

REFLEXIÓS SZEIZMIKUS MÉRÉSEK A NAGY ALFÖLDÖN.

POGÁNY BÉLA r. tagtól és FEKETE JENŐ-től.

Az Eötvös-féle torziós ingával, mint ismeretes, a nehézségerő potenciáljának négy másodrendű differenciálhányadosát lehet lemérni. Ezek közül kettő: $\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z}$ és $\frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}$ a két gradiens-összetevő, a földi nehézségerő változását adja meg a vízszintes síkban egy derékszögű koordináta-rendszer tengelyei mentén, az eszköz által elfoglalt térben. A derékszögű koordináta-rendszer tengelyeit úgy választjuk meg, hogy az X tengely pozitív iránya északra, az Y tengelyé keletre és a Z tengelyé lefelé mutasson. A két gradiens-összetevőből az eredő gradiensérték meghatározható, amelyet nyíllal ábrázolunk. A nyíl mutatja azt az irányt, amelyben a nehézségerő változása a legnagyobb, nagysága pedig arányos ez irányban a nehézségerőnek 1 cm-re eső növekedésével.

Két szomszédos pont között bizonyos megközelítéssel a gradiensértékekből kiszámíthatjuk a nehézségerő különbségét, vagy ha a gradiensértékeket a felszíni és a normális hatással korrigáltuk, a nehézségerő rendellenességeinek a különbségét. Ha tehát egy ponton ingamérésekkel a nehézségerő rendellenességének abszolút értékét meghatároztuk, akkor a torziós inga adataiból nyert Δg különbségekből kiszámíthatjuk minden észlelési pontra a rendellenesség értékét. Csak megemlítjük, hogy több észlelési ponton kiszámított rendellenességek értékeit a legkisebb négyzetek módszerével szokás kiegyenlíteni az

$$\int_s \frac{dg}{ds} \cdot ds = 0$$

feltétel mellett, ahol g a nehézségerő gyorsulását, s pedig azt a zárt útvonalat jelenti, amely mentén a Δg értékek számítása történt.

Ha összekötjük azokat a pontokat, amelyeken a nehézségerő rendellenességei ugyanakkorák, görbéket kapunk, amelyeket *izogammáknak* nevezünk. A gradiensek és az izogammák meghatározásából következik, hogy a gradiensek minden pontban merőlegesek az izogamma görbe érintőjére az illető pontban, továbbá, hogy az izogamma értékek, azaz a nehézségerő rendellenességei a gradiensek irányában növekednek és az izogammaközök fordítva arányosak a gradiensek értékeivel.

Ha feltesszük, hogy a felszín alatt csak két *geológiai alakulat* van jelen és ezek önmagukban teljesen *homogének*, azaz sűrűségük állandó, akkor e geológiai alakulatok hatásából származó nehézségerő rendellenességek gradiensei csak az alakulatok alakjától függenek és a két alakulat között levő sűrűségkülönbség csak mint állandó szorzó szerepel. Ebben az esetben a gradiensértékekből számított izogammákat a *fedett alakulat rétegvonalainak* tekinthetjük, amelyeknek közelítőleg a következő képlettel számíthatjuk ki:

$$\Delta g = 2\pi f(s' - s) \Delta h$$

ahol Δg két szomszédos izogammának megfelelő nehézségerőérték különbsége, f a gravitáció állandója, s a fedő és s' a fekvő réteg állandó sűrűsége, Δh pedig két szomszédos rétegvonalnak megfelelő magasságkülönbség.¹

Az izogammák ezen értelmezése azonban, amely pedig oly egyszerű összefüggést adna a torziós ingamérések eredményei és a földalatti tömegeloszlás között, szigorúan sohasem és megközelítésben sem mindig érvényes, a következő két oknál fogva:

1. *Az esetek nagyobb részében nemcsak két, hanem három vagy több geológiai alakulat van jelen;*

2. *az alakulatok homogenitása szigorúan sohasem áll fenn.*

Ha több mint két alakulat van jelen, akkor a nyert izogamma-térkép bizonyos megközelítésben még szintén visszatükrözteti

¹ Lásd Baron ROLAND EÖTVÖS: Über Arbeiten mit der Drehwage. Bericht an die XVII. allgemeine Konferenz der Internationalen Erdmessung. 1912.

ezeknek alakját, de csak akkor, ha az alakulatok konkordánsak. Diszkordancia esetében az izogammák a három vagy több diszkordáns alakulat érintkező felületeinek gravitációs hatásából tevődnek össze, amiből az összetevők alakjára külön-külön egyértelműen visszakövetkeztetni nem lehet.

Ha csak két alakulat van jelen, de ezek önmagukban nem homogének, akkor a gradiensek a sűrűség-növekedést is jelzik, ami az izogammákban úgy jelentkezik, mintha a nehezebb alakulatban boltozódás lenne, holott a valóságban esetleg ilyen boltozódás nincsen.

A torziós ingamérések eredményeinek értelmezésére az izogammákhoz fűződő módszeren kívül más módok is rendelkezésre állanak. Pl. valamely szelvény mentén megszerkesztett *gradiens-görbéből* is következtethetünk a földalatti tömegeloszlásra. E magyarázatok és következtetések azonban sohasem egyértelműek, mert többféle tömegeloszlás is létrehozhatja ugyanazt a gravitációs hatást. Természetesen, ha biztos geológiai felvételek vagy különösen mélyfúrási adatok állanak rendelkezésre, ezeknek felhasználása nagyban emelheti a torziós inga adataiból megállapított tömegeloszlás valószínűségét.

A 3. ábrán az izogammák *Hajduszoboszlónál* hatalmas kiterjedésű boltozódás jelenlétét mutatják, amelynek legmagasabb pontja *Hajduszoboszlótól* keletre a legnagyobb értékű izogamma által bezárt területen van.

Az izogammák szerint e maximumtól északkeletre és dél-nyugatra a kőzet-alakulat, nem nagy hajlással ugyan, de a mélybe süllyed.

Sűrűségmeghatározások, amelyeket az e vidéken lemélyített mélyfúrásból kikerült kőzetmintákon végeztünk, középértékben 0.3 különbséget adtak a kőzet és a fedőréteg között. Ezzel az értékkel számítva a fenti képlet szerint az izogammaközöknek megfelelő magasságkülönbséget, azt kapjuk, hogy a kőzetalakulat a *hajduszoboszlói mélyfúrás* helyén (lásd a 3. ábrán *Hajduszoboszló* keleti szélén) 240 méterrel magasabban van, mint a *Debrecentől* északkeletre, a *sámsoni* út mellett fekvő *debreceni* mélyfúrás helyén.

Ezzel szemben a mélyfúrás adatai alapján *Hajduszoboszlónál* a fúró 1556 méterben, a *debreceni* fúrásban pedig 1477 méterben,

azaz 79 méterrel magasabban ütött meg kőzet-alakulatokat, amelyek azonban geológiaiilag különbözők voltak.

A kőzetek minőségére, illetve azok geológiai korára vonatkozóan természetesen a torziós ingamérésekből semmi következtetést nem vonhatunk.

A torziós ingamérések adataiból, illetve az izogammaértékekből tehát a *Nagy Alföldnek* ezen a helyén a kőzetalakulatok magasságkülönbségeit számítani nem lehet, nyilvánvalóan abból az okból, hogy azok a feltételek, amelyek ilyen számítás alapjául szolgálnak, itt nem állanak fenn.

Máshol, különösen az *Északamerikai Egyesült Államok Texas és Louisiana államaiban*, nem mélyen fekvő sódómok felett végzett torziós ingamérések eredményeiből számított és a sótest mélységére és alakjára vonatkozó adatok a nagy számban lemélyített fúrások eredményeivel sokszor egészen meglepő megegyezést mutattak.

Szükségesnek látszik tehát, hogy az altalaj szerkezeti viszonyainak egyértelmű meghatározására a torziós ingamérések mellett valami más módszert is alkalmazzunk, amellyel az alakulatok mélységét is meg tudjuk határozni.

A torziós ingaméréseket *földmágneses mérésekkel* lehet például kiegészíteni, amikor a torziós ingamérések helyein a földmágnesség rendellenességeit határozzuk meg. A földmágneses anomáliákból csakugyan lehet következtetéseket vonni a földalatti tömegeloszlást illetően, de ez a torziós inga adatait csak akkor támasztja alá, ha a különböző kőzetek vagy egyéb alakulatok mágneses szuszceptibilitása az illető kőzetre vagy alakulatra nézve állandó.

De még a földmágneses anomáliáknak a gravitációs rendellenességekkel való összeesése sem adhat mindig egyértelmű magyarázatot ez anomáliák okáról. Előfordult például, hogy *gránit alapkőzet* felett (*Chicot Area, Arkansas, U. S. A.*) egy helyen hatalmas és teljesen szabályos *gravitációs maximum* mutatkozott a torziós ingamérések adataiban és ugyanott a földmágnesség vertikális intenzitásában $+8000 \gamma$ rendellenességet kaptak. Az e helyen lemélyített mélyfúrások azonban az alapkőzetnek várt *nagy felboltozódása* helyett annak *vízszintes települését* mutatták és nagy fajsúlyú és erősen mágneses hatású *peridotitot* tártak fel, amely csöszszerűen volt az alapkőzetbe beágyazva.

Tévedések elkerülése végett hangsúlyozni kívánjuk azt, hogy nem a torziós inga adatainak a megbízhatóságáról van szó, amelyet már Eötvös $1 \cdot 10^{-9}$ C. G. S. pontosságig a legkedvezőtlenebb körülmények között is biztosítani tudott. A torziós inga mérési technikája, különösen ami a mérések könnyebb kivitelét és a mérési időtartam jelentékeny lecsökkentését illeti, azóta is igen nagy fejlődést mutatott. Itt csakis a torziós ingamérések eredményeiből a földalatti tömegeloszlásra vonható következtetésekben sokszor fellépő bizonytalanságról van szó. A fentiek szerint ugyanilyen bizonytalanság kísérheti a földmágneses mérésekből vont következtetéseket is. E bizonytalanság avval függ össze, hogy egy erőter ismerete alapján az erőteret létesítő tömegeloszlásra egyértelműen következtetni nem lehet.

Egybevetve a geológiai felvételeket, a mélyfúrási eredményeket, továbbá a gravitációs és földmágneses mérések eredményeit, a valóságos tömegeloszlás csak olyan lehet, amely mind a négy módszer nyert eredményeivel összefér. Újabb, az előbbiektől független módszerek alkalmazása a választást szűkebb korlátok közé szorítja és fokozza a valószínűségét annak, hogy a mérések adataival összeférő tömegeloszlás a valóságnak megfelel.

Ilyen újabb módszer a *reflexiós szeizmikus eljárás*, amely az 1920-as évek elején MINTROP által a gyakorlatban először alkalmazott refrakciós szeizmikus módszer után csak 1926 óta ismeretes.

A *szeizmikus mérések* azon a tapasztalati tényen alapulnak, hogy az altalajban gerjesztett szeizmikus hullámok, talajrezgések, más-más alakulatban más-más sebességgel haladnak és a terjedési sebességek különbsége igen jelentékeny is lehet. Más sebességgel bíró alakulat határához érve a szeizmikus hullámok törést vagy visszaverődést szenvednek és az altalajba behatolt hullámok egy része ismét visszajut a felszínre. Ha megfelelő készülékekkel a felszínre visszaérkezett hullámok megérkezési idejét megállapítjuk, akkor ismerve a robbantás időpontját és a szeizmikus hullámok terjedési sebességét az altalajban, következtetést vonhatunk az alakulatok fekvésére, alakjára és mélységére.

Aszerint, hogy a rétegekben *refrakciót szenvedett*, de ismét a felszínre jutott *hullámok* megérkezését fogjuk fel felvevőkészülékeinkkel, vagy pedig egy nagyobb terjedési sebességgel bíró

réteg határfelületéről *reflektált hullámoknak* a felszínre való visszaérkezését észleljük, megkülönböztetünk *refrakciós és reflexiós szeizmikus módszereket*. Mindkettőnél csak a *longitudinális hullámokat* használjuk fel s a *transzverzális hullámokat* nem vesszük figyelembe.

A szeizmikus hullámok terjedési sebessége első közelítésben

$$v = \sqrt{\frac{E}{D}},$$

ahol E a rugalmassági együttható s D a sűrűség az illető közegre nézve. A különböző geológiai alakulatokban a terjedési sebességek között jelentékeny különbségek vannak és a különböző helyeken található ugyanazon geológiai alakulatokban is a terjedési sebesség igen eltérő lehet. Minden vidékre tehát a terjedési sebességeket külön kell meghatározni, és pedig nemcsak az egyes geológiai alakulatokra nézve külön-külön, hanem ugyanazon alakulatban is több mélységben. Mivel a geológiai alakulatok a legkritább esetben homogének, azaz sűrűségük, de rugalmassági együtthatójuk is a mélységgel változik, a szeizmikus hullámok terjedési sebessége is ugyanabban a közegben a mélységgel változik, és pedig rendszerint növekszik. Ennek következtében a hullámok nem egyenesben terjednek, hanem állandóan kis töréseket szenvedve, kis görbületű görbe vonal mentén haladnak. Pontosabb számításoknál ezt tekintetbe is kell vennünk.

A *refrakciós szeizmikus módszernél* minden mérésnél már a mérési adatokból kiadódik a közép terjedési sebesség, és pedig olyan mélységig, ameddig a felszínre visszaérkezett hullámok lehatoltak. Minél messzebb megyünk el a felvevő készülékkel a robbantási ponttól, annál mélyebbre hatolnak le a szeizmikus hullámok. Ez a tény azonban határt is szab a refrakciós szeizmikus módszer alkalmazhatóságának, mivel a robbantási ponttól messze, pl. 10—15 km-re felállított felvevő készülékhez csak úgy érnek el a nagy utat megtett és törést szenvedett hullámok, ha energiájuk elég nagy, amihez pedig nagytömegű robbantószer (30—500 kg dinamitot) kell felhasználni. Ily nagytömegű robbantószer felrobbantása jelentékeny károkat okozhat, tehát a módszer használhatósági körét tetszésszerűen módon kiterjeszteni nem lehet.

Ezzel szemben a *reflexiós szeizmikus módszernél*, mivel ott a szeizmikus hullámok által megtett út jóval kisebb, mint a refrakciós módszernél, igen kismennyiségű robbantószer (100—1000 g dinamit) elegendő, hogy jól mérhető reflexiós hullámokat kapjunk, amelyek megérkezésének ideje a felszínen elhelyezett felvevő készülékekhez pontosan meghatározható. Azonban a visszavert hullámok megérkezéséből, ha csak nem tudjuk a visszaverő felület mélységét, a terjedési sebességre vonatkozóan semmi következtetést nem vonhatunk. A reflexiós módszernél tehát az altalajban érvényes terjedési sebességeket más módszerrel külön kell meghatározni.

Olyan területen, ahol a közelben mélyfúrás van, a terjedési sebesség meghatározása a fúrólukba lemélyített felvevő eszköz által történik, amikor is különböző és tetszésszerű mélységegik lehet a terjedési sebességeket meghatározni. E célból azonban különleges felvevő készülékre és kábelre van szükség. Ilyen berendezés hiányában a mélyfúrás helyén a felszínen végzett reflexiós mérés adataiból is kiszámíthatjuk az altalajban a visszaverő felületig érvényes közép terjedési sebességet. Mélyfúrás hiányában a refrakciós módszer alkalmazásával kell meghatározni a szeizmikus hullámok terjedési sebességét, oly mélységig, ameddig azt az illető helyen a körülmények megengedik.

A *refrakciós módszernél* a felszínen nagymennyiségű dinamit felrobbantása által gerjesztett szeizmikus hullámok minden irányban elterjednek, egyes hullámnyalábok áthatolva a laza, kis terjedési sebességgel bíró felszíni rétegen, a következő, nagyobb terjedési sebességgel bíró réteg felületén törést szenvednek. Bizonyos beesési szög esetén a megtört hullámok a nagyobb terjedési sebességgel bíró réteg határfelületén haladnak tova, majd egy pontban ismét megtörve, egy részük a felszíni rétegen keresztül a felvevő készülékekhez jut. Ezek a hullámok előbb érnek a robbantási ponttól messzebb elhelyezett felvevő készülékekhez, mint a felszíni hullámok, mivel — ha hosszabb utat tesznek is meg — jóval gyorsabban haladnak. Ha a felvevő készülékek a robbantási pontot is magában foglaló egyenes mentén egymástól bizonyos távolságra, pl. 50 m-re vannak felállítva, akkor a hullámoknak az egyes felvevő készülékekhez való megérkezési idejében jól mérhető időkülönbségek jelentkeznek. A refrakciós módszernél a szeizmikus

hullámoknak csak az első megérkezését vesszük figyelembe. Felrajzolván egy derékszögű koordinátarendszerben az *idő-út görbét*, e görbének bármely pontjához húzott *érintő* és az *idő-tengely* hajlásszögének tangense a *terjedési sebesség értékét* adja meg. Ha a felszíni réteg nagyon laza s benne a terjedési sebesség igen kicsiny, akkor az ennek átjárására szükséges idővel az észlelt időket kijavítjuk. Ha a refrakciót előidéző réteg szeizmikusan homogén, azaz benne a szeizmikus hullámok terjedési sebessége állandó, akkor az út-idő görbe egyenes és a felvevőkészülékek messzebbre helyezésével is ez az egyenes folytatódik mindaddig, míg a terjedési sebességben változás nem áll be. Kicsiny, de állandó változás esetén az idő-út egyenesből idő-út görbe lesz, míg nagy, de hirtelen változás esetében az egyenesben vagy a görbében jól észlelhető törést kapunk. Ez az eset áll elő, ha a törést szenvedett, vízszintesen haladó hullámok egy más geológiai alakulat határfelületéhez érnek. Ennek jelenléte és helye tehát az idő-út görbe vagy egyenes törési pontjából meghatározható. Különböző irányokban fektetett szelvények mentén történt refrakciós mérésekből a geológiai alakulat alakja is kiadódik.

A *reflexiós szeizmikus módszer* alkalmazása sokkal egyszerűbb. Tekintve a szükséges robbantószer kis mennyiségét, tanácsos a robbantásokkal, hacsak lehet, a felszíni laza réteg alá menni, azáltal, hogy a robbantást a felszíni laza réteg alá mélyített fúrólyukban végezzük. A felszíni laza réteg vastagságát a felvevő készüléktől kis távolságban a felszínen kismennyiségű robbantószer használatával a refrakciós eljárás szerint minden egyes esetben külön határozzuk meg. A felszíni réteg befutásához szükséges idővel a visszavert hullámok terjedési idejét kijavítjuk. E felvételeket nevezzük *korrekciós felvételeknek*.

Minden szeizmogrammon, amely reflexiót mutat, megjelennek a refrakciót szenvedett hullámok is. A megtört hullámok, mivel jóval kisebb utat kell befutniok, mint a visszavert hullámoknak, legelőször jelentkeznek a szeizmogrammonokon. A visszavert hullámok megérkezése a visszaverő felület mélységétől, e felületet fedő rétegben a terjedési sebességtől és a felvevő készülékeknek a robbantási ponttól számított távolságától függ. E négy adat között egyszerű összefüggés áll fenn, úgyhogy ha a négy adatból három

ismeretes, akkor a negyedik, rendszerint a visszaverő felület mélysége, kiszámítható.

A refrakciós és reflexiós módszerek között lényeges különbség az, hogy míg az előbbinél *egy* felvevő készülék is elegendő a refrakciós hullám jelzésére, addig a reflexiós módszernél *2, sőt rendszerint 4—6 felvevő készüléket* használnak. Ennek oka abban van, hogy míg a refrakciót szenvedett hullámok első megérkezése mindig s biztosan megállapítható, addig a visszavert hullámok által okozott amplitudó-növekedés aránylag kicsiny és hasonló növekedést külső zavar is előidézhethet. Ha ellenben *4—6 felvevő készülék*, amelyek egymástól messzebb vannak felállítva, *közel ugyanazon időben amplitudó-növekedést* jelez, akkor az nem lehet helyi zavar, hanem mélyről jövő hatás.

Mivel az egyes felvevő készülékekhez megérkező visszavert hullámok úthosszában csak kis különbségek lehetnek, a megérkezési idejükben is csak kis időkülönbségek mutatkoznak. A visszavert hullámok biztos felismerése éppen ez alapon azáltal történik, hogy azok megérkezése között csak kis időkülönbségek vannak. Ezekből a kicsiny időkülönbségekből és e különbségek előjeléből azonban ki lehet számítani a *visszaverő felület dőlésének irányát és nagyságát*.

Az 1. ábra három általunk *Kapuvár* környékén felvett szeizmogrammfényképét tünteti fel, amelyek mindegyikénél hat felvevő készülék volt használatban.

A baloldalon a legfelső vonalban jól látható a robbantási időpont jele, azután jelennek meg az első megérkezésű törést szenvedett hullámok, amelyek között az első és harmadik szeizmogrammban jelentős különbség mutatkozik. A második szeizmogrammban mind a hat felvevő készülék ugyanakkora távolságra volt a robbantási ponttól. Az egy-egy szeizmogrammon később fellépő, majdnem egyidejű amplitudó-növekedések a visszavert hullámoktól származnak. Mindegyik szeizmogrammon több ilyen visszavert hullám megérkezése látható. Ugyanis a körülbelül 1600 m mélyen levő alapkőzet felett, amely a jobboldali utolsó visszaverődést adta, más visszaverő felületek is jelen vannak a kapuvári altalajban.

A szeizmogrammokon alul a 0.002 sec időkülönbségeket jelző

időjelek vannak felrajzolva, amelyek segítségével a robbantástól a hullámok megérkezéséig eltelt idő 0·001 sec pontossággal leolvasható.

Nyilvánvaló, hogy a refrakciós módszernek, amely a hullámoknak csak az első megérkezését használja fel, nincs szüksége olyan érzékeny felvevő készülékekre, mint a reflexiós módszernek, amely a később és aránylag kis energiával megérkező visszavert hullámokat használja fel. Ezért a refrakciós módszer alkalmazásának első idejében megelégedtek a *mechanikus szeizmográfokkal* is, amelyek mechanikus áttételekkel, emelőrendszerekkel nagyították fel és regisztrálták a kis talajrezgéseket. Az ilyen műszer azonban a visszavert hullámok felvételére nem volt alkalmas. Helyüket az *elektromos szeizmográfok* foglalták el, amelyeknél a talaj mechanikai rezgéseit elektromos energiává alakítjuk át, ezeket felerősítjük s a felerősített elektromos impulzusokat igen érzékeny galvanométerekbe vezetve fényérzékeny mozgó papírszalagon rögzítjük.

A talajrezgések átalakítása elektromos energiává többféleképpen történhetik s ennek megfelelően többféle felvevő készülék lehetséges. A főbb típusok a következők:

1. az *elektromágneses típus*,
2. a *kondenzátorrendszerű*,
3. a *piezoelektromos típus*.

Mind egyik típusnál a legfőbb követelmény, hogy igen érzékeny legyen, azaz, hogy a gyengén megérkező talajrezgéseket is felvegye, továbbá, hogy olyan erősen csillapított legyen, hogy az egymást esetleg 0·1 sec időközben követő hullámokat is egymástól szétválasztva mutassa.

A galvanométerrel vagy oszcillográffal szemben pedig a nagy érzékenységen kívül fontos követelmények, hogy

1. a mozgó fényérzékeny papírszalag sebessége legalább is akkora legyen, hogy 1 sec idő alatt legalább 50 cm hosszú papírszalag szaladjon le,
2. hogy a papírszalag sebessége a bekapcsolás pillanatától kezdve állandó legyen.

A *reflexiós szeizmikus mérések* kivitele általában kétféle módon történhetik, t. i. vagy *hálózatosan* vagy *szelvények mentén*. A hálózati rendszert teljesen ismeretlen vidéken alkalmazzák, szabályos

hálózat csúcspontjain határozván meg a visszaverő felület vagy felületek mélységét, valamint e felületek dőlésének nagyságát és irányát. Ez adatokból azután, kellő kiegyenlítés elvégzése után a visszaverő felület rétegvonalas térképét készíthetjük el.

Amilyen jó áttekintést adhat a reflexiós szeizmikus módszer alapján hálózatos rendszerben készült felvétellel nyert rétegvonalas térkép a földalatti tömegeloszlásról, éppoly hosszadalmas és költséges annak elkészítése. Ezért ott, ahol mélyfúrások, geológiai felvételek, vagy másféle geofizikai, pl. torziós ingamérések révén az altalaj szerkezeti viszonyai többé-kevésbé ismertek, ott rendszerint megelégszünk azzal, hogy a reflexiós szeizmikus méréseket jól kiválasztott szelvények mentén végezzük el. A szelvényeknek lehetőleg merőlegeseknek kell lenniök a hiányosan ismert vagy csak feltételezett földalatti alakulat vonulatára.

Szelvények mentén a robbantási pontok rendszerint 1000—1000 méterre követik egymást, a felvevőkészülékek pedig egymástól 50—50 méterre és a két robbantási pont közé vannak felállítva. A felvevőkészülék minden helyzetében mindkét oldalról végzünk robbantásokat. E mérési módszerrel a szelvény mentén 500 méteres közökben határozzuk meg a visszaverő felületek mélységét és esetleg dőlését is.

Szeizmikus felvételek hazánkban először 1934-ben és 1935-ben a *Dunántúlon* folytak, ahol az *European Gas and Electric Company* olaj- és földgázkutatás céljából végeztetett reflexiós szeizmikus felvételeket. E felvételeknél azonban külföldi geofizikusok működtek közre, akik külföldi gyártmányú szeizmográfokat használtak.

A *m. kir. Iparügyi Minisztérium* 1936-ban egy szeizmikus berendezés beszerzését határozta el, hogy azzal a fennhatósága alá tartozó *Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* az országban reflexiós szeizmikus méréseket végezzen.

A berendezés megszerkesztésével és elkészítésével az Iparügyi Minisztérium dr. POGÁNY BÉLÁT bízta meg, aki a felvevő készüléket a saját találmánya szerint készítette el, de a berendezés többi részét is az ő útmutatása és felügyelete alatt itthon gyártották, kivéve egy hathurkos oszcillográfot, amely német eredetű (Siemens-féle).

A *Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* FEKETE JENŐ veze-

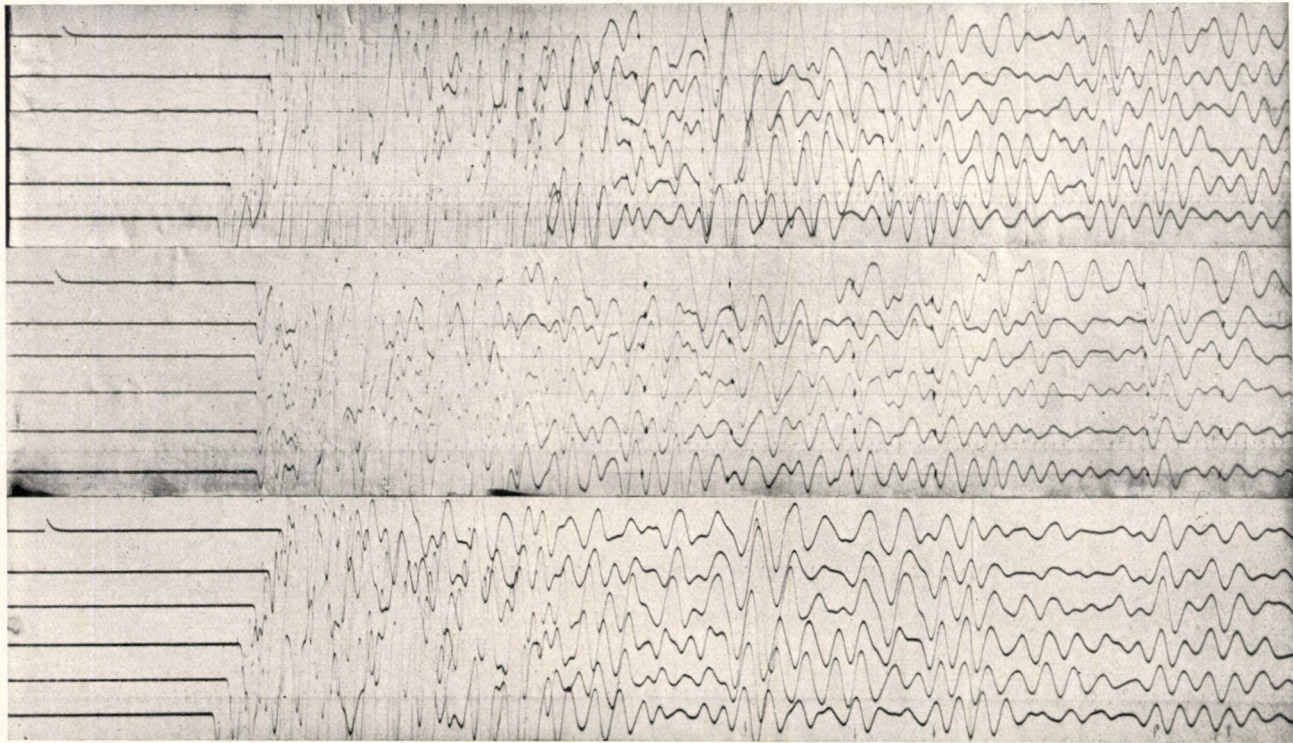
tésével első szeizmikus próbaméréseit, amelyek tulajdonképpen csak az új berendezés szabadban való kipróbálását célozták, az *Őrszentmiklós* határában levő kincstári mélyfúrás közelében kezdte meg. Azt vártuk, hogy az e fúrásban 880 m mélységben megütött eocén mészkő felülete, mint kitűnő visszaverő felület fog szerepelni s ismervén a fúrásból e felület mélységét, az e vidékre érvényes terjedési sebesség is meg lesz határozható.

Azonban a felvételek, amelyeket e fúrás közelében különböző szelvények mentén végeztünk, visszavert hullámokat nem mutattak. A véghezvitt korrekciós mérések azonban jelezték, hogy a mészkövet fedő vastag s szilárd oligocén kiscelli agyagban már az alig 5 méter vastag felszíni réteg alatt is a szeizmikus hullámok terjedési sebessége igen jelentékeny: a felszíni rétegben érvényes 500 m/sec sebességről hirtelen 2600 m/sec-ra ugrik fel. Nagyon valószínű, hogy e sebesség lefelé folytonosan növekszik s 880 m mélységben oly értéket ér el, amely közel áll a mészkőben érvényes terjedési sebességhez. Ebben az esetben természetesen a mészkő nem verheti vissza a szeizmikus hullámokat. Megfelelő berendezés hiánya és egyéb technikai nehézségek miatt a felvevő készüléknek a fúrólukba való lemélyítését nem tudtuk keresztülvinni és így e kérdést biztosan eldönteni nem lehetett.

Ezzel szemben a következő próbamérések, amelyeket *Kapuvár* környékén végeztünk, a legszebb reflexiós szeizmogramokat adták (1. ábra) s így igazolták, hogy az eszköz visszavert szeizmikus hullámok regisztrálására alkalmas. Itt ugyanis a körülbelül 1600 m mélyben fekvő alapkőzet kitűnő visszaverő felületnek bizonyult.

A következő próbamérések színhelye *Budapest* környékén, a *Fót—Rákospalota—Ujpest vonalban* volt. Mivel itt az altalaj szerkezeti viszonyai hasonlóak az *Őrszentmiklós* vidékén találtakhoz, nem sok eredményt várhattunk ezektől a felvételektől. S bár a felvett szeizmogramok egy részén visszavert hullámok jelentkeztek ugyan, ezek korántsem voltak olyan biztosak és jól definiáltak, mint amilyenek a *Kapuvár* vidékén nyert szeizmogramokban jelentkeztek.

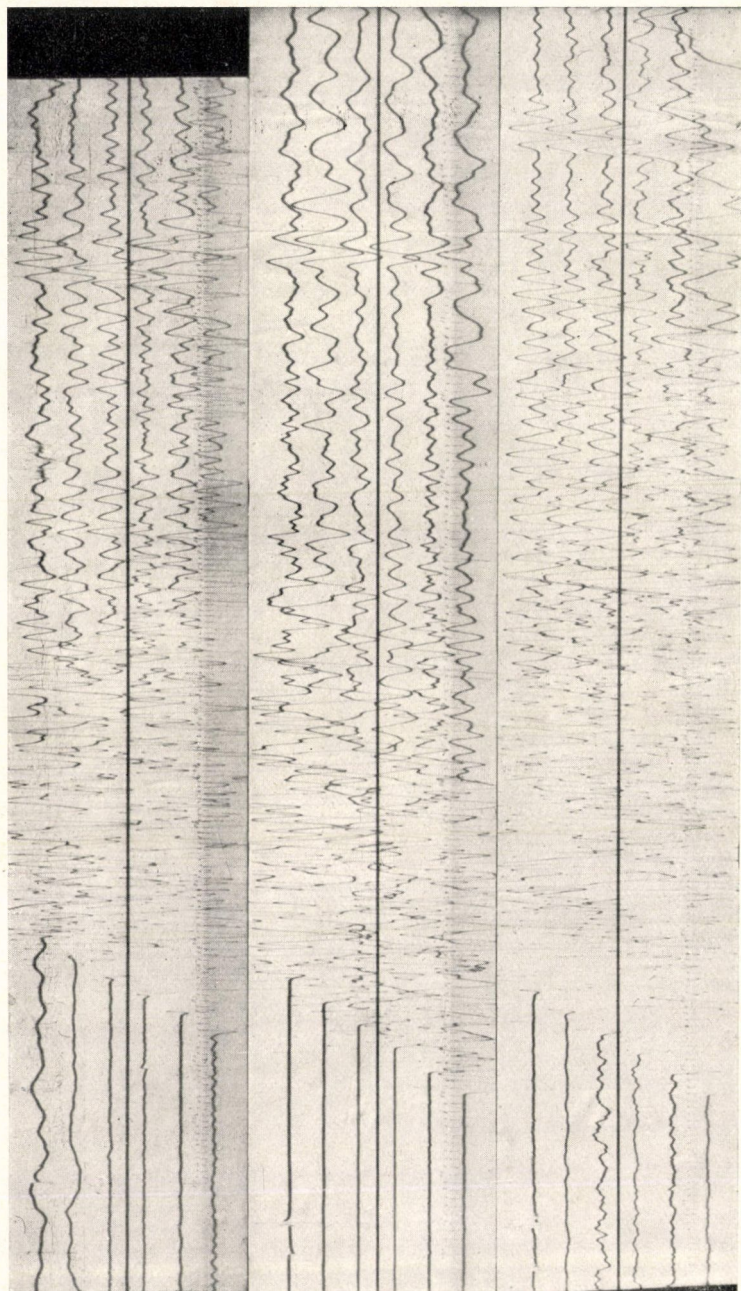
Mivel a Nagy Alföld nagy területét behálózó torziós ingamérések eredményei és az ottani mélyfúrások (*Hajduszoboszló*, *Debrecen*, *Karcag*, *Tiszaórs*) adatai között ellenmondások jelent-



1. ábra.



Pogány—Fekete: Reflexiós szeizmikus mérések.



2. ábra.



keztek, célszerűnek látszott a tényleges reflexiós szeizmikus méréseket ez ellenmondások kiderítésére a Nagy Alföldön kezdeni meg. Ezért a m. kir. Iparügyi Minisztérium a Püspökladány—Hajduszoboszló—Debrecen szelvénynek reflexiós szeizmikus végigmérését rendelte el. Később kívánatosnak látszott e szelvény meghosszabbítása ÉK felé a *debreceni Nagyerdőn* és a *debreceni mélyfúrásokon* keresztül. A *hajduszoboszlói* gravitációs maximumon keresztül ÉNy—DK irányban tervezett és megkezdett szelvény felmérését a nehéz útviszonyok miatt félbe kellett szakítani.

A szelvény helyzetrajza a 3. ábrán látható. Magát a szeizmikus szelvényt vastag szaggatott vonal ábrázolja. A vonalon levő karikák a robbantási pontokat jelzik.

Az első feladat az e vidékre érvényes terjedési sebesség meghatározása volt, amely célra a *hajduszoboszlói II. számú mélyfúrás* látszott a legalkalmasabbnak. E mélyfúrás 2036 méter mélységet ért el és a fúró 1556 méter mélységben olyan kőzetet ütött meg, amelyet mint visszaverő felületet tekinthetünk. Sajnos, a fúrólyukba megfelelő felvevő készüléket lebecsátani nem lehetett, mivel a szükséges különleges berendezésű felvevő készülék még nem állott rendelkezésre. Így a terjedési sebességnek a mélységgel való változását sem lehetett meghatározni. Refrakciós módszert szintén az erre szolgáló berendezés hiánya miatt nem alkalmazhattunk, hogy ezzel határozzuk meg a különböző mélységeig a terjedési sebességet. Az egyetlen lehetőség a közép terjedési sebesség meghatározása volt a fúrás helyén nyert reflexiókból. E meghatározás szerint a felszíni réteg alatt a visszaverő felületig terjedő rétegekben a *közép terjedési sebesség* 2350 m/sec-nak adódott. A későbbi számításokban ezt az értéket használtuk Püspökladánytól Debrecenig s még attól északkeletre is.

Hátrányos volt, hogy *Hajduszoboszló város* területén a felvételeket nem lehetett folytatni, úgyhogy a szelvény folytonosságában itt szakadás van.

Az e vidéken felvett szeizmogrammok legnagyobb részén, amint azt a 2. ábrán látható 3 szeizmogramm is mutatja, jól definiált reflexiók találhatók. Ezek közül is legbiztosabbak mindig azok a reflexiók, amelyek kétségtelenül a kőzetalakulattól származnak. Ezeket *elsőrendű reflexióknak* nevezzük, ellentétben a *másod-*

rendűekkel, amelyek felismerése kevésbé biztos, mivel csak fedőrétegekbe beágyazott visszaverő felületektől erednek.

A reflexiók közép megérkezési idejét javításnak kell alávetni a felszíni laza rétegekben érvényes kicsiny (körülbelül 500 m/sec) terjedési sebesség miatt, amely a visszavert hullámoknak a felszínre való megérkezését késlelteti. A javított közép megérkezési időből, a felvevő készülékek közepének a robbantási ponttól való távolságából és a közép terjedési sebességből azután egyszerű módon kiszámítható a visszaverő felületek mélysége a robbantási pont és a felvevő készülékek közepe közötti távolság felező pontjára vonatkozóan.

Az egyes felvevő készülékekhez érkező visszavert hullámok megérkezési ideje között talált időkülönbségekből pedig kiszámíthatjuk a visszaverő felület dőlésének irányát és nagyságát.

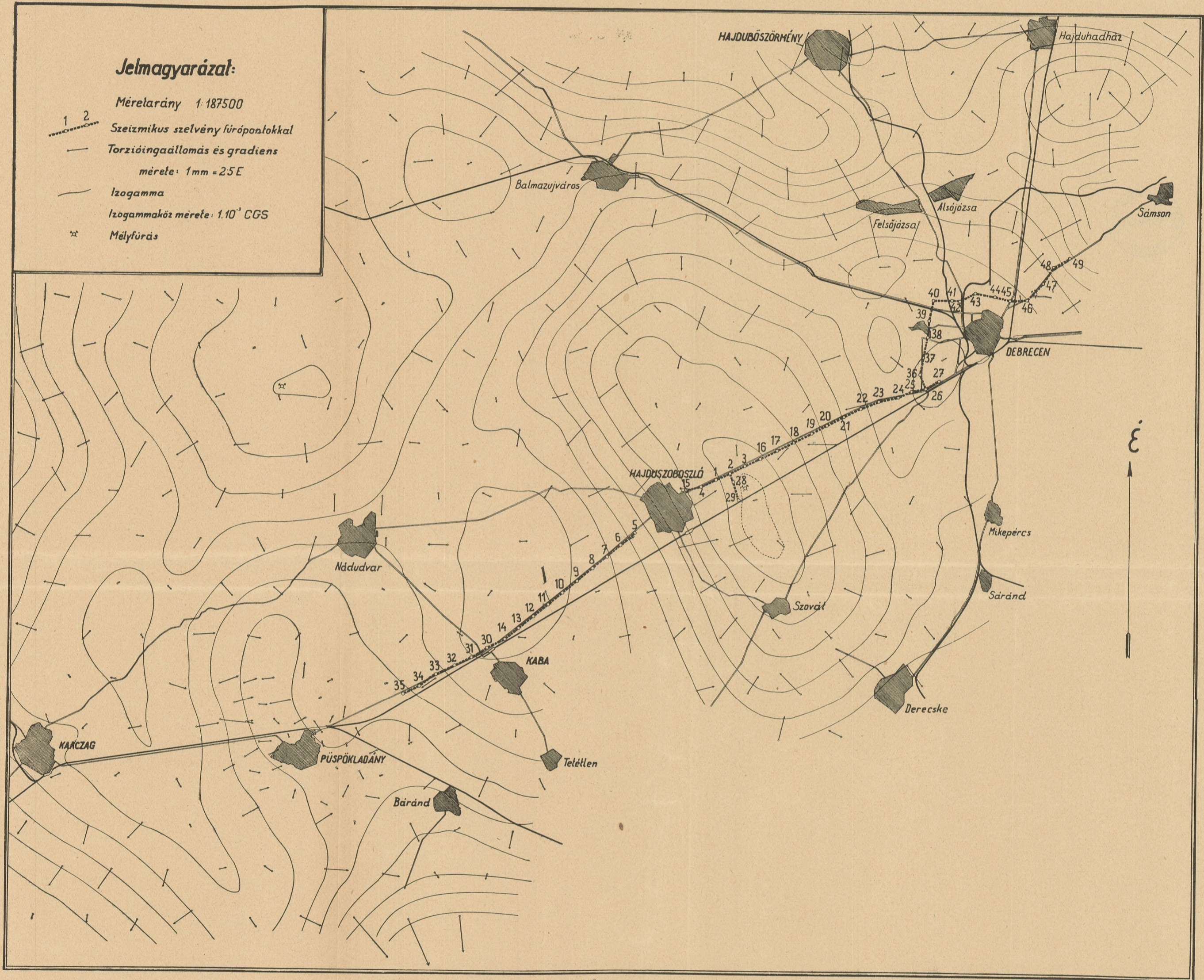
A *Nagy Alföldön* végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményeit a 4., 5., 6., illetve a 7., 8., 9. ábrák tüntetik fel.

A 4. ábra a *Hajduszoboszló—Debrecen* vonalban az egyes szelvényekben nyert reflexiókból számított mélységi pontokat és azok valószínű összeköttetését mutatja. A vastag pontok az elsőrendű, a karikák a másodrendű reflexiókból számított mélységi pontokat adják. Tekintve az elsőrendű visszavert hullámok biztosan megállapítható megjelenését, amelyek kétségtelenül ugyanazon kőzettől származnak, azt hisszük, jogosítva vagyunk az ezekből számított mélységi pontok összekötésére. A másodrendű visszaverődésekből számított mélységi pontok összekötése, illetve egyes másodrendű visszaverő felület berajzolása azonban már meglehetősen bizonytalan. A szaggatott vonal a kőzetalakulatnak az izogammák különbségeiből számított magasságkülönbségeit tünteti fel azzal a feltétellel, hogy a hajduszoboszlói mélyfúrás helyén a nagyobb fajsúlyú kőzet 1556 m mélységben van s a sűrűségkülönbség a kőzet és a homogén fedőréteg között 0·3.

Hasonlóképpen az 5. ábra *Püspökladány—Hajduszoboszló* és a 6. ábra *Debrecen* környékén tünteti fel a visszaverődésekből és az izogammákból számított mélységi viszonyokat.

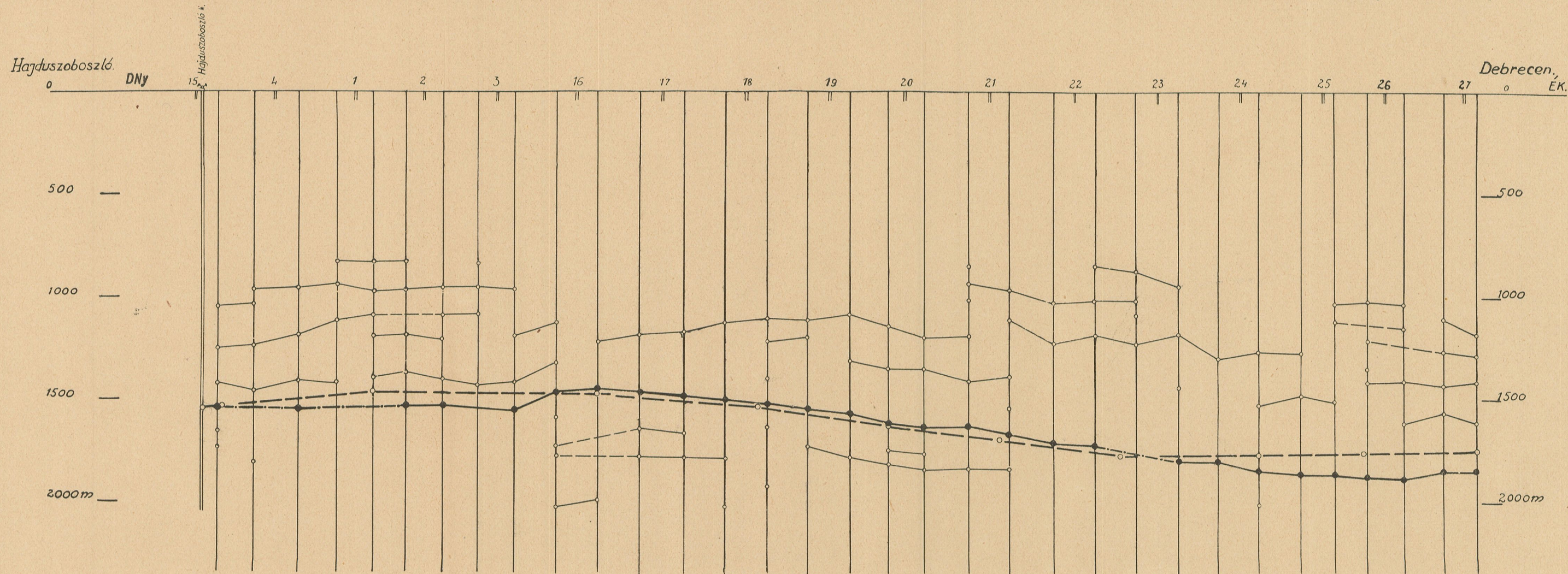
A 4. ábrán látható, hogy a visszaverő felület legmagasabb pontja a 16. ÉK szelvényben van, 1·5 km-rel északkeletre a gravitációs maximum helyétől.

A Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által Püspökladány-Hajdusoboszló-Debrecen környékén végzett torziós ingamérések eredményei és a reflexiós szeizmikus szelvények helyszínrajza.



3. ábra.

A Báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Hajduszoboszló—Debrecen vonalban végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményei.



Méretarányok:
 Horizontális: 1:50,000.
 Vertikális: 1:20,000.

Jelmagyarázat:

- $\frac{19}{||}$ fúrópont.
- $\text{---} \circ \text{---}$ másodrendű } reflexiós pont.
- $\text{---} \bullet \text{---}$ elsőrendű }
- $\text{---} \circ \text{---}$ az alapkőzetnek az izogammatérképből számított mélységi pontja.

Subject: [Illegible]

[Illegible body text]

[Illegible signature]

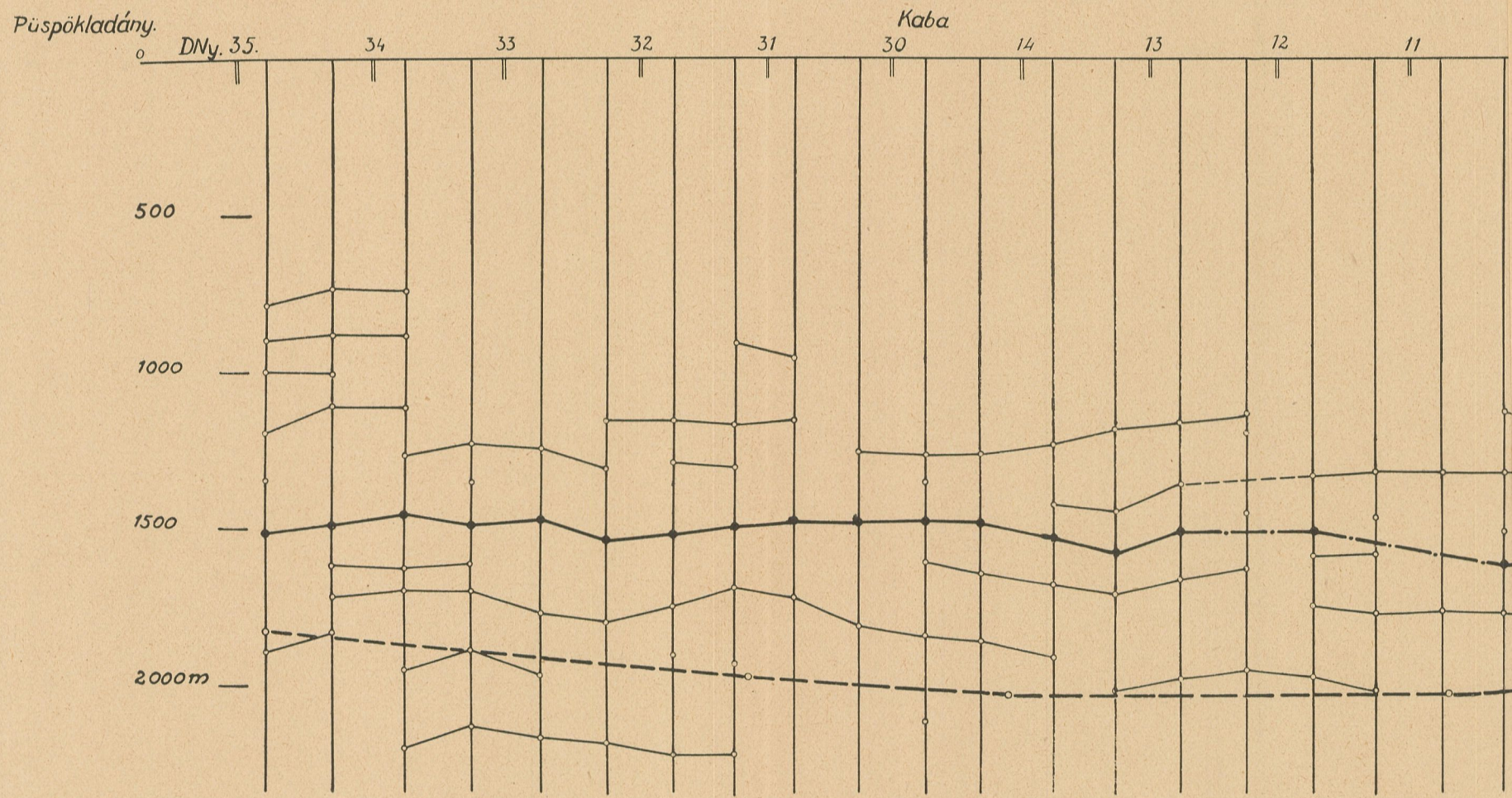
[Illegible signature]

[Illegible text]

[Illegible text]

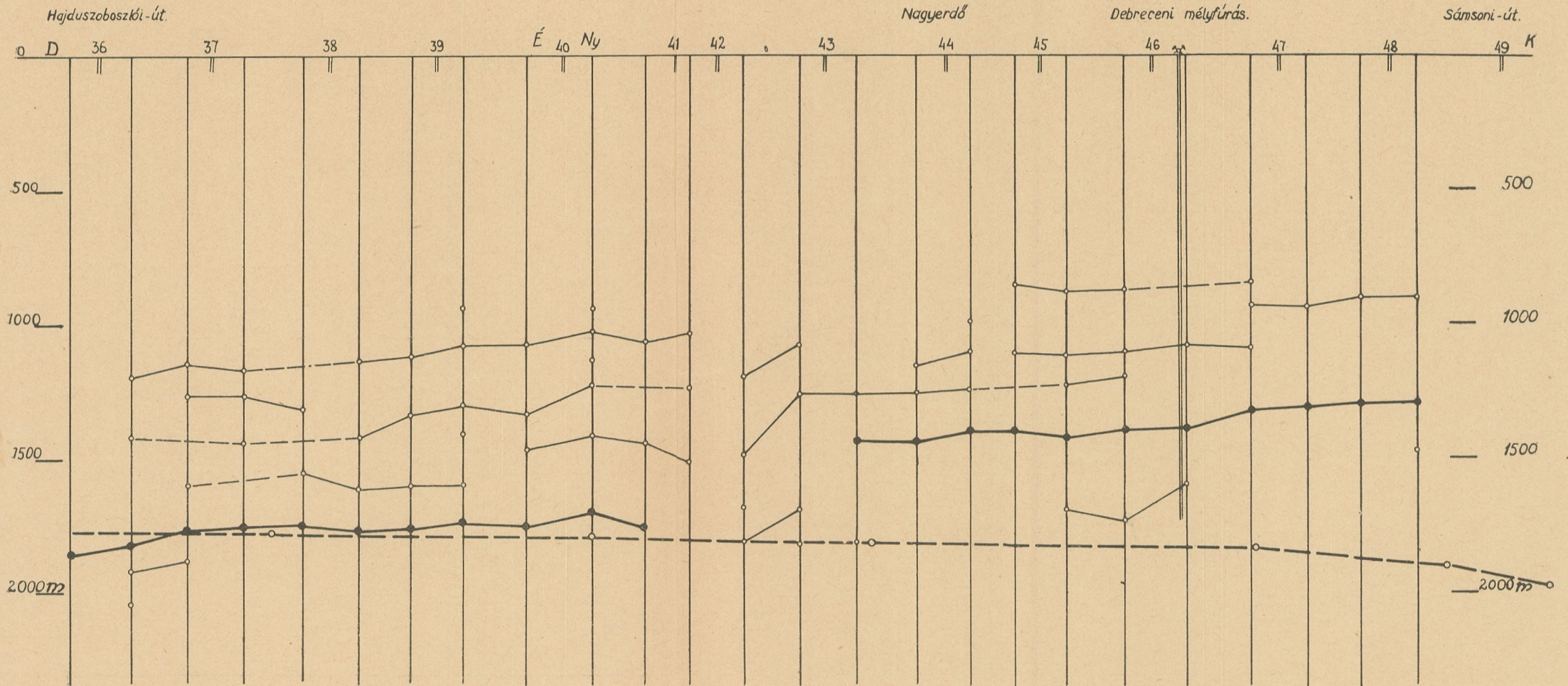
[Illegible text]

A Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Püspökladány—Hajdusoboszló



5. ábra.

Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Debrecen környékén végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményei.



Méretarányok:
 Horizontális : 1 : 50,000
 Vertikális : 1 : 20,000

Jelmagyarázat:

- 42 fúrópont.
- másodrendű } reflexiós pont.
- elsőrendű }
- az alapkőzetnek az izogammatérképből számított mélységi pontja.

6. ábra.

Az izogammákból számítva e felület meglepő egyezést mutat e területen a visszaverődésekből számított felülettel. Csak a gravitációs maximum helyén találunk 80 méteres és a 26. sz. robbantási pont környékén 120 méteres eltérést a kétféle módszerrel megállapított felületmélységek között. Ebből arra következtethetünk, hogy e területen a számítás alapjául szolgáló feltevés, t. i. hogy a gravitációs hatás legnagyobb része egy sűrűbb kőzet és a könnyebb fedőréteg válaszfelületétől származik, nagy mértékben teljesítve van.

Az 5. ábrán, amely a *Püspökladány és Hajduszoboszló* közötti szelvényeket tünteti fel, az elsőrendű visszaverődésekből számított kőzetfelület hullámos felületet mutat, amelynek legmagasabb pontja 1450 m mélységben a 34. ÉK szelvényben, legmélyebb pontja pedig 1620 m mélységben a 10. DNy szelvényben van, ha eltekintünk azoktól a szelvényektől, amelyekben elsőrendű visszaverődéseket nem kaptunk. Ezzel szemben az izogammákból számított kőzetfelület *Kabáig* folyton lejt s *Kabától* keletre 2020 m mélységet ér el. Itt tehát 400—600 méteres eltérés mutatkozik a visszaverő kőzetalakulatnak szeizmikus módszerrel megállapított és az izogammákból számított mélysége között. Minthogy e területen a kőzetalakulatig lehatoló mélyfúrás nincs, annak mélységét pontosan nem ismerjük s így teljes biztossággal nem tudjuk eldönteni, hogy melyik módszer adata helyes.

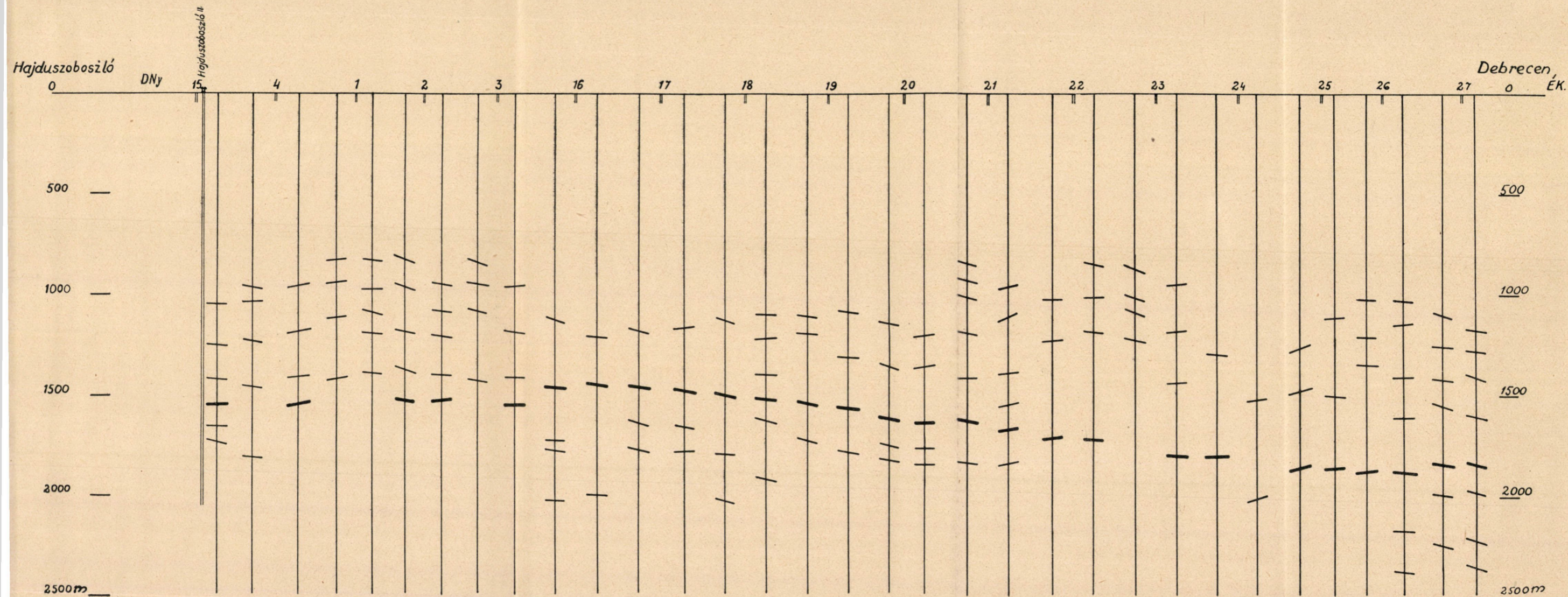
Ha a 6. ábrán a *Debrecen* környékén végigfektetett szelvények mentén számított mélységi pontokat vizsgáljuk, látjuk, hogy a szelvény egyik részében, *Debrecentől* nyugatra egészen a 41. sz. robbantási pontig, az izogammákból számított kőzetalakulat felülete nagy megegyezést mutat a visszaverődésekből számított felülettel. A 41. sz. robbantási ponttól kezdve az izogammaértékeknek, bár lassú, de fokozatos kisebbedése következtében a kőzet felületének az izogammaértékekből számított mélysége egész 1970 méterig süllyed. A reflexiós szeizmikus mérések a 41. és 43. sz. robbantási pontok közötti szelvényekben elsőrendű reflexiókat egyáltalában nem adtak, de a 43. K szelvényben azok ismét megjelentek és innen kezdve az egész felmért területen végig minden szelvényben megkaptuk azokat. Azonban ezekből az elsőrendű visszaverődésekből számítva a kőzet mélységét, a 43. K

szelvényben azt 1450 m-nek találtuk. Innen kezdve a kőzet felülete kis hullámnázással ugyan, de folyton emelkedik és az utolsó, 48. K szelvényben 1300 m mélységet mutat ott, ahol az izogammákból számított mélysége 1890 m lenne. Ezen a területen vannak a *debreceni mélyfúrások*, a várostól északkeletre a *sámsoni* út mentén, amelyeken a szeizmikus szelvények áthaladnak. Az *I. sz. mélyfúrás* 1738 m mély. 1304 m mélységben dacittufás, meszes homokkővet ütött meg a fúró, majd 1477 m mélységben vörhenyes, kavicsos, homokos agyag és homokkő, végül 1532 m mélységben homokkő következett. Hogy e felületek közül melyik a visszaverő felület, az bizonytalan, de a reflexiós szeizmikus mérések szerint a mélyfúrás helyén a kőzet mélységére kapott 1393 méter mindenestre a fenti három mélység közé esik.

A *visszaverődések hiánya* a 41. és 43. sz. robbantási pontok között nagy valószínűséggel arra vezethető vissza, hogy itt az altalaj szerkezeti viszonyai teljesen megváltoznak s e helyen *hatalmas leszakadás* van, ami esetleg *vetődés* is lehet. Ez esetben azonban nem egy vetődésről, hanem azok egész sorozatáról lehet szó, amelyek mentén a kőzetek annyira össze-vissza vannak töredezve, hogy visszaverődéseket nem adhatnak.

Ami az izogammákból és a szeizmikus reflexiókból számított kőzetmélységek közötti nagy eltéréseket illeti, úgy a *Püspökladány—Hajdusoboszló* vonalban, mint *Debrecentől északra és keletre*, ezek oka kétségtelenül az, hogy az izogammaközöknek megfelelő mélységi viszonyok kiszámítására szolgáló feltevések a valóságban nem teljesülnek. Nagyon valószínű és a debreceni mélyfúrás adatai ezt meg is erősítik, hogy a fenti területen nemcsak két, hanem több különböző alakulat van jelen. Ez esetben az izogammák semmiképpen sem adják meg a kőzetalakulat rétegvonalait s ennek következtében azokból a kőzetcsoportok alakját meghatározni nem lehet. A szeizmikus szelvények végigmérésével tehát el lehet dönteni azt, hogy melyek azok a területek, ahol az izogammákat a kőzet rétegvonalainak tekinthetjük (pl. jelen esetben *Hajdusoboszlótól Debrecenig*) és melyek azok a területek, ahol az izogammákból a kőzet mélységére és alakjára vonatkozóan következtetést nem vonhatunk (pl. jelen esetben *Püspökladánytól Hajdusoboszlóig és Debrecentől északra és keletre*).

Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Hajduszoboszló—Debrecen vonalban végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményeiből számított rétegdőlések.

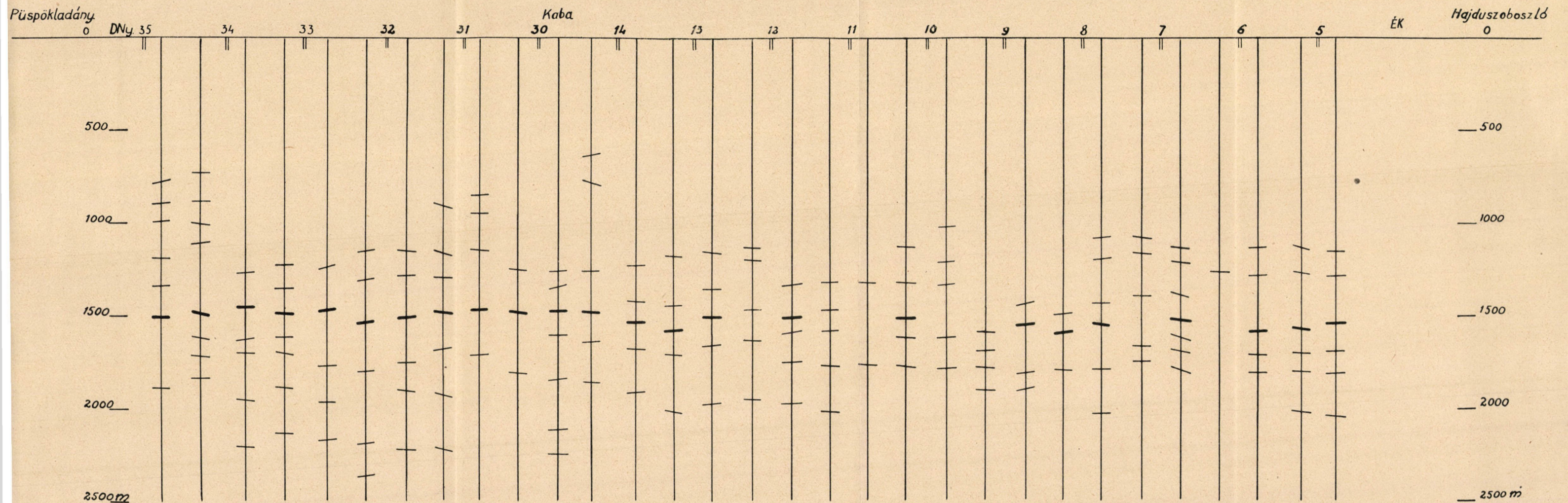


Méretarányok:
 Horizontális: 1:50,000.
 Vertikális: 1:20,000.

Jelmagyarázat:
 19 fúrópont.
 — elsőrendű } reflexióból számított rétegdőlés.
 — másodrendű }

7. ábra.

A Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Püspökladány—Hajdusoboszló vonalban végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményeiből számított rétegdőlések.



Méretarányok:

Horizontális: 1 : 50,000.

Vertikális: 1 : 20,000.

Jelmagyarázat:

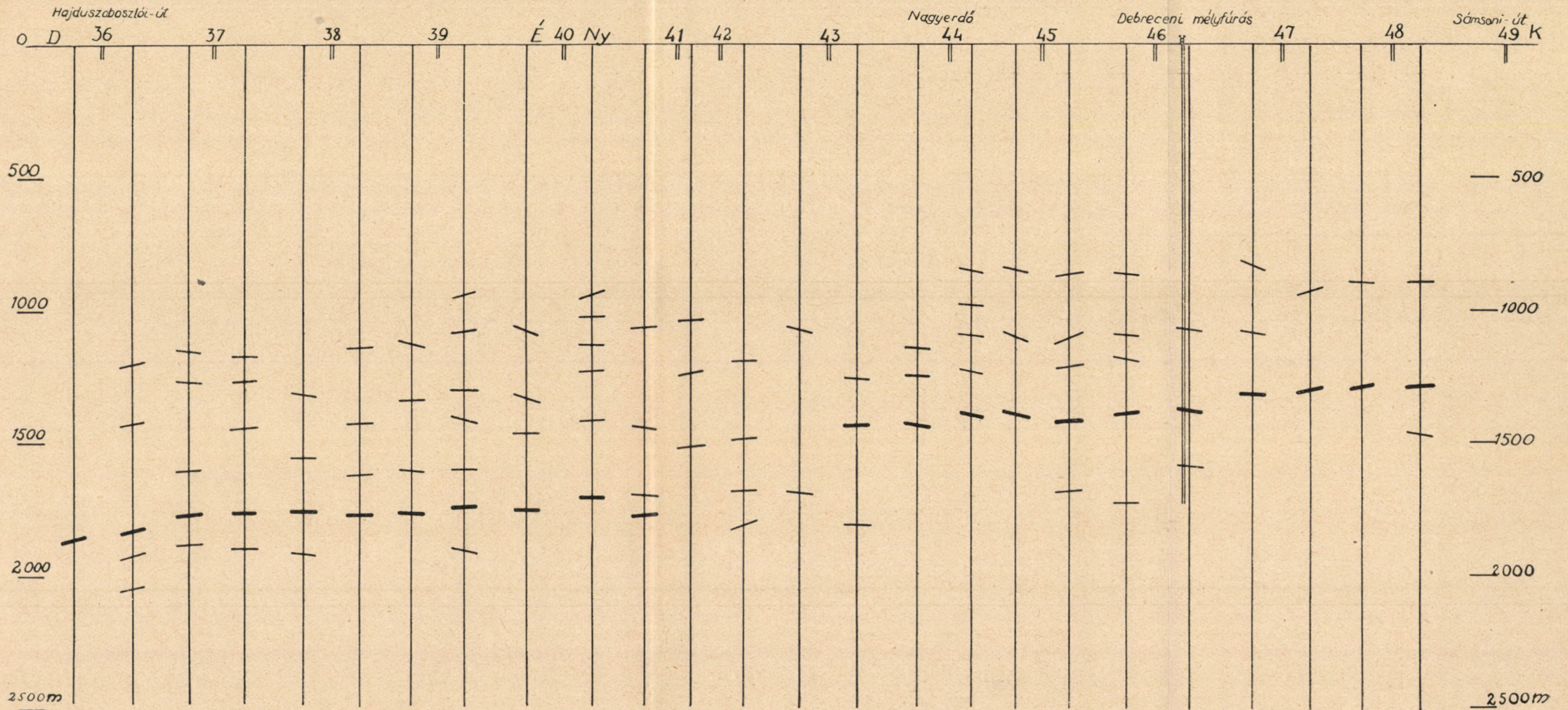
- $\frac{12}{\parallel\parallel}$ fúrópont.
- \backslash elsőrendű } reflexióból számított
- $/$ másodrendű } rétegdőlés.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

1950

A Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936. évben Debrecen környékén végzett reflexiós szeizmikus mérések eredményeiből számított rétegdőlések.



Méretarányok:
 Horizontális: 1:50,000.
 Vertikális: 1:20,000.

Jelmagyarázat:
 43 fúrópont.
 — elsőrendű } reflexióból számított rétegdőlés.
 — másodrendű }

9. ábra.



Hogy mindkét területen az izogammákból számított kőzetmélységek nagyobbak, mint a szeizmikus mérésekből számítottak, valamint a fúrásból megállapítottak, annak valószínűleg az az oka, hogy kicsiny sűrűségű alakulatok vannak jelen ezen a területen s ezek jelenléte a nehézségerő kisebbedését okozza. Erre mutatnak a debreceni mélyfúrásban talált tufák is.

Az 7., 8. és 9. ábrákon feltüntetett kőzetdőlések kevésbé meggyőző képet mutatnak, mint a mélységi adatok. Nemcsak a másodrendű, de az elsőrendű visszaverődésekből számított dölések irányában is jelentékeny ellenmondások találhatók, ha azokat a 4., 5., 6. ábrákon feltüntetett kőzetfelületekkel összehasonlítjuk. Másrészről egyes helyeken, mint pl. a *hajduszoboszlói boltozódás keleti szárnyának lejtésénél, teljes a megegyezés a dölések iránya és nagysága*, valamint a *mélységi pontokat összekötő felület* lejtése között.

A dölésekben mutatkozó ellenmondások oka talán részint a visszaverő felületek szabálytalanságában, részint a visszavert hullámok megérkezésének kijelelésében elkövetett esetleges hibákban keresendő. Hozzájárul ehhez még az a körülmény, hogy a terjedési sebességre csak egyetlenegy átlagos értéket használtunk, pedig az a mélységgel is változik.

Tekintve, hogy a reflexiós szeizmikus eljárás és az adatok feldolgozása nem általánosan ismert szabályok szerint történik, hanem mindenki saját maga dolgozza ki a felvétel és a számítások módját, bizonyos időre van szükség, míg a leghelyesebb eljárást megtaláljuk.

Természetesen a reflexiós szeizmikus mérések alkalmazhatóságának is vannak határai, amelyek ennek az egyes helyeken meglepően jó eredményeket adó módszernek a használhatóságát korlátozzák. Mint magunk is tapasztaltuk *Órszentmiklós és Budapest környékén*, a módszer nem mindenütt alkalmazható, hanem csak olyan helyeken, ahol az altalajban jó visszaverő felületek vannak. Ennek feltétele pedig az, hogy a felületekkel elválasztott rétegekben a szeizmikus hullámok terjedési sebességei jelentősen különbözzenek egymástól. Ezt a legtöbb esetben még az altalaj szerkezeti viszonyainak ismerete mellett sem lehet előre megmondani, hanem csak tényleges próbamérések kivitele után lehet eldönteni.

Hegyes vidékeken alkalmazva a reflexiós szeizmikus módszert, a szintkülönbségek miatt szükséges javítások szintén jelentős bizonytalanságot hoznak be a mérések eredményeibe.

*

A geofon szerkesztője kötelességének tartja, hogy hálás köszönetét fejezze ki BORNEMISSZA GÉZA miniszter úr ő excellenciájának a neki előlegezett bizalomért, továbbá a Széchenyi Tudományos Társaságnak, amely különböző típusú geofonok megépítését és ezeknek Várpalotán és Dorogon való kipróbálását hathatós támogatásában részesítette.

Úgy a szeizmikus berendezés megszerkesztésében és laboratóriumi megvizsgálásában, valamint annak a szabadban való kipróbálásában és a tényleges mérések kivitelében többen működtek közre, akik közül elsősorban BASSÓ IMRE műegyetemi tanársegéd és TAFNER TIBOR tanárjelölt urakat kell megemlítenünk, mint akik a legtöbb segítséget nyújtották. Úgy nekik, valamint a többi közreműködő uraknak hálás köszönetet mondunk.

(A M. T. Akadémia III. osztályának 1937. márc. 15-én tartott üléséből.)

SEISMISCHE REFLEXIONSBEOBSACHTUNGEN IN DER UNGARISCHEN TIEFEBENE.

Von BÉLA POGÁNY und JENŐ FEKETE.

Das unter Leitung von JENŐ FEKETE stehende Baron Roland Eötvös Geophysikalische Institut der Sektion für Bergschürfung des Industrieministeriums hat zur Ergänzung der Drehwagebeobachtungen die Durchführung von Beobachtungen nach der seismischen Reflexionsmethode beschlossen. Auf Vorschlag des Institutsleiters hat der Herr Industrieminister den anderen Verfasser mit der Konstruktion der erforderlichen Geophone betraut. Diese haben sich bestens bewährt. Auf den Fig. 1 und 2 sieht man einige der erhaltenen Seismogramme; die Reflexionen erscheinen überaus deutlich.

Die Ergebnisse der von dem Baron Roland Eötvös Geophysikalischen Institute ausgeführten seismischen Messungen in dem Gebiete Hajduszoboszló—Debrecen werden mitgeteilt.

Fig. 3 stellt die Karte der Isogammen dar, die auf Grund der vor etwa einem Jahrzehnt ausgeführten Beobachtungen mit der Drehwage gewonnen wurde.

Auf der Fig. 4 sieht man gestrichelt ausgezogen die Oberfläche des Gesteines, das bei Hajduszoboszló in 1556 m Tiefe angebohrt, auf Grund der Isogammenkarte von hier aus längs des auf der Isogammenkarte gezeichneten Schnittes extrapoliert wurde. Entlang desselben Schnittes wurden die seismischen Beobachtungen ausgeführt. Der am besten ausgeprägten Reflexion entspricht die dick ausgezogene Kurve. Sie stimmt mit der auf Grund der Isogammenkarte berechneten Oberfläche bis westlich von Debrecen

überein. Dort befanden sich drei Sprengpunkte, an denen die am besten ausgeprägte Reflexion überhaupt nicht auftrat, während sie auf den weiteren, nördlich und östlich von Debrecen gelegenen Sprengpunkten wieder erschien, jedoch von etwa 320 m höher kommend. Ähnlich waren die Verhältnisse westlich von Hajdúszoboszló.

(Aus der Sitzung der III. Klasse der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 15. März 1937.)