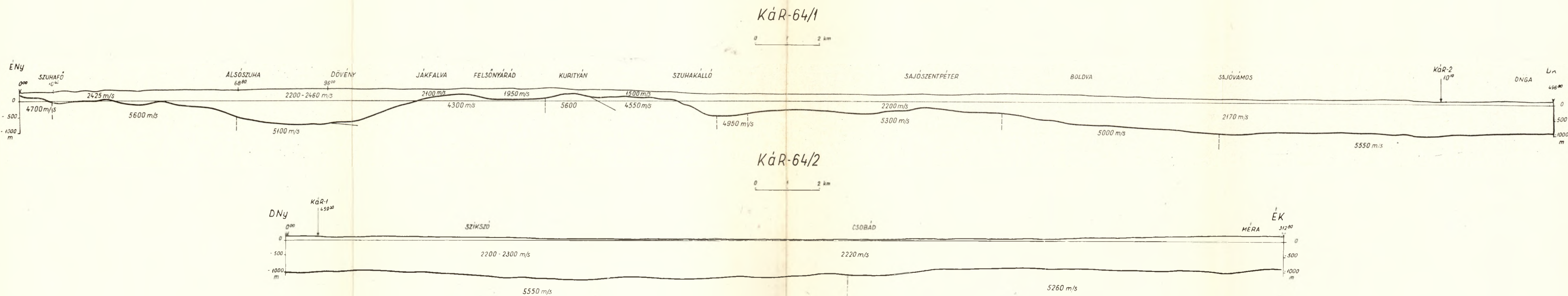
Fig. 11. Cross section of the base profile AM-63/1



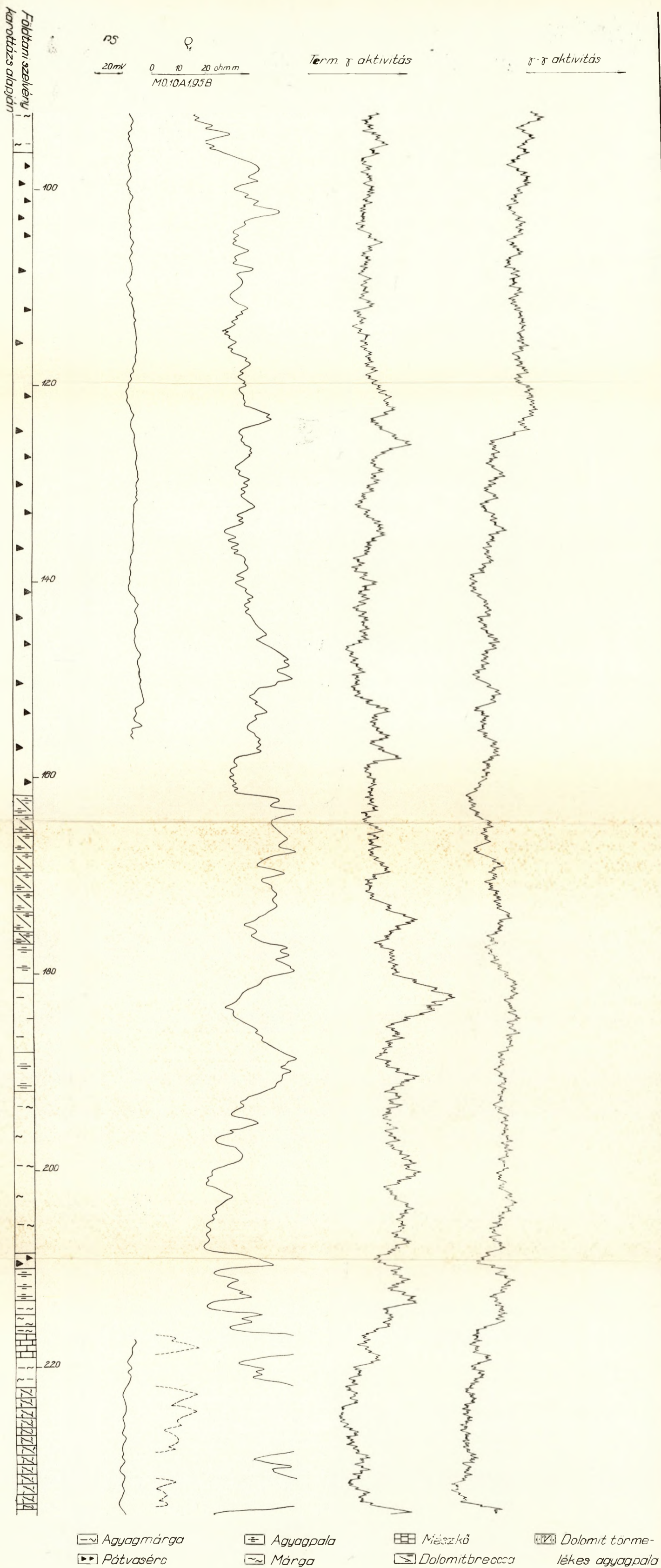
12. ábra. Tsz-6-21 OKGT-SZKŰ alapvonal

Фиг. 12. Сейсмический разрез по опорному профилю Tsz-6-21 по данным ранее проведенных работ МОБ

Fig. 12. Cross section of the base profile Tsz-6-21 measured by conventional apparatus



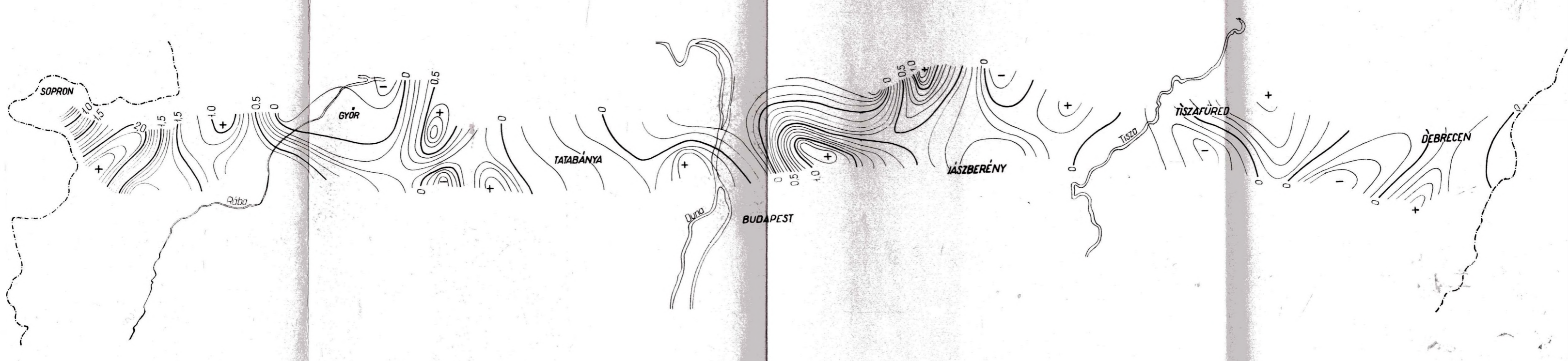
3. ábra. A KáR-1 és KáR-2 szeizmikus refrakciós szelvény  
 Фиг. 3. Сейсмические разрезы КáР-1 и КáР-2 по данным КМПВ  
 Abb. 3. Seismische Refraktionsprofile KáR-1 und KáR-2



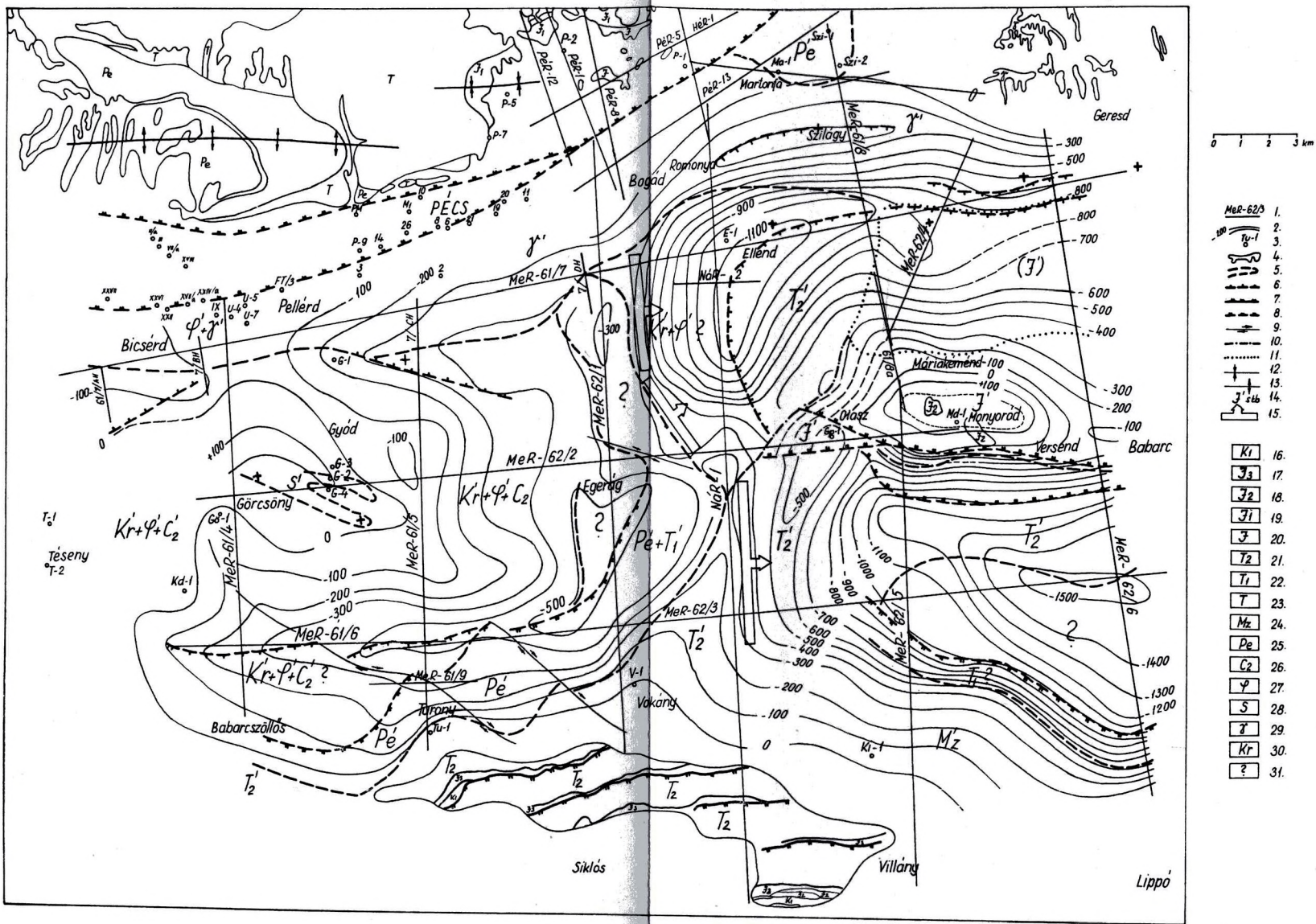
1. ábra. Rudabányai vasérces fúrás geofizikai szelvénye

Фиг. 1. Геофизический разрез одной из скважин железорудного месторождения Рудабанья

Fig. 1. Geophysical logs of a borehole in Rudabánya



2. ábra. Izováltozási térkép (az izovonalak értékköze  $10^{-5}$  CGS)  
 Фиг. 2. Карта изовариаций (сечение изолиний равно  $10^{-5}$  CGS)  
 2. Isovariation map (countour-interval:  $10^{-5}$  CGS)

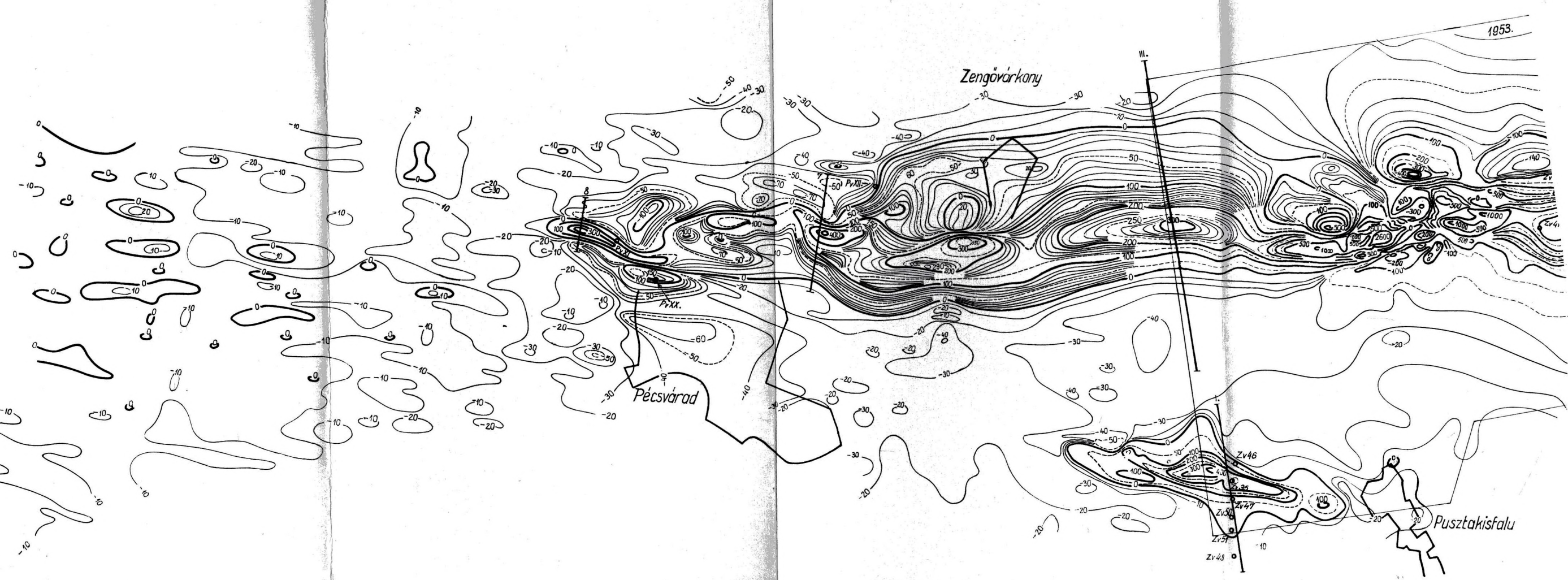


5. ábra. A neogén medence aljzatának újabb szerkezeti vázlata a Mecsek és a Villányi hegység közti területen az 1961–62. évi szeizmikus mérések alapján

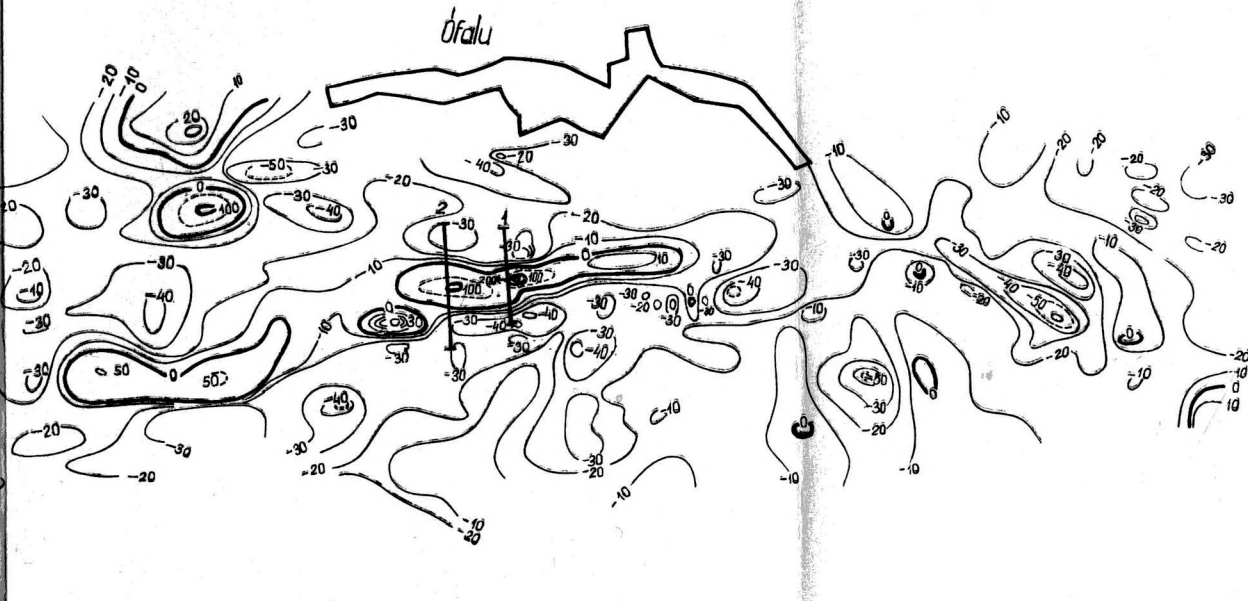
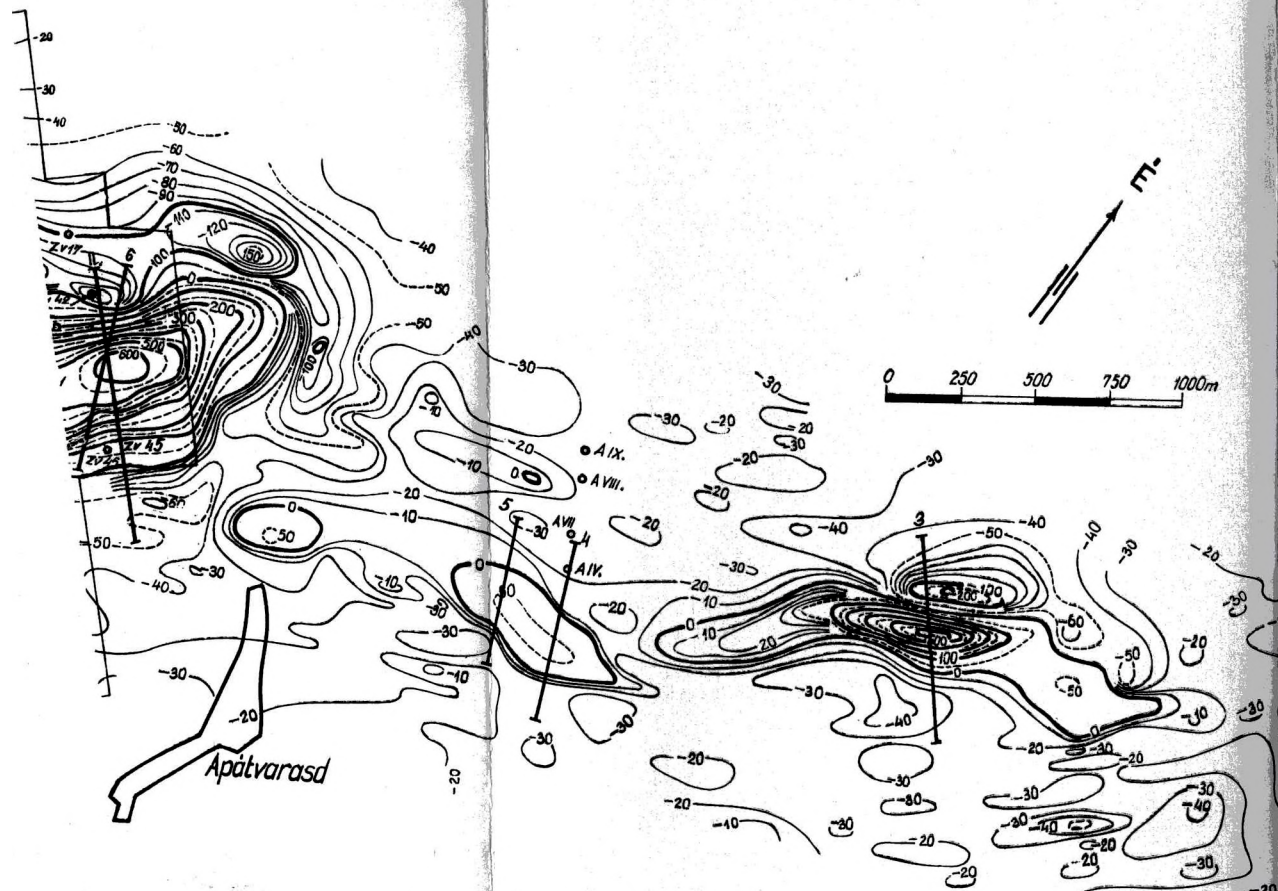
1 – szeizmikus mérési vonal, 2 – mélységi szintvonal, 3 – mélyfúrás, 4 – felszíni képződményhatár, 5 – neogénnal fedett képződményhatár, 6 – neogénnal fedett vetővonal, 7 – feltolódási vonal, 8 – neogénnal fedett feltolódási vonal, 9 – eltolódásos törésvonal, 10 – a jura összlet elvégződése határozatlan, 11 – a jura összlet kiterjedése csupán feltételezett, 12 – szinklinális tengely, 13 – antiklinális tengely, 14 – neogénnal fedett képződmények, 15 – az alaphegység feltételezett szerkezeti irányai, 16 – alsó kréta, 17 – malm, 18 – dogger, 19 – liász, 20 – jura általában, 21 – középső triász, 22 – alsó triász, 23 – triász általában, 24 – mezozoos általában, 25 – perm, 26 – felső karbon, 27 – kevésbé átalakult ópaleozoikum, 28 – szerpentinit, 29 – gránit, 30 – mezo-katózónás kristályos palák, 31 – meghatározatlan képződmények

Фиг. 5. Новая структурная схема основания неогенового бассейна в районе между горами Мечек и Виллани, по данным сейсморазведочных работ 1961–62 г.

Fig. 5. A recent structural outline map of the basin floor of the Neogene in the area between the Mecsek and Villány Mountains, according to the seismic



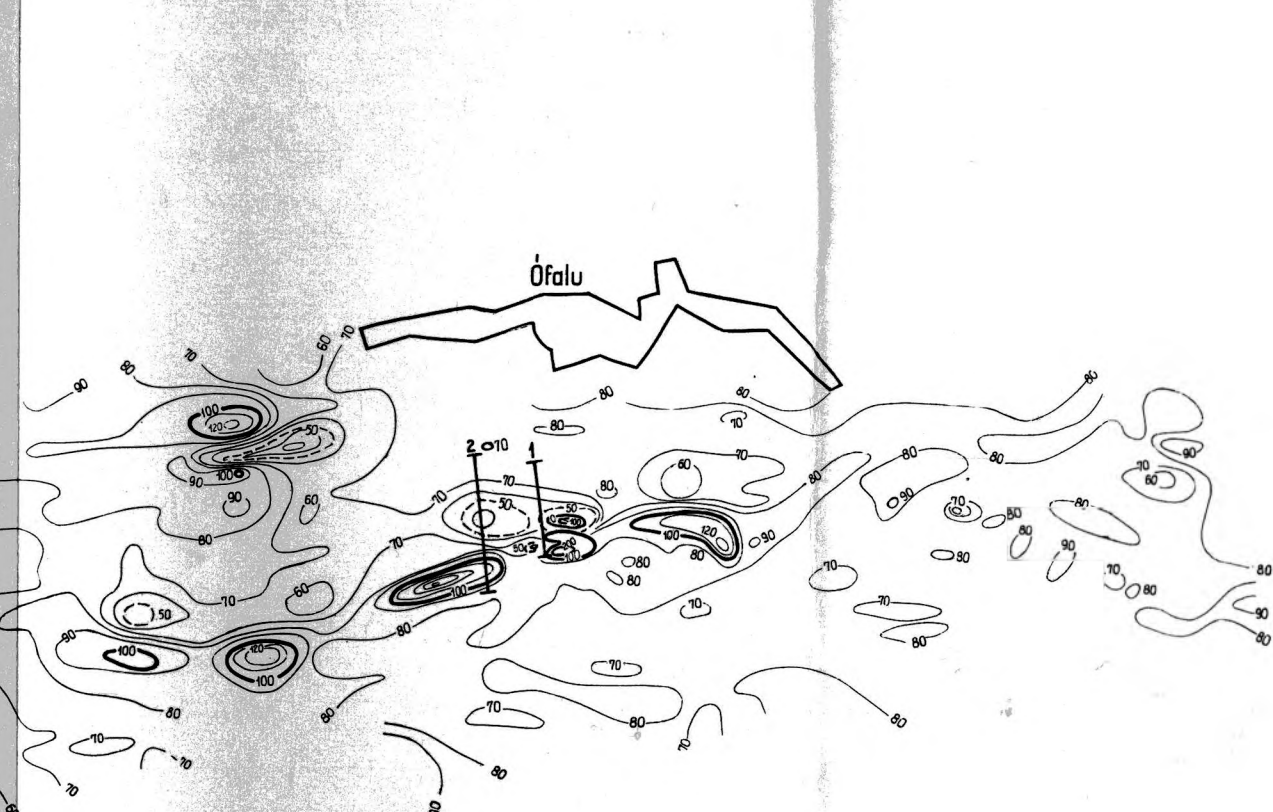
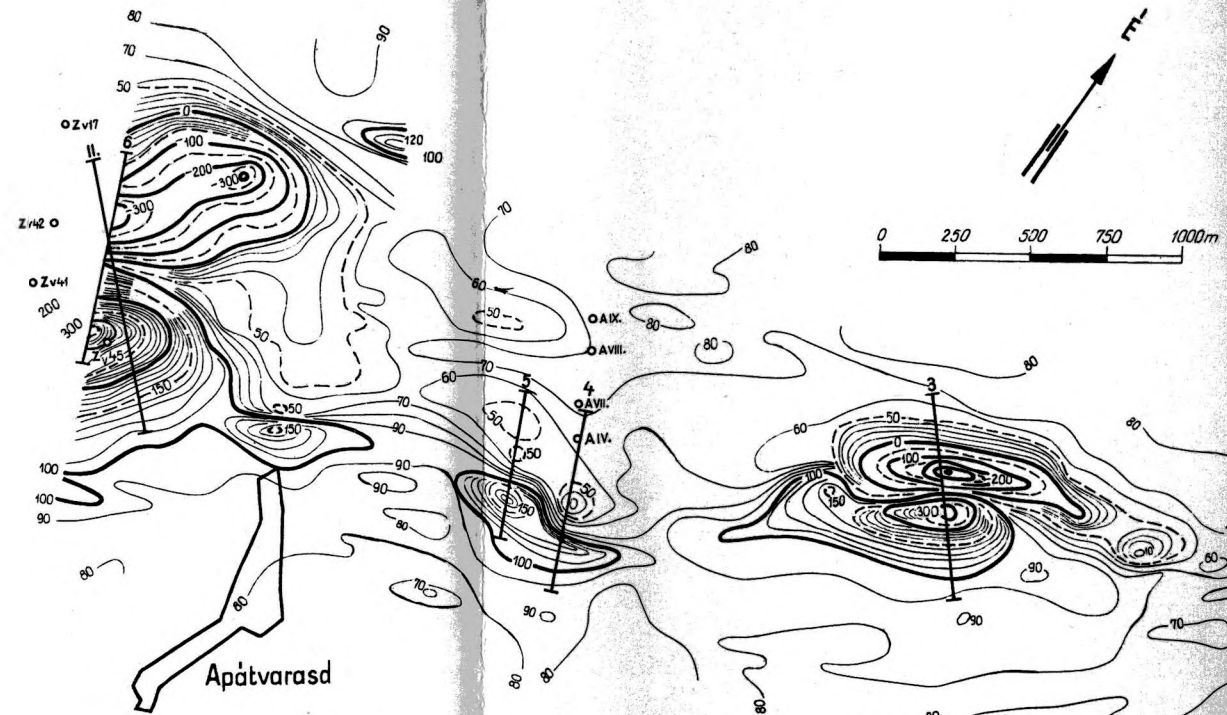
1. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izanomál vonalai Zengővárkony környékén  
 Фиг. 1. Линии изаномал интенсивности вертикальной составляющей геомагнитного поля в районе Зенгёварkony  
 Abb. 1. Isanomallinien der vertikalen Feldstärke des Erdmagnetismus in der Umgebung von Zengővárkony



JELMAGYARÁZAT:

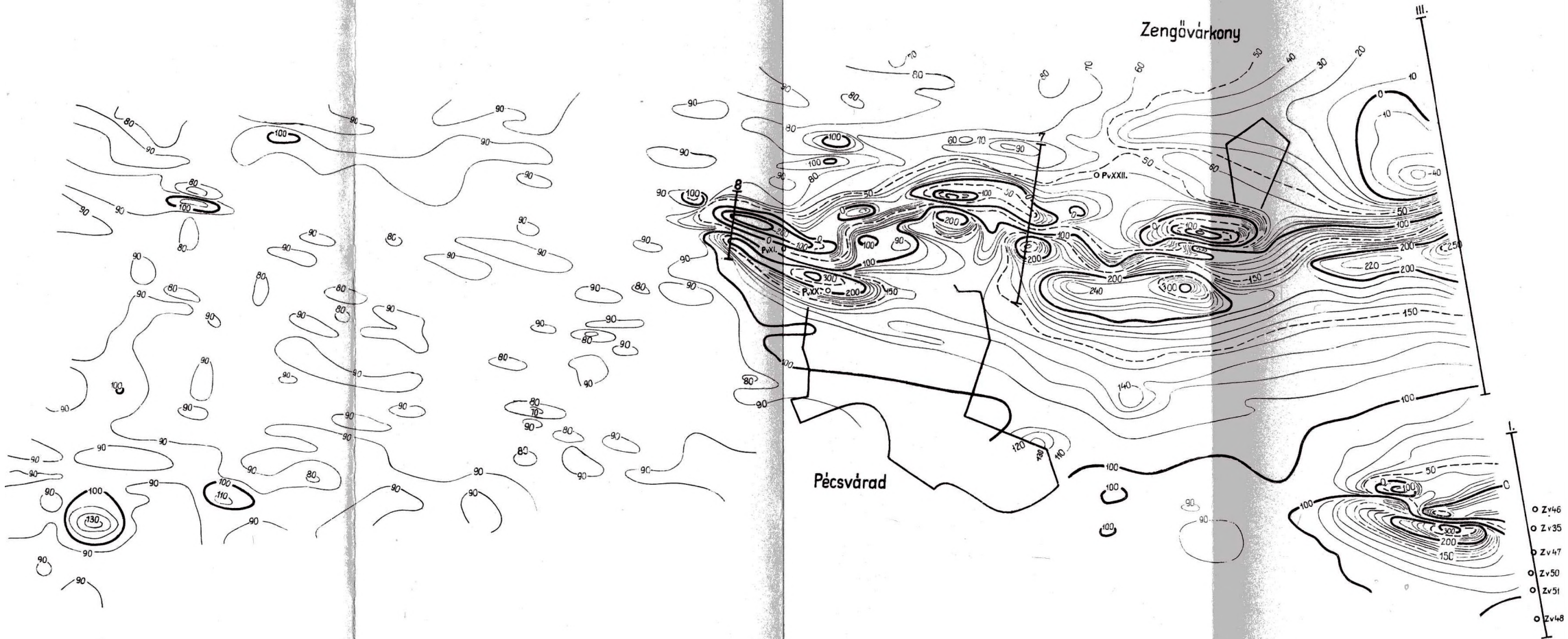
- |  |                             |   |                                       |
|--|-----------------------------|---|---------------------------------------|
|  | <p>izonomái<br/>vonalak</p> | <p>1.<br/>hatászámítások<br/>szelvényei</p> | <p>○ P. XI<br/>fúrások<br/>helyei</p> |
|--|-----------------------------|---|---------------------------------------|





JELMAGYARÁZAT:

- |   |     |                               |                            |
|---|-----|-------------------------------|----------------------------|
|  | 0   | 1. hatásvonalak<br>szelvényei | ● P.v.Xi fúrások<br>helyei |
|  | 50  |                               |                            |
|  | 100 |                               |                            |



2. ábra. A földmágnesség vízszintes térerősségnek izanomál vonalai Zengővárkony környékén  
 Фиг. 2. Линии изаномал интенсивности горизонтальной составляющей геомагнитного поля в районе Зенгёварконь  
 Abb. 2. Isanomallinien der horizontalen Feldstärke des Erdmagnetismus in der Umgebung von Zengővárkony