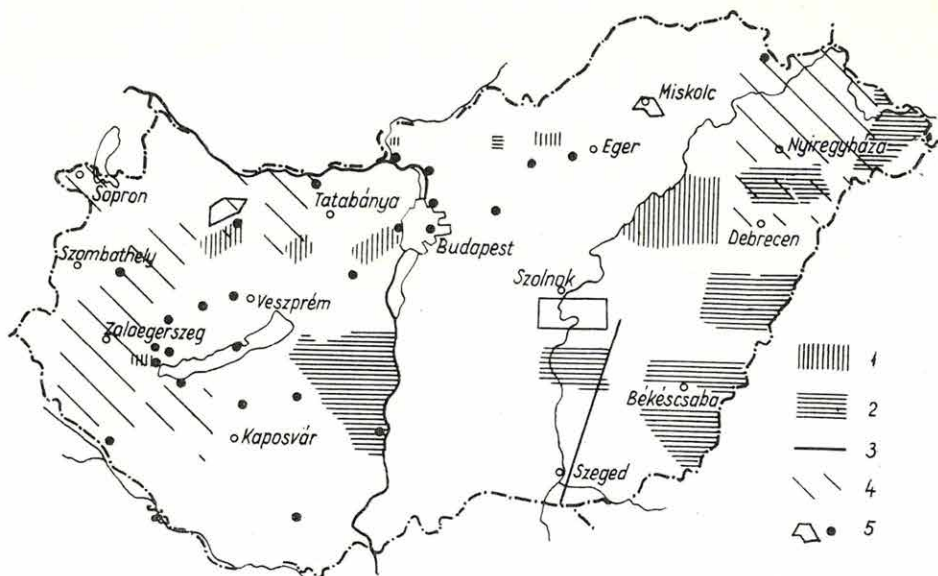


# 1. FÖLDTANI KUTATÁSOK



*Az ELGI földtani kutatásai 1968*

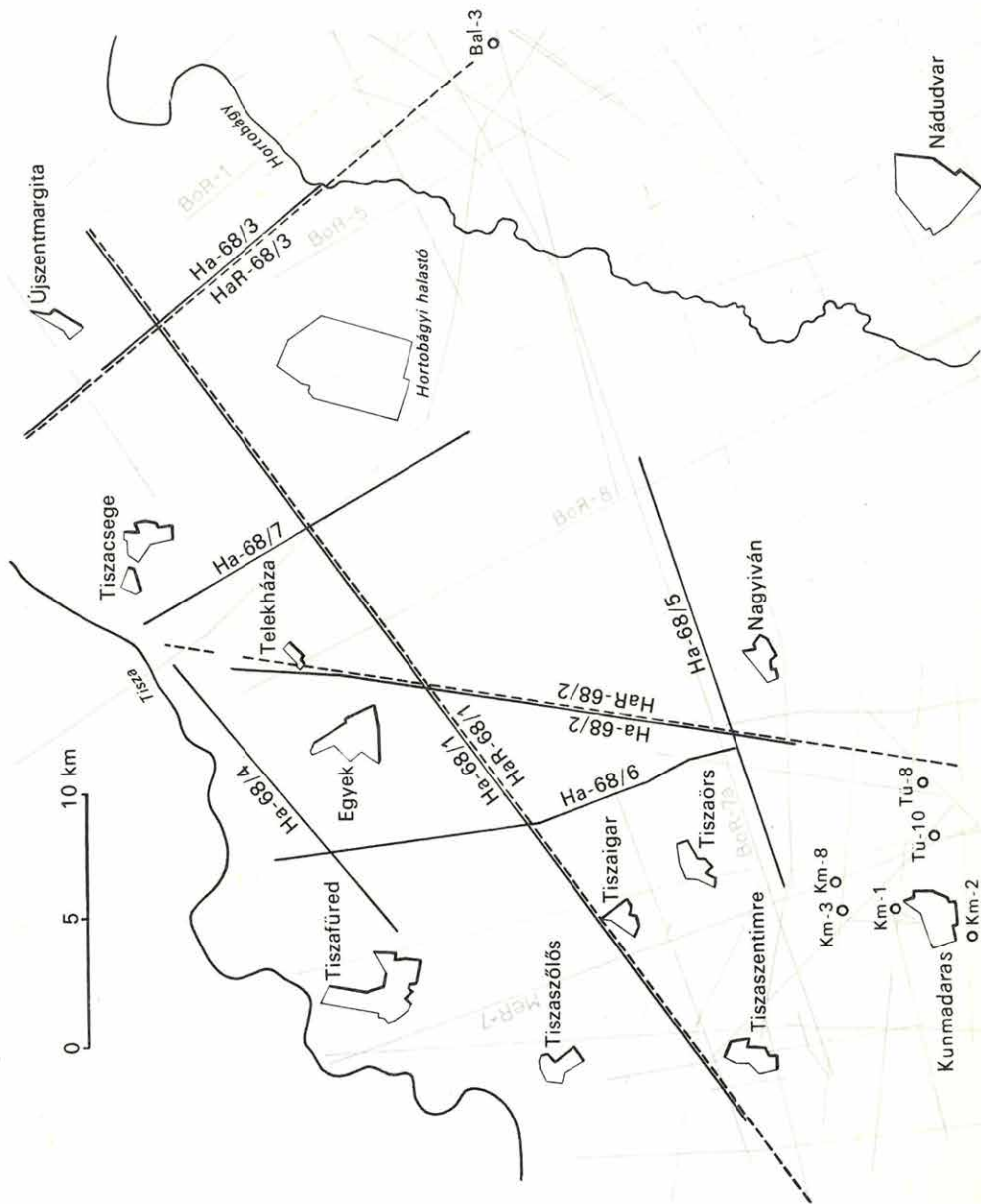
- 1 komplex kutatás
- 2 nem komplex kutatás
- 3 földkéregkutatás
- 4 légimágneses mérés
- 5 mérnökgeofizikai mérések

*The field-work of the ELGI 1968*

- 1 integrate (complex) survey
- 2 non-complex survey
- 3 deep seismic sounding (DSS) of the Earth's crust
- 4 airborne magnetic survey
- 5 engineering geophysical prospectings

*План полевых разведочных работ, выполненных ВГИ в 1968 г.*

- 1 работы комплексным методом разведки
- 2 некомплексные работы
- 3 глубинное сейсмическое зондирование земной коры
- 4 аэромагнитная съемка
- 5 инженерно-геофизические работы



*1. ábra* A hortobágyi mérések helyszínrajza

*Fig. 1.* Outline map of the Hortobágy surveys

*Фиг. 1.* План площади работ в районе Хортобадь

# 1.1 KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁS AZ ÉK-I TISZÁNTÚLON

## 1.1.1 KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁS A HAJDÚSÁGBAN ÉS A NYÍRSÉGBEN

Bagi Róbert—*Bodoky Taudás*—Sz. Pintér Anna—*Polcz Iván* —Ráner Géza  
*Sz. Woynarovich Zsuzsanna*

A Geofizikai Intézet — az OKGT-vel kötött szerződés szerint — 1968-ban is folytatta alföldi komplex kutatásait az ÉK Tiszántúlon Tiszafüred, Tiszaszőlős, Tiszaszentimre, Kunmadaras, Nagyiván, valamint a Tisza vonala és a Hortobágy csatorna által határolt területen (Hortobágy; az L—34—7, 18, és 19 Gauss-Krüger térképlapok területén) és a Nyírségben Nyírlúgos környékén (az L—34—8 és L—34—9 Gauss—Krüger térképlapok területén). Ez a jelentés részletesen csak a mérések hortobágyi részét tárgyalja, nyírségi méréseinket — megbízóink kívánságára — jelentős vonalsűrítéssel 1969-ben folytatjuk, és csak ezután készítjük el e terület összefoglaló jelentését. Ebben a jelentésben csak vázlatosan ismertetjük.

Az 1. ábrán közölt helyszínrajz csak a szeizmikus vonalhálózatot mutatja, mert az összes többi méréseket viszonylag egyenletes pontsűrűséggel végeztük.

1968. évi kutatásaink jellege elsősorban módszertani, a térképezés csak módszertani kutatásaink terepi bázisát adta.

### *A hortobágyi terület földtani ismertetése*

A szorosan vett kutatási területen csak két mélyfúrás van (Tiszaörs—1 és Nagyiván—2). A T—1 1882 m-ben, alsó pannóniaiban állt meg, a Ni—2-t 2500 m-ig fúrták, itt miocén agyagmárgát találtak. A földtani kép kialakításához a terület tágabb környezetében található mélyfúrások nyújtanak segítséget. A fúrási adatok rövid összefoglalásából területünknek és tágabb környezetének földtani felépítése rekonstruálható (2. ábra).

Mérési területünkől DK-re Püspökladánynál és Hajdúszoboszlónál a Pü—2 mélyfúrás 1929 m-ben, a Hsz—1 1412 m-ben, a Hsz—18 1308 m-ben és a Hajdúszovát—1 1560 m-ben paleozóos metamorf csillámpalát tárt fel. A távolabbi fúráások közül a túrkevei, szerepi, biharnagybajomi, körösszegapáti és kismarjai fúráások is hasonló korú és jellegű kőzetekben végződtek.





Triász metamorf agyaggalát találtak területünkől É-ra a mezőkeresztesi (Mc—22, 1230 m-ben, Mc—23, 2140 m-ben) és ÉNy-ra a mezőkövesdi fúrásokban. Jurakori képződményeket legközelebb Nagyszénásnál ismerünk. Krétakori ún. flisképződményeket fúrtak meg Nádudvarnál (1668 m-ben a Nu—6, 2053 m-ben a Nu—15) távolabb pedig a rákóczi falvi és debreceni fúrásokban.

Eocén képződményeket a debreceni és nádudvari fúrásokból ismerünk (Nu—15, 1775 m-ben, Nu—6, 1887 m-ben, D—2, 1480 m-ben). Oligocénkorú üledékeket a Tiszántúlon egyedül a D—2 fúrásban találtak (1456—1490 m). Ennél jóval vastagabb kifejlődésben megtalálhatók ezek a képződmények a Mezőkeresztes környékén mélyített számos fúrásban. A miocén képződményekről már lényegesen több fúrási adat ismeretes, mint az előzőekről. Elterjedésük nagyobb, kifejlődésük változatosabb, mint az idősebb harmadidőszaki képződményeké; tengeri, félsós vízi, szárazföldi üledékeket, valamint vulkáni képződményeket ismerünk ebből a korból. A helvét és tortónai emeletet nagyszabású szárazföldi vulkanizmus jellemzi. A vulkáni képződmények a Tiszántúl É-i medencerésztében igen nagy vastagságúak (Nyíregyháza, Hajdúböszörmény), D felé azonban elvékonyodnak és Debrecen, Nádudvar vonalán túl már vulkáni tömegek lepusztulásából származó üledékek is alig találhatók. A középső miocénkori vulkáni, vagy idősebb képződményekre tortónai tengeri üledékek transzgradáltak. A tortónai tengeri rétegekre, vagy az idősebb képződményekre helyenként szarmáciai félsós vízi üledékek települtek.

A pliocén az egész alföldi medencében nagymérvű süllyedéssel és egységes vastag üledékképződéssel jelentkezik. Először helyi jellegű, változó kőzettani összetételű üledékek képződtek, ezeket vastag egynemű agyagmárga rétegsor fedi, majd homokkő rétegekkel váltakozó szürke agyagmárga rétegek következnek. Erre az alsó pannóniai sorozatra települ a homokosabb összetételű, vastag felsőpannóniai összlet. A tiszántúli medencerészben a teljes pannóniai összlet vastagsága 1000 m és 3000 m között változik.

A pannóniai összlet szerkezetét a medencealjzat formáihoz idomuló, rétegtömörülésszerű formák jellemzik. Cszuzamlások, rogyások keletkezhetnek a vastag, laza üledékben.

★

A területen kívüli mélyfúrások adatait a területre vetítve a hortobágyi terület földtani modellje a következő:

1. Kutatási területünkől D-re viszonylag emelt helyzetű kristályos palavonulat húzódik, amely É felé ismeretlen mélységbe süllyed. É i lejtőjén jelenik meg az 1000 m-t is meghaladó vastagságú flisösszlet. Erre az aljzatra közvetlenül települ a vékony miocénből és vastag pannóniaiból álló neogén üledékes összlet (a miocén vastagsága 0—200 m-között változik, a pannóniaié 1000 m-nél nagyobb).

2. A kutatási területtől É-ra a földtani kép ettől eltérő. Itt a triász mészkő aljzatot vékony eocénből, vastag oligocénből, miocénből és a D-i részekhez képest vékony pannóniaiból álló üledéksor fedi.

A két földtani kifejlődés határát nem ismerjük, valószínűleg valahol a kutatási terület alatt húzódik.

Tektonikai szempontból kevésbé ismert a terület. A kristályos palában és a triász mészkőben valószínűleg nagyobb vetők vannak. A flis összletet erős gyüredezettség, hirtelen kőzettani változások jellemzik. A fiatalabb üledékben nagyobb vetők nem várhatók.

A terület felszínét agyagos lösz, homokos, löszös agyag és infúziós lösz borítja.

### *A kutatási feladat*

A komplex geofizikai kutatás módszertani jellegének megfelelő feladata, a földtani célnak, tehát a szerkezetek és határfelületek kimutatásának legmegfelelőbb optimális kutatási paraméterek meghatározása. Maga a kutatás területe is ezt indokolja, mivel területünk egy része — a már korábbi mérésekből ismert — hortobágyi ún. néma zóna. A korábbi évek programjainak szerves folytatásaként, a kutatás feladata a szóbanforgó medencérsz geofizikai felmérése, a lényeges földtani határfelületek mélységének és morfológiájának átnézetes meghatározása, és a különböző mérési adatok birtokában a legvalószínűbb földtani kép körvonalazása.

### *A terület kutatástörténete és a mérések kivitele*

#### Gravitációs mérések

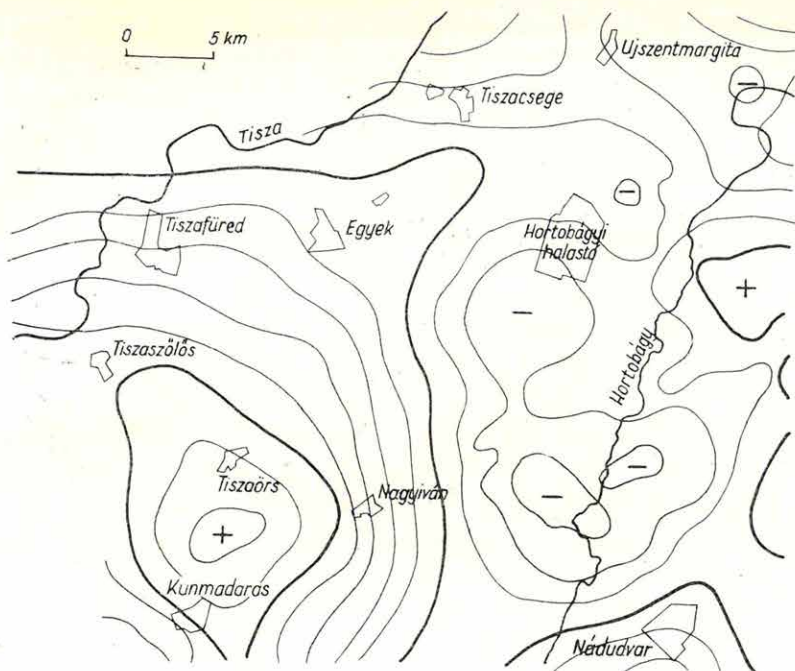
A területen geofizikai mérések viszonylag igen korán (1917-ben) Eötvös-inga mérésekkel kezdődtek. 1929-ig a területet és tágabb környezetét Eötvös ingával fel is mérték.

1957-től kezdve a korábbi mérések kiegészítésére és egységes hálózatba foglalására a Geofizikai Intézet — kőolajipari megbízásából — rendszeresen végzett graviméterméréseket az Alföldön. 1967-ben és 1968-ban a nagysűrűségű aljzat domborzatának meghatározásához szükséges pontsűrűséggel a terület korszerű újramérésére került sor.

A graviméteres újramérés pontsűrűsége az 1 : 100 000 méretaránynak megfelelő — átlagosan — 1 állomás/km<sup>2</sup>. Az új mérés eredményeként szerkesztett Bouguer anomáliatérkép (csupán finomabb részleteiben különbözik az Eötvös inga mérésekből szerkesztett anomáliatérképtől) szolgált a komplex kutatás alapjául (3. ábra). Ezen a térképen kirajzolódik a terület három legjelentősebb anomáliája: a tiszaoärsi és kónyai maximum, valamint a hortobágyi minimum. A területről (Egyed-féle eljárással számított sugárral) regionális anomália- és maradék anomáliatérkép (Egyed, 1956; 4. ábra) készült.

Kísérleteztünk ezenkívül egyéb másodlagos feldolgozásokkal is (pl. Elkins), de ezek használható többletinformációt nem adtak.





3. ábra. Bouguer anomáliatérkép

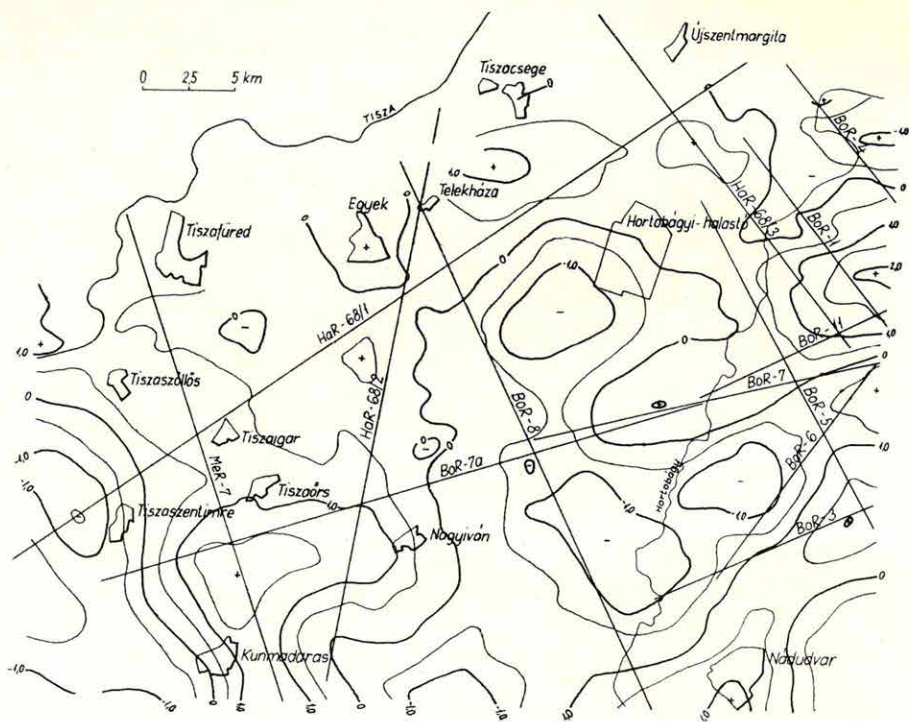
Fig. 3. Bouguer anomaly map

Фиг. 3. Карта аномалий Буэге

## Földmágneses mérések

A Geofizikai Intézet egy, az egész országra kiterjedő mérési program keretében, az 1951, 1952, 1954, 1955-ös években 1,5 km-es állomásközzel felmérte a területet és megszerkesztette áttekintő  $\Delta z$  anomáliatérképét (5. ábra). Részletező mérésekre a Kőolajipari Tröszt megbízásából 1966-ban került sor. Ekkor a  $\Delta z$  anomáliakép alapján feltételezhető hatókra fektetett szelvények mentén 150 m-es állomásközzel  $\Delta Z$  és  $\Delta H$  méréseket végeztünk; majd számítással próbáltuk meghatározni a hatók mélységbeli elhelyezkedését (Kárpáti, 1967).

1968-ban területünknek az L-34-18 Gauss Krüger lapra eső részén 500 m-es szelvénytávolsággal, minimális (30–50 m) repülési magasságban, légimágneses mérések is voltak. A szelvények mentén hatószámításokat végeztünk (Hoffer, 1968). Jelentősebb hatóttest Egyeknél, egy kisebb szuszceptibilitású mágneses ható pedig Újszentmargitától K-re van. Az egyeki ható mélységszámításai 2100–2700 m-t adtak, szuszceptibilitása  $800 \times 10^{-6}$  CGS, az Újszentmargitánál lévő ható mélysége 2100 m, szuszceptibilitása  $300 \times 10^{-6}$  CGS (Kárpáti, 1968; Hoffer, 1968).



4. ábra. Maradék anomáliatérkép

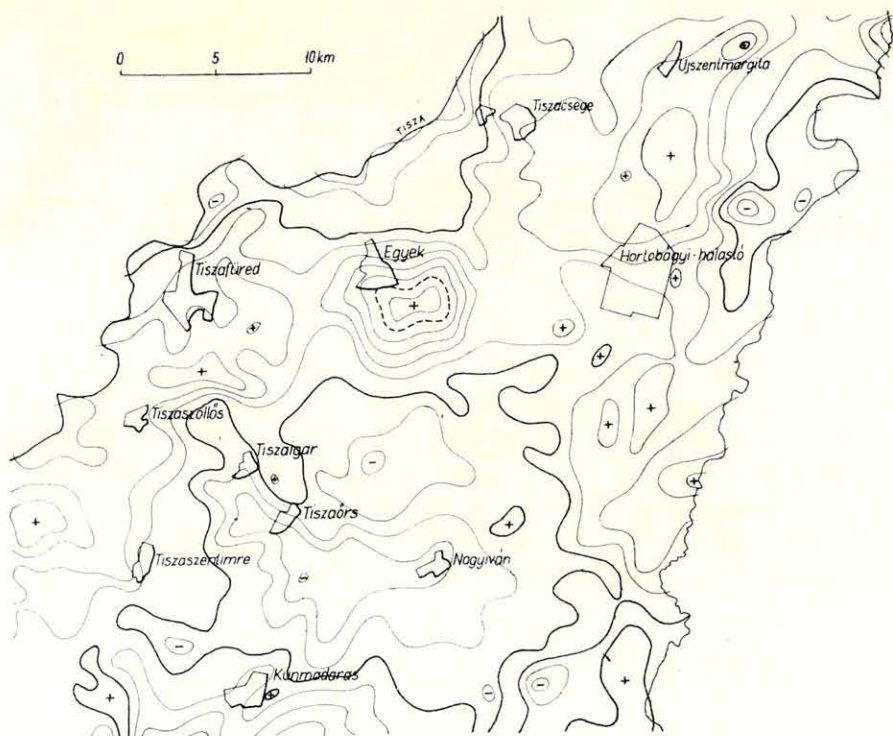
Fig. 4. Residual anomaly map

Фиг. 4. Карта остаточных аномалий

#### Geoelektromos mérések

A Geofizikai Intézet 1960 és 1963 között tellurikusan felmérte a terület Ny-i és D-i részét, ÉK-en pedig a miskolci Nehézipari Műsz. Egyetem Geofizikai Tanszéke végzett tellurikus méréseket. A mérések sűrűsége 2–4 km<sup>2</sup>/pont. A tellurikus kutatás eredményeként elkészült a terület izoareatérképe (1967. évi ELGI Jelentés 1.1.2. fej. 1. ábra).

DE szondázásokat 1967-ben a Geofizikai Intézet végzett. A szondázási pontokat a tellurikus anomáliák alapján telepítettük. A területre eső DE pontok száma 12, a szondázások maximális tengelytávolsága  $R_{\max} = 20$  km. A tellurikus mérések és a DE szondázások felhasználásával elkészült a terület nagyellenállású szintjének mélységtérképe. A geoelektromos kutatás részletes ismertetése az Intézet 1967. Évi Jelentésének 1.1.2. fejezetében, ill. az 1967-ben végzett geoelektromos kutatásról megjelent jelentésünkben (Verő, 1967) található.



5. ábra.  $\Delta Z$  anomáliatérkép

Fig. 5.  $\Delta Z$  anomaly map

Фиг. 5. Карта аномалий  $\Delta Z$

### Szeizmikus mérések

A terület tágabb környezetén 1954—1966 között az OKGT Szeizmikus Kutatási Üzeme számos reflexiós és refrakciós vonalat mért (AR, Ku, Ka, Ta, Bo, Pá, BoR és MeR jelű vonalak). A szorosan vett kutatási területre azonban ezek közül csak kevés nyúlt be, ezek is főleg a Ny-i részen.

1968-ban 24 csatornás SzM—24+6 jelű magnetofonos műszerekkel, 25 m-es geofonközzel, középlövéses rendszerben 146,6 km hosszúságú reflexiós szelvényt mértünk (1. ábra). Minden magnetoszeizmogramról egy alacsony és egy magasabb frekvenciában készítettünk visszajátszásokat. A szeizmogram szelvényekből az SzKÜ által kiadott korrekció számítások (Muravina, Sággy, Várkonyi, 1966) szerint számítottuk a statikus korrekció értékeit, majd az OKGTSzKÜ CS—621 analóg centrumán időszelvény formában transzkriptoros átjátszás után ismét visszajátszottuk magnetoszeizmogram szelvényeinket, kivéve a Ha—68/3 szelvényt, amelyből hagyományos sugárdiagramos eljárással mélységszelvény készült.



A dinamikus korrekció, ill. a sugárdiagram számításához felhasznált sebességfüggvényt a terület különböző pontjain végzett reflexiós sebességmérésekből vettük, és egész mérési területünkön ezt használtuk. Sebességfüggvényünk csaknem azonos az OKGTSzKÜ 83. sz. jelentésében (Muravina, Nagyné, Újfalussy, 1965) területünkre megadott „a” sebességfüggvénnyel.

Reflexiós méréseinket az idős medencealjzat nyomkövetésére 98 km hosszanti és 5,5 km haránt refrakciós szelvénnel egészítettük ki. A HaR—68/1 refrakciós vonal az abádszalóki gravitációs és geoelektromos maximum É-i részéről indul, keresztezi az egyeki mágneses hatót és Újszentmargitánál fejeződik be. A HaR—68/2 vonal a kunmadarasi gravitációs maximum K-i felét, ill. a geoelektromos maximumot köti össze az egyeki mágneses hatóval, és É felé a Tiszáig tart. Az egyeki ható részletesebb vizsgálatát szolgálja az idetelepített HaR—68/2H harántvonal is. A mérési terület K-i részének kutatására és méréseinknek a BoR hálózathoz (OKGTSzKÜ 83. sz. jel.) való biztosabb csatlakoztatására mértük a HaR 68/3 vonalat, amely a Tiszától indulva, az É-i mély réseket köti össze a balmazújvárosi maximummal.

A refrakciós méréseket a már említett SzM—24+6 jelű magnetofonos és egy 24 csatornás hagyományos berendezéssel végeztük.

### *A komplex kutatás eredményeinek összefoglalása*

Módszertani tapasztalataink a következők: mérési területünk Ny-i, ÉNy-i és É-i részein a szokásos szeizmikus módszerek általában megfeleltek. Ezekon a részekon a robbantásokat csatornánként egy 5 tagú, azonos érzékenységgű, lineáris vonalmenti geofoncsoporttal regisztrálva, terítésenként egy lyukból lőttünk. A geofoncsoporton belüli geofontávolság 5 m volt.

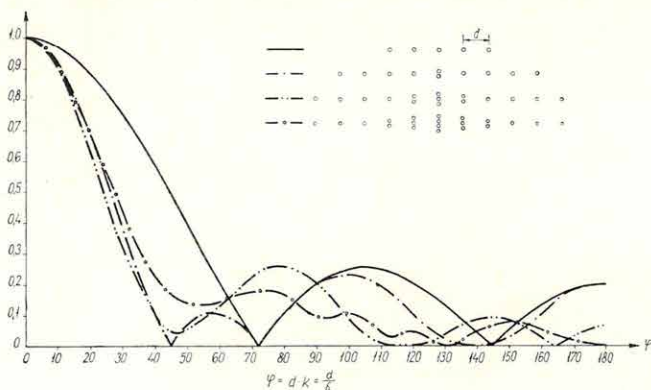
Módszertani problémákat a hortobágyi „néma zónán” végzett mérés vetett fel. A néma zónát igen erős zavarhullám és rossz energiaviszonyok jellemzik. A zavarhullám megismerésére ún. zavarterítésekben vonalaink mentén folyamatosan regisztráltunk (10 m geofonközű, csatornánként egy geofonos terítés, szélről, 5 m mélyről, 1 kg-mal megölve). A kísérletek eredményeképpen megismertük a 160—450 m/s sebességgel (6. ábra) és 6—8 m-es domináns hullámhosszal jellemezhető zavarhullámokat, amelyek időben nem, vagy nem teljesen szűrhetők, mert spektrumuk átfedi a jelspektrumot. A zavarhullám mérésekkel párhuzamosan (adataikra támaszkodva) a zavarhullámok szűrésére és a felvételek energiájának javítására különböző kísérleteket végeztünk. A kísérletek kimutatták, hogy az anyag javításához az eddigi gyakorlathoz képest nagy geofon és robbantópont csoportokra van szükség. Vonalmenti, lineáris, súlyozott (változó érzékenységgű) szimmetrikus csoportosításokat alkalmaztunk. Geofoncsoportjainkat 10–15–20 geofonból alakítottuk ki. Átviteli karakterisztikáikat és terítési sémáikat a 7. ábra mutatja be. Kísérleteink alapján a geofonszám további növelése ajánlható. Robbantópont csoportjainkat a terület „némaságától” függően 3—9 lyukból építettük fel. Leggyakrabban a három- öt- és kilenc tagú lyukcsoportokat használtuk. A robbantópont op-





tímális mélységének meghatározására több kísérletet végeztünk. Néhány ponton sikerült az optimális mélységet megállapítani, de általános összefüggést nem találtunk.

A terepi felvételezés 28—250 Hz-es szűrőbeállítással történt. Az alulvágó szűrőt a kis frekvenciás és kis látszólagos sebességű, de igen nagy intenzitású zavarhullámösszetevők miatt, jobban nem nyithattuk ki. Ha ezeket a zavarhullámösszetevőket a terepi felvételezésnél beengedtük (7—250 Hz-es szűrőbeállítás) és csak utólag a magnetoszeizmogram visszajátszásakor távolítottuk el, az eltávolított zavarhullám helyén a csatorna teljesen üres maradt.



7. ábra. A hortobágyi területen használt geofoncsoportok hullámszám átviteli görbéi

Fig. 7. Wave-number transition curves of geophone groups used in the Hortobágy area

Фиг. 7. Частотная характеристика направленности групп сейсмоприемников, применявшихся в районе Хортобадь

Műszertechnikai okok miatt összegzéses és késleltetett robbantási eljárásokat nem tudunk kipróbálni.

A néma zónák komplex vizsgálatánál felhasználtuk a geoelektromos sekélyszondázásokat. Segítségükkel az optimális robbantási mélység meghatározására a néma zónák és az átmeneti zónák jellemzőit kívántuk megismerni. A sekélyszondázások szerint a szeizmikus szempontból kedvező területeken egy felszínközeli, viszonylag magasabb fajlagos ellenállású öszlet települ. A rossz energiaátadású területeken ez a réteg hiányzott. A tapasztalt jelenségek földtani és fizikai magyarázatát azonban — a rendelkezésünkre álló kevés adat birtokában — megadni még nem tudjuk (Zsille—Hoffer, 1968).

A néma zónák „megszólaltatására” tett kísérleteinkkel az anyag komoly javulását értük el, azonban a rendelkezésünkre álló lehetőségek teljes kihasználásával is maradtak időszelvényeinkben olyan szakaszok, amelyekén a szinteket nem lehet folyamatosan követni.

★

Kutatásunk mélységtartománya a felszínalatti néhány száz m-től elvileg a preausztriai medencealjzatig tart. A medenceüledékösszetételben a szeizmikus reflexiók méréseké a döntő szó. Ez alatt, a földtani-geofizikai paraméterek alakulásától függően, egyre inkább részt kapnak az egyéb módszerek.

A neogén medence szerkezetét reflexiók időszelvényeink időszintjeinek menetéből és az időszintek szelvényei közötti korrelációból ismerhetjük meg. Példaként bemutatjuk a Ha—68/1 reflexiók időszelvény első szakaszát (8. ábra), amelyen a sárga egy felső pannóniai szintet, a zöld az alsó- és felső pannóniai rétegek határa közelében futó szintet, a piros a pannóniai rétegek fekvőjét és a lila közelítőleg a preausztriai medencealjzatot jelenti. A „lila szintet” más módszerek, elsősorban refrakciós eredmények felhasználásával jelöltük ki.

Időszintjeink azonosítása a terület Ny-i és D-i részén a kunmadarasi, tatárülési és nagyiváni fúrásokra támaszkodva lehetséges. Ku és Ka-jelű (OKGTSzKÜ 83. sz. jel.) vonalak segítségével vonalhálózatunkat a kunmadarasi és tatárülési fúrásokhoz kapcsolhattuk. A Bo-jelű vonalak (OKGTSzKÜ 83. sz. jel.) K felé a balmazújvárosi és Kaba É-i fúrásokhoz való csatlakozást teszik lehetővé. A korábbi OKGTSzKÜ mérések anyagából felhasznált vonalakon hagyományos felületelem korrelációval próbáltuk kiválasztott szintjeinket követni.

Megszerkesztettük a pannóniai medence aljzatának időszinttérképét (9. ábra). Ezt a szintet az említett fúrások általában mind elérték és szelvényeinken is könnyen követhető volt.

A pannóniai aljzat szinttérképünk szerint az elektromos  $\rho_{\infty}$  szint mélységtérképének menetével (ELGI 1967. évi jelentése, 1.1.2 fejezet 3. ábra) egyezik. A két térkép összehasonlításakor természetesen figyelembe kell venni, hogy a ritka vonalhálózat miatt a szeizmikus térképen a finomabb részletek nem jelentkeznek. A  $\rho_{\infty}$  szint általában 200—300 m-rel a pannóniai rétegek fekvője alatt húzódik, valószínűleg egy miocénbeli szinten. Kivétel a kunmadarasi maximum területe, ahol a két szint csaknem egybeesik.

A mágneses hatószámítások a pannóniai aljzat alatt jelzik a terület  $\Delta Z$  anomáliáinak hatótesteit. Az elég nyugodt mágneses képben a bevezetőben említett két ható közül tulajdonképpen csak az egyeki jelentkezik éles anomáliával. Ezt a hatót sikerült reflexiók mérésekkel is kimutatni. A Ha—68/2 vonal egyik szakaszán ( $1^{40}$ — $1^{90}$ ) 2500—2700 m mélységben a hatótést az itt már egyébként jellegtelen szelvényben éles reflexióköteggel jelentkezik, amely a szintes felületek alatt erősen hajlott formát mutat (a ható számított mélysége 2100—2800 m). A hatótést elhelyezkedése alapján alsókréta vulkanizmusra következtethetünk. Miocénkorúnak tartjuk az Újszentmargitától K-re fekvő másik hatótést, amelynek számított mélysége 1500—2100 m. Ez azonban az egyébként reflexiókban gazdag környezetben nem jelentkezik olyan egyértelműen, hogy valamelyik szinttel azonosíthatnánk.

A preausztriai medencealjzat a felső krétával kezdődő üledékképződés gyűjtőmedencéje. Kőzettanilag heterogén, alkothatja az ópaleozoos kristályos paláktól kezdve az alsó krétáig bármilyen kőzet. Kutatási területünkön ezt a szintet elérő egyetlen mélyfúrás



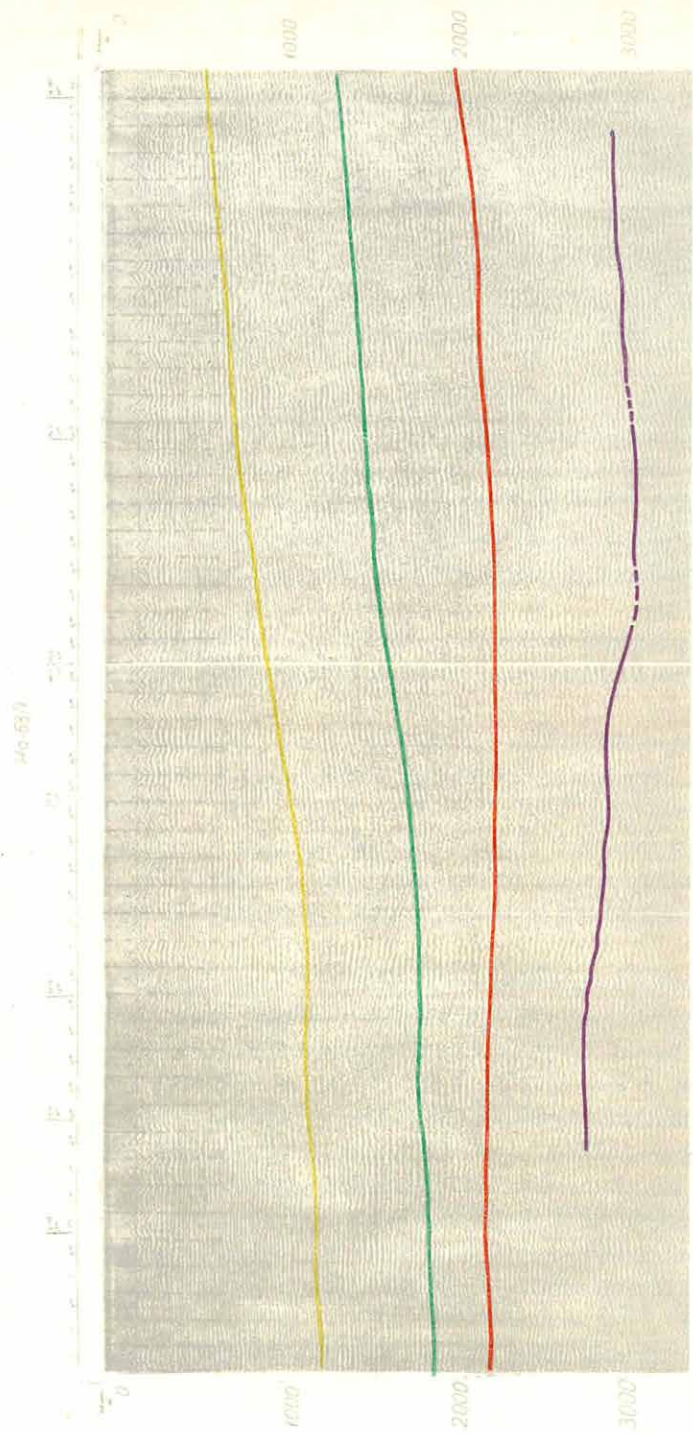


Fig. 8. Variable area section Ha-68/1

8. ábra. A Ha-68/1 szeizmikus időszelvény

Фиг. 8. Временной разрез по сейсмическому профилю Ha-68/1



9, ábra Időtérkép a pannóniai öszszlet aljzatáról

Fig. 9. Isochrone map of the base of the Pannonian

Фиг. 9. Карта времен по паннонскому основанию



sincs. A területtől D-re és K-re a preausztriai aljzatot is képviselő palcozóos csillámpala magas helyzetű, innen É felé süllyed.

A geoelektromos és földmágneses mérések kutatási területünkön a preausztriai medencealjzat fölötti medenceüledékösszletben lévő szintekről, ill. hatótestekről, nem pedig magáról az aljzatról szolgáltatnak információt. A medencealjzat kutatását tehát a gravitációs és szeizmikus refrakciós mérésekre kellett alapoznunk.

Az OKGTSzKÜ 83. sz. jelentésében az „A” szint térképét a Hajdúszoboszló, Ebes, Nádudvar, Balmazújváros környéki területre szerkesztették meg. Az „A” szint a terület nagy részén a harmadkori medence aljzatát, vagy az alaphegységet követi. E jelentés összeállítói a következő megállapításra jutottak: „...nem volt minden esetben eldönthető, hogy az ábrázolt felület milyen földtani korú és kifejlődésű képződménnyel azonosítható. A fúrás adatok mindenképpen arra utalnak, hogy a meghatározott refraktáló felület nem tekinthető egységesnek, hanem a szerkezeti helyzettől függően, helyenként más és más rétegekről származhat. Részben ezt bizonyítják a sebességekben lévő jelentős változások (OKGTSzKÜ 83. sz. jel.). A mi mérési területünk Ny-ról csatlakozik a 83. jelentésben feldolgozott területhez.

Gravitációs mélységzámításainkhoz fúrás hiányában kiinduló adatként az OKGTSzKÜ és saját refrakciós méréseinket használtuk. Sajnos a refrakciós szelvények mélységértékei sem jelentenek az egész területen jó kiinduló mélységadatot, mert az a szint, amelynek sebessége 5000 és 6000 m/s között változik, valószínűleg sűrűség szempontjából sem homogén.

A preausztriai szint domborzatának meghatározására igyekeztünk a regionális anomáliát meghatározni és a Bouguer anomáliákból levonni. A számított regionális anomália, a Bouguer anomáliatérképhez erősen hasonlít, de jóval simább menetű. Nem jelentkezik benne külön pl. a hortobágyi halastónál lévő kerek minimum. Kísérletünk a regionális hatás eltávolítására nem járt az egész területre vonatkozóan sikerrel. Általában nem is képzelhető el olyan szűrő (vagy transzformáló) formula, amely egy földtanilag ilyen bonyolult felépítésű terület egészén egyaránt optimális lenne.

A preausztriai medencealjzattérképet (10. ábra) a szeizmikus refrakciós mérési adatokból a maradék anomáliatérkép felhasználásával szerkesztettük meg. A szintvonalas térképet folytattuk a mi mérési területünkre. A Balmazújvárostól Ny-ra kimutatott, vonalkázással jelölt nagy vetőzóna a mi mérési anyagunkban is jelentkezik, azonban a legjellegzetesebb vetőket és szerkezeti irányokat jól követő maradék anomáliatérképből megállapítható az is, hogy ezt a törészónát nem lehet egyetlen vetőként felfogni, mivel a maradékanomáliatérkép, a BoR—5 szelvényvel párhuzamosan igen erős harántvetőt jelez. A BoR—7a vonaltól D-re, Nagyivánnál a vető jól kimutatható a HaR—68/2 szelvényben is.

A hortobágyi halastónál lévő gravitációs minimumon nem megy át refrakciós szelvény. A szerkezet viszont rendkívül élesen mutatkozik a maradékanomáliákban. Az anomáliák alakjából arra következtethetünk, hogy itt az aljzat törések mentén lezökkent.

A refrakciós adatokból szerkesztett preausztriai medencealjzattérkép D-től É felé — Ti-

szaszóllós irányában — igen erős süllyedést mutat. A HaR—68/1 szelvényben 4700 m alá, Egyeknél 4000—4200 m-ig süllyed, majd innen É felé emelkedni kezd.

A mély részeken megszakad a maradékanomáliák és a refrakciós szint közötti korreláció, amely a terület ÉK-i, K-i (kónyai maximum) és D-i részén (tiszai maximum) viszonylag igen jó.

Alsó refraktáló szintünk valójában (lásd az egyik területet) számos helyen valószínűleg a preausztrai aljzat alatt halad; az egyszerűség kedvéért nevezük a 10. ábrán látható szintet preausztraiinak (néhol valóban azonos azzal).

### *A nyírségi kutatási terület*

#### Geoelektromos mérések

1968-ban a területen mind a tellurikus, mind az elektromos szondázások (amelyek 1967-ben kezdődtek) folytatódtak. Elkészült a Nyírség Ny-i előterének  $\rho_{\infty}$  szint mélységtérképe. A mélységtérkép által fedett terület K-i része részben fedi a nyírségi szeizmikus mérések területét (Verő, 1969).

Az OKGTSzKÜ (83. sz. jel.) BoR—14 és BoR—3b vonalainak kereszteződésénél kezdtük meg 1968-ban nyírségi szeizmikus méréseinket (11. ábra). Méréseink célja a bevezetőben vázolt feladatokon túl a következő évek ide tervezett méréseinek előkészítése volt.

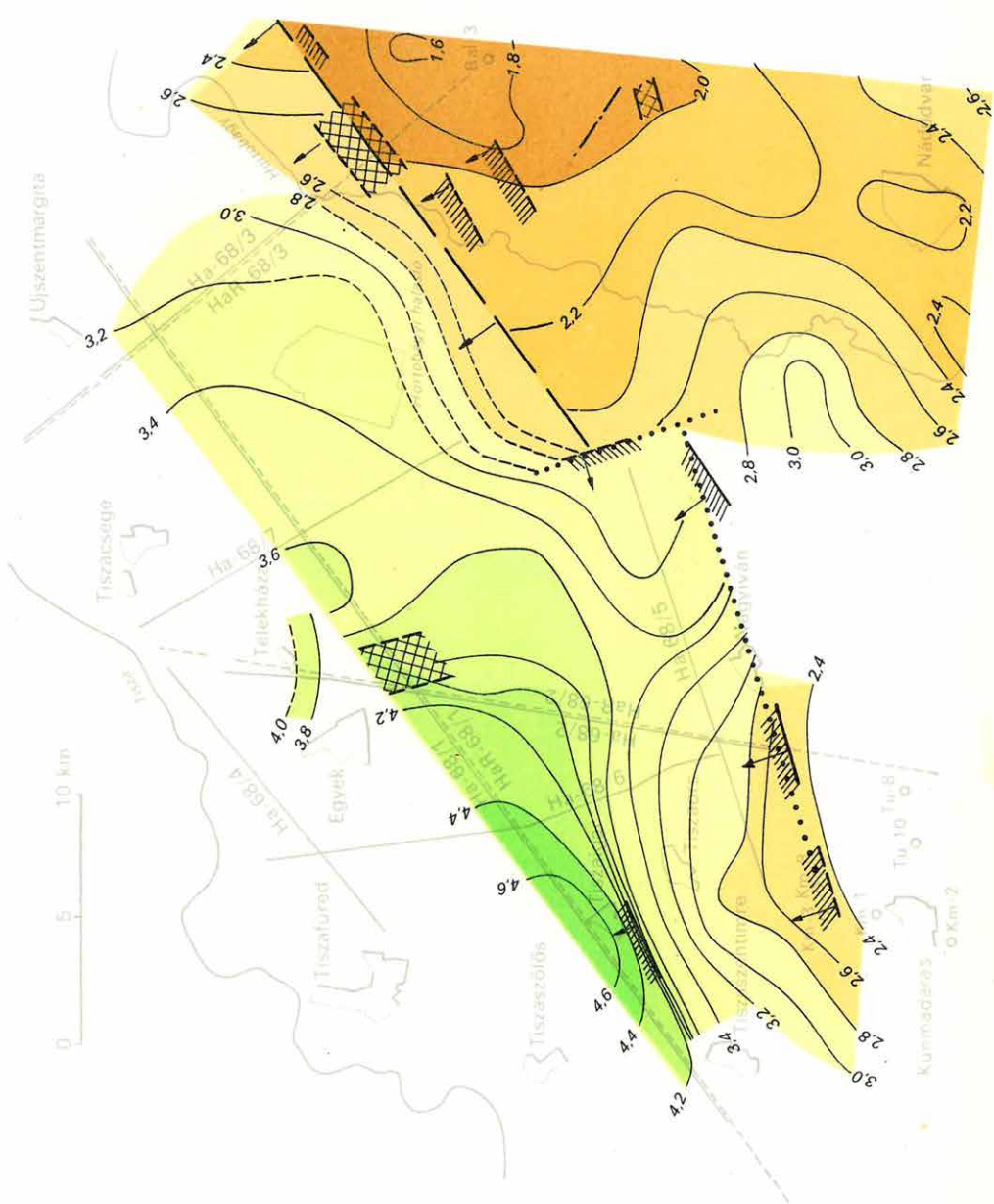
Két rövid, normál középlövéses rendszerű, egyszeres fedésű szelvény (8 km) mellett, két hatszoros fedésű ún. „stacking” vonalat (11 km) mértünk (Nyis-68/1 és Nyis-68/2). vonalainak közelítőleg a BoR—14 és BoR—3b vonalak nyomvonalán haladnak.

Nyírségi területünkön a töltetnagysággal erősen növekvő zavarintenzitás és a terület felszínét borító futóhomok által okozott rossz energiaviszonyok kívánta töltetnövelés egymásnak ellentmondó problémáját kellett megoldanunk. Hosszú geofoncsoportok (40 m) és csoportos robbantások alkalmazásával általában elfogadható eredményeket értünk el.

Egyszeres szelvényeinket a hortobágyi méréseknél leírt metodikával mértük. „Stacking” méréseinket ún. „lengyel” rendszerben észleltük, azaz a robbantópont együtt haladt a terítéssel és mindig a harmadik és negyedik geofon között történt a lövés. Ezt a rendszert azért választottuk, mert amellett, hogy a végponti lövés jó tulajdonságait (rövid geofontávolság, jó többszörös reflexió szűrés) viszonylag jól közelíti meg, a reflexiók szeizmogramok közti korrelációját is lehetővé teszi, s ez a mérés kísérleti jellegét tekintve fontos szempont volt.

„Stacking” vonalainkon lineáris vonal mentén 5 m-es geofontávolsággal terített, 10 tagú geofoncsoportokat használtunk, 50 m-es bázistávolsággal. Ezekon a vonalakon 600 m-enként végeztünk korrekciós inverz karottázs méréseket. Korrekciós méréseinket

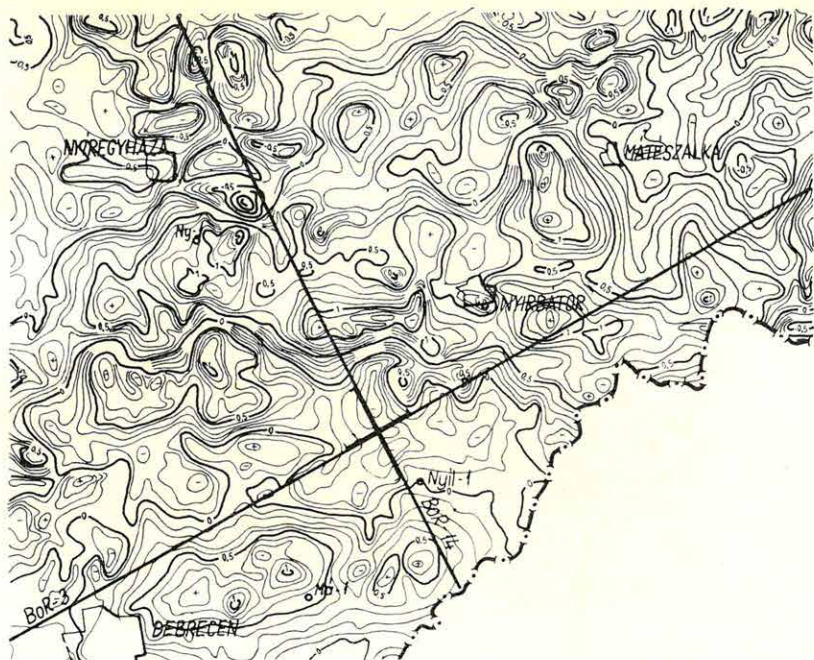




*10. ábra* A preausztriai medencealjzat szintvonalas térképe

*Fig. 10.* Contour map of the Preaustrian Fundament

*Фиг. 10.* Карта изогипс предавстрийского основания



11. ábra.  $\Delta Z$  anomáliatérkép a nyírségi mérések helyszínrajzával

Fig. 11.  $\Delta Z$  anomaly map with the plan of measurements in the Nyírség area

Фиг. 11. Карта аномалий  $\Delta Z$  с планом района работ в северовосточной Венгрии

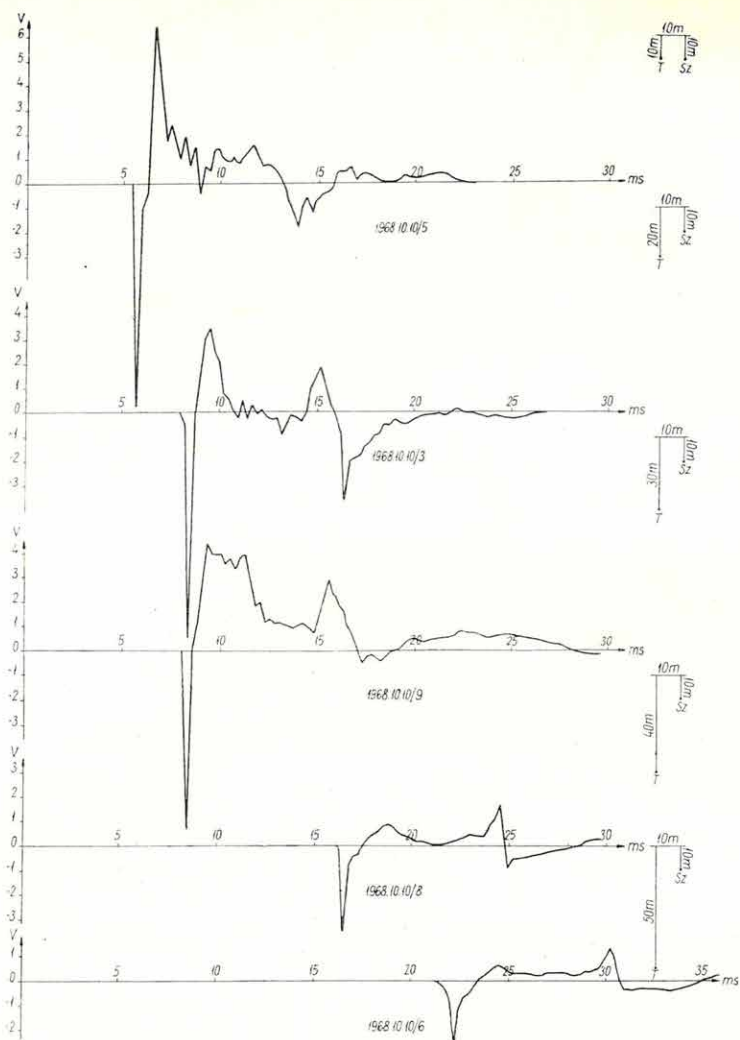
helyenként kisrefrakciós mérésekkel ellenőriztük. Az anyag feldolgozását a hortobágyi anyaghoz hasonlóan végeztük.

Nyírségi szeizmikus méréseinkhez kapcsolódva a robbantás által keltett jelek alakjának vizsgálatára programot hajtottunk végre. Jelalakvizsgálatainkhoz speciális berendezést, egy piezokristályos nyomásmérő szondával kapcsolt TEKTRONIX oszcilloszkópot használtunk. 1968. évi kísérleteink, egyéb nyírségi szeizmikus munkáinkhoz hasonlóan, egy hosszabb mérési sorozat megkezdését jelentik.

Jelalakméréseink egy sorozatát mutatja a 12. ábra. Az ábrán a robbantás és a szonda közötti távolság függvényében a robbantási jelalak változása látható. A távolság növekedésével a magasabb frekvenciák csökkenése, és különösen a távolabbi felvételeken a közvetlen hullám után egy második — feltehetően ghost — beérkezés figyelhető meg.

★





12. ábra. A jelalak változása azonos töltet mellett, a távolság függvényében

Fig. 12. Change of signal form with distance (charges unchanged)

Фиг. 12. Зависимость формы сигнала от расстояния, при равных зарядах

Megjegyezzük, hogy a légimágneses mérések a komplex kutatás területének egy csekély részét is érintették. Részesedésük a komplexusban ebben az évben olyan volt, hogy itt csak megemlítésükre szorítkozunk, noha az értelmezésben felhasználtuk. A légimágneses mérésnek az Egyéb földtani kutatások c. fejezetben szánunk helyet.

- Erkel A., 1967:* Jelentés a nyírségi mintakutatási területen 1967-ben végzett geoelektromos mérésekről
- Egyed L., 1956:* A regionális anomáliák elvi kérdéseiről. Geofizikai Közl. 1956. V. 3.
- Haáz, I., 1961:* Magyarország 1 : 200 000 méretarányú  $\Delta Z$  anomáliatérképe. ELGI Adattár
- Hobot J., 1966:* A geoelektromos mérések medencealjzatra vonatkozó eredményei az alföldi komplex geofizikai kutatásban. ELGI Geoelektromos Osztály, kézirat
- Hoffer E.—Schönviszky L., 1968:* Előzetes jelentés a Nyírség területén 1967-ben végzett légimágneses mérések eredményeiről
- Kárpáti E., 1967:* Jelentés az 1966-ban végzett alföldi részletes földmágneses mérésekről
- Kárpáti E., 1967:* Jelentés az 1966-ban végzett alföldi részletes földmágneses mérésekről
- Kertai Gy., 1957:* A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny 87. 4. S.
- Körössy L., 1957:* A Tiszántúl mélyföldtani viszonyai. Bányászati Lapok 9. Z.
- Körössy L., 1959:* A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. Földtani Közlöny 89. 2. S.
- Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzem:* 23. sz. jelentés; az 1/54. és az 1/55. sz. szeizmikus csoport Kunmadaras-Tatárülés—Karcag—Bucsa—Biharnagybajom—Nádudvar—Kaba—Püspökladány—Dévaványa—Furta környékén végzett szeizmikus méréseiről. 1957 (Boda V.—Haáz I.)
55. sz. jelentés: Alaphegység- és fliskutatás szeizmikus mérésekkel Hajdúszoboszló környékén. 1960. (Háimor N., Újfalussy A., Varga I.)
66. sz. jelentés: Kunmadaras—Nagyiván és környéke kutatási területen végzett átnézetes reflexiós mérésekről. 1961. (Molnár K., Rimpler J., Újfalussy A., Várnai L., Varga I.)
76. sz. jelentés: az 1961—1963 évben Polgár—Hajdúnánás—Nyíregyháza kutatási területen végzett részletező reflexiós mérésekről. 1964. (Kaszner E.—Gőző L.)
83. sz. jelentés: az 1958—62. években a Hajdúszoboszló—Nyírség kutatási területeken végzett rerekációs mérések eredményeiről. 1965. (Muravina L., Nagy Zné, Újfalussy A.)
93. sz. jelentés: az 1965—66. években Tiszabura—Kunhegyes kutatási területen végzett reflexiós mérésekről. 1967. (Kaszner E.)
- Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Adattára:* Mélyfúrások földtani és karottázsszelvényei
- Szénás Gy., 1965:* A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. MÁELGI Évkönyv II.
- Zsille A.—Hoffer E., 1968:* Hortobágyi geoelektromos sekélyszondázás

*Verő L., 1968* : Jelentés az ún. flisövből 1967-ben végzett geoelektromos kutatásról

*Verő L.—Nemesi L., 1968* : Komplex geoelektromos kutatás az ún. flis-övből az 1969. évre tervezett szeizmikus mérések területén. ELGI Évi Jelentés 1967.

*Verő L., 1969* : Szóbeli közlések és geoelektromos térképek

## 1.1.2 KOMPLEX GEOELEKTROMOS KUTATÁS AZ ÉK TISZÁNTÚLON AZ 1969. ÉVRE TERVEZETT SZEIZMIKUS MÉRÉSEK TERÜLETÉN

Veró László

Az alföldi nagymélységű geoelektromos kutatásokat, az OKGT szerződésnek megfelelően, 1968-ban is folytattuk. A geoelektromos komplexus újabb módszerekkel (MTS) bővült. Az első rutinszerű MTS méréseket a Nyírségben végeztük. Célunk az volt, hogy a feltételezett vékony miocén árnyékoló réteg alatti második  $\rho_{\infty}$  szint (a paleozoikum) mélységét is meghatározzuk.

★

A preausztriai medencealjzat mérési területünk D-i részén mélyfúrásokból is ismeretes (Pü-2, Ht-1). A középső részen a legidősebb ismert kőzet a paleogén vagy felsőkréta „flis”. Ezen az övön belül a hajdúszoboszlói és ebesi fúrások egy kiemelt rögöt jeleznek. A „flisre” É felé kivastagodó miocén vulkáni összlet települt (Hn-1, Gh-1), a medencealjzat pedig feltevés szerint paleozóos.

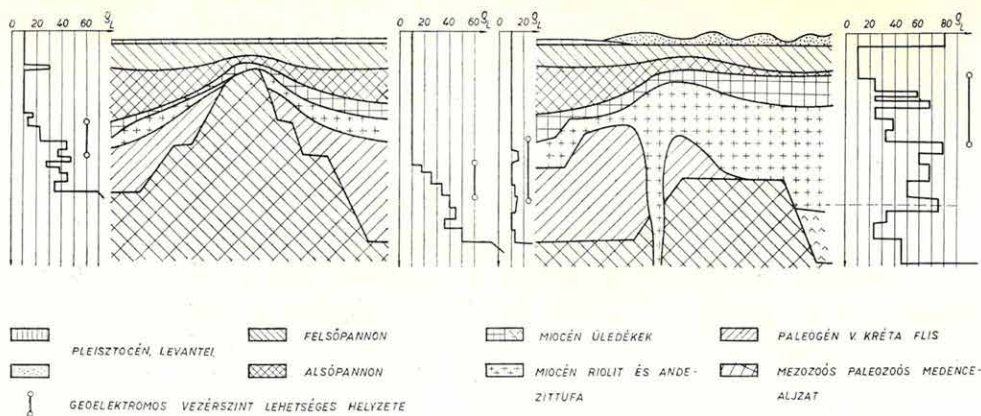
Szerkezetileg egymás felett négy emelet különböztethető meg:

- 1) a variszkuszi mozgásoknál idősebb kristályos alaphegység,
- 2) a variszkuszi és ausztriai mozgások között keletkezett újpaleozóos és mezozóos képződmények,
- 3) az ausztriai és szávai mozgások között keletkezett felsőkréta-paleogén „flis”,
- 4) a neogén terresztrikus és vulkáni képződmények, a neogén medence vastag tengeri, tavi és folyami üledékei, amelyek a szávai mozgások után keletkeztek.

A földtani adatok és a karottázsszelvények alapján állítottuk össze az 1. ábrán látható elméleti modellt (a mélységek erősen torzítottak). A problémát a harmadik emelet kőzetei és a miocén vulkanitok jelentik a geoelektromos mérések számára. A „flis” a szolnoki területen közepes, a kunhegyesi területen pedig végtelen ellenállású volt. Hasonlóképpen változó ellenállást mutattak a miocén vulkanitok is. A karottázsszelvények csak részben támasztják alá a felszíni mérések adatait. A felső- és alsópannoniai általában kis ellenállású, a miocénben viszont majdnem mindenütt van egy, vagy több nagyellenállású betelepülés, amely a DE méréseknél  $\rho_{\infty}$  szintként jelentkezhet. A „flis” szintén vagy nagy ellenállással jelentkezik, vagy ellenállása fokozatosan növekszik. A karottázsszelvények és a korábbi felszíni mérések alapján jelöltük ki az 1. ábrán a geoelektromos vezérszint lehetséges helyzetét.

★





1. ábra. Általánosított földtani és geoelektromos modell  
(a mélységlépték erősen torzított)

Fig. 1. Generalized geological, resp. geoelectric model of the region

Фиг. 1. Обобщенная геолого-геоэлектрическая модель строения района  
(с искаженным вертикальным масштабом)

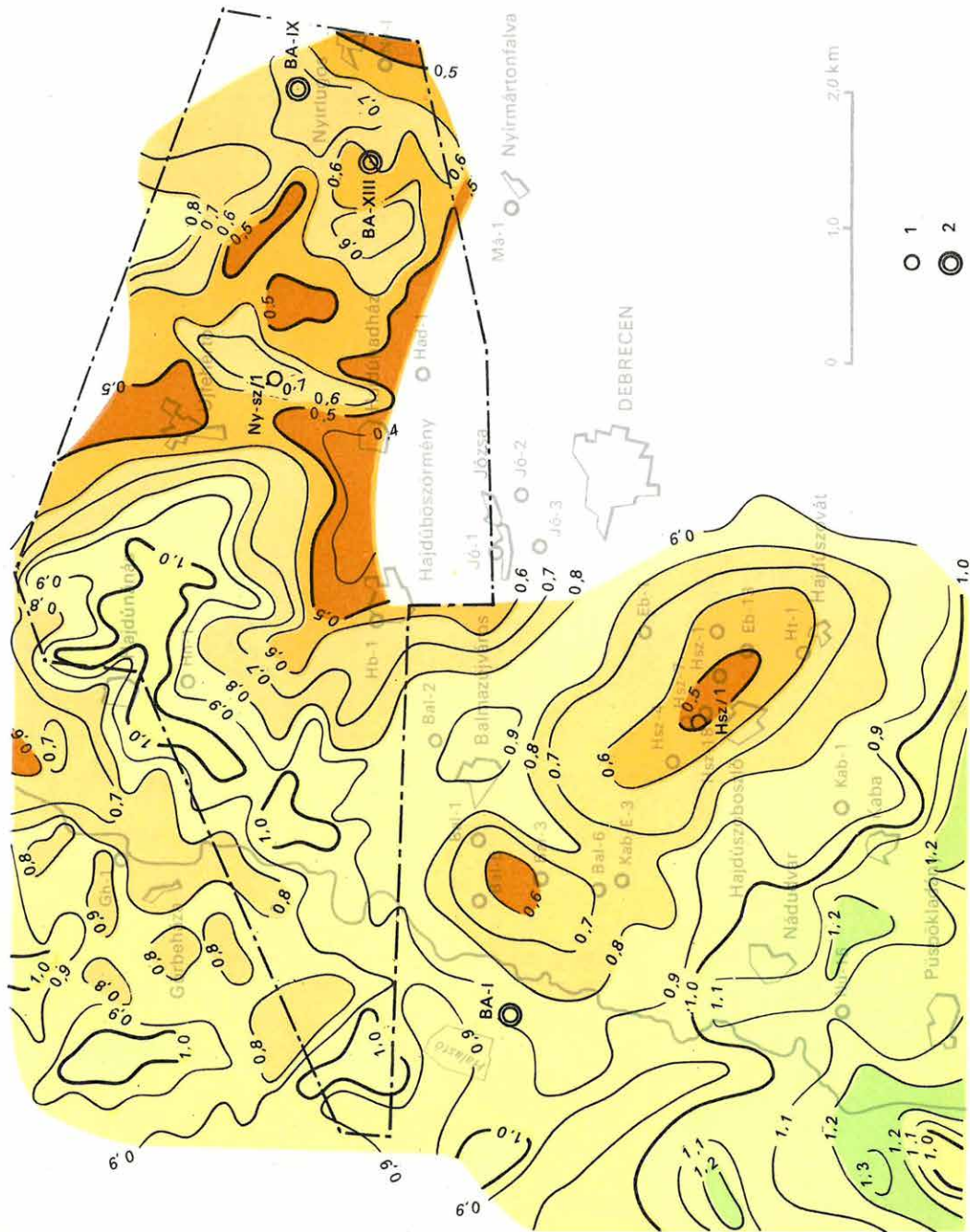
### Megelőző geofizikai mérések

Az egyes földtani szintek és a Bouguer anomáliák korrelációja, a vertikális és néha horizontális sűrűségváltozások miatt, a nagyobb mélységek felé egyre romlik, majd többé-kevésbé megszűnik. A  $\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkontraszttal számolt nagysűrűségű szint és refrakciós szintek összehasonlítása arra az eredményre vezetett (pl. a BoR—17 szelvény mentén; lásd OKGT 83.sz.jelentést), hogy a kiemelt részeken a gravitációs mélység a legfelső refrakciós határfelület mélységével nagyjából megegyezik, de a tetőponttól távolodva a refrakciós szintek enyhén süllyednek, a nagysűrűségű szint viszont hirtelen valószínűtlenül nagy mélységbe süllyed. Ezért a komplex geofizikai méréseredmények értelmezésénél a számított mélységadatokat csak igen nagy körültekintéssel szabad figyelembe venni.

A nyírségi mágneses hatókról a csak felszíni mérések alapján alkotott elképzelés a légi mérések után lényegesen megváltozott. Az eredeti elképzeléstől eltérően a hatók alakja nem egyszerű, hanem vízszintes és függőleges irányban is tömbökre tagolódik és az egyes tömbök felszíne között 1000 m-nél nagyobb szintkülönbségek is lehetnek, sőt helyenként egymás alatt két ható is elhelyezkedhet.

Jogos az a feltevés, hogy a mágneses hatók a geoelektromos mélységtérképen is jelentkezni fognak, hiszen a hatókat alkotó vulkáni kőzetek ellenállása általában nagy. A geo-





2. ábra

Izoareatérkép  
1 tellurikus bázis + MTS  
2 MTS

Fig. 2.

Izoarea map of the region  
1 telluric base-station + MTS  
2 MTS

Фиг. 2

Карта изоареал района работ  
1 — пункты базисной станции ТТ + МТЗ  
2 — пункты наблюдений МТЗ

elektromos vezérszint viszont ott is 1000—2000 m mélységben van, ahol a mágneses hatók mélységét akár 400—500, akár 3000 m-ben határozták meg (Hoffer Egon előzetes adatai az 1967-es légimágneses mérések alapján).

A mágneses hatószámítás értelmezését az nehezíti meg, hogy a miocén vulkanitok kőzettani meghatározásában is elég nagy a bizonytalanság. Legvalószínűbbnek az látszik, hogy a vulkanizmus során a felszínre került anyag túlnyomó többségében savanyú tufa volt. Ezt a feltevést a számított szuszceptibilitásértékek ( $400 \times 10^{-6}$  CGS) részben igazolják is. Másutt azonban a ható kiterjedése és a szuszceptibilitásértékek ( $900 \times 10^{-6}$  CGS) bázisos kiömlési kőzetekre utalnak, sőt ezek kitörési központjait is valószínűsítették. A kétféle elképzelésre csak mélyfúrással, esetleg a magasabb szinteken végzett légimágneses mérésekkel lehetne megbízható választ adni.

A Nyírségben (az id. 83. sz. jel. szerint) három, olykor még több, földtanilag értelmezett, egységes refraktáló határfelületet is kimutattak. A fúrási adatok mindenképpen arra utalnak, hogy ezek a határfelületek nem tekinthetők egységesnek, hanem a szerkezeti helyzettől függően más-más képződmény felszínével azonosíthatók. A legbiztosabbnak vélt nagysebességű paleozóikumként értelmezett szint mélységében a Kab—É—3 és M—1 fúrások pl. „flist” találtak!

★

### Geoelektromos mérések

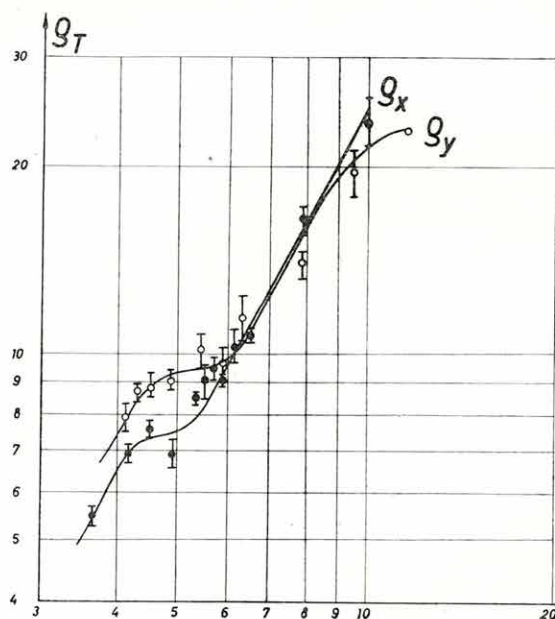
Az izoareatérkép (2. ábra) szerkesztéséhez az ELGI és az MNME Geofizikai Tanszékének régebbi méréseit is felhasználtuk. Az 1968. évi méréseket (szaggatott vonallal jelölve), mintegy 1000 km<sup>2</sup>-en végeztük 3 km<sup>2</sup>/pont átlagos pontsűrűséggel. Valamennyi mérést a GEAB—I—re (alföldi tellurikus főbázis) számítottuk át. Az izoareatérképet a leggyakrabban előforduló 25—30 sec-os változásokból szerkesztettük meg. Az MTS görbékéből (3. ábra) látható, hogy a Nyírségre a két  $\rho_{\infty}$  szintű, két S intervallum görbe a jellemző és az inflexiós pontok a 20—30 és a 30—50 sec közé esnek. Az izoareaértékek így 10—30%-ra is eltérhetnek az első  $\rho_{\infty}$  szintre jellemző értékektől, mivel a felhasznált változások amplitúdójára már hatással van a mélyenfekvő második, kiselállású réteg is. Ezt a bizonytalanságot csak úgy lehetne kiküszöbölni

a) ha térképet szerkesztenénk  $T < 20$  sec-ra és  $T > 50$  sec-ra is, ez azonban gyakorlatilag kivihetetlen az ilyen periódusú változások ritkasága miatt;

b) ha elegendően sűrű MTS hálózat segítségével minden egyes ponton korrekciót végeznénk. A bázisösszemérések anyagából ilyen átszámítást egy ízben el is végeztünk és ez a számítás az említett eljárást igazolta.

Az izoareavonalak menete általában igen zavart, amelyet nemcsak a mélységváltozás, hanem az említett frekvenciafüggés is létrehozhatott. Debrecentől É-ra, sok 0,5-nél kisebb areaérték torzult áramtérre, bizonytalanul kiértékelhető felvételre utal. A Bouguer anomália és az izoareatérkép nagy vonalakban mutat némi hasonlóságot, ugyanis a kis gravitációs maximumok a széles tellurikus gerincre esnek. A minimumok elhelyezkedése is nagyjából megegyezik, de az izoareaminimumok kiterjedése jóval kisebb.





3. ábra. BA-XIII MTS-görbe

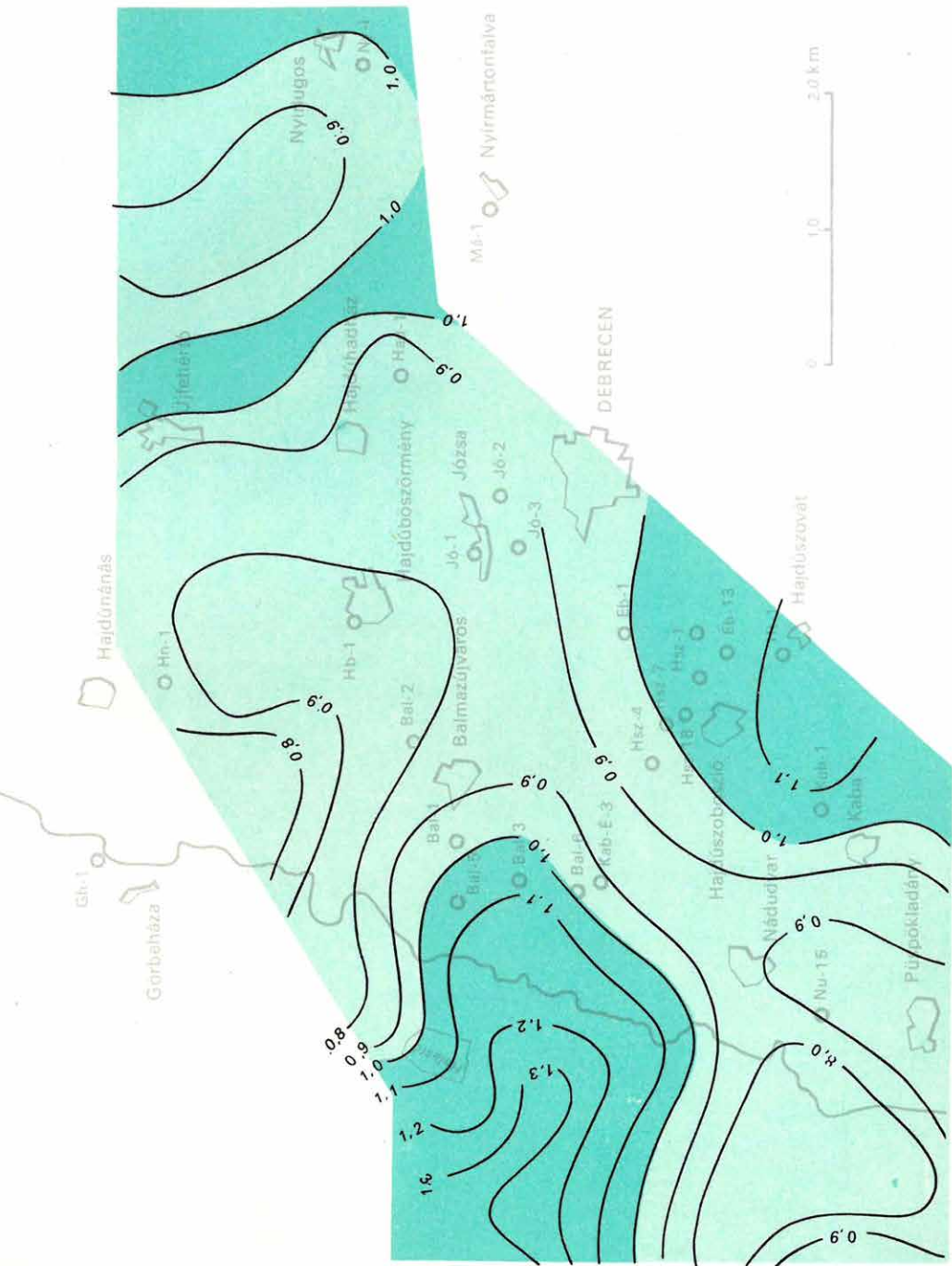
Fig. 3. MTS curve BA-XIII

Фиг. 3. Кривая МТЗ № BA-XIII

A magnetotellurikus szondázásoknál az volt a feltevésünk, hogy a Nyírségre az 1. ábra jobboldali szelvénye a jellemző. MTS módszerrel ilyen felépítésnél mind az első, mind a második  $\rho_{\infty}$  szint mélysége meghatározható. Öt ponton végeztünk MTS méréseket és a feldolgozást csak a legegyszerűbb és leggyorsabb közelítő módszerekkel végeztük el. Mivel a terítési irányok nem mindenhol voltak megfelelőek (nem egyeztek a főimpedancia-irányokkal), továbbá az MTS görbék minimumszakasza nem határozható meg ( $T_{\min} \approx 6$  sec) és a görbeszámításhoz még nem volt programunk, a kiértékelésből csak kvalitatív adatokat kaptunk. Ezeket a DE mérések adataival összehasonlítva arra a megállapításra jutottunk, hogy:

- 1) a földtani felépítés, főleg a rétegek vastagságviszonyai, az MTS mérések számára kedvezőtlenek;
- 2) az árnyékoló réteg ellenállása végtelen, mélysége megegyezik a DE mérések vezérszintjével ( $S_{DE} = S_{MT}$ );
- 3) a kisellenállású közbetelepülés 4–7 km mélységben van (ha ellenállása 5 ohmm, vastagsága 500–1000 m-re tehető);
- 4) a második  $\rho_{\infty}$  szint a refrakciós (paleozóosnak értelmezett) szint alatt van.

A kutatási terv változása miatt a dipolszondázások hálózata ritka volt. A  $\rho_{\infty}$  értékek változása azonban elég szűk határok között (0,8 és 1,3) mozog, így a térkép (4. ábra) a komplex feldolgozáshoz megfelelő pontosságú. A TE-DE mérések alapján a  $\rho_{\infty}$  szint

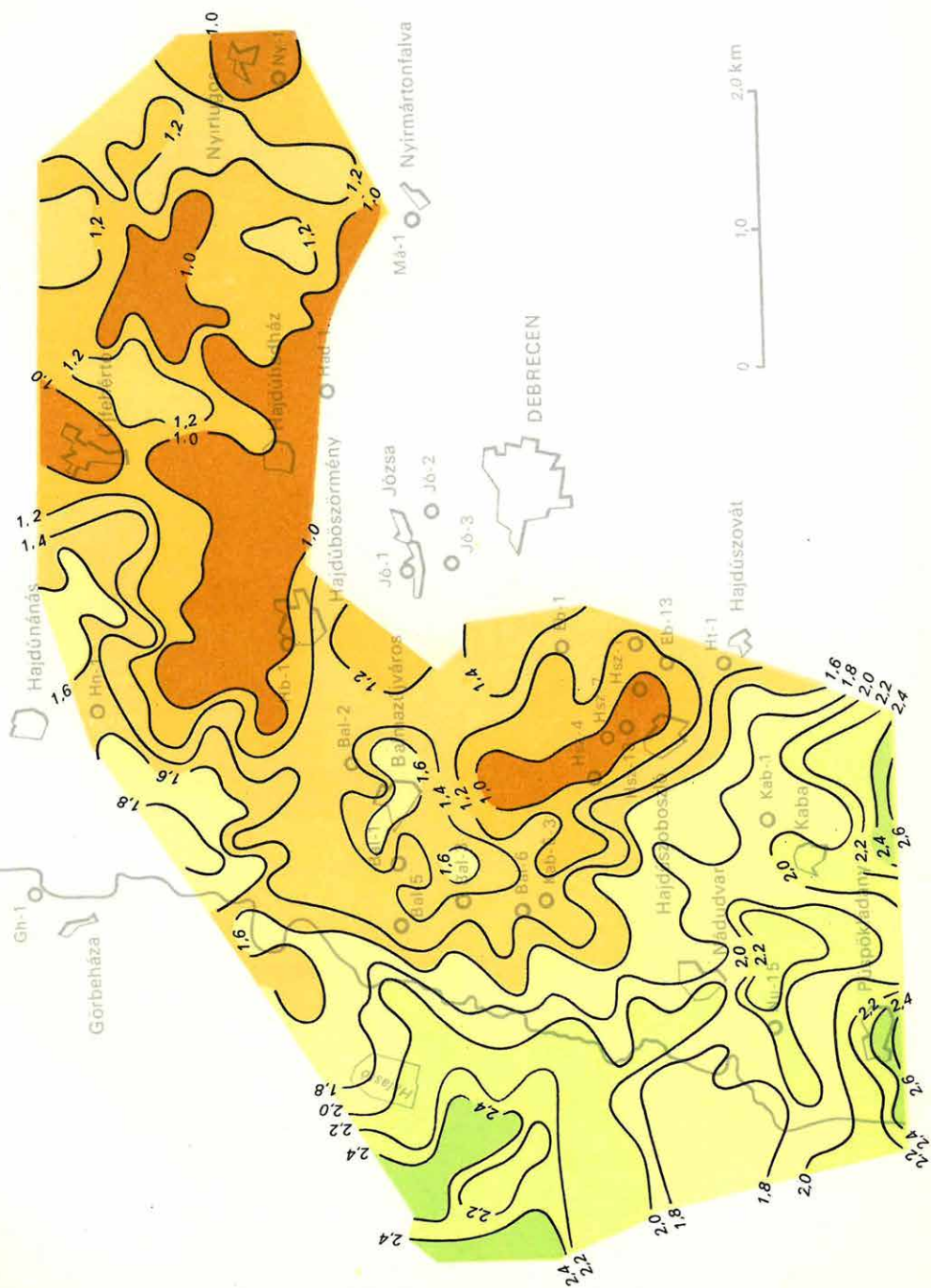


4. *ábra* Izoohm térkép

*Fig. 4.* Izoohm map of the region

*Фиг. 4.* Карта изоом





*5. ábra* Geoelektromos mélységtérkép

*Fig. 5.* Geoelectric contour map

*Фиг. 5.* Карта глубин по данным электроразведки.

mélységének kiszámítását a szokásos módon végeztük el. A  $\lambda = 1,7$ -tel korrigált dipolmélységek a komplex geoelektromos ( $A^{-1}$  és  $\rho_s$ , értékekből számított mélységeknél átlag 30%-kal nagyobbak. Ilyen nagy és szisztematikus eltérést a kiértékelés bizonytalansága nem indokolhat. Ezért valószínű, hogy vagy a feltételezett  $\lambda$  érték helytelen és  $\lambda = 2,1$ , vagy pedig az  $A^{-1}$  értékek már említett frekvenciafüggősége, ill. az  $A^{-1}$ —H függvény nonlinearitása okozza ezt az eltérést. A jelenlegi mérési anyagból a három eshetőség közül egyértelműen nem tudunk választani.

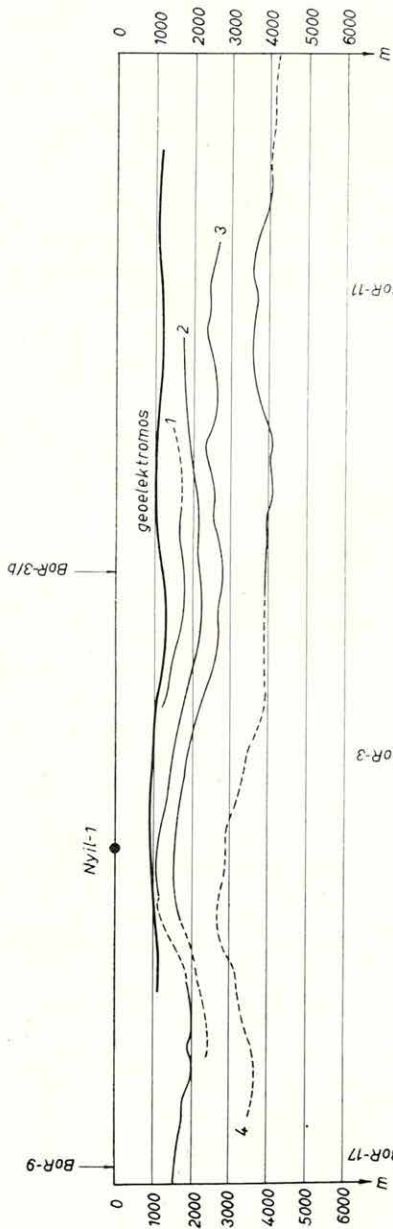
A mélységterképet (5. ábra) az izoarea és  $\rho_s$  értékek együttes felhasználásával szerkesztettük. Az előzők után világos, hogy egyéb mérési eredményekkel, vagy a földtani szintekkel való összehasonlításnál  $\pm 20$ —25%-nál jobb egyezés nem várható. Ezt figyelembe véve a  $\rho_\infty$  szint D-en (Pü—2, Hsz—18, Eb—13, Ht—1) a paleozóikum-mezozóikumnak, a terület középső részén a kréta-paleogén „flisnek” felel meg (itt a miocén vastagsága általában kisebb, mint a mérési hibahatár). A terület É-i részén, ahol a miocén már nagy vastagságú, a  $\rho_\infty$  szint a miocén felszínén vagy az alatt néhány száz méterrel húzódik. A 6. ábrán látható, hogy a geoelektromos szint a szeizmikus szintek felett halad, csak a kiemelkedések területén kerül közel a „flisnek”, ill. valamely vulkáni szintnek értelmezett szinthez. Az ELGI 1968. évi HaR jelű szelvényein, a kisebb, 4500 m/sec sebességű refrakciós szint a  $\rho_\infty$  szinttel 5—25%-on belül megegyezik.

A Nyírségben tehát az első  $\rho_\infty$  szint mélységét csak 20—30% pontossággal lehet meghatározni és pontosabb földtani információkat csak új mérési és kiértékelési eljárásokkal nyerhetünk. A második  $\rho_\infty$  szintet csak MTS módszerrel lehet kimutatni, de mélysége a kedvezőtlen földtani viszonyok miatt igen bizonytalan. Ezért úgy érezzük, hogy a geoelektromos mélyszerkezetkutatásnak szerepe és jelentősége e területen csak igen korlátozott lehet.

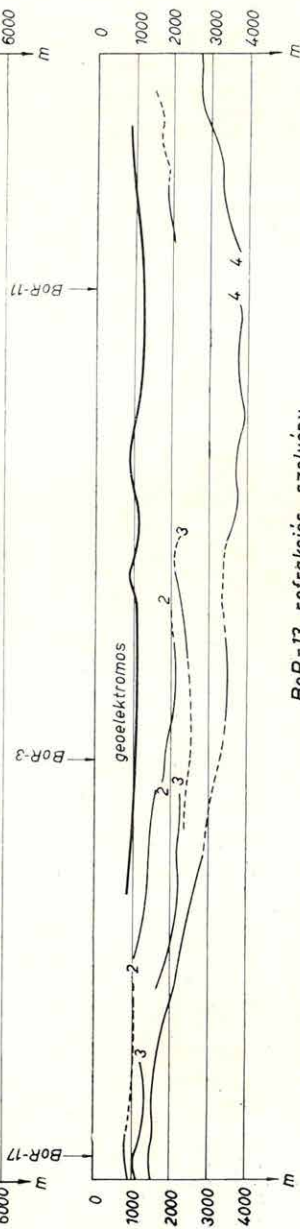
Megjegyezzük, hogy a légimágneses mérés az 1969. évi komplex előkészítés területét oly csekély mértékben érintette, hogy jelentését az Egyéb kutatások fejezetben közöljük.



### BoR-14 refrakciós szelvény



### BoR-13 refrakciós szelvény



6. ábra. Szeizmikus és geoelektromos mélységek a BoR-13 és BoR-14 szelvények mentén

1 vulkáni szintnek értelmezett szint 2 „flisnek” értelmezett szint 3 egy „flisen” belüli szint 4 paleozoikum felszínének értelmezett szint

Fig. 6. Seismic and geoelectric depths along the BoR-13 and BoR-14 refraction profiles

1 volcanic horizon 2 „Flis”

3 a horizon within the “Flis” 4 the surface of the Paleozoic (the horizons are interpreted by the Seismic Survey of the OKGT)

Фиг. 6. Глубины, вычисленные по сейсмическим данным и по данным электроразведки по профилям BoR-13 и BoR-14

1 — горизонт, приуроченный к вулканическому образованию 2 — горизонт «флиса»

3 — горизонт в пределах «флиса» 4 — горизонт, приуроченный к поверхности палеозоя