

EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE OF HUNGARY  
MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET  
ВЕНГЕРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. Л. ЭТВЕША

GEOPHYSICAL TRANSACTIONS  
GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK  
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

27



BUDAPEST  
1981

Felelős szerkesztő  
Managing Editor  
MÜLLER Pál

Szerkesztő bizottság  
Editorial Board  
Редакционная коллегия  
ÁDÁM Oszkár, JÁMBOR Áron, MOLNÁR Károly, STEGENA Lajos,  
SZABADVÁRY László, TAKÁCS Ernő, VERŐ József

Szerkesztőség  
Editorial Staff  
Редакция

Szerkesztő  
Editor  
Редактор  
SZ. KILÉNYI Éva

Társszerkesztő  
Associate Editor  
Соредактор  
ACZÉL Etelka

Grafikai szerkesztő  
Technical Editor  
Технический редактор  
NÉMETH Lajos

ETO/UDC 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)

HU ISSN 0016—7177

Felelős kiadó: MÜLLER Pál



Egyetemi Nyomda 81.6881 Budapest — 1981  
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

# A Tiszavidék és a Tiszántúl mélyszerkezetének geoelektromos kutatása

A kutatás módszertana és a kutatások legfontosabb eredményei  
1960 és 1978 között

Készült az ELGI Kísérleti Geoelektromos Osztályán  
1977—79-ben

Összeállította

NEMESI László és HOBOT József

Munkatársak

VARGA Géza  
DRASKOVITS Pál  
CSÖRGEI József



# TARTALOMJEGYZÉK

Előszó .....	7
1. A Tiszavidék és a Tiszántúl mélyszerkezeti viszonyai és annak földtani-geoelektromos modellje .....	9
1.1. A paleogén-medence nagyszerkezeti egység .....	11
1.2. Az észak-alföldi nagyszerkezeti egység .....	12
1.2.1. Az észak-alföldi paleo-mezozoos aljzatú neogén mélyvonulat .....	12
1.2.2. A flis övezet .....	13
1.3. A tiszántúli kristályos pala vonulat .....	14
1.4. A DK-alföldi nagyszerkezeti egység .....	15
2. Az Alföld mélyszerkezetének kutatása geoelektromos módszerekkel .... A Tiszavidék és a Tiszántúl geoelektromos kutatásának történeti áttekintése .....	19 19
2.1. Tellurikus módszer .....	21
2.1.1. Az alkalmazott mérési és feldolgozási elvek és eljárások .....	21
2.1.2. A tellurikus bázishálózat és a bázisháló kiegyenlítésének kérdései .....	23
2.1.3. Utólagos vizsgálatok az S intervallum ellenőrzésére .....	26
2.2. Dipól ekvatoriális módszer .....	27
2.2.1. A dipól ekvatoriális módszer alkalmazásának elvi alapjai .....	27
2.2.2. A dipól ekvatoriális szondázásoknál követett kiértékelési elvek és eljárások .....	29
2.2.3. A vonatkozási pont kérdései .....	32
2.3. Magnetotellurikus módszer .....	33
2.3.1. A módszer alkalmazásának szükségessége és lehetőségeink .....	33
2.3.2. A magnetotellurikus módszer alkalmazási területei .....	38
a) Az S intervallum meghatározása .....	38
b) Az aljzat ellenállásának meghatározása MTS mérésekből .....	39
c) Az üledékes öszlet összegzett hosszirányú vezetőképességének meghatározása .....	40

d) Árnyékolót tartalmazó rétegsor kutatása MT módszerrel .....	40
e) Korszerű MT szondázások .....	40
2.4. Az elektromágneses térbeállítás módszere .....	41
2.4.1. A módszer előnyei, elvi alapjai és alkalmazási területei .....	41
3. A kutatások eredményei .....	45
3.1. Az Alföld tellurikus izoarea térképe .....	45
3.2. Az izoohm térkép .....	48
3.3. A $\rho_w$ szint mélységtérképe .....	50
3.4. Az alföldi nagymélységű elektromos kutatások legfontosabb földtani eredményei .....	55
3.4.1. A Nyírség—Szatmár területe .....	56
a) Tellurikus izoarea térkép .....	57
b) Izoohm térkép .....	58
c) A felső nagyellenállású szint mélységtérképe .....	58
d) A feltételezett preausztriai aljzat mélységvázlata .....	58
3.4.2. A Közép-Kelet Alföld .....	58
3.4.3. A DK-Alföld területe .....	61
4. Összefoglalás, javaslatok .....	65
Geoelectric Investigation of the Deep Structures of the Eastern Part of the Great Hungarian Plain .....	71
Электроразведочное исследование глубинной структуры окрестности р. Тиссы и затисской области .....	83

## ELŐSZÓ

Jelen tanulmányban az Alföld tiszántúli részén, az ország területének közel egyharmadán végzett mélyszerkezetkutató geoelektromos tevékenységet szeretnénk bemutatni az elért — és jelentésekben többnyire már közreadott — eredmények rendszerezésével, összefoglalásával.

A tanulmány három fő részből áll. Az első a terület földtani felépítését tárgyalja, olyan részletességgel, amely a módszerek alkalmazásához, a földtani-geoelektromos modell megalkotásához elengedhetetlenül szükséges. A második rész azokat a megfontolásokat tartalmazza, amelyeket az egyes geoelektromos módszerek kiválasztására tettünk, hogy a legjobb eredményt érhessük el az adott földtani viszonyok, a rendelkezésre álló műszerezettség és feldolgozási lehetőségek mellett. A harmadik rész az eddig elért földtani vonatkozású eredményeket foglalja össze és a geoelektromos módszerek további felhasználási lehetőségeire is utal. Az utóbbi két részt egyben a tapasztalatok összegezésének is tekintjük, amely az ország más területein vagy külföldi munkáknál is hasznosítható.

A kutatások tellurikus (TE), magnetotellurikus (MT) mérésekkel, ezen belül magnetotellurikus szondázással (MTS) és magnetotellurikus szelvényezéssel (MTP); a nagymélységű vertikális elektromos szondázások közül a dipól ekvatoriális (DE) és vertikális elektromos szondázással (VESz); az elektromágneses térbeállítás módszerei közül pedig annak távoli (EMT—TZ), illetve közeli zónában alkalmazott fajtájával (EMT—KZ) történtek. Alapvető célunk és feladatunk a paleo-mezozoos korú medencealjzat kutatása volt.

A szóbanforgó területen a méréseket részben állami költségvetési keretből, részben az OKGT megbízásából végeztük. A tárgyalt terület É-i (kb. 20 km-es) sávján a TE méréseket a NME Geofizikai Tanszéke, a Jászságban és a Maros-menti területeken pedig az OKGT végezte. Az MTA GGKI Alföldön végzett néhány tucatnyi relatív tellurikus frekvenciaszondázását és MTS mérését az OKGT és az ELGI is felhasználta.\*

---

\* Az országnak itt nem tárgyalt más területein az OKGT-nek és az ELGI-nek is voltak ilyen jellegű mérései.

A földtani és módszertani kutatásokhoz kapcsolódva műszerfejlesztésre is sor került, a nagyobb információt szolgáltató műszerek mérési eredményeinek feldolgozásánál pedig egyre több matematikai, számítógépes probléma nyert megoldást. Így a területrészek földtani felépítésének bonyolultságától és módszereink, műszereink, valamint a feldolgozás technikájának fejlődésétől függően a 27 000 km<sup>2</sup>-es terület különböző részein más-más jellegű — kvantitatívabb — tartalommal igyekeztünk megtölteni vagy kiegészíteni a tellurikus térképet.

Időszerűnek tartjuk az egész eddigi geoelektromos tevékenység összefoglalását, mert az már elég nagy területre terjed ki ahhoz, hogy az ismert gravitációs és földmágneses térképek mellé felsorakozzék egy közös bázisra átszámított, könnyen kezelhető méretarányú tellurikus térkép, amely számos olyan anomáliát is tartalmaz, amelyek az előbb említettektől különböznek és amelyekről gyakran még a 70-es években írt jelentések szerzőinek sincs tudomásuk. De időszerű az összefoglalás azért is, mert a TE, DE módszerek 70-es évek elején még domináns szerepe valamennyi magyar geofizikai intézményben megszűnt, helyüket a minőségileg jobb (nagyobb felbontóképességű, kvantatív adatokat szolgáltató) MTS, vagy a részletező kutatásokban egyre eredményesebb mesterséges frekvenciaszondázások (MFS)\* vették át. Mindezek mellett azt is szeretnénk bizonyítani, hogy sem az újabban kifejlesztett, költségesebb geoelektromos módszerek, sem a modern szeizmikus mérések nem nélkülözhetik az olcsó és gyors tellurikus módszer eredményeit: az izoarea térképet, mint tervezési alapot. A további geoelektromos módszerek kiválasztása és súlya már a kutatási terület földtani felépítésének sajátosságaitól és a kutatás részletességétől függ.

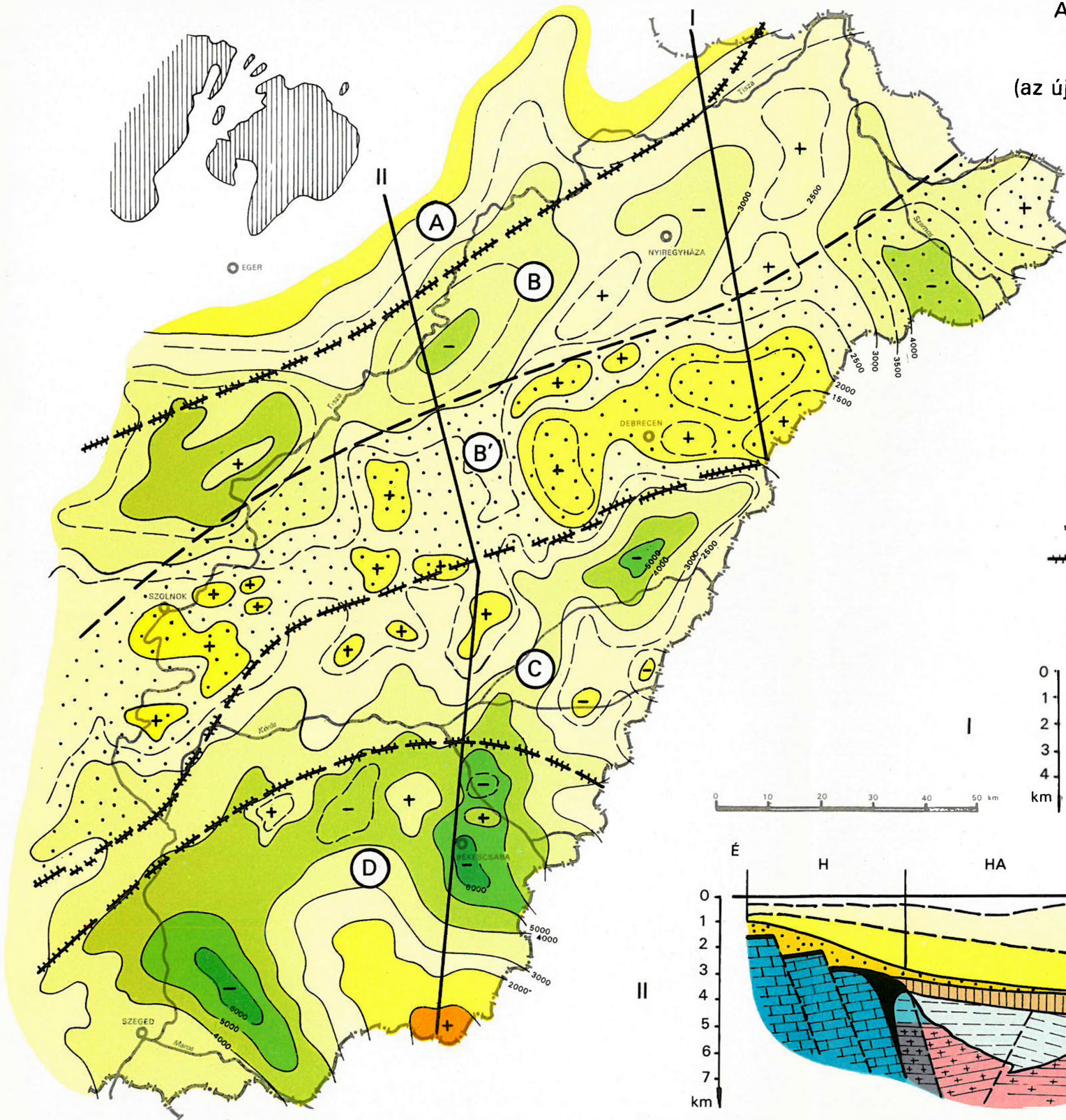
---

\* OKGT nomenklatúrában FRS

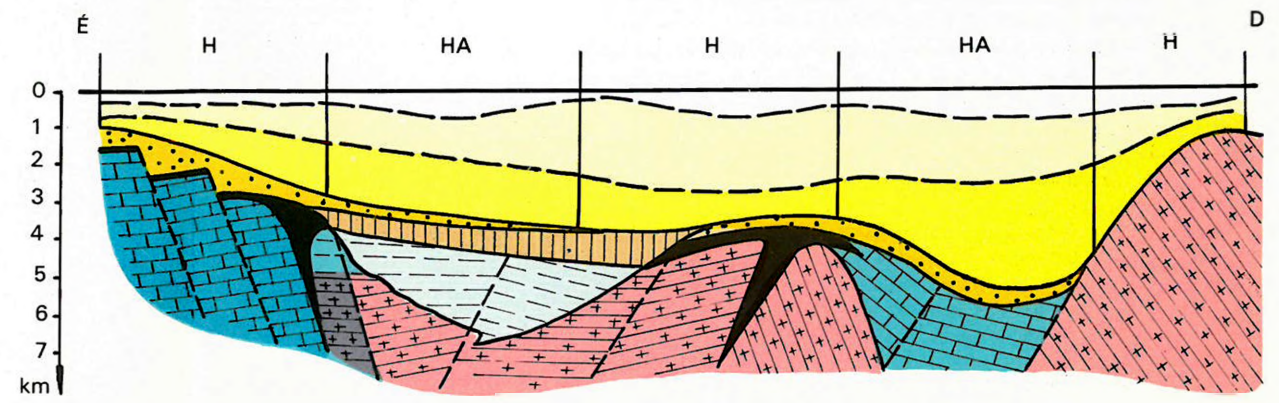
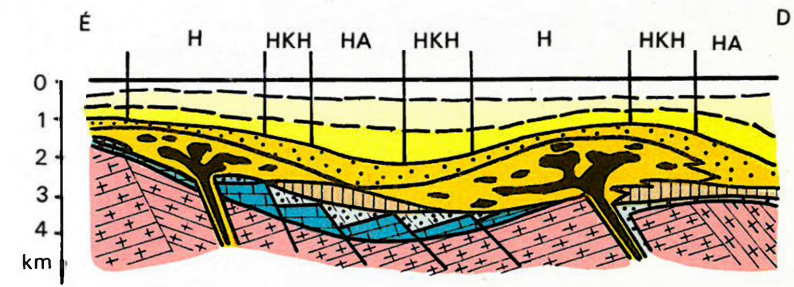
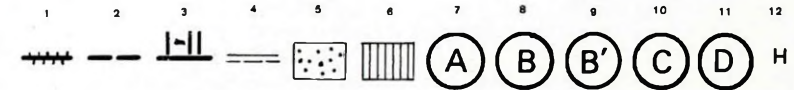


A TIZSÁNTÚL TERÜLETÉNEK NAGYSZERKEZETI  
 ÉS A NEOGÉN MEDENCE MÉLYSÉGI VÁZLATA  
 (az újabb földtani-geofizikai adatok figyelembevételével)

M = 1 : 1 000 000



		Σ	μm
[Symbol]	HOLOCÉN-PLEISZTOCÉN	a	10-70
[Symbol]	PLIOCÉN	b	4-40
[Symbol]	MIOCÉN	c	10-70
[Symbol]		d	60-200
[Symbol]	e	70-200	
[Symbol]	KRÉTA-PALEOGÉN	f	20-200
[Symbol]	MEZOZOIKUM /KRÉTA, JURA/	g	40-200
[Symbol]	TRÍÁS	h	100-2000
[Symbol]	PALEOZOIKUM PREKAMBIUM	i	50-500



1. ábra.

A Tiszántúl területének nagyszerkezeti és a neogén medence aljzatának mélységi vázlata (az újabb földtani-geofizika adatok figyelembevételével) 1 – szerkezeti egységek határa; 2 – flis-határ; 3 – az I-II. szelvények nyomvonalai; 4 – a neogén medencealjzat közelítő mélységvonalai; 5 – flis-övezet; 6 – felszíni mezozoikum; 7 – a "Paleogén medence" nagyszerkezeti egység (A); 8 – É-alföldi paleo-mezozoos mélyzóna (B); 9 – flis-övezet (B'); 10 – tiszántúli kristályos pala vonulat (C); 11 – DK-alföldi nagyszerkezeti egység (D); 12 – geoelektromos felépítés (mérési görbetípus) (H, HA, stb.)

A táblázat jelmagyarázata:

a – agyag, homok, kavics; b – homok, agyag, agyagmárga, homokkő;  
c – agyagmárga, homokkő, homok, agyag; d – vulkáni tufák, üledékes kőzetek (mészkö, homokkő); e – üde vulkáni kőzet, mészkő, homokkő; f – homok, konglomerátum, agyag, mészmárga, flis; g – homokkő, mészkő, konglomerátum diabáz; h – mészkő, dolomit, homokkő; i – metamorf kőzetek

Fig.1.

Major tectonic units and contour map of the Neogene basin floor (according to new geological-geophysical data)

1 – boundary of tectonic units; 2 – boundary of flysch zone; 3 – profiles I and II; 4 – approximate depth contours of the Neogene basin floor; 5 – flysch zone; 6 – Mesozoic formations on the surface; 7 – major tectonic unit A: "Paleogene basin"; 8 – major tectonic unit B: Paleo-Mesozoic deep zone of the northern part of the Great Hungarian Plain; 9 – part of unit B: Flysch zone (B'); 10 – major tectonic unit C: Tiszántúl crystalline schist range; 11 – major tectonic unit D: SE Great Hungarian Plain; 12 – geoelectric model (type of curve) (H, HA, etc.)

Key to the Table:

a – shale, sand, gravel; b – sand, shale, marl, sandstone, c – marl, sandstone, sand, shale; d – volcanic tuff, sediments (limestone, sandstone); e – fresh volcanic rock, limestone, sandstone; f – sand, conglomerate, shale, limy marl, flysch; g – sandstone, limestone, conglomerate, diabase; h – limestone dolomite, sandstone; i – metamorphic rocks

Фиг.1.

Структурная схема Затиссайского края и карта глубины неогенового бассейна 1 - Границы структурных единиц; 2 - Граница распространения флишевой формации; 3 - Профили I и II; 4 - Приблизительные изогипсы фундамента неогенового бассейна; 5 - Флишевая зона; 6 - Мезозойские отложения на поверхности; 7 - Тектоническая единица "Палеогеновый бассейн" (A); 8 - Глубинная палео-мезозойская зона северной части Венгерской впадины (B); 9 - Флишевая зона (B'); 10 - Кристаллические сланцы Затиссайского края (C); 11 - Тектоническая единица "Юго-восточная часть Венгерской низменности" (D); 12 - Геоэлектрическое строение (типы кривых) (H, HA и тп.)

Условные обозначения к таблице:

a - Глины, пески, галли; b - Пески, глины, глинистые мергели, песчаники; c - Глинистые мергели, песчаники, пески, глины; d - Вулканические туфы, осадочные породы (известняки, песчаники); e - Свежие вулканические породы, известняки, песчаники; f - Пески, конгломераты, глины, известковистые мергели, флишевые формации; g - Песчаники, известняки, конгломераты, диабаз; h - Известняки, доломиты, песчаники; i - Метаморфические породы

## 1. A TISZAVIDÉK ÉS A TISZÁNTÚL MÉLYSZERKEZETI VISZONYAI ÉS FÖLDTANI-GEOELEKTROMOS MODELLJE

Az Alföld mélyszerkezetére vonatkozó ismereteket először a II. világháborút megelőző időszakban Vadász Elemér, Pávai Vajna Ferenc és Sümegey József, később a szénhidrogénkutatás intenzív időszaka előtt és közben Dank Viktor, Kőrössi László és Szepesházy Kálmán foglalták össze. Az Alföldön és annak peremlein mélyített szerkezetkutató fúrások közül több mint 300 fúrás mezozoos vagy annál idősebb képződményeket tárt fel. E fúrások magmintáinak közettani vizsgálatai és a fúrásokban végzett geofizikai mérések adatai lehetővé tették, hogy az alp-kárpáti geoszinklinális aljzatának szerkezetét s az azt fedő képződmények felépítését az Alföld nagy részén — főleg a feltárt magasabb rögvonulatokon — megismerhettük.

A szakirodalomból ismeretes, hogy a Kárpátok földtani fejlődéstörténetének legtöbb mozgással járó szakasza a neogén időszakban volt. Ekkor alakult ki a Kárpátok hatalmas hegykoszorúja az összetorlódott, takarókba gyűrt s erősen kiemelt paleogén és ennél idősebb képződményekből. Ugyanebben az időben a Kárpátokon belül a több ütemben bekövetkezett süllyedő-emelkedő mozgások hatására kisebb-nagyobb medencék alakultak ki, s ezekben jelentős vastagságú vulkáni és üledékes képződmények halmozódtak fel.

A neogén képződmények aljzatáról, annak szerkezeti viszonyairól, az Alföld neogén előtti múltjáról az utóbbi két évtized földtani-geofizikai és legfőképpen fúrásos kutatásai alapján nyerhettünk konkrét adatokat. Ezek az ismeretek helyenként igen jelentősen módosították a korábbi elképzeléseket. Az adatok elemzésével kimutatták, hogy az Alföld — főleg annak tiszántúli része — a több mint 200 millió évig tartó alp-kárpáti geoszinklinális ciklusnak csak a legfiatalabb, mintegy 25 millió éves szakaszában viselkedett a környezeténél nyugodtabb tömegként, az azt megelőző időszakban viszont hatalmas tektonikai és ősföldrajzi eseményeknek volt színtere, ugyanúgy, mint a K-ről hozzátartozó Erdélyi-középhegység (Szepesházy, 1965., 1973). Különösen az ausztriai-szávai orogén fázisok, az azokkal összefüggő vízszintes és függőleges elmozdulások hoztak létre lényeges változásokat az aljzat szerkezetében.

A mélyföldtani vizsgálatok arról tanúskodnak, hogy a paleozoikum végén az Alföld területének nagy része hosszú időn keresztül magasra emelkedő, majd lepusztuló szárazulat volt. A perm időszak legvégén s a triász elején kialakuló alpkárpáti geoszinklinális mezozoos-kainozoos — uralkodóan szárazföldi illetve sekélytengeri — üledékei nagy hézaggal települnek az idősebb hegységképződési időszakok variszkuszi, kaledóniai aljzatára. Az idős aljzat kőzetanyaga különféle metamorfítokból és eruptív képződményekből áll.

A triász és jurá időszakban, de a felső kréta folyamán is — eltekintve az időnként kiemelt helyzetű küszöböktől — valószínűleg az egész Alföld területén történt tengeri üledékképződés. A kiemelkedéseket követő szárazföldi időszakokban a mezozoos üledékek jelentős része lepusztult, s jelenleg nagyobb összefüggő összleteket csak az É-alföldi nagyszerkezeti egységben alkotnak. A Tiszántúlon a legújabb mélyfúrások alapján allochton helyzetű kristályos szigettrögöket ismertünk meg az Erdélyi-középhegységgel analóg módon. Kréta korú rátalódások, tektonikai ablakok alakjában a kristályos képződmények alól mezozoos rétegek is előbukkannak (Endrőd, Füzesgyarmat). A mezozoos rétegek vastagsága általában nem nagy. Az É-alföldi nagyszerkezeti egységben és a fúrásokkal még feltáratlan nagymélységű medencék némelyikében azonban az 1000 m vastagságot is elérhetik. Kőzetanyagukat tekintve az É-alföldi nagyszerkezeti egységben karbonátos, másutt a homokköves, kvarcitos, konglomerátumos kifejlődés az uralkodó. Az újabb fúrások a Békési-medence É-i és D-i peremrészein, valamint a Kiskun-depresszió Ny-i szárnyain jelentős vastagságú karbonátos mezozoikumot is feltártak.

A kréta időszak végén és a paleogénben az Alföld — különösen annak középső és DK-i része — ismét szárazulat volt, míg az ÉK-i Kárpátok geoszinklinálisának Alföldünkre DNy-ra hosszán benyúló szerkezeti árkaiban és az azt övező kisebb medencékben flis jellegű üledékképződés folyt. A flis szerkezetileg különbözik az idősebb aljzattól, a gyúrt-tört összletet csuszamlási felületek, áthalmazódások tarkítják. Faunában szegény, szeszélyesen változó vastagságú képződmény, amely a partmenti szárazulat gyors lepusztulásából származó, főként durva törmeléket tartalmaz.

Az Alföld miocén képződményei nagyobb területeken ismertek, mint a korábbi üledékek. Kifejlődésük igen változatos: a tájegység nagyobb részén a tengeri, felsősvízi és szárazföldi eredetű üledékektől a vulkáni képződményekig szinte minden előfordul. Ezek közül az Alföld középső és DK-i részén a foltokban meglevő alsó miocén szárazföldi és a torton-szarmata felsősvízi üledékek jellemzők, míg az É-alföldi nagyszerkezeti egységben a helvét-torton korú képződmények az uralkodók, amelyek helyenként igen nagy vastagságban és változó kőzettani összetételben fordulnak elő. A nagyobb mélységű kutatólírások tanúsága szerint a tortonai (bádeni) üledékösszlet elterjedése és vastagsága elsősorban a mély medencerészekben tekintélyes, de helyi süllyedésekben is több száz méter vastag lehet.

A neogénben az Alföld egész területén folyamatos, de egyenlőtlen süllyedés indult meg. A pannonikum folyamán az Alföld beltengerré, majd fokozatosan ki-

édesező s egyre jobban feltöltődő tóvá változott, később kiemelkedett. A neogén nagy részében, de különösen a pliocénben viszonylag hosszú ideig nyugodt üledék-képződés volt, és így az alföldi medencékben egységesen, de változó — helyenként igen nagy — vastagságban márgás, agyagos, homokos képződmények keletkeztek.

A neogén üledékek szerkezetére jellemző, hogy a medence aljzatának felszínéhez simuló rétegtömörülés útján létrejött formák az általánosak, regionális tektonikai szempontból pasztikus viselkednek, törésvonalak az összletre nem jellemzők. Egyes kutatási területeken azonban (Sarkadkeresztúr, Álmosd) a neogén összletben a modern szeizmikus módszerek töréseket mutattak ki, amelyek egy részét mélyfúrású és szénhidrogén-teleptani ismeretek is igazolják.

Tanulmányunkban az Alföld mélyszerkezetével abból a szempontból foglalkozunk, hogy a geoelektromos kutatások az elmúlt 10—15 évben mennyiben járultak hozzá annak megismeréséhez, s milyen újabb információk várhatók további alkalmazásuk esetén, figyelembevéve a műszerekben és módszerekben az utóbbi években bekövetkezett fejlődést. Ismeretes, hogy a mélyszerkezet kutatására alkalmas geoelektromos módszerek (TE, DE, MT, EMT, MFS) a különböző korú és összetételű kőzetek fajlagos ellenállásának különbségén alapulnak. A kőzetek fajlagos ellenállás értékei bizonyos kőzetek esetében egy vagy több nagyságrenddel különböznek, más képződmények tekintetében csak kétszeresek, vagy ugyanabban az értéktartományban vannak.

A geoelektromos mélyszerkezetkutatás lehetőségeit és problémáit két modellszelvényen mutatjuk be, amelyeket a Tiszántúl fő szerkezeti vonalainak csapására közel merőleges irányban vettünk fel. Ezt a két szelvényt a Tiszántúl mélyszerkezeti vázlatán az 1. ábra tünteti fel. E szelvények nagy vonalakban és általánosan tartalmazzák mindazokat a szerkezeti elemeket, amelyeket fúrásokkal feltártan ismerünk, vagy mélyebb medencék és szerkezeti övek formájában feltételezünk. Az ábrán feltüntettük az Alföldön előforduló medencealakulatok méréseken alapuló statisztikus fajlagos ellenállás értékeit illetve értéktartományait, amelyekbe az előforduló képződmények sorolhatók. Tájégségünkön a geoelektromos módszerek alkalmazhatósága vonatkozásában — kisebb változásokkal — célszerű megtartani a nagyszerkezeti egységek szerinti modellvizsgálat lehetőségét, ugyanis a szerkezeti változások bizonyos fokig meghatározzák azt is, hogy milyen geoelektromos komplexum nyújthat az adott térségben több információt.

### 1.1. A paleogén-medence nagyszerkezeti egység

Az Alföldi-medence É-i pereme a Jászság—Heves mélyvonulattal, a Bogács—Tard—Sály dombvidékkel és a Hernád-medencével csatlakozik a Bükk hegység kiemelt helyzetű magas rögeihez. A terület földtani felépítése eléggé tisztázott. A Bükk hegység felszíni triász képződményei ÉK—DNy irányú fővetők mentén

fokozatosan a mélybe süllyednek. A fővetőkre közel merőleges törések a triász alaphegységben sasbérceket (Mezőkövesd—Mezőkeresztes) és szerkezeti árkokat (Vatta—Maklár) hoztak létre. A triászt mészkövek, dolomitok, homokkövek, palás agyagok képviselik. Fajlagos ellenállásuk nagy (1000 és 2000 ohmm között), s így az egyenáramú szondázások és valószínűleg a tellurika számára is szigetelő aljzatként viselkednek. A triász felett vékony, néhány 10 m-es eocén rétegek találhatóak, erre pedig — az alaphegység szerkezeti helyzetétől függően — jelentős, helyenként többszáz m-t meghaladó vastagságú oligocén agyagos összlet, majd hasonló vastagságú miocén üledékes és vulkáni képződmények települnek. A pliocén rétegek a Bükk lábánál vagy teljesen hiányoznak vagy csak vékony összletet képviselnek; D—DK felé fokozatosan kivastagodnak, de a nagyszerkezeti öv D-i szegélyén is csak a mélyvonulatokban haladják meg az 1000 m-es vastagságot. A felsorolt paleogén és neogén képződmények fajlagos ellenállása 5 és 50 ohmm között van, így a TE—DE módszerek együttes alkalmazása a szerkezeti egység nagyobb — főleg mélyebb aljzatú — részein a mezozoos aljzat morfológiáját adhatja meg. Kivételt képeznek azok a kis mélységű, tektonikai vonalakkal erősen szabdaltszerű szerkezetek, amelyeknél a peremi és vetőhatások erősen kanalizálják vagy torzítják az elektromos teret. A Bükk hegység K—DK-i előterében, és különösen a Zemplén — Tokaji-hegység K-i peremvidékén a miocén összletben egyre több a 80—150 ohmm-es lávás kifejlődésű vulkáni kőzetanyag, amelyeken a TE—DE módszerek „fennakadnak”. Hasonló a helyzet a Jászságban is, ahol ugyancsak nagy kiterjedésű miocén vulkáni összletek tagolják a tengeri üledéket. Ilyen felépítésű területrészekben a mélyebb szintek kutatására a magnetotellurika, vagy bizonyos esetekben a mesterséges frekvenciaszondázás lehet alkalmas.

## 1.2. Az észak-alföldi nagyszerkezeti egység (B és B')

Az Alföld igen nagy részét magában foglaló terület mélyszerkezeti vonatkozásban az ország egyik legbonyolultabb geológiai övezete. Rétegtani és egyéb földtani okokból ezt a nagyszerkezeti egységet már igen régóta egy ÉK—DNY irányú diszlokációs vonallal elhatárolva, két különböző mélyszerkezeti vonulatként tárgyalják. Az É-i részt „paleo-mezozoos aljzatú neogén mélyvonulatnak” nevezik, s a vele szerkezetiileg összefüggő — D-en a tiszántúli kristályos pala vonulattal érintkező — változó szélességű területsávot pedig „flis-övezet”-nek ismerik.

### 1.2.1. Az észak-alföldi paleo-mezozoos aljzatú neogén mélyvonulat (B)

A Tiszántúl É-i részén az idős kristályos aljzat mélysége ismeretlen, de feltehetően nagy mélységben helyezkedik el. A vonulat legkeletibb részén újabban mélyített

Komoro—I. kutatófúrás 3300 m körül érte el a paleozoikumot, közben harántolta a teljes neogén és mezozoos rétegsort. E fúrás adatai értékesek, de nem lehetnek jellemzők a mélyvonulat középső részein, ahol a geofizikai adatok alapján lényegesen vastagabb mezozoikum várható, bár nem abban a teljességben, mint a Bükkalján. A leglényegesebb különbség a neogén mélyvonulat és a paleogén medence között abban mutatkozik meg, hogy az előbbiben települt paleogén-neogén összletek sokkal vastagabbak.

A fúrások tanúsága szerint az agyagos kifejlődésű eocén-oligocén rétegek elvékonyodnak a geológiai, valamint geofizikai információk arra utalnak, hogy a paleo-mezozoos aljzatra települve — különösen a Nyírségi tájegységen — megjelenik egy molassz vagy molassz jellegű paleogén (?) korú összlet, amelyet miocén korú vulkanitok fednek el. Az egész É-alföldi mélyvonulatra jellemzők a miocén tengeri és szárazföldi üledékek, amelyek a K-i részen 2000 m-t meghaladó vastagságot is elérhetnek. A miocén összlet igen heterogén felépítésű, geofizikai paraméterei rendkívül széles skálán változnak, így a geoelektromos aljzattól való megkülönböztetésük rendkívül nehéz. A rétegsor egyaránt tartalmaz 15—30 ohmm-es torton-szarmata tengeri üledéket, 5—10 ohmm-es vulkáni tufákat és lávás kifejlődésű riolit-andezit takarókat, amelyek fajlagos ellenállása esetenként a 200—1000 ohmm-t is meghaladja. A neogén üledékek jelentős részét a pannon összletek adják, amelyek vastagsága az emelt rögökön alig több 1000 m-nél, de a Tisza menti depressziókban már a 2000 m-t is meghaladhatja. A pannon összletek geoelektromosan jól kutathatók, fajlagos ellenállásuk közel áll a közép-alföldi pannon 5—7 ohmm-es átlagértékéhez.

### 1.2.2. A flis övezet (B')

A Törtel—Szolnok—Kisújszállás—Hajdúszoboszló—Debrecen—Nyírlugos vonalban húzódó, mintegy 25—30 km szélességű flis-övezetben csak azok a CH-kutató fúrások értek el felső krétánál idősebb medencealjzatot, amelyeket a zóna D-i peremvidékére telepítettek. E nagytektonikai vonalnak kísérői az alsó kréta diabázok (Jászkarajenő, Szandaszőlős, Szolnok, Martfű, Tatárülés). A flis fekéje eddig csak a peremi felpikkelyeződési zónában volt mélyfúrással megismerhető, így pl. Püspökladánynál a flis a prekambriumi metamorfitekra rátelődött helyzetekben található. Ebes vidékén pedig az idős metamorfitekra pikkelyenként települő flis-összlet fekéjében alsó kréta mészkő-márgapala, felső jura márga és mészkő, valamint alsó jura homokkő összletet tártak fel a kutatófúrások. A „flisvályú” középső mély övezete, valamint annak É-i peremterületei gyakorlatilag ismeretlenek, az aljzat idősebb képződményeinek kora és lefutása is bizonytalan. A Tiszagyenda környéki fúrás adataiból tudjuk, hogy a flis É-i peremén a neogén-paleogén alatt alsó kréta diabáz, felső jura (titon) mészkő és középső jura kovapala alkotja a rétegsort.

A flis képződmények fajlagos ellenállása igen változatos, geoelektromos kutatásuk ezért rendkívül nehéz. Az eocén flis fajlagos ellenállása 10 és 1000 ohmm közötti, a felső kréta 50 és 200 ohmm között váltakozik, s ezért helyenként aljzatként, míg másutt jólvezető üledékként viselkednek.

A flis képződményeket az övezet K-i részén, de főleg a Nyírségben miocén vulkáni kőzetek fedik, amelyek Ny-i és D-i irányban fokozatosan elvékonyodnak s az övezet középső és D-i részén már lényegesen kisebb vastagságban található, de itt uralkodóvá válik a miocén üledékes eredete. A pliocén a Nyírségben vékonyabb, míg a flis övezet középső és D-i szegélyén vastagabb összletet képez.

Az egész É-alföldi nagyszerkezeti egység geoelektromos kutathatósága kedvezőtlen, mivel a terület jelentős része úgynevezett HA és HKH típusú felépítést mutat (1. ábra). Az eltérő felépítésű övezetek mélyebb szerkezetének (miocén, flis alatti képződmények) kutatása klasszikus geoelektromos komplexummal (TE, DE) nem oldható meg. A tellurikus mérések és az egyenáramú szondázások együttes eredményeiből szerkeszthető mélységterkép kedvező esetben is csak a nagyobb ellenállású miocén vagy a flis összlet felszínével korrelál, de a mélységek általában attól függően változnak, ahogyan a miocén és flis képződmények fajlagos ellenállása nő vagy csökken. Különösen kedvezőtlen a mélyszerkezet kutathatósága a Nyírségben, ahol a lávás kifejlődésű miocén tömegek szinte teljesen leárnyékolják az alattuk feltételezett kisebb ellenállású üledékes összleteket. A nagyszerkezeti egységen belül a geoelektromos mélyszerkezetkutatás azonban nem reménytelen, mert a digitális jelrögzítésű magnetotellurikus szondázások, valamint az EMT-módszer együttes alkalmazása sikerrel birkózhat meg az árnyékoló képződmények alatti szerkezetek felderítésével. Erre igen kedvező példákat az analóg rendszerekkel végzett nyírségi kutatások szolgáltatnak azzal, hogy segítségükkel a tájegységen 4 különböző felépítésű területtypust tudtunk elkülöníteni.

### 1.3. A tiszántúli kristályos pala vonulat

Határait É-ről a flis öv diszlokációs vonala, D-ről a DK-alföldi nagyszerkezeti egység bizonytalanul meghatározható peremrészei adják meg. A földtani szakirodalom e területrezt a kristályos aljzat vonatkozásában még egységesen tárgyalja. Az üledékes felépítmény és különösen a terület geofizikai kutathatósága tekintetében azonban lényeges a különbség a terület Ny-i részén levő Tisza-medence, valamint az ettől K-re fekvő, az országhatár mellett húzódó, igen tagolt aljzatú területrészek között. A különbségek a tájegység harmad- és negyedrendű diszlokációs (tektonikai) vonalaiban, azok irányában is megmutatkoznak. A terület a régebbi kutatások után a felújított intenzív kutatások színtere. Az újabb eredmények a tájegység régebbi elnevezésének helyességét is megkérdőjelezték. Az újabb szeizmikus mérésekkel párhuzamosan folyó kutatófűrési tevékenység azt bizonyítja, hogy a



mezozoikum legkülönbözőbb képződményei számos helyen előfordulnak (Komádi, Biharugra, Sarkadkeresztúr, stb.).

A szerkezeti egység aljzatát idős (prekambriumi és paleozoos) metamorf kőzetek (főleg kristályos palák és fillitek) alkotják, amelyre a terület nagy részén változó, részmedencénként tekintélyes vastagságú mezozoos és üledékes miocén képződmények települnek a pannon rétegek alatt. A Tisza vonalában található mozgási árkokban a kréta diabázok jelenléte bizonyított, de flis is képződhetett. A K-i országhatár térségében a kiemelt rögökön a paleozoikumra közvetlenül pannon képződmények települnek (Biharnagybajom, Körösszegapáti, Kismarja), míg a Biharugra, Komádi, Sarkadkeresztúr környéki szerkezeteken részletekben, de helyenként jelentős vastagságban miocén és mezozoos képződmények is vannak. A harmadkori — uralkodóan pannon — rétegösszlet vastagsága az aljzat morfológiáját követve, 1000 és 4000 m között váltakozik.

A kristályos aljzat geoelektromos ellenállása több fúrás karotázs szelvénye és felszíni mérések alapján 100 és 500 ohmm közé esik, bár néhány fúrásban — anélkül, hogy nagyobb kőzettani változás lenne — alig éri el az 50 ohmm-t. Hasonló ellenállástartományba sorolhatók a Tisza-medence flis képződményei és a K-Alföldön feltárt miocén és mezozoos kőzetek is. A pannon összlet fajlagos ellenállása a kristályos pala vonulat középső és K-i részén 5—7 ohmm között mozog, és ez rendkívül jó vezérszintnek bizonyult. Felgyő—Tizsakürt—Kiskunfélegyháza—Pálmonostora térségében a pannon összlet ellenállása a jelentős fácies különbözőségei miatt a 10—16 ohmm-t is eléri. Ennek egyik oka az lehet, hogy a közép- és K-alföldi pliocén összletben a homokkőes rétegek aránya az agyag-agyagmárgákhoz viszonyítva lényegesen kisebb, csak mintegy fele, mint a Tiszavidék pliocén rétegeiben. Az aljzat feletti összlet ellenállásnövekedésében nagyobb szerepe lehet a pliocénnal „összeolvadó” csökkent ellenállású miocénnek, esetleg az agyagosabb kifejlődésű flis képződményeknek is. Mindezen problémák mellett a kristályos pala vonulat (általában az ópaleozoos, helyenként a mészköves kifejlődésű mezozoos korú aljzat) jól térképezhető TE—DE geoelektromos komplexummal.

#### 1.4. A DK-alföldi nagyszerkezeti egység

Az Alföld DK-i része nem egységes medencealakulat. A nagyszerkezeti egységen belül az aljzat különböző mélységei bizonyos területi elhatárolásra adnak módot, de erre a változó geofizikai paraméterek is felhívják a figyelmet. A geofizikai paraméterek változásának oka abban keresendő, hogy az aljzatot különböző korú és összetételű kőzetek alkotják, és hogy az aljzatot fedő rétegösszletek eltérő kifejlődésűek. A Kőrössy-féle szerkezeti beosztás szerint a DK-alföldi nagyszerkezeti egység tiszántúli része három különböző mélyszerkezeti elemet tartalmaz:

- a) Battonya—Pusztaföldvár magas rögvonulat,
- b) Békési-medence,
- c) Kiskunsági depresszió („Makói-árok”).

A felsoroltak közül a Battonya—Pusztaföldvár rögvonulat mélyszerkezeti helyzete és földtani felépítése igen jól tanulmányozott, míg a Békési-medencében és a Kiskunsági depresszió területén a paleozoos aljzatot eddig egyetlen fúrás sem érte el. A depressziók peremén és a magas rögvonulat területén számos fúrás a neogén üledékek alatt mezozoos vagy annál idősebb képződményeket tárt fel. A fúrások magmintáinak vizsgálataiból megállapítható, hogy a Kiskunsági depresszió Ny-i peremén: Algyő—Deszk vonalában feltárt aljzatkőzetek — kőzetanilag is — lényegesen eltérnek a depresszió K-i peremét képező Battonya—Pusztaföldvár rögvonulat idősebb képződményeitől. Az előbbi uralkodóan földpátokban gazdag metamorfítok építik fel, míg a K-i gerincvonulat egy erős kontakthatást szenvedett metamorf köpennyel körülvett variszkuszi gránittömbből és alsó perm kvarcporfirosvulkanitokból áll. Hasonló vulkáni képződményt a térség fúrásaiban ezenkívül sehol nem találtak; valószínű, hogy a korábban összefüggő vulkáni takaró a paleozoikum legvégén lepusztult. Hasonlóképpen lepusztultak a gránittömbök magasabbra kiemelkedő rögei is.

A mezozoikumban — a triástól a kréta időszak végéig — kisebb-nagyobb megszakításokkal az egész tájegységen tengeri üledékképződés folyt, de a mezozoikum végi kiemelkedése idején ezek nagy része lepusztult, csak a szerkezetileg mélyebb helyzetű alakulatokban s az idős kristályos tömegek közötti, törésekkel szabdaltszerű felszínklinális szerkezetekben maradtak meg a helyben képződött mezozoos üledékek, míg a lepusztulási termékek távolabbi üledékgyűjtő medencékbe szállítottak, vagy a helvét-torton emelet durvaszemű üledékeibe halmozódtak át.

A Battonya—Pusztaföldvári rögvonulaton — Tótkomlós, Kaszaper és Csanádapáca környéki fúrásokban — változó szerkezeti helyzetben és összetételben az alsó triástól a felső krétáig mezozoos üledékek található dolomitos, homokkőves, konglomerátumos kifejlődésben. A Békési-medencében a mezozoikum nem volt ismert, de annak jelenléte a medence É-i, ÉK-i (Endrőd, Sarkadkeresztúr) és D-i, DNy-i (Nagyszénás, Kondoros, Csanádapáca) peremén mélyített fúrások alapján valószínűsíthető volt, s ezt a Békés-1 fúrásban fel is tárták. Jelezték ezt a térségben végzett nagymélységű geoelektromos mérések adatai is, amelyek a nagyellenállású alaphegységet 6—7 km mélységben jelezték. Ebből a neogén rétegösszlet vastagsága legfeljebb 4,5—5 km lehet, s az annál idősebb, de a paleozoikumnál fiatalabb képződmények a legmélyebb zónákban elérhetik a 2000 m vastagságot is. A Kiskunsági depresszió területén, főleg annak peremi részein szintén jelentős vastagságú a mezozoikum: alsó és középső triász dolomit és mészkőrétegek formájában (Felgyő-1, Makó-2, Algyő-29), de sem jura, sem pedig kréta üledékeket nem mutattak ki, feltehetően azok a mélyebb árkokban is csak helyenként fordulhatnak elő.

A Tiszántúl D-i részén paleogén képződményeket eddig nem találtak.

Jelentős vastagságú üledékes miocén képződmények (szarmata-torton) lehetnek mindkét medencében, de a lassan süllyedő rögvonulaton csak nyomokban található, vagy teljesen hiányoznak. Így a Battonya—Pusztaföldvár gerincvonulat tetővidékén nincs, annak ÉK-i peremén (Kevermes, Kunágota, Mezőkovácsháza) néhány méter vastagságban előfordul, míg a DNy-i szárnyakon (Békéssámson, Csanádalberti) már vastagabb s a Makói-árok középső részén (Hód-1, Makó-2) már több száz méter a miocén (torton) üledékek vastagsága.

A fiatal neogén üledékek diszkordánsan települnek az idősebb képződményekre, a kiemelt rögök egyes részein közvetlenül a paleozoos aljzatra. A pliocén-pleisztocén képződmények összvastagsága a depressziók területén a 4000 m-t is meghaladja, összetételükben uralkodóan agyag-agyagmárga- (a. pannon), ill. homok-homokkő-agyag- (f. pannon, pleisztocén) rétegekből épülnek fel. A Kiskunsági depresszióban és a Békési-medencében végzett geoelektromos mérések szerint a két medence között jelentős a fajlagos vezetőképesség-különbség. Valószínű, hogy ebben — az említett pliocén képződmények eltérő kifejlődésén kívül — a miocén vastagsága s a mezozoos kőzetek minőségi különbsége is nagy szerepet játszik. A nagyszerkezeti egység geoelektromos kutathatósága a szerkezeti változások ellenére sem különösen problematikus. A TE—DE módszerekkel a medencealjzat nagy vonalakban kimutatható. Nagyobb gondot a szerkezeti vonalak környezete jelent, amely tellurikusan mint „zavarzóna” észlelhető. A mélymedencék szerkezeti megismerésében szintén a magnetotellurikus szondázásoktól várhatunk több és használhatóbb információt, a szénhidrogén-kutatás szempontjából leginkább perspektivikus területeken.

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy Magyarországon a medenceterületek szerkezeti megismerése fejlődött leglassabban, annak ellenére, hogy szénhidrogén-kutató geológusaink az Alföld mélyszerkezeti vázlatát az 50-es évek végén már elég nagy valószínűséggel adták meg. A különböző — egymástól csak részletekben, közzetani leírásokban, mélységi valószínűsítésekben eltérő — mélyszerkezeti térképek elkészítése elsősorban fúrási adatok alapján volt lehetséges, de mindezek mellett nem lebecsülendők azok a geofizikai — esetünkben geoelektromos — információk sem, amelyek nagymértékben hozzájárultak az Alföld mélyszerkezeti, üledékföldtani megismeréséhez. Egy geofizikai módszer eredménye földtani vonatkozásban többértelmű is lehet, de ha több, s felbontóképességben továbbfejlődött módszer mérési eredményeit van módunk értelmezni, akkor következtetéseink egyértelműbbé, megbízhatóbbá válhatnak.



## 2. AZ ALFÖLD MÉLYSZERKEZETÉNEK KUTATÁSA GEOELEKTROMOS MÓDSZEREKKEL

### A Tiszavidék és a Tiszántúl geoelektromos kutatásának történeti áttekintése

Az ELGI tellurikus (TE) kutatásairól 1954-ben adták ki az első jelentést, amely módszer- és műszerkísérleti munkákról számol be (ezt megelőzően a Budapesti Műszaki Egyetem Sopronban működő Földmérnöki Karának Geofizikai Tanszékén is végeztek kísérleteket a módszer földtani kutatásban történő alkalmazására). A tellurikus kutatásokhoz szükséges műszereket az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) és a Gamma Geofizikai Műszergyár 1956 és 1960 között hozta létre. Az alkalmazott feldolgozási eljárások is ebben az időben alakultak ki. A TE módszer földtani kutatásban való alkalmazhatóságát a Kisalföld és a Nagyalföld területén próbálták ki; ismert fúrásokat összekötő, gravitációs anomáliákat harántoló szeizmikus regionális szelvények nyomvonalán végzett mérésekkel. Megállapítható volt, hogy a TE anomáliák kvalitatíve jelzik az aljzat kiemelkedéseit és bemélyedéseit, ami a módszert önmagában alkalmassá teszi a mélyszerkezetkutatásra, sőt viszonylagos mérés technikai egyszerűsége miatt hálózatos mérésekre is. Az is kiderült, hogy a TE anomáliák kialakításában az aljzat mélységének megváltozásán kívül a legjelentősebb szerepe a medencealjzatot borító kisellenállású üledékes kőzetek horizontális ellenállásváltozásainak van.

Ennek a két felismerésnek hatására 1960-tól kezdődtek meg egyrészt a hálózatos mérések (a Hortobágy területén), másrészt a nagymélységű geoelektromos szondázások (DE) műszereinek és módszereinek kifejlesztése abból a célból, hogy a TE mérésekkel kombinálva a medencealjzat valódi mélységét határozhassuk meg.

A TE térkép szerkesztéséhez az 1960 és 1975 között végzett hálózatos mérések eredményeit használtuk fel.

Ebben a 15 éves időszakban a TE műszereink gyakorlatilag nem változtak. ELGI gyártmányú többcsatornás T—9 típusú, valamint Gamma fejlesztésű kétcsatornás T—14 típusú műszereket alkalmaztunk és két egymásra merőleges komponenszt mértünk. A DE műszerezettség 1965—66-ban nyerte el végleges és kielégítő szintjét. Az adóoldalon egy 16—42 kW-os generátor és egy ehhez tartozó

GE—40 típusú kapcsolómű helyezkedett el. A vevőoldalon tellurikus műszereket használtunk a jelelakok regisztrálására. A TE feldolgozási eljárásokat illetően az 1960 és 1964 közötti időszakban az ún. relatív ellipszis módszert használtuk. A NME Geofizikai Tanszéke is ugyanekkor végezte méréseit. Az ezt követő időben a praktikusabb totális ellipszis módszert vezettük be. Az OKGT-ben 1963-ban megalakult Geoelektromos Osztály általában az egyenes módszert használta.

A kiértékeléshez felhasználható pulzációk periódustartományát az első években a műszer adta lehetőségek és az előzetes földtani-geofizikai adatokra támaszkodó becslések, számítások határozták meg. Később ezeket egyre több vizsgálat (relatív tellurikus frekvenciaszondázás, MT szondázás) követte. Ezek a vizsgálatok felhívták a figyelmet bizonyos — részben korrigálható — frekvenciafüggőségre, mind a mély medencékben (Makói-árok, Békési-medence), mind pedig a négyréteges felépítésű területeken (Hortobágy, Hajdúság, Nyírség). Ez utóbbi jelenség tette szükségessé a 60-as évek végétől az MT és EMT módszerek fejlesztését és alkalmazását.

A tárgyalt terület felmérése során elég sokféle és területileg elég gyakran változó kutatási igényt kellett kielégíteni. Ennek következménye az egyenetlen pontsűrűség, vagy ami még ennél is kellemetlenebb: hogy a pontsűrűség növelésére utólag (pl. kis kiterjedésű anomáliák területén) sosem volt módunk. Nehézséget jelentett, hogy térképeink különböző bázisokra vonatkoztak, és ezért a szomszédos területek sem voltak mindig összeilleszthetők. Ezt a problémát 1965 óta folyamatosan végzett bázis-összemérésekkel igyekeztünk megoldani, de ez a most bemutatott terület teljes egészére vonatkozóan csak 1979-re sikerült. A TE—DE mérési tevékenység mind az ELGI-ben, mind az OKGT-ben 1965 és 1968 között érte el a maximumát. A miskolci egyetemen viszont ekkorra megszűntek a rendszeres területi mérések. Ezekben az években 1000 TE pont/év és 50—60 DE-szondázás/év teljesítményekről számolhattunk be intézményenként. Az ezt követő években a kutatási kapacitás jelentős részét az MT, EMT kísérletek és az ezekhez kapcsolódó fejlesztések kötötték le. A MT méréseket kezdetben T—9 típusú, többszatornás regisztrálókkal és MTV—2 típusú, Gamma fejlesztésű mágneses variométerekkel végeztük.

Az EMT jelek regisztrálására a 70-es évek elején analóg jelrögzítésű, intézeti fejlesztésű kísérleti műszereket (EMT—1, EMT—KZ) használtunk. A 70-es évek derekán elkészült a DEF—1 típusú, digitális jelrögzítésű ötszatornás berendezés. Ezzel egyidőben kutatásaink súlypontja az Alföldről más területekre helyeződött át, bár az MT és EMT módszereknek az Alföld mélyszerkezetének kutatásában még igen jelentős szerepük lehet. Így a nyírségi kutatásokkal egy olyan korszak zárult le, amelyben még a TE—DE módszerek domináltak, de az MT—EMT módszerek, valamint az elsősorban az OKGT-ben meghonosodott mesterséges frekvenciaszondázások (MFS) révén megcsillant a lehetőség arra is, hogy a digitális mérési és feldolgozási technika alkalmazásával a klasszikus elektromos módszerek korlátain túljutva nagyobb pontosságú adatokat szolgáltatassunk az Alföld mélyszerkezetének további megismeréséhez.

## 2.1. Tellurikus módszer

### 2.1.1. Az alkalmazott mérési és feldolgozási elvek és eljárások

A módszer alkalmazásának elvi és matematikai alapjai Kunetz, Porstendorfer, Berdicsevszkij alapvető munkáiban és a tankönyvekben megtalálhatók. Utalnunk kell azonban azokra a konkrét lehetőségekre is, amelyek egy terület felmérésének megkezdésekor rendelkezésünkre álltak.

Az alföldi mérések során a cél egy átnézetes jellegű kutatás volt: a paleo-mezozoos medencealjzat mélységviszonyainak és morfológiájának tisztázása, hogy a költségesebb szeizmikus kutatásokat gazdaságosabban tervezhessék (ma már más céljaink is vannak). Ez a feladat eleve definiálta a kiértékeléshez felhasználható pulzációk frekvencia-intervallumát, a pontsűrűséget és az egyedi mérési pontokkal szemben támasztott pontossági követelményt. E három tényező egymással szorosan összefügg. A kiértékelésben felhasználható pulzációk frekvenciájára vonatkozólag — különösen a mérések első éveiben — viszonylag kevés támpontunk volt.

A skin effektus képlete kifejezi, hogy a  $T$  periódusidejű elektromágneses hullámok valamely  $\rho$  fajlagos ellenállású homogén feltérbe milyen  $P$  mélységig hatolnak be:

$$P \text{ [km]} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho \text{ [ohmm]} T \text{ [s]}} \quad (1)$$

A paleo-mezozoos aljzat mélységére, a vezető (üledékes) összlet átlagos fajlagos ellenállására vonatkozóan voltak fúrési adatok, rendelkezésünkre álltak a fúrások karotázs-vizsgálatainak eredményei és voltak még szeizmikus refrakciós eredmények is (amelyeket még a régi fotoregisztrálás műszerekkel mértek). Ezek alapján megbecsülhettük, hogy a  $T=20$  s-nál nagyobb periódusidejű pulzációnak — a karotázs mérésekből nyert üledékellenállás-viszonyok esetében — le kell hatolnia az aljzat feltételezhető mélységéig. Fel kellett tételezni azt is, hogy az aljzat fajlagos ellenállása az üledékes összletéhez képest végtelen nagy. Ebben az esetben a  $T>20$  s periódusidejű pulzációk az ún. „ $S$  intervallumba” esnek (azaz elérik az aljzatot). Ez azért kedvező, mert a leggyakrabban előforduló pulzációk periódusideje a  $20 \text{ s} < T < 30 \text{ s}$  intervallumba esik. Emiatt az egész Tiszántúlon a tellurikus értékek 90%-a a fenti tartományba tartozó pulzációk feldolgozásán alapul.

A TE feldolgozás végeredménye általában az  $A^{-1}$  érték meghatározása volt, ritkán ennél több is. Valamennyi TE kiértékelési eljárás közvetve, vagy közvetlenül az

$$A = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix} \quad (2)$$

determináns értékét határozza meg, ahol  $A$  az ún. relatív ellipszis területe és az  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  tenzorkomponensek a bázisállomás tellurikus változás-vektorait a mozgó ál-

lomás változás-vektoraiba viszik át (amennyiben a felszínre síkhullám érkezik és a közeg, amelybe behatol, homogén és izotrop). Ha tehát a síkhullám behatolási mélységénél kisebb mélységben elektromos szigetelő van ( $\rho_{\infty}$ ,  $H_{\infty}$  aljzat), akkor a TE áramok csak a szigetelő feletti összetekben folynak, a bázis és a mozgó állomás alatti összetek vezetőképességének aránya pedig az  $A$  értéknek valamilyen függvénye lesz. Az  $A$  érték és a rétegparaméterek közti konkrét függvény a geometriailag jól leírható szerkezeti formákra kiszámítható. Erre az irodalomban számos példát találunk. Így például kétdimenziós vagy hengeres szerkezeteknél az  $A$  értéke a bázis és mozgó állomás alatti összetek vezetőképességeinek arányával egyenlő. Ha ezen belül még a vezető összetek fajlagos ellenállása is konstans, akkor az aljzat mélységeinek aránya is  $A$ -val egyezik. A gyakorlatban szabályos geometriai formák nem fordulnak elő, ezért Erkel András még az 50-es években általános modellkísérleteket végzett és arra a megállapításra jutott, hogy egy homogén üledékkel feltöltött, különböző geológiai formákat leíró nagyellenállású aljzat mélységét és morfológiáját az  $\frac{1}{A} = A^{-1}$  függvény írja le a legjobban. Ezért a területről kiadott minden térképünk  $A^{-1}$  térkép.

A következő kérdés a feldolgozással szemben támasztott pontossági követelmény volt. Ez a kérdés először úgy vetődött fel, hogy melyik az a módszer, amely a legpontosabb eredményt adja. Vizsgálataink során több mint tíz módszert alkalmaztunk. A legfontosabb eredmény az, hogy ha kellő gyakorlattal rendelkező kiértékelő végzi a feldolgozást, akkor ugyanabból — az egyébként mérés technikailag kifogástalan — mérési anyagból a különböző módszerekkel néhány százalékon belül azonos eredményt lehet kapni. Ha mérés technikai problémák (pl. kis amplitúdójú hasznos jel, ipari zavarok, a regisztrátum előtölési sebességének ingadozásai) is előfordulnak, akkor már csak néhány módszer (relatív ellipszis, egyenes módszer, totális módszer) jöhet szóba.

A szerkezeti hatásokból eredő fázistolásokkal (amelyek a mérési eredményeket kedvezőtlenül befolyásolják) a cserháti és mongóliai tapasztalataink alapján leginkább a totális módszer birkózik meg. A totális módszer az ún. totális kiolvasó használata esetén gépi feldolgozásra is alkalmas, de létezik olyan műszer is, amely terepen megadja a totális értékeket. Ez a módszer függ tehát legkevésbé a szubjektív tényezőktől. Ezért ezt tartjuk a legjobb TE feldolgozási eljárásnak és 1965 óta az ELGI-ben kizárólag ezt alkalmazzuk. A kézi feldolgozások közül az ún. egyenes módszer megbízhatósága emelkedik az átlag fölé. Az áramtér lineáris polarizációja esetén csak Berdicsevszkij közelítő módszere használható. Szerencsére az Alföldön ritkán fordult elő szerkezeti hatásból származó olyan mértékű lineáris polarizáció, amelynek jelentős hatása lett volna a feldolgozás pontosságára, de a keskeny mély árkok területén a kanalizációs jelenség kétségkívül felismerhető volt. A primer tér lineáris polarizációja pedig általában nem olyan gyakori, hogy alapvető zavart okozott volna.



Az előzőek után a módszerrel szemben támasztott pontossággal kapcsolatban azt kellett megvizsgálnunk, hogy hány pulzációból (milyen hosszú mérésből) milyen megbízhatóságú eredményt nyerhetünk. Ilyen jellegű vizsgálatokra a TE bázisok összemérése adott lehetőséget. A bázisokat ugyanis mindenképpen nagyobb megbízhatósággal akartuk megmérni, mint az egyes területi pontokat. Vannak olyan bázisállomásaink, amelyek között a relatív tellurikus értéket 1000—1500 pulzáció alapján határoztuk meg, míg a közönséges mérési pontokon csak 10—15 pulzációból (a pulzációk átlagos amplitúdója 1—1,5 mV/km-re becsülhető). A bázisokat mindig háromszög hálózatban mértük, hogy kiegyenlítési lehetőségünk is legyen. A hálózat továbbfejlesztésekor több alkalommal ismétlődő mérésekre is sor került s így elegendő számú mérési adatot kaptunk ahhoz, hogy statisztikai vizsgálatokat végezhessünk. Megállapítottuk, hogy a 10—15 pulzációt tartalmazó szakaszokból nyert tellurikus érték átlagos középhibája  $\pm 10\%$ . Ez a viszonylag magas hibaszázalék nem csupán mérés technikai és műszerhibákra vagy feldolgozási hibákra vezethető vissza. Ezek együttesen 2—5%-nál nagyobb hibát nem okoznak. Mindenesetre a középhiba csak hosszabb mérésekkel, több és különböző áramirányt képviselő, valóban csak az S intervallumba eső pulzációkból történő feldolgozás esetén csökkenthető. Végül is a kialakult gyakorlat az volt, hogy az Alföld regionális felmérésénél a  $\pm 10\%$  körüli középhibát elfogadtuk.

A tellurikus  $A^{-1}$  érték megengedett átlaghibája kihat a mérendő pontok sűrűségének megválasztására is. Azokon a területeken, ahol az  $A^{-1}$  értékek változása nem éri el a 10%-ot, nem érdemes sűrű hálózatot mérni. Miután a változás mértéke épp a mérések eredményeként derül ki, az egyes szerkezetek által megkívánt pontsűrűséget csak később lehet mérlegelni, és a mért hálózatot utólag lehet sűríteni. A pontsűrűséget érintő másik kérdés az volt, hogy mekkora kiterjedésű földtani szerkezetek kimutatása lenne kívánatos, tekintettel a kőolaj- és földgáz kutatás szempontjaira. Kutatásaink megkezdésének idején az Alföld területén ismert szénhidrogén előfordulások olyan szerkezetekhez kapcsolódtak, amelyeknél az aljzat kiemelkedései minimálisan néhány  $\text{km}^2$  kiterjedésűek voltak. Ezért a felhasznált pulzációk hullámhosszát is figyelembe véve a mérések első, áttekintő fázisában elegendőnek tűnt a 2—3  $\text{km}^2/\text{pont}$  sűrűségű tellurikus kutatás. Azt a tényt, hogy a hálózat ennél általában ritkább lett, rajtunk kívülálló kutatási koncepciók idézték elő. Az eddig felsorolt szempontokat tehát egy-egy területrész felmérésének megkezdése előtt vettük figyelembe és hogy ez mennyire volt helyes vagy helytelen, azt csak utólagos vizsgálatokkal dönthetjük el.

### *2.1.2. A tellurikus bázishálózat és a bázisháló kiegyenlítésének kérdései*

A tellurikus kiértékelés alapösszefüggései szempontjából a bázis és mozgó állomás ekvivalens. Gyakorlatilag mégis van néhány szempont, amelyet a bázis kiválasztásánál figyelembe kell venni. Ezek a következők:

a) A bázisok telepítésénél célszerű elkerülni azokat a helyeket, ahol az áramtér torzulása várható. Az áramteret olyan inhomogeneitások torzítják, amelyeket nagy törésrendszerek, keskeny árkok és az aljzatnak a felszín közeléig hatoló, sabbérszerű kiemelkedései okoznak. Az ilyen helyek, és az Alföld lényegesen nagyobb területű, nyugodtabb településviszonyú helyei közt fázistolások lépnek fel, amelyek a kiértékelés pontosságát rontják. Az uralkodó primer áramiránytól függő, nagyobb relatív hibájú  $A^{-1}$  értékek az egész mérési területen jellemzők lesznek, ha bázisunk inhomogén helyre kerül.

b) A bázist célszerű olyan „közepes” vezetőképesség értékkel ( $S \sim 500$  mho) jellemezhető helyre telepíteni, ahol az aljzat 500—1000 ohm fajlagos ellenállású, mert így a bázison a skin effektus gyakorlatilag elhanyagolható a  $15 \text{ s} < T < 100 \text{ s}$  intervallumban.

c) El kell kerülnünk az ipari zavarok, földalatti csővezetékek helyét. A bázisponton jó és stabil földelési viszonyok kívánatosak és célszerű, ha a bázis távol van minden ipari és mezőgazdasági tevékenységtől.

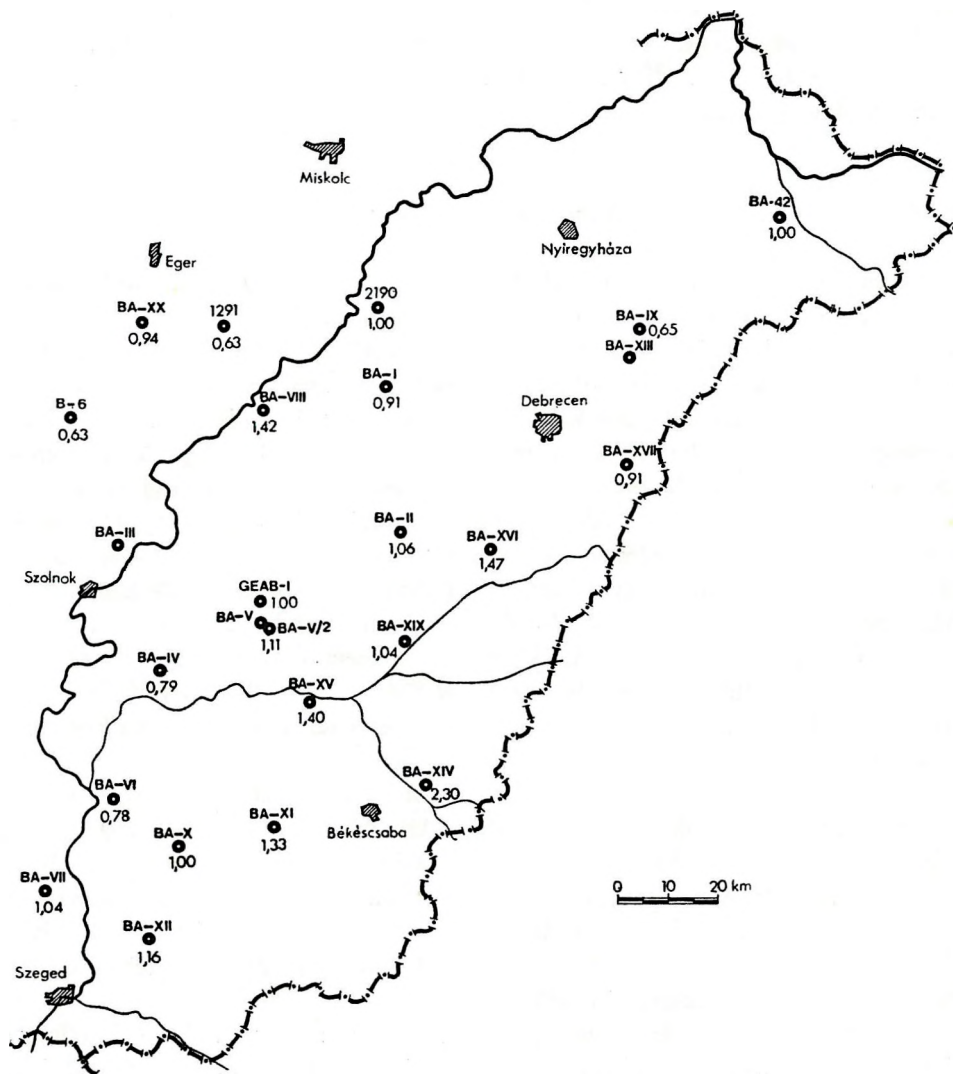
A felsorolt igények kielégítése majdnem lehetetlen és főleg nehéz előre választ adni e fontos kérdésekre. A kutatás első éveiben kísérleti szelvényekkel próbáltuk kiegészíteni a geológiai ismereteket, később pedig a már felmért területeken választottunk ki megfelelő bázishelyeket, amelyekről továbbfejlesztettük a mérési hálózatot.

Ez utóbbi volt a jó megoldás. Az ELGI 20 alföldi bázisa közül kb. 15-öt sikerült jól kiválasztani. Egy-egy bázisról átlagosan 1000—1500 km<sup>2</sup> területet mértünk fel. A bázis-mozgó állomás távolságok ritkán érték el az 50 km-t. Ilyen távolságokon belül a primer tér homogeneitása nem kétséges.

A bázisok összemérésénél több lehetőséget próbáltunk ki. Legmegfelelőbbnek tűnt a szomszédos bázisokból kialakított háromszöghálózat nagy pontosságú összemérése. Az egyes háromszögeken belül a zárás általában 1—2%-os hibával volt terhelt. Voltak azonban olyan bázisháromszögeink, amelyek különböző frekvenciájú pulzációkból, jó zárások mellett is más és más átszámítási értékeket adtak. Ilyenek voltak a már említett BA—I (Hortobágy), BA—XIII (Nyíradony), BA—XIV (Doboz), BA—XVI (Berettyóújfalu) bázisokat tartalmazó háromszögek. Legnagyobb változások a BA—XIII-hoz kapcsolódtak.

A különböző bázisokról mért térképeknek a GEAB—I (Túrkeve) főbázisra való átszámítása úgy történt, hogy a GEAB—I-ről a háromszöghálózat különböző útjain vettük a szomszédos bázisok közötti átszámítási értékek szorzatait. A különböző utakon kapott értékeknek az átlagát képeztük. A 2. ábrán a bázisok helye mellett olvasható számok az illető bázis GEAB—I-re vonatkozó relatív  $A^{-1}$  értékét jelölik.

A tellurikus bázishálózat kiegyenlítésének lehetséges módját még a 60-as évek elején kidolgoztuk. A feladat matematikailag a geodéziai háromszöghálózatban mért relatív magasságértékek kiegyenlítésének kidolgozott módszerére volt visszavezethető. A legkisebb négyzetek módszerét olyan kényszerfeltétellel kellett kiegészíteni, hogy egy-egy háromszögon belül körbehaladva az  $A^{-1}$  értékek szorzata



2. ábra. Az Alföld tellurikus bázisai 1976 végéig

Fig. 2. Telluric bases on the Great Hungarian Plain up to the end of 1976

Фиг. 2. Теллурические базы на территории Венгерской впадины до конца 1976 года

1-et adjon. Ez a Lagrange függvény szélsőértékének meghatározását jelentette. Az eljárást néhány pontból álló hálózatra ki is próbáltuk. A módszer rendkívüli munkaigényessége a számítógépek korszakában nem jelentett volna gondot az Alföld bázishálózatának esetében. Azonban a  $\pm 10\%$ -os hibával terhelt mozgóállomás értékek és a néhány bázisponton előforduló,  $10\%$ -nál nagyobb szisztematikus hibával terhelt bázisátszámítási értékek mellett feleslegesnek tűnt a néhány %-os hiba egzakt szétosztása. Ezért az alföldi bázishálózatot nem egyenlítettük ki és a jövőben sincs szándékunk megtenni azt.

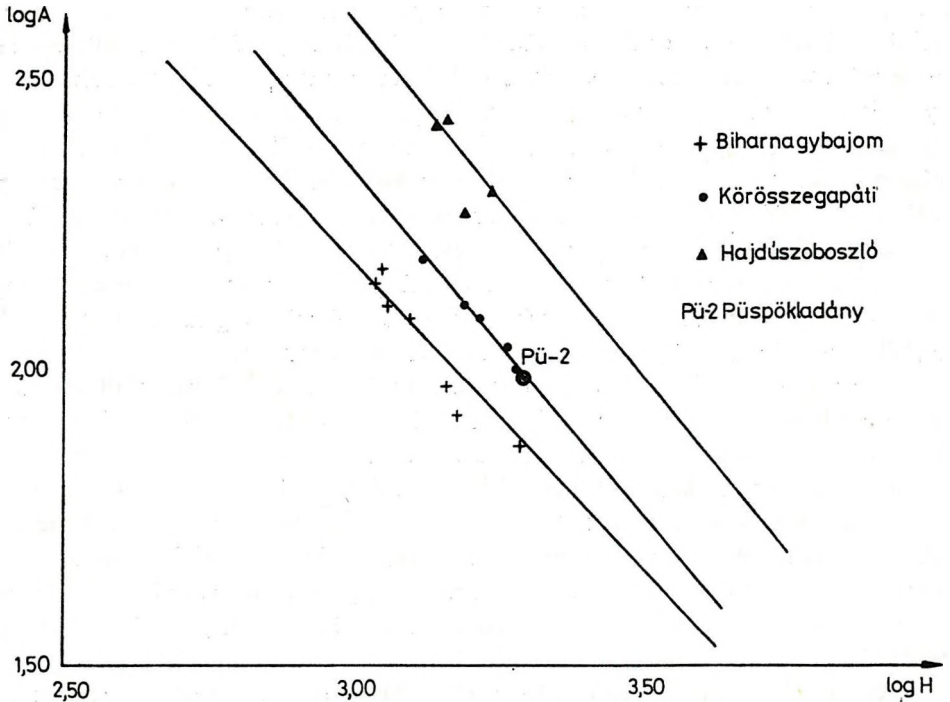
### 2.1.3. Utólagos vizsgálatok az $S$ intervallum ellenőrzésére

Az 50-es évek közepétől a 60-as évek elejéig az ún.  $A-H$  függvények vizsgálata jelentette a legfontosabb vizsgálatot. Lényege, hogy a tellurikus  $A$  értékek reciprokát, illetve ezek logaritmusát a fúrásokban meghatározott aljzatmélység logaritmusának függvényében ábráztuk. Ezekből és a fúrások karotázis szelvényeiből fény derült a vezető összetétel fajlagos ellenállásának horizontális változására is, de  $1000 \text{ km}^2$ -nyi területeken a pontok alig  $10\%$ -os szórással egyenest adtak (3. ábra). Ez nem lenne lehetséges, ha a kiértékeléshez felhasznált pulzációk nem érték volna el az aljzatot. Hasonló vizsgálatokra felhasználtuk a refrakciós regionális szeizmikus szelvényeket is és általában hasonló eredményeket kaptunk. Ezek a vizsgálatok tehát megnyugtatók voltak arra nézve, hogy helyesen választottuk meg a kiértékeléshez felhasznált pulzációk periódusidő tartományát (az  $S$  intervallumot), de mivel az üledék átlagos fajlagos ellenállása az Alföld egyes területein többszörösére nőhet vagy csökkenhet, ezért ebben a kérdésben az  $A-H$  függvények csak globális információt nyújtottak. Valamivel konkrétabb vizsgálatot jelentettek a relatív tellurikus frekvencia-szondázások.

Az első relatív tellurikus szondázásokat 1965-ben végeztük bázisokon és jellegzetes tellurikus anomáliákon az Alföld középső részén, összesen 9 ponton (hasonló méréseket az MTA GGKI munkatársai is végeztek azokban az években).

A feldolgozás mintegy 50–60 órás regisztrátum alapján a  $15 \text{ s} < T < 120 \text{ s}$  intervallumban, 7 különböző frekvencián történt. Az  $A^{-1}$  értékeknek a frekvenciától függő változása általában nem haladta meg a  $10\%$ -ot, egyedül Zagyvarékas térségében kaptunk  $20\%$ -ot meghaladó változást.

A következő évek bázisösszeméréseit is állandóan felhasználtuk a skin effektus feltételezett  $S$  intervallumbeli szerepének vizsgálatára.  $20\text{--}30\%$ -ot meghaladó frekvenciafüggés a BA—XIII bázison (Nyíradony) fordult elő, de kisebbet tapasztaltunk a Hortobágyon és Berettyóújfalu környékén is (BA—I, BA—XVI). E jelenségek pontosabb okát az MTS mérések derítették fel. Ezen a helyen arra hívjuk fel a figyelmet, hogy a mért értékeknek a frekvenciától való függése a mély árkok vagy a bonyolultabb felépítésű (többréteges) területeken fordulhat elő.



3. ábra. Összefüggés a  $\rho_{\infty}$  ellenállású aljzat mélysége ( $H$ ) és a tellurikus  $A$  értékek között az Alföldön

Fig. 3. Relationship between depth to basement ( $H$ ) and telluric values  $A$

Фиг. 3. Соответствие между глубиной залегания фундамента  $\rho_{\infty}$  и значением теллурического параметра  $A$

## 2.2. Dipól ekvatoriális módszer

### 2.2.1. A DE módszer alkalmazásának elvi alapjai

Láttuk, hogy a tellurikus  $A^{-1}$  érték a szerkezeti formáktól függően valamilyen függvénye az eredő horizontális vezetőképességének  $\left(S = \frac{H}{\rho_{\sigma}}\right)$ . Mint látni fogjuk, a gyakorlatban általában feltételezhetjük az  $A^{-1} = f(S)$  függvény lineáris voltát (4. ábra), s ha a vezetőképességet kialakító paraméterek közül a  $\rho_{\sigma}$  fajlagos ellenállást egyenáramú ellenállásmérésekből meghatározzuk vagy ismerjük, akkor a tellurikus (relatív vezetőképesség) térkép mélységtérképpé ( $H$ ) transzformálható. Természetesen az egyenáramú vertikális elektromos szondázások önmagukban is szolgáltatnak mélységadatokat, de pl. az Alföldön, ahol a nagyellenállású aljzat helyenként eléri a 8000 m mélységet is, annak kutatása igen nehézkes és költséges. Így csak a nagyobb tellurikus anomáliákon terveztünk nagymélységű szondázásokat.

Az anizotrópia-viszonyokat és a főleg a mélyebb területekre jellemző *HA* típusú felépítést figyelembe véve néhol 80—100 km-es *AB* távolságú *AMNB* szondázásokra lenne szükség, amelyeknek a technikai kivitelezése a magyarországi településviszonyok és iparosítás miatt megoldhatatlan. Lényegesen egyszerűbb a helyzet — bár energiaigényesebb —, ha *AMNB* elrendezés helyett dipól ekvatorális elrendezést alkalmazunk. A műszertechnikai kísérleteket követően az első összemérések az *AMNB* és a *DE* elrendezéssel mért görbék azonosságának vizsgálatára a 60-as évek elején történtek. A homogén, vízszintesen rétegzett feltér felett a két elrendezés elméletileg azonos eredményt ad. Gyakorlatilag azonban az inhomogén közeg (mélyszerkezeti áramtorzító hatások és a felszíni rétegek inhomogeneitása) az *AMNB* görbéket kevésbé, a *DE* görbéket nagyobb mértékben torzítja.

A vizsgálatok bebizonyították, hogy az Alföldön a különböző talajfajták felszíni ellenállásának inhomogeneitásai elhanyagolhatók, legfeljebb a Nyírség és a Duna-Tisza közének homokja okozott gondot. A mélyszerkezet okozta torzító hatással azonban számolnunk kellett. Teljes mértékben kiküszöbölni nem tudtuk, de mivel a *DE* szondázásokat a tellurikus térkép alapján telepítettük, jórészt torzulásmentes görbéket mérhettünk. Természetesen csak a szondázás geometriai elrendezésének méreteinél nagyobb vagy ezzel megegyező nagyságú *TE* anomáliák vizsgálata lehetséges. Az itt bemutatásra kerülő térképeken (lásd. 2., 3. melléklet) a *DE* mérések sűrűsége 80—100 km<sup>2</sup> /pont.

Az üledékes összlet eredő fajlagos ellenállásán ( $\varrho_\sigma$ ) a következőt értjük: az aljzatot fedő rétegösszletet gondolatban egy olyan homogén összlettel helyettesítjük, amely egyenértékű a valóságos összlettel. Azaz

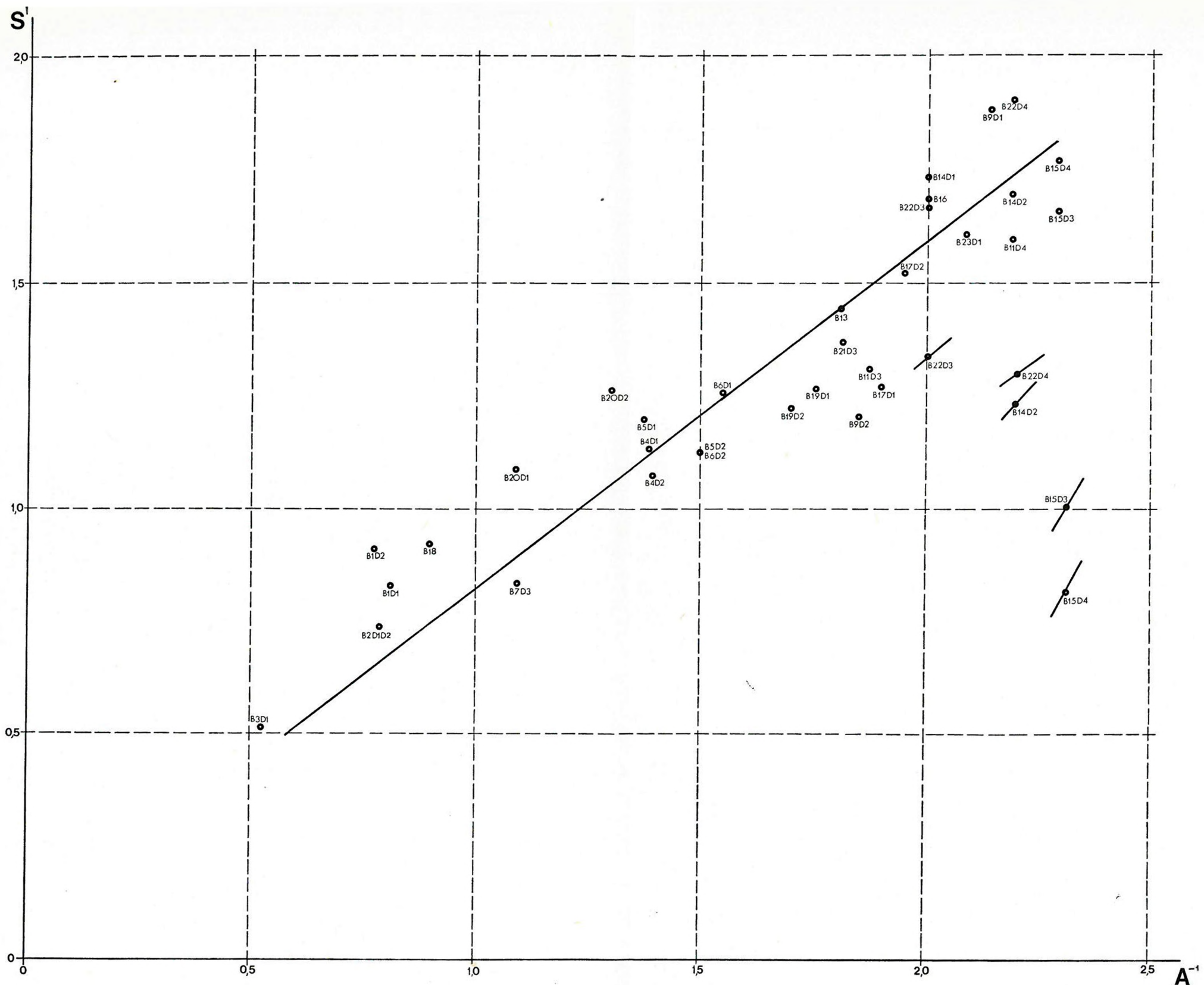
a) amelynek vastagsága a rétegek összvastagságával egyezik meg; ( $h_1 + h_2 + \dots \dots h_n = H$ );

b) az elméleti homogén összlet vezetőképessége a valódi összlet összegezett hosszirányú vezetőképességével egyenlő

$$\left( S = \frac{h_1}{\varrho_1} + \frac{h_2}{\varrho_2} + \dots \frac{h_n}{\varrho_n} = \frac{H}{\varrho_\sigma} \right)$$

Tehát a valódi összlet eredő fajlagos ellenállása  $\varrho_\sigma = \frac{H}{S}$ , ahol *H* és *S* a szondázási görbe kiértékeléséből meghatározott értékek.

A *DE* szondázásokból végeredményben az *S*, *H* és  $\varrho_\sigma$  paramétereket kaptuk. Megszerkesztettük az  $A^{-1} = f(S)$  függvényeket és ezek segítségével egy adott kutatási területen valamennyi tellurikus értéket *S* értékévé számíthattunk át. A  $\varrho_\sigma$  értékekből izovonalas térképeket készítettünk, ahol a mért értékek közt nem feltétlenül lineáris interpolációval húztuk meg az izovonalakat, hanem figyelembe vettük a *TE* anomáliakép formáit is. Az izoohm térképek az évek során különböző formákban jelentek meg (pl. az abszolút értékek vagy a GEAB—I-re átszámított relatív értékek szerepeltek a térképeken ( $\varrho'_\sigma$ ). Azonban minden esetben az anizotrópiával terhelt



4. ábra. Összefüggés a DE szondázásokból meghatározott vezetőképesség ( $S$ ) és az  $A^{-1}$  értékek között a Békési-medencében  
 Fig. 4. Relationship between total conductivity ( $S$ ) from DE soundings and  $A^{-1}$  values, for the Békés basin  
 Фиг. 4. Соответствие между проводимостью ( $S$ ), определенной по ДЭЗ и значением  $A^{-1}$  на территории бассейна „Бекеш“

tikális elektromos szondázásokból meghatározható elméleti aljzattmélységek ( $M_A$ ) milyen kapcsolatban vannak a valódi aljzattmélységekkel ( $H$ ). A továbbiakban a DE szondázásokkal kapcsolatos anizotrópia fogalmán mindig a

$$\lambda = \frac{M_A}{H} \quad (3)$$

összefüggést értjük.

Az anizotrópia vizsgálatára különösen a DE szondázások első éveiben helyeztünk nagy súlyt. Az Alföldön 14 fúráson és szeizmikus refrakciós szelvények 16 pontján végzett szondázás eredménye, hogy Alföldünkön az egységesen alkalmazott érték:

$$\lambda = 1,7$$

A szórásra jellemző, hogy az adatok 90%-a 1.40 és 2.00 között található. A szórás sajnos nem egyértelműen az anizotrópia változását tükrözi, noha megfigyeltünk olyan szabályosságot is, hogy pl. Endrődötől Kecskemét irányában folyamatosan növekszik (ez jellemző lehet az üledéksor földtani tulajdonságaira is). Más területeken azonban nem sikerült hasonló jelenséget felfedezni. Lényegesnek tartjuk annak kiemelését is, hogy gyakorlatilag csak a kisebb aljzattmélységű helyeken tudtunk vizsgálatokat végezni, ugyanis a fúrások általában 1100—3300 m-es mélységben érték el az aljzattot, a szeizmikus refrakciós mérések pedig kb. 4000 m-ig tudták követni azt. A szeizmikus és elektromos vezérszintek (a nagy sebességű és a nagy ellenállású aljzatt) ráadásul nem is feltétlenül azonosak (pl. a Nyírségben biztosan nem). A  $\lambda$  meghatározását ezenkívül a szokásos mérési és kiértékelési hibák is terhelik.

Összességében az anizotrópia kérdése eléggé megoldatlan, de jelentősen enyhíti a problémákat, ha a tellurikus relatív vezetőképesség értékeket a DE szondázásokból nyert  $\rho'_\sigma = \frac{\rho_{\text{Mozgó}}}{\rho_{\text{Bázis}}}$  értékkel korrigáljuk.

A tellurikus főbázist (GEAB—I) DE főbázisnak is tekintettük, azaz a GEAB—I-re vonatkoztattuk a többi DE pont  $\rho_\sigma$  értékét. Írjuk fel az  $S$ ,  $H$ ,  $\rho_\sigma$  közötti alapösszefüggést két pontra; a főbázisra, amelyet most röviden  $B$ -vel jelölünk és egy tetszőleges  $n$  pontra:

$$S_B = \frac{M_B}{\rho_{\sigma B}} = \frac{\lambda_B H_B}{\lambda_B \rho_{\sigma B}^*}, \quad S_n = \frac{M_n}{\rho_{\sigma n}} = \frac{\lambda_n H_n}{\lambda_n \rho_{\sigma n}^*}, \quad (4)$$

ahol  $M_B$ ,  $M_n$ ,  $\rho_{\sigma B}^*$  és  $\rho_{\sigma n}^*$  mért görbékéből határozhatók meg. Ha a tellurikus térképet relatív vezetőképesség térképnek tekintjük, akkor

$$A^{-1} = \frac{S_A}{S_B} = S'. \quad (5)$$

A GEAB—I-en fúrásból (Te—7) ismertük meg a valódi aljzattmélységet



( $H_B = 2100$  m). Az  $n$ -edik pont mélysége a tellurikus mérés és a DE szondázásból kapott korrekció után:

$$H_n = 2100 \cdot \frac{\lambda_n \cdot \varrho_{\sigma n}^*}{\lambda_B \cdot \varrho_{\sigma B}^*} \cdot A^{-1} \quad (6)$$

A főbázisra vonatkoztatott korrekció definíciónk szerint

$$\varrho_{\sigma'} = \frac{\varrho_n}{\varrho_B} = \frac{\lambda_n}{\lambda_B} \cdot \frac{\varrho_{\sigma n}^*}{\varrho_{\sigma B}^*} = \lambda' \cdot \varrho_{\sigma}^* \text{ valódi} \quad (7)$$

ahol  $\lambda' = \frac{\lambda_n}{\lambda_B}$  a bázis és az  $n$ -edik pont közti anizotrópia viszony kifejezője.

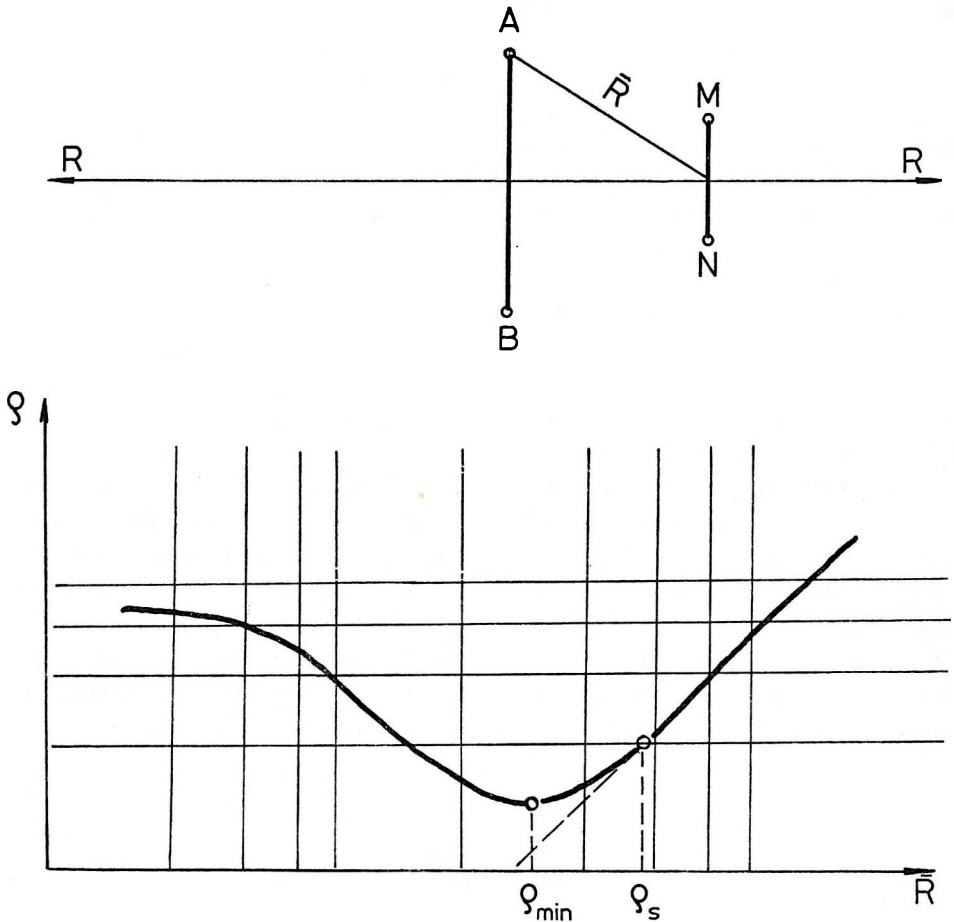
$\varrho_{\sigma}^* \text{ valódi} = \frac{\varrho_{\sigma n}^*}{\varrho_{\sigma B}^*}$ , amely mennyiségek MTS mérésekből közvetlenül is adódnak.

A főbázisra számított  $\varrho_{\sigma}'$  korrekció tehát a bázis és a mozgó állomások eltérő anizotrópia viszonyainak hányadosát is magában rejti. Ezt tudnunk kell a később bemutatandó izoohm térképeinkről.

Érdemes azonban visszatérni a mélységmeghatározáshoz. Hiába választottuk a GEAB—I anizotrópiától függetlenített valódi mélységét, a  $\varrho_{\sigma}'$ -n keresztül az anizotrópiaváltozás hatását átvisszük a mérési pontjainkra, ami az anizotrópia meghatározására irányuló mérések szerint 15—20%-ot is elérhet. Ez a százalék egy felső korlát, hisz nem tudtuk függetleníteni magunkat a mérési és kiértékelési hibáktól.

### 2.2.3. A vonatkozási pont kérdései

Az AMNB szondázásoknál az MN elektródák gyakorlatilag az AB távolság felező-pontja körül, állandó helyen maradnak. Így a mérések vonatkozási pontjának érthető módon a mérés állandó geometriai középpontját tekintik. DE szondázásoknál az  $R$  távolság (6. ábra) jelentősen, az AB és MN kisebb mértékben változik. A behatolási mélység az  $R$  növekedésével arányosan növekszik. Vízszintesen rétegzett  $H_{\infty}$  típusú felépítésnél a  $H$  mélységű aljzatot (a görbe minimum pontját) éppen  $M_A = R$  távolságban érjük el. A kérdés nem vízszintes rétegnél,  $HA$  típusú felépítésnél nyilván nem ilyen egyszerű, még ha a torzító szerkezeti hatások okozta ún. oldalhatásoktól el is tekinthetünk. Különböző számítások és modellvizsgálatok adott felépítés esetén elvégezhetőek, de méréseink előtt a modellek általában nem ismertek. Ezért különböző megfontolások és tapasztalatok alapján a DE szondázásokból kapott  $\varrho_{\sigma}$ ,  $S$  és  $H$  paramétereket az  $R$  vonalon az  $AB/2$  ponttól számítva  $0,5 M_A$ — $0,8 M_A$  helyeken ábrázoltuk.



6. ábra. A DE szondázások vonatkozási pontjai  
( $S$  vonatkozási pont  $0,8 M_A$ ,  $\varrho$  vonatkozási pont  $0,5 M_A$ )

Fig. 6. Reference points of the DE soundings ( $S_{ref}=0.8 M_A$ ,  $\varrho_{ref}=0.5 M_A$ )

Фиг. 6. Ориентиры ДЭЗ ( $S_{оп}=0.8 M_A$ ,  $\varrho_{оп}=0.5 M_A$ )

## 2.3. Magnetotellurikus módszer

### 2.3.1. A módszer alkalmazásának szükségessége és lehetőségeink

A földfelszínre érkező elektromágneses síkhullámok földtani kutatásban való alkalmazásának csak egy szűk lehetőségét valósítja meg a tellurikus módszer és mint ilyen a magnetotellurikus módszer részének kell tekintenünk. Míg a tellurikus módszerrel kedvező földtani viszonyok között relatív vezetőképesség térképeket készít-

hetünk, addig az MT módszer a legtöbb információt adja valamennyi geoelektromos módszer közül. Széles frekvenciatartományban 5 komponens (2 vízszintes elektromos, 2 vízszintes mágneses és 1 függőleges mágneses) mérésével a mérési pont alatti rétegsor szinte tetszőleges mélységig mind vertikálisan, mind horizontálisan felbontható. Ennek elvi lehetőségeit, elméleti alapjait az 50-es évek elejétől kezdődően fizikai és matematikai módszerekkel Cagniard, Tihonov, Kunetz, Berdicsevszkij és mások dolgozták ki. Az elvi lehetőségek gyakorlati megvalósítására műszertechnikai okok miatt világviszonylatban is csak az utóbbi néhány évben teremtődtek meg a feltételek.

Az Alföld mélyszerkezetkutatása során az 1960 és 1977 közötti időszakban a műszerezettség és a hozzá kapcsolódó számítógépes feldolgozástechnika szerény fejlődése miatt csak az MT módszer korlátozott alkalmazására volt lehetőségünk. Az ily módon nyert eredményeket mégis nagyon lényegesnek, bizonyos területeken (pl. a Nyírségben) alapvető jelentőségűnek tartjuk.

Az ELGI-ben 1968-ban megkezdett rutinszerű magnetotellurikus mérések során a 0,1—0,0005 Hz tartományban tudtunk analóg fotoregisztrációs eljárással 4 vízszintes komponens (2 elektromos és 2 mágneses) magnetotellurikus méréseket végezni, amelyeket kezdetben a legegyszerűbb feldolgozási módszerekkel: kézi válogatással és számolással dolgoztunk fel.\* Az elektromos ( $E_x$ ,  $E_y$ ) és mágneses ( $H_x$ ,  $H_y$ ) komponensek közötti legegyszerűbb (homogén, vízszintes rétegezethez) feltételező függvénykapcsolatból kiindulva a mérési irányokban meghatározható szondázási ( $\rho$ ) görbéket állítottunk elő a periódusidő ( $T$ ) függvényében a

$$\rho_x = 0,2 T \left( \frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (8)$$

és

$$\rho_y = 0,2 T \left( \frac{E_y}{H_x} \right)^2 \quad (9)$$

összefüggések alapján. Egy-egy frekvencián 20—100 kváziszinuszos pulzációt használtunk fel. Az így kapott MT szondázási görbék egyedi pontjai esetenként nagy hibával rendelkeznek, de néhány alapvető kérdés meghatározása még így is lehetséges volt (pl. az ún.  $S$  intervallum meghatározása, területtípusok elkülönítése).

A 60-as évek második felében gyakran alkalmaztuk az MT módszert a vezető összlet összegezett hosszirányú vezetőképességének ( $S$ ) meghatározására (MT szelvényezés). Az alapfeltétel ilyenkor az volt, hogy olyan periódustartományt használtunk a feldolgozáshoz, amelyről MTS mérésekből tudtuk, hogy az  $S$  intervallumot jelenti. Ilyenkor az MT kiértékelés a TE módszer feldolgozási eljárásainak alkalmazása.

\* Az MTA GGKI és a NME már a 60-as évek elején végzett MTS méréseket az Alföldön, az ELGI-éhez hasonló analóg technikával.

zásával lehetséges a következők szerint. Először meghatározzuk az impedanciát a következő összefüggések ből:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (10)$$

és

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \quad (11)$$

ahol  $E_x$  és  $E_y$  az elektromos komponens amplitúdója,

$H_x$  és  $H_y$  a mágneses komponens amplitúdója,

$Z_{xx}$ ,  $Z_{yy}$ ,  $Z_{xy}$  és  $Z_{yx}$  a TE kiértékelési eljárásokkal meghatározható  $Z$  tenzor elemei.

$\rho_{\infty}$  fajlagos ellenállású aljzat esetén az összegezett hosszirányú vezetőképesség ( $S$ ) az

$$S = \frac{1}{Z} \cdot 796 \quad (12)$$

kifejezésből nyerhető.

A 70-es évek elején megkezdődött az analóg rendszerrel végzett mérések számítógépes feldolgozása. Az analóg regisztrátumokat Kad—69 analóg-digitál konverter segítségével digitalizálva és lyukszalagra rögzítve, számítógépbe vihetjük a mérési anyagot. Az adatokat először matematikailag szűrtük, majd a különböző frekvenciákon kapott elektromos és mágneses komponensek amplitúdóinak és fázisszögeinek felhasználásával Berdicsevszkij módszerével kiszámítottuk a komplex impedanciákat. Ezeket transzformációval tetszőleges azimutban képezve előállítottuk a fő- és mellékimpedanciák polárdiagramjait. Így a mérési pont alatti képződmények horizontális inhomogeneitásáról kaptunk felvilágosítást. A fő- és mellékimpedanciák polárdiagramjai jellegzetesek és jól használhatók közvetlen földtani információ szerzésére pl. dőlt árnyékolót tartalmazó geoelektromos modelleknél (árnyékoló rétegen olyan nagy fajlagos ellenállású réteget értünk, amely alatt és felett kisellenállású képződmények vannak; ilyenek lehetnek pl. a Nyírség eltemetett andezitjei).

Bizonyítható, hogy viszonylag széles frekvenciasávban is létrejöhet az árnyékolás hatása. Erre az jellemző, hogy az árnyékoló dőlésének irányában folyó áramok ( $H$  polarizáció) az árnyékoló felszínéről visszaverődnek, tehát csak az árnyékolót fedő összlet impedanciájára (polárdiagramok nagytengelyének iránya) jellemző rétegpáramétereket viselik magukon. Az árnyékoló csapásirányában ( $E$  polarizáció) folyó áramok az árnyékolót „észre sem veszik”. Az  $E$  polarizáció irányában meghatározott impedancia (a polárdiagram kistengelyének irányában) az árnyékoló feletti és alatti jól vezető réteg együttes hatását tükrözi.

A polárdiagramok kis- és nagytengelyének irányában meghatározott impedanciák segítségével tehát vezetőképesség térképek készíthetők külön-külön az árnyékoló alatti és feletti kisellenállású összletekről.

Ez az eljárás a gyorsasága miatt jól használható, de csak az információ sűrítésére, tehát olyan területeken, ahol ritkább hálózatu MT szondázással az árnyékoló tartományt meghatároztuk. Egyébként is a modellt nem árt más módszerekkel (pl.

EMT) állandóan ellenőrizni, hisz ellipszis alakú (inhomogeneitásra utaló) polárdiagramot nemcsak árnyékoló réteg, hanem pl. az aljzat dőlése is eredményezhet.

Az eddig tárgyalt MT eljárásokkal csak a vezetőképességet lehetett meghatározni, az üledékek bontására vagy az aljzat és az árnyékoló mélységének meghatározására nem voltak alkalmasak. Mélységadatok szolgáltatására csak a méréseknek a 0,01—20 Hz tartományra való kiterjesztésével nyílt lehetőségünk, 1974-ben kétcsatornás, 1976-ban négycsatornás műszerek segítségével. Erre az időszakra az MT módszer már teljesen feleslegessé tette a DE szondázásokat is.

1977-ben, amikor 5 csatornás, digitális, DEF—1 típusú műszerrel kezdtünk mérni, újabb jelentős előrelépést tehetünk a pontosság terén. Ez a műszer újabb lehetőséget nyitott a bonyolultabb felépítésű területek kutatására, mivel az impedancia meghatározásának hibája  $\pm 5\%$ -on belül volt. A mérés folyamán digitális mágnesszalagos regisztrátumot és ezzel egyidőben analóg regisztrátumot is készítettünk (analóg regisztrátum később is készíthető a digitális mágnesszalagos regisztrátum visszajátszásával). A feldolgozás során a digitális mágnesszalagos regisztrátumokból MTS görbéket állítottunk elő a következő lépésekben:

1. A kiértékelő az analóg regisztrátumokból szemrevételezéssel kiválasztott frekvenciatartományonként 1—2 olyan szakaszt, amelyeken megfelelőnek találta az amplitúdó viszonyokat, az ipari zajszintet és a frekvenciaspektrumot.

2. A regisztrátum kiválasztott szakaszainak adatait a terepi mágnesszalagról számítógépre vittük az ún. konvertáló program segítségével. Ennek lépései a következők voltak:

- a) A kiválasztott felvétel azonosítása;
- b) A terepi mágnesszalagos regisztrátum strukturális ellenőrzése;
- c) A regisztrátum ellenőrzése tartalmilag (bit, byte veszteségek, túlvezérlések, impulzusajok, paritáshibák felismerése és ha lehet, javítása);
- d) A mérési anyag konvertálása és szabvány formákban történő átírása a számítógép diszk- vagy mágnesszalagos egységére;
- e) A konvertáló program az adott felvételtől hibalistát készített, amely alapján a kiértékelő eldönthette, hogy az adott mérési anyag feldolgozható-e vagy másik mérést kell-e kiválasztani.

3. A szűrés számítógépes folyamata. Mivel egy-egy frekvenciasávban (a DEF—1 négy sávban dolgozik) igen sok különböző frekvenciájú hullám keveredik, sávonként 10—15 diszkrét frekvenciára elvégeztük a szűrést, amelynek eredményeként azonos frekvenciájú, de különböző amplitúdójú és fázishelyzetű pulzációnkat kaptunk. Az adott frekvencia kiemeléséhez kétféle szűrőfüggvényt használtunk: egy fázisban levőt és egy  $90^\circ$ -os fáziseltolásút. A kétféle szűrőfüggvény alkalmazásával a pulzációnk amplitúdóját és fázishelyzetét közvetlenül meghatározhattuk.

Az alkalmazott szűrők átviteli függvénye olyan háromszög, amelynek relatív sávszélessége

$$q = \frac{2\Delta f}{f} = 0,2 - 0,4 \quad (13)$$

ahol  $f$  = a pulzációk frekvenciája.

A súlyfüggvény hossza 8—10  $T$  (ahol  $T = 1/f$ , a kiemelni kívánt pulzációk periódusideje).

4. Ezután a szűrt adatokból meghatároztuk az impedancia-tenzor elemeit a legkisebb négyzetek módszerével [Berdicsevszkij, 1968]. A módszer az elektromos és a mágneses térerősségek közötti általános (vízszintes inhomogén közegre érvényes) összefüggést tartalmazza.

5. A feldolgozás megbízhatóságának növelésére, a jel/zaj viszony javítására két-féle eljárást dolgoztunk ki:

a) Az impedancia meghatározására csak a kváziszinuszos pulzációkat használtuk fel. A szelektálás a pulzációk amplitúdó- és fázishelyzet változásának sebességén alapul. Így az impulzus jellegű zavarok jórészt kiszűrhetők.

b) Alacsony jel/zaj viszony esetében első lépésként az összes szűrt adat felhasználásával elvégeztük a  $(Z)$  impedancia-tenzor meghatározását az

$$\vec{E} = (Z) \vec{H} \quad (14)$$

általános összefüggés szerint, de meghatároztuk az  $(Y)$  admittancia-tenzort is a

$$\vec{H} = (Y) \vec{E} \quad (15)$$

összefüggés alapján. Hibátlan mérések és zajmentes magnetotellurikus pulzációk esetén az impedancia-tenzor és az admittancia-tenzor szorzata egységtenzort kell hogy adjon:

$$(Z) \cdot (Y) = (1) \quad (16)$$

Ha az összes szűrt adat felhasználásával számolt impedancia- és admittancia-tenzorok szorzata nem közelíti meg az egységtenzort, a következő válogatást végeztük: a számolt impedancia és a ténylegesen mért  $H$  komponensek értékéből kiszámoltuk az  $E$  komponenseket. A valamennyi mérési adatból kiszámított admittanciából és a ténylegesen mért  $E$  komponensekből pedig a  $H$  komponenseket határoztuk meg. Ezután vizsgáltuk a mért és számított adatok eltérését és kihagytuk azokat a pulzációkat, amelyeknél egy előre meghatározott értéknél nagyobb különbségek adódtak. Ennél a lépésnél abból indultunk ki, hogy azok a jelek, amelyekre a magnetotellurikus alapösszefüggések nem teljesülnek, nem végtelen távoli forrásból erednek. Az ily módon szelektált pulzációkból újra meghatároztuk az admittancia-tenzort. Ha az eredmény nem volt megfelelő, az iterációt nem folytattuk. Az adott szakaszt ekkor rossz jel/zaj viszonyú felvételnek tekintettük és a feldolgozást másik felvételszakaszból folytattuk. Tapasztaltuk, hogy ha az egymásra merőleges mág-

neses komponensek közti koherencia 0,9-nél nagyobb, akkor az impedancia-tenzor nem határozható meg (lineáris polarizáció).

7. Polárdiagramok meghatározása. A kiegyenlítés eredményeként az impedancia-tenzort a mérési vonalak által meghatározott koordinátarendszerben kaptuk meg. Mivel az értelmezés számára lényeges a vízszintes irányfüggés ismerete, a tenzorelemek változását koordináta-transzformációval a teljes vízszintes síkban meghatározzuk. Ezt a munkafázist HP—9815 típusú kalkulátorral végeztük, pontonként 40—50 frekvenciára. A polárdiagramokból határoztuk meg a főirányokat és a  $Z_{\max}$ ,  $Z_{\min}$  értékeket is.

8. A főirányban kapott impedanciákat a periódusidő négyzetgyökének ( $\sqrt{T}$ ) függvényében ábráztuk minden mérési ponton.

9. A főirányokban meghatározott impedancia görbéket grafikusán kiegyenlítettük és a kiegyenlített értékekből számoltuk a látszólagos ellenállásgörbéket az alábbi összefüggés szerint:

$$\rho = 0,2 T Z^2 \quad (17)$$

10. A görbéket elméleti görbeseregekkel értékeltük ki. Mivel általában nem léteznek olyan elméleti görbéket tartalmazó albumok, mint a VESz esetében, ezért a tetszőleges rétegszámú elméleti görbéket HP—97 és HP—9815 kalkulátorral a kiértékelők állították elő.

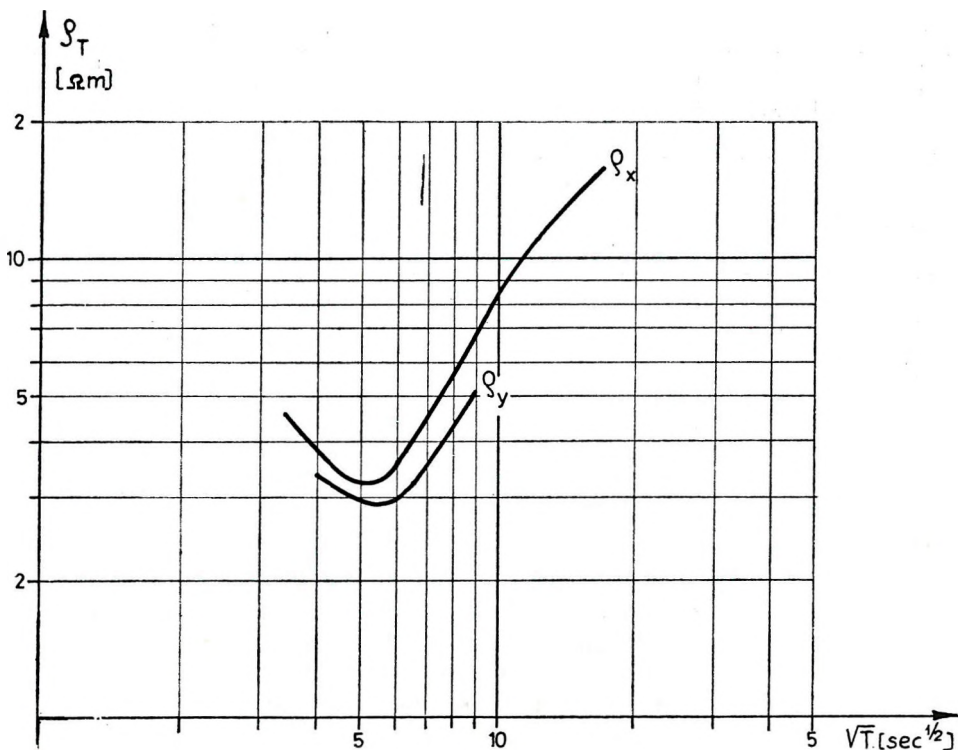
11. Bonyolult felépítésű területeken lehetőségünk volt szelvény menti kétdimenziós modellszámításokra is. Az itt ismertetett MTS feldolgozás az ELGI rendszere, de ettől elvileg nem és gyakorlatilag is kevésbé különböznek az MTA GGKI-ben, az OKGT-ben és a NME Geofizikai Tanszékén kifejlesztett különböző programok.

### 2.3.2. A magnetotellurikus módszer alkalmazási területei

Végeredményben a tárgyalt területen 1977 végéig az MT módszert a következő feladatok megoldásában alkalmaztuk:

a) *Az S intervallum meghatározása.* A feladat lényege: MTS mérésekkel meghatározzuk azt az  $S$  frekvencia intervallumot, amelyre jellemző, hogy a pulzációk lehatolnak a nagyellenállású medencealjzatig, de mélyebb (jólvezető) képződmények hatása még nem érvényesül. Ennek a frekvencia tartománynak az ismerete a medencealjzat mélységét és az aljzatot fedő összlet vezetőképességét kutató TE módszer szempontjából alapvetően fontos. MTS mérések nélkül ezt az  $S$  intervallumot a geológiai ismeretek alapján megbecsülhettük ugyan, de a kiinduló feltevések sok tekintetben hibásak voltak. A D-Alföld, vagy akár a Hajdúság, Nyírség felépítésére és mélységviszonyaira gondolunk.

Az MTS mérések hívták fel a figyelmet arra, hogy pl. a Békési-medence legmélyebb részein, ahol 6—8 km a nagyellenállású aljzat mélysége, az  $S$  intervallum csak



7. ábra. Dobozi MTS görbe

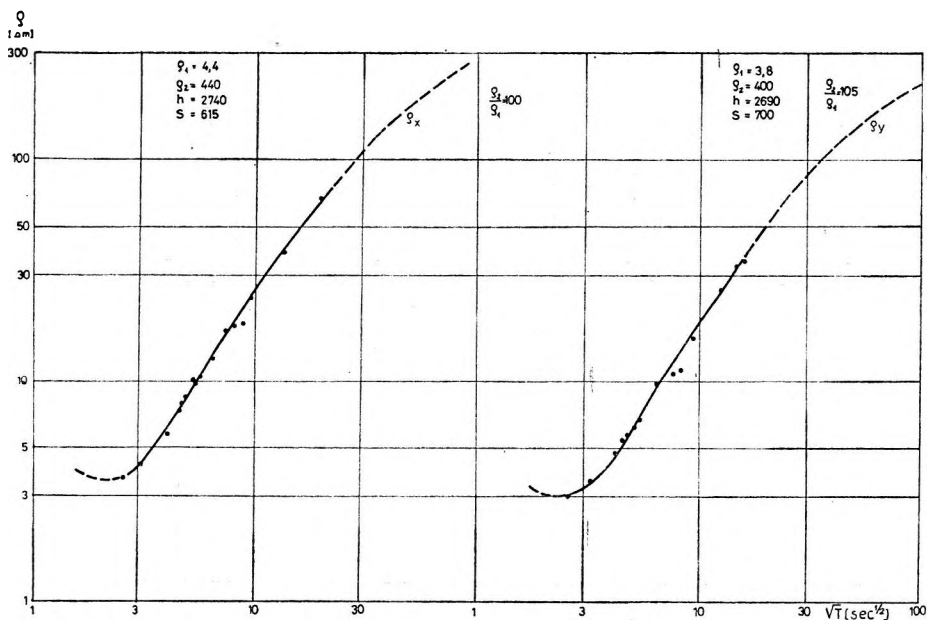
Fig. 7. MTS curve, Doboz

Фиг. 7. Кривая МТЗ в окрестности с. Добоз

$T > 40$  s periódusidőnél kezdődik (lásd 7. ábra, dobozi MTS görbe). Ezért korrekciós eljárást dolgoztunk ki, amelynek segítségével a nem  $S$  intervallumban végzett TE méréseket utólag korrigálhattuk (korrekció nélkül bizonyos területeken 10% körüli szisztematikus hibát tartalmazott az izoarea térkép).

b) *Az aljzat ellenállásának meghatározása MTS mérésekből.* A TE kutatások során lényeges feltevés volt az, hogy az aljzat fajlagos ellenállása végtelen, vagy pedig legalább másfél nagyságrendnyi kontraszt van az üledékes vezető összlet és az aljzat ellenállása között. Erre a feltételezésre a legfontosabb alapot a DE szondázások szolgáltatták, de ezek behatolási mélysége nem volt elegendő ahhoz, hogy pontos ellenállás-értékeket kapjunk az aljzatra vonatkozóan. Az MTS mérésekből néhány ponton kaptunk olyan eredményt, amely felhívta a figyelmet az MTS módszerben rejlő ilyen lehetőségre is. A 8. ábra az Endrőd—1 fúrásban mért MTS görbét mutatja be, ahol a fúrásban elért aljzat  $\sim 400$  ohmm fajlagos ellenállásának bizonyult. Érdekes, hogy ettől nem messze (8—10 km-re, Gyomán) már csak  $\sim 80$  ohmm az aljzat fajlagos ellenállása. Az eddig mért görbékből két tanulság vonható le: az egyik





8. ábra. Endrődi MTS görbe

Fig. 8. MTS curve, Endrőd

Фиг. 8. Кривая МТЗ в окрестности с. Эндред

az, hogy az aljzat ellenállásának konkrét értéke a tellurikus méréseket kevésbé befolyásolja, ha megelégszünk az  $A^{-1}$  értékek  $\pm 10\%$ -os hibájával. A másik tanulság az, hogy az MTS módszer lehetőséget rejt magában az aljzat minőségének vizsgálatára, amelynek a CH kutatásban is jelentősége lehet.

c) *Az üledékes összlet összegezett hosszirányú vezetőképességének meghatározása* főleg a D-Alföldön vált szükségessé. A DE szondázások során már az  $R=20$  km-es adó-vevő távolság sem volt elegendő a fajlagos ellenállás görbék végső, az aljzatot elérő szakaszának kiméréséhez. Megkíséreltük ugyan a DE szondázásokat  $R=32$  km-es távolságig növelni, de megbízható méréseket még 45 kW teljesítményű generátorral sem sikerült végezni. Ezeket a bizonytalan „görbévegeket” tették biztossá az MT szelvényezésből meghatározott  $S$  értékek.

d) *Árnyékolót tartalmazó rétegsor kutatása MT módszerrel.* Az MT szelvényezésnek azt a speciális esetét értjük ezen, amelyet a 2.3.1. pontban vázoltunk és amely az EMT módszerrel kombinálva az MT szondázások sűrítésére használható, a polárdiagramok kis- és nagytengelyének irányában meghatározott  $S$  értékek felhasználásával.

e) *Korszerű MT szondázások* az itt tárgyalt területeken még alig voltak (csak Debrecen környékén néhány ponton). Ezen a 20—0,005 Hz frekvenciatartományban végzett 5 komponenses nagypontosságú méréseket értjük, a korábban vázolt

digitális számítógépes feldolgozási technika alkalmazásával, ahol az impedancia meghatározásának hibája kisebb  $\pm 5\%$ -nál. Az ilyen mérések teljesen pótolják a technikailag nehezen kivitelezhető DE szondázásokat és magasabb szinten megoldhatják mindazokat az eddig vázolt feladatokat, amelyeket a TE, DE és MT módszer megoldhat.

## 2.4. Az elektromágneses térbeállítás módszere

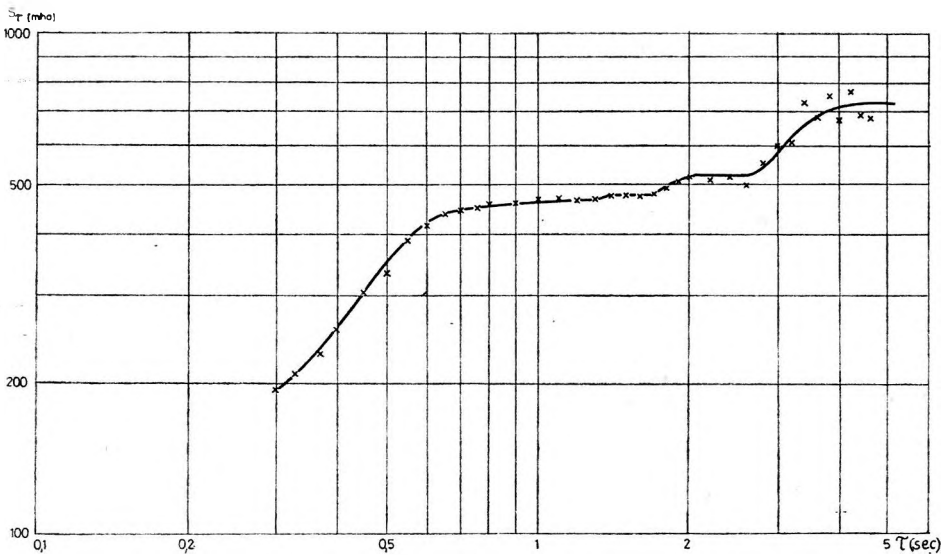
### 2.4.1. A módszer előnyei, elvi alapjai és alkalmazási területei

A módszer a talajba vezetett mesterséges áramterek ki- és bekapcsolásakor lejátszódó „tranzienst” folyamatokat (a kapcsolástól a stabilizációig) használja fel a földtani kutatásban. Innen a neve: az elektromágneses térbeállítás módszere (EMT). Elméleti alapjait a Szovjetunióban dolgozták ki [Vanjan, 1963, 1965, 1966], de elmélete ma sem lezárt. A Szovjetunió kivül nem nagyon terjedt el. Hazánkban — egy-két kísérlettől eltekintve — földtani kutatásban csak az ELGI alkalmazta. A többféle lehetséges mérés-technikai megoldás közül az energia betáplálására a DE szondázásoknál is alkalmazott AB földelt tápdipólt használtuk, amellyel 16—42 KW teljesítményű négyszögimpulzusokat tudtunk a talajba juttatni. A mérőoldalon  $\sim 3,5 \cdot 10^6$  m<sup>2</sup> menetfelületű indukciós tekercset használtunk a betáplált és a réteghatárokról visszaverődött elektromágneses hullámok vertikális mágneses komponensének mérésére, amely tartalmazza a rétegeparamétereket. Más komponensek (pl. vízszintes elektromos) is mérhetők, de ezekre zavaroként a tellurikus áramok is rá-rakódnak. Ezenkívül az elektromos komponensekből meghatározható rétegeparamétereket a VESz- és a DE méréseknél tapasztalt, konkrétan nem mérhető anizotropia is terheli. Technikailag a mérések az ún. közeli és távoli zónában is elvégezhetők. A távoli zónában az adótól nagy távolságra (a kutatott mélységeknek legalább 3—5-szörösére) helyeztük el a vevőkeretet, ahova a levegőben terjedő elektromágneses hullámok érkeznek legelőször. Ezért a távoli zónában végzett mérések az ún. hullámegyenletekkel írhatók le. A betáplált négyszögimpulzust pedig úgy tekintjük, mint végtelen sok, különböző frekvenciájú jel összegét. A távoli zónában (TZ) mért lecsengési görbékből a lecsengési idő függvényében látszólagos ellenállás ( $\rho_r$ ) görbékét lehet előállítani. A  $\rho_r$  görbék az adó-vevő távolságnak ( $R$ ) és a rétegeparamétereknek függvényei (természetesen a betáplált áram erősségével és a geometriai elrendezés adataival normált görbékre gondolunk). A kiértékelést elméleti (2 és 3 réteges) görbeseregek felhasználásával végeztük. A gyakorlat azonban azt mutatta, hogy a görbék széles tartományban ekvivalensek, főleg akkor, ha technikai okok miatt az adó-vevő távolság ( $R$ ) nem növelhető kellő távolságig (elvileg  $R \rightarrow \infty$  esetét kellene előállítani).

Végül is az EMT—TZ módszerrel megbízhatóan csak a vezető összlet eredő hosszirányú vezetőképességét ( $S$ ) sikerült meghatározni  $\pm 10\%$ -nál kisebb hibával,

míg a rétegvastagság és fajlagos ellenállás értékét nem. Ez az eredmény nem kielégítő a D-Alföldön, mert itt alapvetően fiatal, jól vezető összlet (két-három, ellenállásban nagyságrendileg nem különböző réteg) és alatta „szigetelő” aljzat az elektromos modell. Ilyen területeken a DE szondázás  $S$ ,  $H$ ,  $\rho$  paramétereit ad. Más a helyzet pl. a Hajdúság—Nyírség területén, ahol kisellenállású neogén rétegek alatt nagyellenállású miocén összlet (árnyékoló), majd újabb kisellenállású rétegek következnek és csak ez alatt van a  $\rho_{\infty}$  aljzat. Ilyen területeken a DE szondázások az árnyékoló alól nem adtak információt, az EMT—TZ módszer viszont a települési mélységnél vékonyabb árnyékolót általában észre sem vette, tehát az  $S_{EMT-TZ}=S_2$  az árnyékoló alatti és feletti összlet együttes vezetőképességét adta, míg az  $S_{DE}=S_1$  csak az árnyékoló felettiét. A magnetotellurikus szondázások az  $S_1$  és  $S_2$  értékeket is megadták, de a 60-as évek végén még igen kis teljesítménnyel. A magnetotellurikus szelvényezés leírt formája (a polárdiagramok kis- és nagytengelyének aránya) termelékenyebb, de az árnyékolós modell állandó ellenőrzésre szorul, mert az aljzat egyszerű dőlése ugyanazt a hatást idézheti elő a polárdiagramokon. A DE és EMT—TZ módszer MT-vel kombinálva biztosította a szükséges kontrollokat.

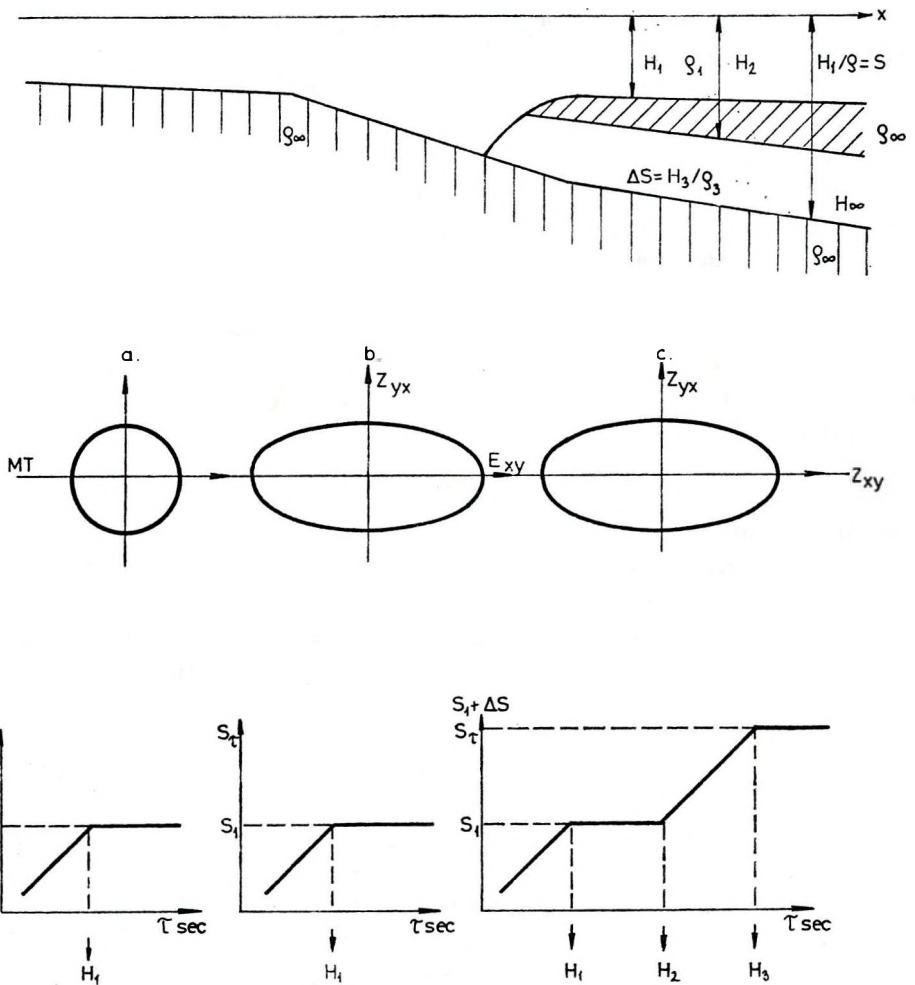
A 70-es évek elejére már alapfokon megoldottuk az ún. közeli zónában (EMT—KZ) történő mérést és feldolgozást. A közeli zónában a réteghatárokról visszaverődő és levegőben terjedő hullámok és információk keverednek, ezért a módszer kidolgozói más matematikai és fizikai alapokra helyezték a feldolgozást. Mi Szidorov módszerét alkalmaztuk, amelynél az ún.  $S_{\tau}$  függvényeket a regisztrált vertikális mág-



9. ábra. Az  $S_{\tau}=f(\tau)$  függvény

Fig. 9. The function  $S_{\tau}=f(\tau)$

Фиг. 9. Функция  $S_{\tau}=f(\tau)$



10. ábra. MT polárdiagrammok és  $S_t$  függvények kétréteges és árnyékolót tartalmazó négyréteges elektromos felépítésénél

Fig. 10. MT polar diagrams and  $S_t$  curves for two-layer and for four-layer geoelectric models, resp., the latter containing a shielding layer

Фиг. 10. Магнитотеллурические полярные диаграммы и функции  $S_t$  в случаях двухслойного и четырехслойного с экраном электрических разрезов

neses lecsengési görbékből — meglehetősen bonyolult, munkaigényes eljárással — állítottuk elő, a kutatandó mélységekkel összemérhető  $R$  távolságban. A 9. ábra ilyen  $S_r$  függvényt mutat be. A görbe jól tükrözi a földtani modellt: a lecsengési idő ( $\tau$ ) növekedése növekvő periódusidejű komponenseket reprezentál. Tudjuk, hogy a periódusidő növekedésével az elektromágneses hullám behatolási mélysége is növekszik. Kis periódusidőknél a kisellenállású neogén és annál fiatalabb összletek vezetőképességét határozhatjuk meg, a hullám behatolási mélységéig összegezve. Amíg kisellenállású közegben vagyunk, a behatolás növelése a vezetőképesség növekedését eredményezi, hisz újabb vezető rétegek vezetőképessége adódik a felette levőkhöz. Ha elérjük a nagyellenállású árnyékolót, amelynek vezetőképessége gyakorlatilag 0, akkor a periódusidő növekedésével nem növekszik tovább az összvezetőképesség. Az  $S_r$  függvénynek közel vízszintes platója lesz, amelynek az  $S$  tengelyen mért függőleges koordinátája éppen az  $S_1$  érték. A periódusidő további növekedésével elérjük az árnyékoló alját és az alsó vezető összlet miatt az  $S_r$  görbe újra emelkedik egészen addig, amíg az aljzatot (vagy a következő nagyellenállású szintet) el nem éri. Ez újabb platót eredményez, ami az  $S_2$  értékkel egyezik. Az  $S_r$  görbe jellegzetes töréspontjaihoz tartozó  $\tau_i$  idők és a vezetőképesség-értékek alapján közelítő mélységinformációk is nyerhetők a

$$H_i = 10^6 \frac{\tau_i}{S_{i-1}} \quad (18)$$

összefüggés alapján.

Az EMT—KZ módszer sikeres bevezetése után az EMT—TZ módszert nem is alkalmaztuk tovább, mert a KZ módszerrel egyszerűbb mérés technikával több földtani információhoz jutottunk. Ki kell emelnünk, hogy a 70-es évek elején az árnyékoló felszínénél mélyebben fekvő rétegek vastagságáról kizárólag ez a módszer nyújtott információt, noha lényegesen pontatlanabbat, mint a DE szondázások az árnyékoló feletti összletekre.

A Nyírség—Hajdúság—Szatmár területén a hagyományos TE, DE komplexummal lehetetlen volt megoldani a kutatási feladatot. Az MT és EMT—KZ módszer együttes alkalmazása azonban lényegesen eredményesebbé tette a kutatást. A két módszer — kvalitatív megoldásaik ellenére — jól kiegészítette egymást. Lehetővé vált az egyszerűbb, első közelítésben kétréteges (vezetőket és szigetelőt tartalmazó), majd a bonyolultabb négyréteges (árnyékolót is tartalmazó) területtípusok elkülönítése. 10. ábránk kétréteges és négyréteges modell felett mutatja be az MT polárdiagramokat és az EMT—KZ módszer  $S_r$  függvényeit.

A DEF—1 digitális berendezés utat nyitott az EMT—KZ mérések digitális rögzítéséhez és számítógépes feldolgozásához is, amitől az MTS módszerhez hasonlóan a pontosság javulását remélhettük. Erre azonban a tárgyalt kutatási területen nem került sor, mert a nyírségi módszertani kutatások 1973-ban lezárultak. Olyan területeken pedig, amelyeken árnyékoló réteg nem fordul elő, más mérési és feldolgozási módszerek megbízhatóbban alkalmazhatók.

### 3. A KUTATÁSOK EREDMÉNYEI

#### 3.1. Az Alföld tellurikus izoarea térképe

Az 1:500 000-es\* méretarányú tellurikus térképet — amely közös bázisra van átszámítva — olyan relatív vezetőképesség-eloszlás térképnek kell tekinteni, amelynek anomáliái elsősorban a nagy fajlagos ellenállású aljzat morfológiai elemeit tükrözik (1. melléklet). A kép kialakításában jelentős szerepe van az aljzatra települt képződmények eredő fajlagos ellenállása horizontális változásának, de úgy tűnik, hogy ennek inkább a regionális anomáliákra van hatása és egy-egy néhány 100 km<sup>2</sup>-nyi területen belül valószínűleg nem hoz létre nagy anomáliákat, inkább csak torzítja az aljzat morfológiáját tükröző izoarea képet. Az előzőeknél lényegesen kisebb hatása van a skin effektusnak, ami átlag 10% körüli „hibákat” jelent.

A tellurikus térkép kvázihálózatosan telepített mérések alapján készült. A hálózat területenként változó pontsűrűségű, az 1. mellékleten látható módon. A 100 km<sup>2</sup>-nél kisebb kiterjedésű anomáliák, ill. szerkezetek területén a mérések hibahatárán belül általában a mélységgel arányosak az  $A^{-1}$  értékek. Ezt a megállapítást az ismert és fúrással feltárt szerkezetekre igaznak találtuk, ezért feltételezhetjük, hogy igaz lesz a még feltáratlan, vagy kevés fúrásból ismert szerkezetekre is. Természetesen létezhetnek a mérési hálózat sűrűségéhez képest kis kiterjedésű, főként 10—20 km<sup>2</sup>-nél is kisebb szerkezetek, amelyek leképzése az alkalmazott pontsűrűség mellett nem lehet tökéletes. Ez azonban nem a módszer elvi korlátaiból fakad. Például a Békési-medencét határoló törésekkel kapcsolatos aljzatmorfológiai elemek másodlagos anomáliák formájában jelentkeznek. Ezeknek csak a létük biztos, de a pontos leképzéshez sűrűbb és nagyobb pontosságú mérési hálózat kellene. Az eddigi megállapításaink alapját mindenekelőtt a szénhidrogén-kutató fúrások geológiai rétegsora és elektromos karotázs adatai szolgáltatták, természetesen elsősorban azok, amelyek elérték a nagyellenállású aljzatot. Ezek alapján született az a megállapítás is, hogy térképeink a preausztriai aljzat felszínének képét, illetve az ezt fedő

---

\* Térképünk a mérések pontsűrűsége alapján 1:200 000-es méretarányú felmértségnak felel meg. A kezelhető méretek miatt jelen munkánk valamennyi térképéhez az 1:500 000-es méretarányt választottuk. A már korábban közzétett országos földmágneses térképek is ebben a méretarányban jelentek meg.

kisellenállású üledék vezetőképességét tükrözik. Ez a megállapítás azonban nem mindenütt igaz és nem is érvényes az egész Alföldre. A nyírségi kutatások során ugyanis komoly szerephez jutott a nagyellenállású, vulkáni miocén összlet, azaz itt alapvetően a nagyellenállású vulkanitok határozzák meg az izoarea képet. Másrészt fúrásokat mélyítették Kondoros térségében, ahol az ausztriai mozgásoknál idősebb kisellenállású permotriász képződmények vannak és így térképünk semmi esete sem a preausztriai felszínt vagy a preausztriai aljzatra települt üledékek hatását tükrözi, hanem az idősebb képződményeknek is van szerepük az anomáliák kialakításában. Az izoarea térkép tehát területenként változó földtani korú és közettani összetételű, nagy fajlagos ellenállású képződmények morfológiáját és e nagyellenállású aljzatra települt kis fajlagos ellenállású üledékek relatív vezetőképesség-változását tükrözi. Ez pedig úgy véljük, hogy a szénhidrogénkutatás számára fontos eredmény, amennyiben a további részletező kutatások tervezéséhez nyújt támpontot.

A földtani eredményekkel való összevetés után hasonlítsuk össze a térképet más geofizikai eredményekkel. Mindenekelőtt vizsgáljuk meg, hogy mennyire korrelál a tellurikus térkép a TE módszernél olcsóbb és szintén kvázi-hálózatos felmérésből készült gravitációs és földmágneses mérések eredményeivel, illetve azokhoz képest ad-e többletinformációt. Az egész ország területéről rendelkezésre álló Bouguer-anomália térkép és az izoarea térkép már első látásra is csak nagyon kevés helyen hasonlít egymásra. A több ezer km<sup>2</sup>-es nagy anomáliák többnyire nem korrelálnak. Ez talán a D-Alföld területén a legszembetűnőbb. A Bouguer-anomália térképen ugyanis nyomát sem láthatjuk a Makói-árokknak vagy a sokkal nagyobb kiterjedésű Békési-medencének és ez ezeket elválasztó Orosháza—Battonya gerincvonulatnak. A tellurikus térképnek talán éppen az a legnagyobb értéke, hogy erről a területről más képet adott. Korrelációt legfeljebb kisebb részletekben fedezhetünk fel.

Érdekes, hogy a Kiskunfélegyháza körüli Bouguer-minimum területén tellurikus maximumokat látunk, de a kettő között alaki hasonlóság nincs. Ugyanez a megállapítás érvényes a Nyírség nagy részére: az Újfehértó—Nagyecsed térségben található nagy Bouguer-minimum tellurikus maximumsorról esik egybe. A Bouguer-minimumok mindkét esetben a neogén üledékek nagy vastagságával magyarázhatók, de ezek fajlagos ellenállása többszöröse is lehet az Alföld más területein található neogén képződmények ellenállásának és valószínűleg ez okozza a tellurikus regionális, relatív maximumot. E két regionális maximum-terület között azonban jelentős minőségi különbség is van, amint ezt az izoohm térkép (2. melléklet) tárgyalásánál látni fogjuk. A Tiszaroff és Szeghalom közötti nagy Bouguer-maximum területén a lokális anomáliáktól eltekintve tellurikus minimum-zóna húzódik. A tőrkevei nagy Bouguer-maximumnak gyakorlatilag nem látjuk semmiféle jelét a tellurikus térképen. Ezért az eltérés okát az aljzat sűrűségének inhomogenitásában keressük (de a szűrt gravitációs térkép Túrkevéstől K-re eső helyi maximuma viszont a TE mérések ritka hálózata miatt nem rajzolódik ki pontosan).

A két térkép között a legjelentősebb hasonlóság a Hajdúszoboszló—Biharnagybajom—Körösszegapáti—Kismarja négyszög területén látható. Kecskemét—Cegléd térsége és Mezőkövesd vidéke is mindkét térképen maximumként jelentkezik.

Összességében jellemző, hogy a tellurikus térkép tagoltabb, míg a Bouguer-térkép általában sokkal lesimítottabb képet mutat.

Talán nem érdektelen hangsúlyozni, hogy a kisebb (néhány km átmérőjű) TE maximumok helyileg igen gyakran egybeesnek a második derivált vagy szűrt maximumokkal. Ez a legkülönbözőbb területekre, tehát a regionálisan korrelációmentes vagy antikorrrelációval jellemezhető területekre is általában érvényes az Alföldön. Ezért előfordult, hogy tellurikus térkép híján a korszerű elektromos módszerek tervezéséhez is a szűrt gravitációs térképeket használtuk. A Dunántúlon több helyen (pl. a Zselicen) azonban a kisebb szerkezetek területén is oly mértékben különböznek a gravitációs és tellurikus információk, hogy a két módszer semmilyen vonatkozásban sem pótolja egymást.

Az izoarea térképet a földmágneses  $\Delta Z$  anomália térképpel összehasonlítva még kevesebb kapcsolatot fedezhetünk fel, mint a Bouguer-anomália térképpel való összehasonlítás során. A legtöbb hasonlóság általában a Hajdúság és a Nyírség területén fordul elő, Nyírmártonfalva körül és Hajdúnánás—Nyírbátor—Tyukod térségében. A Posgay-féle hatószámítások lényegében a magyarázatot is megadják. Már említettük, hogy a nyírségi fúrásokból ismert miocén korú vulkanizmus nagy fajlagos ellenállású és a mágneses eredmények szerint közepes szuszceptibilitású kőzetei a  $\rho_m$  aljzatot alkotják, vagy legalábbis a nagyellenállású árnylékoló szerepét töltik be. A Nyírségben feltételezett nagy mennyiségű savanyú vulkáni kőzet, amelyet a mágneses anomáliák nem mutathatnak ki, úgy látszik, hogy zömében kisellenállású tufa lehet és ezért nem érezheti hatását a tellurikus térképen sem. Természetesen nem tartjuk kizártnak a tömör, nagyellenállású savanyú effúzívumok létezését sem, amelyek TE maximumként jelentkezhetnek. Konkrét tudomásunk azonban nincs ilyenekről.

A Kecskemét—Szolnok térség kréta korú diabázai TE minimumba esnek, ami arra vall, hogy a diabázok okozta mágneses anomáliák a  $\rho_m$  aljzattól származnak; csakúgy, mint Gyula, Túrkeve, Kunhegyes, Biharnagybajom paleozoos hatói, amelyek szintén nem hozhatók kapcsolatba a TE anomáliákkal.

Az izoarea térképet és a tellurikus méréseket megelőző szeizmikus mérések eredményeit nem tartottuk érdemesnek összehasonlítani, részben azért, mert kvalitatív paramétertérképet kvantatív adatokkal nem célszerű összevetni; részben pedig azért, mert a 15—20 év előtti szeizmikus eredményeknél többet mondani — a geofizikai kutatómódszerek óriási fejlődése miatt — nem különösebb érdem. Annyi azonban mindenképpen ide kívánkozik, hogy a tellurikus térkép hitele a Makói-árok vagy a Békési-medence területén éppen az OKGT refrakciós szeizmikus eredményeinek köszönhető. A TOR-jelű refrakciós szelvények — szemben a gravitációs és mágneses képpel — ugyanott jelzik az aljzat kiemelkedéseit és bemélyedéseit, mint a tellu-



rikus térkép. A tellurikus térkép természetesen ezekről a medencéről sokkal részletesebb képet ad, mint az egymástól 10 km-re vagy annál is nagyobb távolságban levő refrakciós szelvények. Jellemző, hogy a TE térkép leképezi a 4 km-nél mélyebb medencéket is, amelyekről a refrakciós mérések általában már nem szolgáltatnak megszerkeszthető eredményeket. A TE méréseket megelőző reflexiós mérések pedig még ennél is kisebb mélységek kutatására voltak alkalmasak. Ez a megállapítás természetesen csak az 1965–66 előtti analóg fotoregisztrációs műszerekkel végzett szeizmikára igaz és semmi esetre sem vonatkozik a modern digitális migrációs-stacking eljárású szeizmikára. A tellurikus méréseknek azonban épp e költséges szeizmikus eljárást kellene megelőzniük.

Az eddigieket összegezve láthatjuk, hogy a TE térkép olyan hasznosítható új földtani információkat, új kutatási szempontokat ad, amelyeket a korábbi mérések nem nyújtottak. Ezért úgy gondoljuk, hogy mind a komplex értelmezésnek, mind a további kutatásoknak (szeizmikus vonalak tervezésének) jelentős alapeleme a tellurikus térkép.

### 3.2. Az izoohm térkép

Az izoohm térképet a 2. melléklet mutatja be. Az izoohm térkép megszerkesztéséhez mintegy 350 DE görbe, kb. 10 nagy mélységű AMNB szondázás és 25 MTS görbe kiértékeléséből nyert  $\rho_w$  érték során jutottunk. A térképen a  $\rho_w$  aljzatot fedő kisellenállású képződmények átlagos fajlagos ellenállásának horizontális változását láthatjuk, amely a GEAB—I főbázisra átszámított relatív  $\rho'_w$  térkép és alapvetően a tellurikus izoarea térkép mélységtérképpé történő átszámítására szolgál.

Az izoohm térképen a mérési pontok sűrűsége lényegesen kisebb, mint az izoarea térképen. A hálózat átlag 80–100 km<sup>2</sup>/pont sűrűségű, de nem egyenletes. Viszonylag sűrűbb a D-Alföldön és a Nyírség területén, míg legritkább a Hortobágyon, sőt az izoarea térkép bizonyos területein teljesen hiányoznak is a mélyszondázások. Térképünk ezeken a részeken fehér maradt.

Az anomáliák vizsgálata során a következő megállapításokra jutottunk:

1. A térkép anomáliáinak kialakításában a pannon és esetleg az annál idősebb, de kisellenállású üledékek játsszák a döntő szerepet.

2. A mélyfúrások adataival, a karotázs szelvényekkel, az izoarea térképpel és a szondázásokból nyert (most itt be nem mutatott) aljzattmélység adatokkal összevetve állítjuk, hogy a terület legmélyebb részein ( $H > 3000$  m) az átlagellenállás növekedése figyelhető meg (Makói-árok, Békési-medence, Szolnoktól É-ra, Debrecenről DK-re, Mátészalkától É-ra, stb.). Az átlagellenállás ( $\rho_w$ ) növekedése minden esetben együtt jár az A típusú görbék megjelenésével. A mélyebb medencéket tehát két alapvető — fajlagos ellenállásukban eltérő — elektromos rétegösszlet, ún.

„vezérréteg” tölti ki, amelyek közül az alsó 13—20 ohm-es, a felső többnyire 3—5 ohm; az előbbi csak a nagyobb mélységű területeken létezik. Az utóbbiban a pannon képződményeké a meghatározó szerep, az előbbiekről nincs egyértelmű információk. Néhány 3000 m-nél mélyebb fúrásból az mindenesetre biztosnak látszik, hogy az alsó, nagyobb ellenállású vezérréteg lehet alsó pannoniai és idősebb képződmény is (pl. miocén, permotriász, stb.). A két vezérréteg határa azonban általában nem kapcsolható geológiai korhoz. Ezért arra kell gondolni, hogy ilyen jellegű ellenálláskontraszt homogén üledékben is kialakulhat, egyszerűen a rétegeterhelés miatt. Ismeretes, hogy a kőzetek fajlagos ellenállása a víztartalom és a nyomás függvényében jelentősen változhat. De magyarázat lehet Völgyi László azon megállapítása is, hogy az alsó pannon összletekben a mélység felé növekszik a  $\text{CaCO}_3$  tartalom, amely önmagában ellenállás növelő tényező. Úgy véljük, hogy a 2000—3000 m közötti mélységben létrejövő ellenállásváltozást ilyen jelenségek idézhetik elő.

3. Érdekes a Bouguer-anomália képet az izoohm térképpel összevetni. Mint az izoarea térképnél már leírtuk, Kiskunfélegyháza környékén Bouguer-minimum, TE maximum és  $\rho_e$  maximum van. E három paraméter együtt olyan mély medencét jelez (vagy arra utal), amely viszonylag kis sűrűségű és viszonylag nagy fajlagos ellenállású üledékkel töltődött fel. A D-Alföld Bouguer- és tellurikus képének alapvetően különböző voltára a Kiskunfélegyháza környéki üledéksoron belül találtunk magyarázatot.

A Bouguer-anomália térkép és az izoarea térkép összehasonlításánál a Nyírség területén említettünk olyan regionális Bouguer-minimumot, amely egyúttal regionális tellurikus maximum is. Az izoohm térképen azonban nem ismétlődik a Kiskunfélegyháza környéki regionális ellenállás-maximum. Ezt a következőképpen magyarázhatjuk. Nem kizárt, hogy a Bouguer-minimum a neogén-paleogén és az esetleg előforduló idősebb üledékes képződmények kivastagodását jelzi. A fúrások és a mágneses térképek szerint előforduló nagy mennyiségű miocén korú vulkáni kőzeteknek tömörebb, nagyellenállású ( $\rho_{\infty}$ ) képződményei azonban a Nyírségben sok helyen megátolták, hogy a DE szondázások a preausztriai aljzatig lehatoljanak. Az izoohm térkép itt tehát a kisellenállású, nem lávás kifejlődésű miocén, pannon és annál fiatalabb összletek eredő ellenállását tükrözi.

4. A Hortobágyon, ennek környékén és Szolnoktól D-re (Rákóczi-falva), tehát általában az ún. flis övben a fúrásokkal és a karotázs szelvényekkel való összehasonlítás azt mutatja, hogy a  $\rho_e$  elektromos aljzat a kréta flis teteje is lehet és ekkor az izoohm térkép a krétánál fiatalabb képződmények eredő fajlagos ellenállását tükrözi.

5. Az izoohm térképről megállapítható, hogy a Makói-árkot és a Békési-medencét feltöltő üledékek minőségileg különböznek egymástól. Ugyanis annak ellenére, hogy mindkét terület kb. hasonló mélységű, a Makói-árok és környéke üledékes összletének fajlagos ellenállása jóval nagyobb (átlagosan kb. kétszerese), mint a Békési-medencéé. Különösen feltűnő Kiskunfélegyháza—Szentés környékén a

$\rho'_o = 3,00$ -nál nagyobb értékű anomália. A jelenség egyik magyarázata lehet az, hogy Kiskunfélegyháza környékén és a Makói-árokban több a durvább szemű, keményebb kőzetanyagú üledék, míg a Békési-medence üledékei finomabb szeműek. A D-Alföld két mély medencéjének tellurikus térképét jelentősen befolyásolta ez az ellenállás-különbség. Különösen Kiskunfélegyháza környékének regionális tellurikus maximuma az, amelynek létrejöttében domináns szerepe van az üledék fajlagos ellenállásának, azaz kőzettani összetételének.

6. Természetesen, ha hiányoznak az egyébként szigetszerűen (pl. a Nyírségben) előforduló vulkanitok, vagy vastag paleo-mezozoos mészkövek, tehát az elektromos árnyékolók, akkor az izoohm térképen a neogénnél, sőt a triáznál idősebb kisellenállású képződmények hatásai is szerepet kapnak.

Az egyes anomáliák részletes magyarázatára nem térünk ki, csupán érzékeltetni szeretnénk volna itt is, hogy az izoohm térkép a — kőzettanilag és földtani korát tekintve igen változatos képződményekből álló —  $\rho_{\infty}$  szintre települt kisellenállású üledéksor fajlagos ellenállásának változásait tükrözi. Az izoohm térkép ismeretében a tellurikus térképet megszabadíthatjuk ezektől a hatásoktól, hogy a  $\rho_{\infty}$  szint mélység-változásaihoz jussunk.

### 3.3. A $\rho_{\infty}$ szint mélységtérképe

A  $\rho_{\infty}$  szint mélységtérképét a DE vagy MT szondázásokkal felmért területen tudtuk megszerkeszteni (3. melléklet). Ezek a mérések kisebb területekre terjedtek ki, mint a TE mérések. A térképszerkesztés lehetőségét, a TE és DE módszer közötti kapcsolat alapját a vezetőképesség fogalmán keresztül vizsgáljuk, mert az izoarea térkép is közelítő, relatív vezetőképesség térkép. Mindenekelőtt a 350 DE görbe  $S$  értékei és a tellurikus  $A^{-1}$  értékek közötti kapcsolatra vagyunk kíváncsiak. A 2.2. fejezetben leírt (7) összefüggés ugyanis csak kétdimenziós, tehát egyik irányban végtelen kiterjedésű szerkezetekre érvényes. A gyakorlatban ez a feltétel megfelelően teljesül, ha egy szerkezet hosszmérete háromszorosa a szélességének. Felülnézetben körszimmetrikus szerkezetekre a

$$H_M \approx \sqrt{A^{-1}} \rho'_o H_b \quad (19)$$

összefüggés vezethető le. A tellurikus térképre nézve a kétdimenziós és körszimmetrikus felépítés helyenként egyértelmű, de általában nem az.

Általános esetben a legjobb megoldásnak az  $A^{-1}$  és  $S$  értékek közötti függvénykapcsolat empirikus meghatározását tartjuk. Ha ugyanis az  $A^{-1} = f(S)$  függvényt egy területen meg tudjuk határozni, akkor ennek segítségével valamennyi tellurikus  $A^{-1}$  érték  $S$  értékévé számítható át és akkor a mélységértékek a  $H = S \cdot \rho_o / \lambda$  összefüggésből nyerhetők, ahol most  $S$  az  $A^{-1} = f(S)$  függvény alapján az  $A^{-1}$ -ből átszámított  $S$  érték.

Az alföldi kutatások során a TE térkép mélységtérképpé transzformálására több eljárást is alkalmaztunk. Ezek minden esetben a tellurikus  $A^{-1}$  érték és a DE szondázásokból nyert  $S'$  vezetőképesség érték vizsgálatán alapultak.

A 11. és 12. ábrákon ezeket a függvénykapcsolatokat láthatjuk. A függőleges tengelyeken az  $S' = \frac{S_{\text{Mozgó}}}{S_{\text{Bázis}}}$  értékeket ábrázoltuk, ahol az  $S_{\text{Bázis}}$  a GEAB—I főbázison mért  $S$  érték,  $S_{\text{Mozgó}}$  pedig az egyedi DE szondázások vonatkozási pontján kapott  $S$  érték. A vízszintes tengelyen a DE szondázás vonatkozási pontjában mért tellurikus  $A^{-1}$  (11. ábra), ill.  $\sqrt{A^{-1}}$  (12. ábra) értékeit ábrázoltuk.

Ha a TE áramok és a DE szondázások ugyanannak az összletnek vezetőképességét jellemzik, akkor kétdimenziós szerkezeteknél (11. ábra) az  $A^{-1} = f(S)$  függvénynek elméletileg egy, az origón átmenő  $45^\circ$ -os egyenesnek kell lennie és akkor jogos a  $H_M = A^{-1} \rho'_c H_B$  összefüggés alkalmazása. Körszimmetrikus szerkezetekre a  $\sqrt{A^{-1}} = f(S)$  függvénynek kell elméletileg egy, az origón átmenő  $45^\circ$ -os egyenest adni.

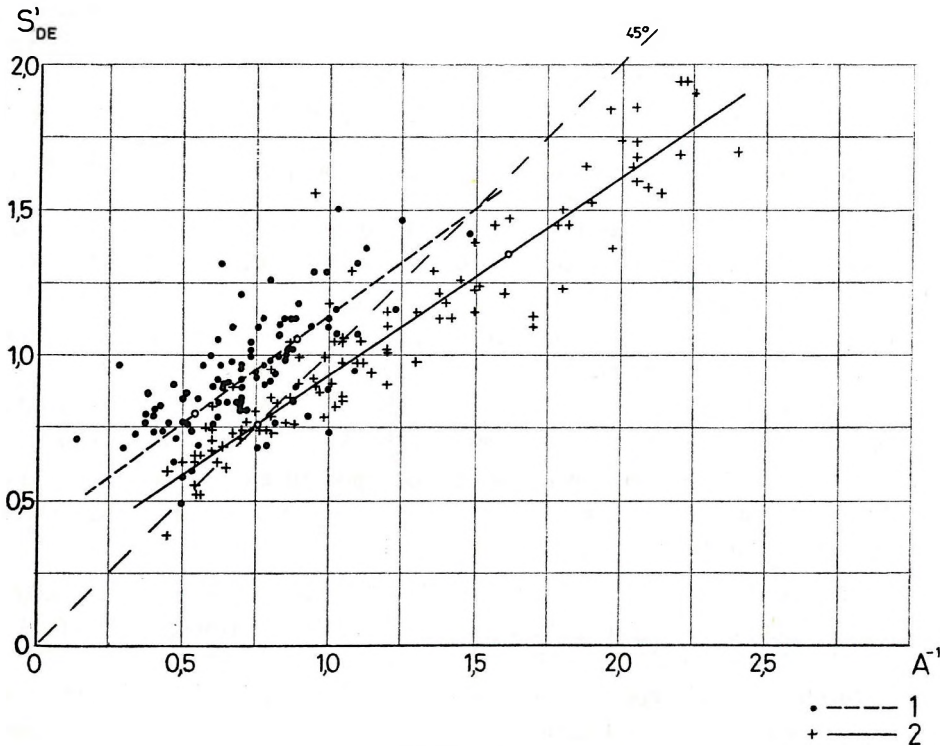
Az ábrákról látható, hogy egyik feltétel sem teljesül. Mégis az alábbi szabályosságokat figyelhetjük meg:

1. Mindkét ábrán határozottan megkülönböztethető egy DK-Alföldre (Makói-árok, Békési-medence és környéke) és egy ÉK-Alföldre (Hortobágy—Hajdúság—Nyírség), tehát az ún. flis övire jellemző egyenes.

2. Megfigyelhetjük, hogy az egyenesek meredeksége a 11. ábrán kisebb mint  $45^\circ$ , a 12. ábrán nagyobb, de külön-külön közel párhuzamosak. Ez annak a ténynek triviális következménye, hogy az Alföld szerkezeti elemei általában nem egyértelműen kétdimenziósak, de nem is egyértelműen körszimmetrikusak.

3. Ha mindkét módszer ugyanazt az összletet kutatja, akkor a kiegyenlített egyeneseknek a  $45^\circ$ -os elméleti egyenest az  $S' = 1,00$ ;  $A^{-1} = 1,00$  pontban kellene metszeniük. A  $\pm 10\%$ -os mérési hibákat is figyelembevéve az DK-Alföldi egyenesekre ez a feltétel teljesül, az ÉK-Alföldiekre nem. Látható ebből, hogy az Alföld É-i és D-i része a geoelektromos módszerrel való kutathatóság szempontjából minőségileg különbözik egymástól. Ez a magyarázata annak, hogy a kutatási terület  $\rho_{\infty}$  szintjéről több részletben közlünk mélységtérképeket.

4. A mélységtérkép DK-alföldi részének (3. melléklet) szerkesztésénél alkalmazott  $H_M = A^{-1} \rho'_c H_B$  összefüggés az origón átmenő  $45^\circ$ -os  $A^{-1}—S'$  függvény érvényességét feltételezte, de mint láttuk, ez csak közelítőleg igaz. E mélységszámítás következménye a 11. ábra alapján az, hogy  $A^{-1} > 1,00$  értékű területeken a  $\rho_{\infty}$  szint mélységét szisztematikusan nagyobbának számítottuk. Tehát pl. a Békési-medence legmélyebb területeire jellemző  $A^{-1} > 2,00$  értékek területén a mélységeket kb. 20%-kal megnöveltük. Ezt azonban a térkép 1969 és 1973 közt megszerkesztett részleteinek elkészültekor is tudtuk, ha nem is ilyen nyilvánvalóan, mint később, az összes adat birtokában. Ezért egyrészt izovonalaink a mélységek növekedésével ritkulnak, másrészt a medence közepén kapott 9—11 km-es aljzatmélység adatok



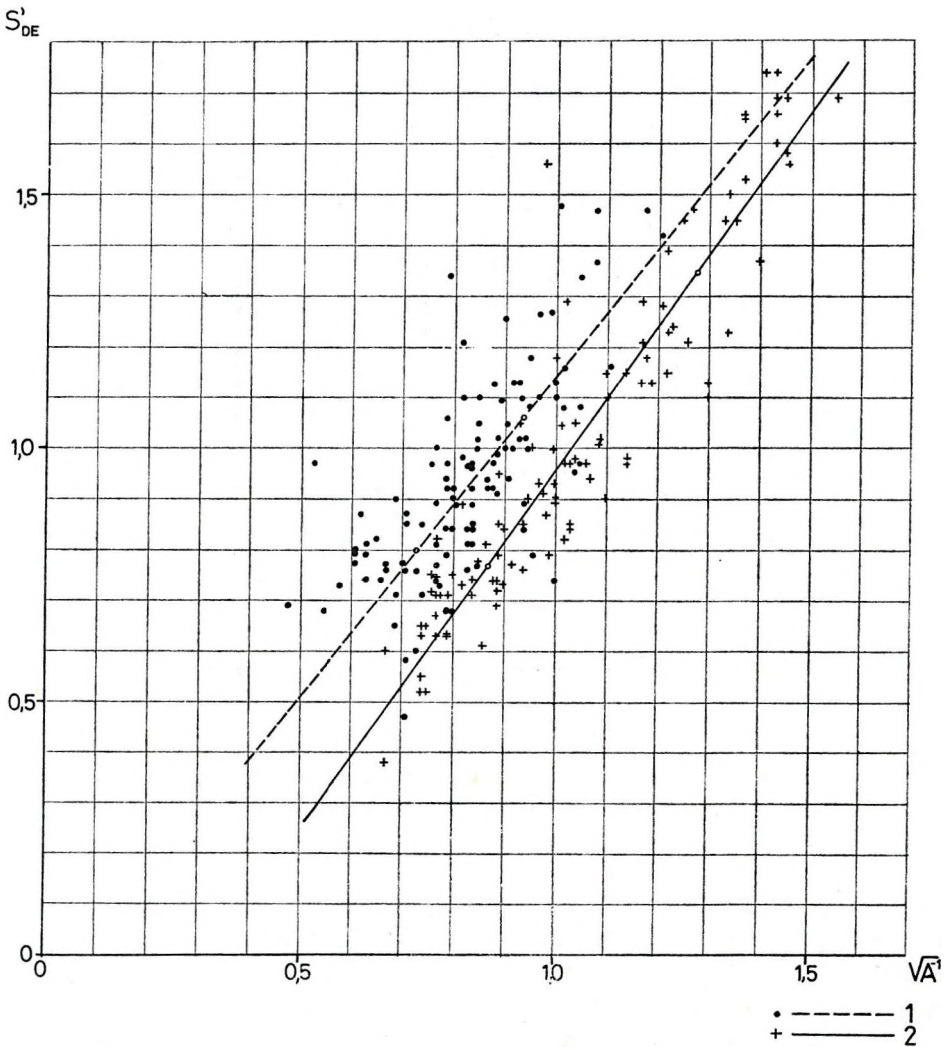
11. ábra. Összefüggés az  $A^{-1}$  és az  $S'_{DE}$  értékek között a Tiszántúlon (1 – ÉK; 2 – DK)

Fig. 11. Relationship between the  $A^{-1}$  and  $S'_{DE}$  values, for the Tiszántúl region (1 – NE; 2 – SE)

Фиг. 11. Соответствие между значениями  $A^{-1}$  и  $S'_{DE}$  на Затиссайском крае (1 – СВ; 2 – ЮВ)

ellenére a legnagyobb értékű izovonal a 8 km-es. Ki kell emelnünk, hogy a Makói-árok területén a mélységszámítás szisztematikus hibája a 10%-ot sem érheti el, mert a tellurikus  $A^{-1}$  értékek itt nem nagyobbak 1,3-nál.

5. Az ÉK-alföldi egyenesek rendszeresen az origón átmenő  $45^\circ$ -os egyenes felett húzódnak. Ennek egyik magyarázata az lehetne, hogy a DE szondázások lehatolási mélysége nagyobb, mint a TE áramok 20–30 s periódusidejű pulzációi. Az MT szondázások és EMT mérések szerint azonban ez lehetetlen, mivel a TE pulzációk lehatolási képessége általában jóval nagyobb, mint az egyenáramú szondázásoké. A másik magyarázat egy tellurikus szinteltolódás lehet, amely a bázisátszámításnál bekövetkezett szisztematikus hiba eredménye. A Hajdúság és a Nyírség bázisainak összemérésekor a pulzációk periódusideje 20–60 s közt változott és az  $A^{-1}$  értékben a periódusidőtől és az uralkodó áramiránytól függően 20–30%-os eltéréseket is kaptunk. Ma már tudjuk, hogy ezeket a jelenségeket a 20–40 s tartományra ható nagyellenállású árnyékolók szerepének tulajdoníthatjuk (13. ábra MTS



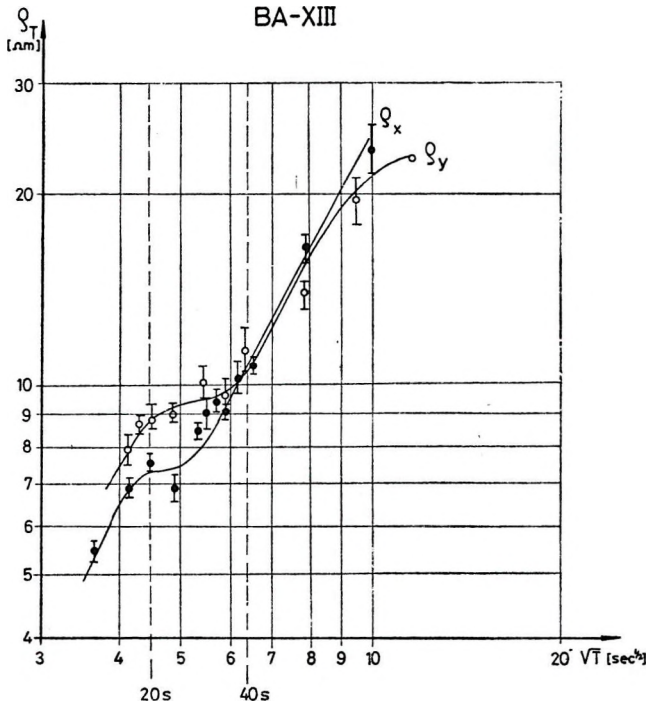
12. ábra. Összefüggés a  $\sqrt{A^{-1}}$  és az  $S'_{DE}$  értékek között a Tiszántúlon (1 – ÉK; 2 – DK)

Fig. 12. Relationship between the  $\sqrt{A^{-1}}$  and  $S'_{DE}$  values, for the Tiszántúl region (1 – NE; 2 – SE)

Фиг. 12. Соответствие между значениями  $\sqrt{A^{-1}}$  и  $S'_{DE}$  на Затиссайском крае (1 – СВ; 2 – ЮВ)

görbéi), de a bázisok alatti mélyszerkezeti különbségek is okozhatnak áramiránytól függő értékeket. A 11. és 12. ábrából és egyéb méréseinkből is világos, hogy a Hortobágy, a Hajdúság és a Nyírség területén a DK-Alföldön alkalmazott módszer a mélységtérképek előállítására nem alkalmazható.

A Nagykunság É-i részén és a Hortobágy Ny-i részén a DK-alföldi módszert bizonyos korrekciókkal (ún.  $\varphi$  függvények) alkalmaztuk. A Hajdúság területén a



13. ábra. Egy nyírségi TE bázis MTS görbéje

Fig. 13. MTS curve of a TE base point, in the Nyír region

Фиг. 13. Кривая МТЗ на одной из теллурических баз в районе Ниршер

11. ábra függvényét felhasználva határoztuk meg a  $\varrho_{\infty}$  szint mélységét. Ezekről a területekről készült a 3. mellékleten látható mélységtérképünk középső része. Erről el kell mondani, hogy a DE és MT mérési hálózat sokkal ritkább, mint a D-Alföldön, valamint azt, hogy a térkép Ny-i fele a DE szondázások alkalmazása kezdeti szakaszának, K-i fele pedig az MT szondázások alkalmazása kezdeti szakaszának terméke. Ezért csak igen nagy vonalakban jelentenek tájékoztatást az elektromos  $\varrho_{\infty}$  szintről.

A Nyírség bizonyos területén az  $A^{-1}$  értékek periódusidőtől és áramiránytól függően 10–30%-ot változtak ugyanazon a mérési ponton, ezért a 3. melléklet ÉK-i részének megszerkesztése során eltekintettünk a TE—DE módszer komplex alkalmazásától. Az erről a területről bemutatott mélységtérképek (3. melléklet és 14. ábra) a DE, EMT—KZ és MT módszerek önálló eredményei alapján születtek, tehát nem az izoarea térkép transzformációjával (a 3. mellékleten az ún. felső nagyellenállású szint látható, a 14. ábrán pedig a helyenként kutatható mélyebb nagyellenállású szint, amelyet Szénás nyomán preausztriai aljzatnak nevezünk).

### 3.4. Az alföldi nagymélységű elektromos kutatások legfontosabb földtani eredményei

Az alföldi nagymélységű geoelektromos kutatások legfontosabb feladata a harmadidőszaki medence aljzatának és az erre települt üledékek tulajdonságainak, vastagságának, fajlagos ellenállásának felderítése volt. Ahogy a kutatási terület növekedett és a felmért területeken egyre több fúrást mélyítettek, kisebb területegységenként megkíséreltük térképeink földtani értelmezését. Megvizsgáltuk a  $\rho_{\infty}$  szint, valamint a jólvezető üledékes képződmények kőzetanyagát és korát. Ilyen értelemben megállapításaink a földtani ismeretek bővülése miatt néha valóban, néha csak látszólag módosultak. Ennek érzékeltetésére megemlítjük, hogy első méréseinket a 40-es és 50-es években megfúrt gravitációs maximumok térségében (Biharnagybajom, Köröszegapáti, Battonya, Hajdúszoboszló, Kecskemét környékén) végeztük. Ezeken a területeken a  $\rho_{\infty}$  aljzat a paleozoikum felszíne, a jólvezető üledéket pedig uralkodóan a pannon és kisebb súllyal a kvarter képződmények képviselik. A NME Geofizikai Tanszéke Mezőkövesd környékén kezdte méréseit, ahol a  $\rho_{\infty}$  szint triász korú kőzetekből állt; az elektromosan vezető üledékben oligocén márgák, homokkövek, kis fajlagos ellenállású miocén tufák, pannon és kvarter üledékek szerepeltek. Ezen tapasztalatok alapján írtunk és beszéltünk paleo-mezozoos aljzatról, mint  $\rho_{\infty}$  szintről és az ezt fedő jólvezető képződményekről. 1964–65-ben a Szolnok térségében végzett mérések és mélyfúrási eredmények összevetéséből úgy látszott, hogy a felső kréta és paleogén képződmények még a jólvezetők közé tartoznak, de az alsó kréta diabázok és helyenként a flis jellegű képződmények már a  $\rho_{\infty}$  aljzathoz kapcsolhatók.

A békési kutatások 1973-ban történt lezárásakor az addig végzett kutatások területén a  $\rho_{\infty}$  szintet — az előző bekezdésben foglaltakat is figyelembe véve — úgy értelmeztük, hogy az általában a „preausztriai aljzat”, tehát az ópaleozoos kristályos vagy a karbonátos és homokköves mezozoos képződmények felszíne lehet. A későbbi kutatások során a Nyírség bizonyos területrészein a miocén korú vulkáni képződményeket nagy fajlagos ellenállásuk miatt szintén az elektromos aljzathoz tartozónak értelmeztük. Az OKGT jelentésekben harmadkor előtti aljzatról, mint  $\rho_{\infty}$  szintről olvashatunk.

Végül is általános érvényű megállapítást sem az elektromos aljzatra, sem az elektromosan jólvezetőkre tenni nem lehet. Ez a probléma természetesen nemcsak az elektromos méréseknél, hanem valamennyi geofizikai módszer földtani értelmezésénél, sőt a kőzetek földtani kormeghatározásánál is fennáll. Tökéletes megoldása valószínűleg sohasem lesz, de jelentősen javulnának a geofizikai mérések értelmezésének lehetőségei, ha nemcsak az anomáliák maximumait fűrnék meg a CH perspektíva reményében, hanem a minimumokat is, amelyekben gyakran előfordulhatnak a vártnál idősebb, üledékes eredetű képződmények. Bár ezen a téren már mutatkoznak a változás jelei, egyelőre csak két út van. Az egyik és egyre gyakoribb eset, hogy geofizikai eredménytérképeket adnak különböző fantom-szintekről, idő-



szintekről és az értelmezést a felhasználóra bizzák. Így a földtani kutatásban területileg vagy a geofizika más témakörében dolgozó szakember az egészből semmit sem ért. A másik út az, hogy eredményeinket a rendelkezésünkre álló adatok és ismeretek alapján megkíséreljük az értelmezés által mindenki számára közelebb hozni, másokban is gondolatokat ébreszteni, vagy bizonyos lehetőségeket kizárni. Mi ezt az utat választottuk, annak tudatában, hogy tévedhetünk is az értelmezésben.

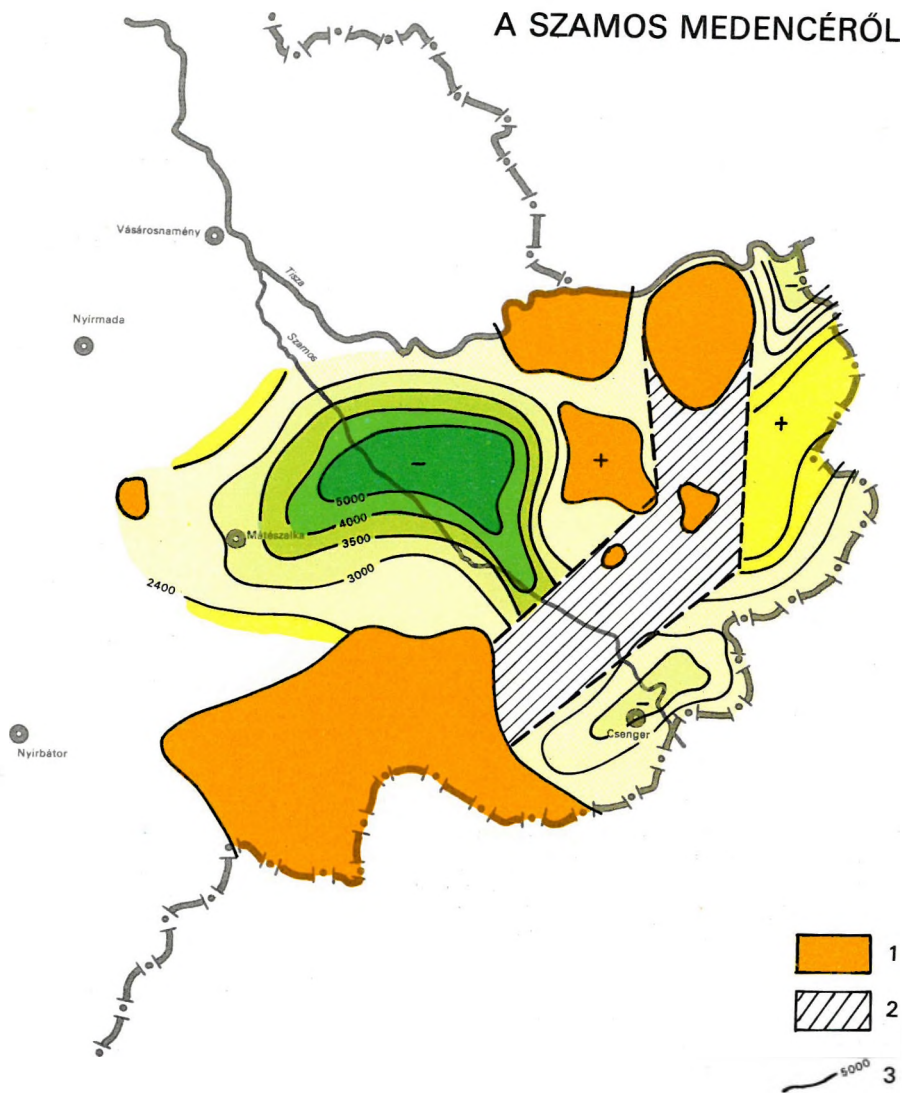
Alföldi méréseink alapvető sajátóságaként ki kell emelni, hogy a tellurikus mérések pontsűrűsége többnyire a 1:200 000-es méretarányú felmértég kritériumait elégíti ki. Az aljzat helyi szerkezeteit térképeink közül leginkább ez tükrözi. A mélységtérképek a többi elektromos mérés sokkal ritkább hálózata miatt inkább 1:500 000-es részletességnek felelnek meg. Ez a térkép tehát a  $\rho_{\infty}$  szint mélységét hozzávetőlegesen tisztázza, miután sikerült kompenzálnunk azokat a regionális TE anomáliákat, amelyek az üledékes (jólvezető) összlet inhomogenitásából adódtak.

Kutatásaink átnézetes jellegének megfelelően jelenlegi térképeink tervezési, kiindulási alapként kezelendők, de a részletes szeizmikus és fúrásos kutatások előtt vagy azzal párhuzamosan célszerű az elektromos méréseket is sűríteni és a minőségileg eredményesebb MTS, MFS módszert alkalmazni. Ezáltal a komplex értelmezésnek korábban elhanyagolt lehetőségéhez is eljuthatunk. A lehetőségeket illetően elég itt egy D-dunántúli példát említeni: Bogádmindszent—Szulok—Darány—Kálmánca—Babócsa térségében a nagysebességű „szeizmikus aljzatnál” nagyobb mélységű a „ $\rho_{\infty}$  szint”. Az említett térség fúrásai és karotázs szelvényei szerint a pannon összlet alatt üledékes karbon képződmények találhatóak, amelyeknek sűrűsége és szeizmikus sebessége a pannonénál nagyobb, de átlagos fajlagos ellenállása a pannonéval megegyező.

### 3.4.1. Nyírség—Szatmár területe

Alföldi kutatásaink során az elektromos kép kialakításában általában a TE, DE módszerek eredményei domináltak. A Nyírség—Szatmár területén azonban ezek a módszerek nem tudtak eleget tenni annak a követelménynek, hogy a preausztriai aljzatot kutassák. A legfőbb ok a már sokszor leírt miocén vulkanizmus különböző, 60—80 ohmm-es képződményeinek előfordulása volt. Öt évig tartó kísérleti módszertani kutatás eredménye a bemutatott kép, amelynek eredményei magukban foglalják újabb módszerek — az MT szelvényezés és szondázás és a térbeállítás módszerek (EMT—TZ- és EMT—KZ) — alkalmazását. Ezekhez kapcsolódó műszerfejlesztések és számítógépes feldolgozó programok egészítették ki a módszertani munkákat. A számítógépes feldolgozó programok új lehetőségeket és új távlatokat nyitottak az elektromos módszerek számára nemcsak ezen a területen, hanem másutt is.

# A PREAUSZTRIAI ALJZAT KÖZELÍTŐ MÉLYSÉGTÉRKEPE A SZAMOS MEDENCÉRŐL



14. ábra.

A preausztriai aljzat közelítő mélysége a Szamos medencében

1 – a preausztriai aljzatra közvetlenül települő nagyellenállású képződmények (miocén andezit-félék) elektromos módszerekkel nem különülnek el az aljzattól  
2 – árnyékoló képződmények és ritka ponthálózat miatt kevés információk van a preausztriai aljzatról; 3 – a medencealjzat mélysége m-ben

Fig.14.

Approximate depth map of the pre-Austrian basement, in the Szamos basin

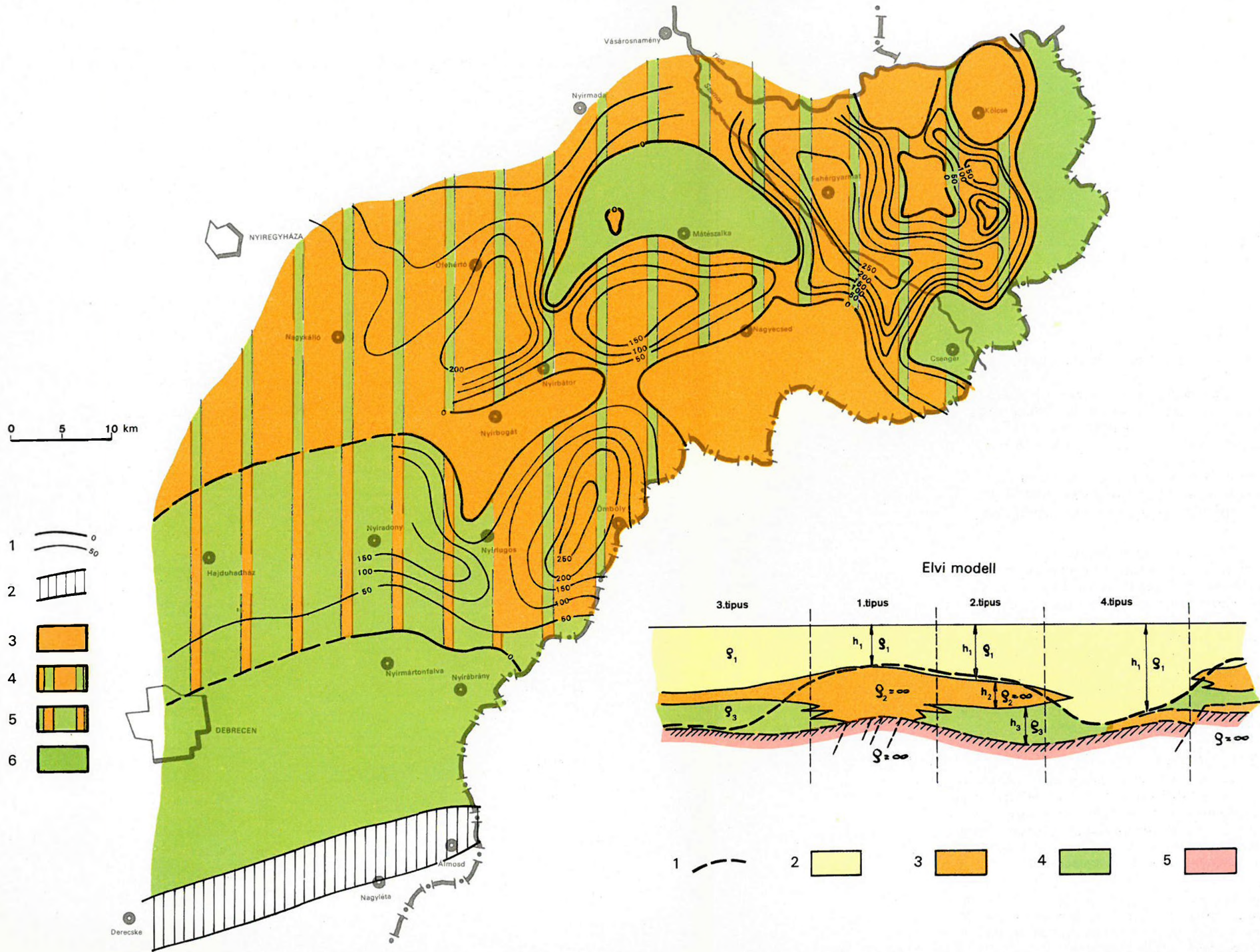
1 – high-resistivity formations (Miocene andesites) directly overlying the pre-Austrian basement, thus inseperables from it by geoelectric methods;  
2 – screening formations and the too sparse grid do not yield sufficient information on the pre-Austrian basement; 3 – depth to basement (m)

Фиг.14.

Карта глубины залегания досенонского фундамента в бассейне Самош

1 - Залегающие непосредственно на досенонском фундаменте образования с высоким сопротивлением, неотден неотделимые методами элентроразведки от фундамента (миоценовые андезиты);  
2 - Из-за экранирующих пластов и редкой сети точек наблюдения имеется мало данных о досенонском фундаменте; 3 - Глубина залегания фундамента бассейна в метрах

# TERÜLETTÍPUSOK TÉRKÉPE



15. ábra.

Geoelektromos területtipusok eloszlása a Nyirseg-Szatmar vidékén

a – Területtipusok térképe

1 –  $\Delta S$  izovonalak (az árnyékolóval fedett jölvezető összleteket jellemzik);  
2 – Áramtérzorzulási zóna (szeizmikus mozgási övezet); 3 – 1. területtipus  
(a  $\rho_{\infty}$  szint a vulkáni összlet felszine); 4 – 2. területtipus (az árnyékoló réteg  
vastag); 5 – 3. területtipus (az árnyékoló réteg vékony); 6 – 4. területtipus  
(a  $\rho_{\infty}$  szint feltehetően a preausztriai aljzat)

b – Elvi modell: 1 – Geoelektromosan követhető  $\rho_{\infty}$  szint; 2 – Felső  
jölvezető összlet; 3 – Nagyellenállású árnyékoló (miocén?) képződmények;  
4 – Alsó jölvezető összlet; 5 – Idős kristályos (preausztriai?) alaphegység

Fig.15.

Areal map of the geoelectric types for the Nyirseg-Szatmar region

a – Areal map of geoelectric types: 1 –  $\Delta S$  isolines (characterizing the  
screened well-conducting formations); 2 – distortion zone of the  
electromagnetic field (tectonic zone determined by seismics); 3 – type №.1  
( $\rho_{\infty}$  horizon is the surface of the volcanic formations); 4 – type №.2  
(thick screening layer); 5 – type №.3 (thin screening layer); 6 – type №.4  
( $\rho_{\infty}$  horizon presumably coincides with the pre-Austrian basement)

b – Theoretical model: 1 –  $\rho_{\infty}$  horizon of geoelectric measurements,  
2 – low resistivity sediments above the screening layer; 3 – high-resistivity  
screening (Miocene?) layer; 4 – low resistivity sediments below the screening  
layer; 5 – crystalline (pre-Austrian?) basement

Фиг.15.

Типы участков в районе Ниршег-Сатмар

a - Карта типов участков: 1 - Изолинии  $\Delta S$  (характеризующие проводящие  
толщи, перекрытые экраном); 2 - Зона искажения поля токов (сейсмично  
подвижная зона); 3 - Тип 1 (горизонт  $\rho_{\infty}$  представляет собой поверхность  
вулканогенной толщи); 4 - Тип 2 (имеется мощный экранирующий пласт);  
5 - Тип 3 (имеется экран небольшой мощности); 6 - Тип 4 (предполагается,  
что горизонт  $\rho_{\infty}$  представляет собой досенонский фундамент)

b-Теоретическая модель:

1 - Горизонт  $\rho_{\infty}$ , прослеживаемый методами электроразведки; 2 - Верхняя  
хорошо проводящая толща; 3 - Экранирующие образования (миоцена?)  
с высоким сопротивлением; 4 - Нижняя хорошо проводящая толща;  
5 - Древний (досенонский?) кристаллический фундамент

A nyírségi—szatmári földtani eredmények legfeljebb 1:500 000-es méretarányú kutatásnak felelnek meg. Legfontosabb eredménynek a területtípus térképet tartjuk, amely a kutatási területet négy alapvető típusba sorolja (15. ábra):

1. típus: A  $\rho_{\infty}$  szint a miocén vulkáni összlet felszíne, amely alatt nincsenek kisellenállású üledékes képződmények. A miocénnél idősebb képződmények mind nagyellenállásúak és elektromosan nem bonthatók.

2., 3. típus: A felső nagyellenállású összlet valószínűleg miocén eruptívumokból áll, de ezek nem közvetlenül a nagy fajlagos ellenállású aljzatra, hanem kis fajlagos ellenállású üledékekre települtek. A 2. típusnál az árnyékoló olyan vastag, hogy egyenáramú módszerekkel felszínük alá nem hatolhatunk, a TE méréseknél az árnyékoló réteg dőlése irányában folyó áramok érzékelik az árnyékolót, a csapásirányban folyó áramok nem, ezek az aljzatig hatolnak. Az MT és EMT mérések segítségével a lefedett (elektromos szempontból árnyékolt) miocén és miocénnél idősebb kisellenállású összletek elterjedését és vastagságukkal arányos vezetőképességét térképezhetjük. Bizonyos esetekben sikerült rétegvastagság és fajlagos ellenállás paramétereket is meghatározni. Ezzel mód nyílt arra, hogy a 2. típusú területeken is térképezhessünk a nagyellenállású idősebb — valószínűleg preausztriai — aljzatot. Így készült el a feltételezett preausztriai aljzat közelítő mélységtérképe a Szamosmedencéről (lásd 14. ábra). A 3. típusnál az árnyékoló réteg vékony, ezért a TE—DE módszert alig korlátozza a mélyebb összletek kutatásában.

4. típus: A  $\rho_{\infty}$  szint feltehetően a preausztriai aljzat.

A területről készült néhány paraméter térkép is. Ezeket a következőkben mutatjuk be.

a) *Tellurikus izoarea térkép.* Az egész Alföld területének ezen a részén a legproblematisabb a tellurikus izoarea térkép értelmezése, mert a méréshez felhasznált pulzációk periódustartományja az ún. árnyékolási tartományba esik. A nyírlugosi BA—XIII-as tellurikus bázis MT szondázási görbéi (13. ábra) a 20—40 periódustartományban jelentősen eltérnek egymástól. Ez az árnyékoló hatása. Ezen szűk frekvenciasávon belül a tellurikus area-érték az uralkodó áramirányok és a periódusidő — más területeken jelentéktelen — megváltozásának is függvénye. Mégis utólag az MT és EMT és a szeizmikus eredmények figyelembevételével úgy tűnik, hogy az izoarea térkép leginkább az ún. „felső jólvezető” (a 15. ábra modell-szelvényén a szaggatott vonal feletti) összlet vezetőképességével arányos. De a 4 réteges területeken a mérés és feldolgozás hibája nem a szokásos  $\pm 10\%$ , hanem elérheti a  $\pm 20$ — $30\%$ -ot is. Ennek ellenére lényeges módszertani eredménynek tartjuk, hogy még ilyen földtani viszonyok mellett is bizonyítottan tekinthetjük a tellurikus mérések elvégzésének feltétlen szükségességét. A TE képből következtethetünk ugyanis a nagyszerkezeti irányokra, törésvonalakra és szerkezeti formákra, amelyek ismerete — elsősorban gazdasági és értelmezési szempontok miatt — fontos a többi, költségeesebb elektromos módszer tervezésénél.

b) *Izoohm térkép.* A terület izoohm térképe (lásd 2. melléklet) az ún. felső jólvezető összlet ellenállásának inhomogeneitását tükrözi. A felső jólvezető összlet geológiaiailag és területileg igen változó képződményeket tartalmaz: gyakorlatilag mindent, ami a felső nagyellenállású szintre (a 15. ábra modell-szelvényén a szaggatott szintre) települt. Ezt a szintet a mérk-nyírbogáti mágneses anomália-vonulattól D-re valószínűleg a kréta korú flis jellegű képződmények alkotják. A mágneses vonulattól É-ra kevés fúrási adatunk van az értelmezéshez. Romániai fúrásokból ítélve a Szamoson túli területeken valószínűleg a paleozoos felszín jelenti a preausztriai aljzatot.

c) *A felső nagyellenállású szint mélységtérképe* (a 3. melléklet ÉK-i része). A Nyírbátor—Nagyecsed—Tyukod—Kölcse között húzódó maximum-vonulat a földmágneses és szeizmikus méréseket is figyelembevéve a miocén vulkanizmus keményebb kőzetanyagú, nagyellenállású eltemetett hegyvonulatait rajzolja ki.

Az ömbölyi kiemelkedés már neogén szerkezetet sejtet. A negatív anomáliák 2500—4000 m mélységű medencéket tárnak elénk, amelyek elsősorban a kisellenállású neogén összletek kivastagodására engednek következtetni, de főként a román határ menti területeken a kisellenállású felső kréta és paleogén összletek létezésével is számolni kell (szatmári fúrások).

d) *A feltételezett preausztriai aljzat mélységvázlata.* A szatmári területrezen elegendő mérési adatunk volt ahhoz, hogy a preausztriai aljzatról térképszerű ábrázolást is adjunk (14. ábra). Ez a szint elektromos módszerekkel elvileg sem kutatható azokon a területeken, ahol a miocén nagyellenállású képződmények közvetlenül az idősebb nagyellenállású képződményekre települtek (1-es területtípus). Elvi lehetőség a 2-es, 3-as és 4-es területtípus esetén van: tehát vagy ott, ahol a nagyellenállású miocén sorozat hiányzik (4-es területtípus), vagy vékony (3-as típus) — ezeknél a térkép megegyezik a felső nagyellenállású szint mélységtérképével —; vagy ott, ahol a nagyellenállású árnyékoló üledékes összletekre települt (2-es típus). A preausztriai aljzat mélységtérképe — főleg az EMT—KZ mérések eredményeként — a 4 réteges területeken ad újabb információt.

### 3.4.2. Közép-Kelet Alföld

E földrajzi térségen a Jászság—Nagykunság egy részét, a Hortobágy területét és a Hajdúság és Nyírség egy részét értjük. Geológiai szempontból ez körülbelül a flis öv területe. A geoelektromos módszertani problémák egy része ennek a flis jellegű, kréta korú összletnek a létezéséből fakad.

A területen rendkívül ritka hálózatban végeztük a DE és MT szondázásokat. Itt történtek a további módszerek első kísérletei is (TE méréseket a Hortobágyon, DE szondázásokat Zagyvarékas—Nagykörü szelvényben, MTS méréseket Debrecenről DK-re, EMT méréseket Biharnagybajom—Püspökladány térségében vé-

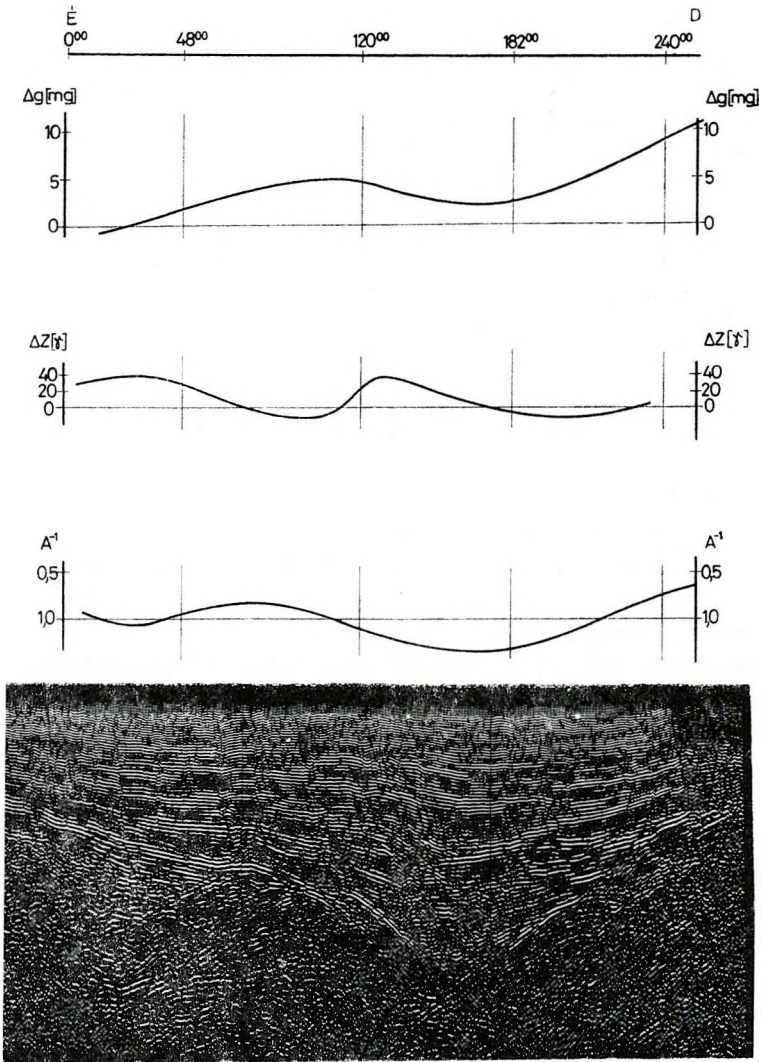
geztünk). A Közép-Kelet Alföld mérési eredményei tehát a ritka mérési hálózat hátrányain túl minden módszer esetében a kísérleti műszerek problémáit és a kiértékelők gyakorlatlanságát is magukon viselik. Ezért ezt a területet (a 3. melléklet középső része) általában már nem az első jelentésben megjelent módon, hanem újabb méréseinket is tartalmazó átdolgozott formában ábrázoljuk. Ezek az átdolgozások rendszerint akkor készültek, amikor a szomszédos térképlapokon a nagyobb teljesítményű, modernebb műszerekkel történt DE és MT szondázások egy-egy problémát megoldottak. Ilyenkor a régi műszerekkel mért területen több-kevesebb ellenőrző mérést végeztünk az új berendezésekkel is, így az 1—2 évvel későbbi térképeken — főként a nagy mélységű területeken — az aljzat mélységére más értékeket kaptunk. A Jászság modern elektromos kutatását MTS és MFS módszerrel e tanulmány összeállításának idején még nem fejezte be az OKGT GKV. Erről a területéről ezért most nem célszerű a korábbi, átnézetes mélységtérképet bemutatni. Eger—Mezőkövesd—Emőd térségének MTS, MFS mérései is 1978-ban fejeződtek be az OKGT GKV Elektromos Osztályán. Az eredményeket még nincs módunkban közölni. A tellurikus izoarea térkép anomáliái alapján véve azonban itt sem és másutt sem szorultak módosításra, legfeljebb a mérési területek szélein. A tellurikus térképek abszolút értékei az egyetlen fő bázisra történt átszámítás miatt természetesen általában változtak.

A földtani eredményeket illetően úgy tűnik, hogy a térképek elsősorban a neogén képződmények vastagságát, fajlagos ellenállását tükrözik. Azonban a paleogén és felső kréta képződmények (még a flis jellegűek is) kis fajlagos ellenállásuk miatt — valószínűleg a fiatalabb képződményekkel együtt — az elektromos aljzatra települt jólvezető üledékes összletet alkotják. Az általános érvényű megállapítások ellenére azonban olyan megfigyeléseink is vannak (pl. Kunmadaras környékén), hogy a  $\rho_{\infty}$  aljzat akár az alsó-pannon nagyellenállású képződményeiben is lehet.

A nyírségi vagy azzal határos területeken és É-on sokszor a miocén vulkáni képződmények jelenthetik a mélységtérkép  $\rho_{\infty}$  szintjét. A Hortobágyon végzett néhány újabb kísérleti MTS és EMT mérésünk azonban arra enged következtetni, hogy a 3. mellékleten ábrázolt  $\rho_{\infty}$  szint mélységénél nagyobb mélységekben is vannak kis fajlagos ellenállású képződmények, amelyek az MTS, MFS és EMT módszerekkel valószínűleg kutathatók. Végül is ez az a terület, ahol úgy érezzük, hogy a modernebb mélyelektromos méréseknek sok szerepük lehet.

Általában érvényes az a Békési-medencében tapasztalt megfigyelés, hogy a kis kiterjedésű (néhány km átmérőjű) TE anomáliák — amelyek mélyszondázásokkal rendszerint nem vizsgálhatók — nem ellenállás-inhomogeneitások, hanem mélyszerkezeti hatások. Erre egy hajdúsági példát mutatunk be. Debrecentől DK-re kb. 15 km-re egy záródó TE maximumot találunk. Ez a maximum a gravitációs Bouguer-térképen észrevehető, a maradékanomália térképen jól látszik. A mágneses  $\Delta Z$  anomália térkép nem itt jelez anomáliát, hanem ettől D-re, DK-re néhány km-re. A TE anomália vizsgálatára több szeizmikus szelvényt mértek, amelyek közül az egyik leg-





16. ábra. Hajdúsági komplex szelvény

Fig. 16. Complex section for the Hajdu region

Фиг. 16. Комплексный профиль в районе Хайдушар

jellegzetesebbet a 16. ábrán mutatjuk be. A szeizmikus időszelvény fölött látható a gravitációs Bouguer-anomália, a mágneses  $\Delta Z$  anomália és a TE anomáliák szelvénymenti változása is.

Ki kell emelni az elektromos és gravitációs módszereknek a komplex értelmezésében is felhasználható szerepét. A TE maximumtól  $\acute{E}$ -ra a szeizmikus szelvényben fellelhető olyan öszlet, amely a szeizmikus kép jellegéből ítélve nem pannon, de

talán nem is neogén. A TE maximumtól É-ra levő relatív TE minimum arra utal, hogy ez a szeizmikus összlet kis fajlagos ellenállású. A tágabb környék fúrásának rétegsorát és karotázs adatait vizsgálva pl. miocén és paleogén is lehet. Még északabbra haladva újabb TE maximum következik, megváltozik a szeizmikus kép jellege is, de a Bouguer kép további egyenletes mélyülést mutat, ami esetleg a nagyellenállású, de az idősebb aljzatnál kisebb sűrűségű és É felé vastagodó kréta flis megjelenésével magyarázható.

A szeizmikus időszelvényben fellelhető jellegváltozások az elektromos és gravitációs módszerek eredményeivel együtt érthetőbbé válnak.

Egy terület CH kutatásában, amikor a térség geológiai felépítése már fúrásokból is sok vonatkozásban tisztázott, az ilyen információknak konkrét jelentősége lehet. Ezzel a példával tehát szeretnénk hangsúlyozni, hogy a TE mérések sűrítését még a részletező szeizmikus kutatások előtt célszerű elvégezni. Bemutatott példánkban ugyanis a TE anomáliát alig 6—8 méréspontra támaszkodva adtuk meg, ami a szerkezet leképezésére és konkrétabb földtani értelmezéséhez nagyon kevés volt. Úgy érezzük azonban, hogy a komplex értelmezés épp olyan helyeken segítette a szeizmikus szelvény értelmezését, ahol ez éppen a flis bonyolultsága miatt problematikus volt.

### 3.4.3. A DK-Alföld területe

Az elektromos mérések alapján ide sorolhatjuk a flis övtől, tehát durván a Kecskemét—Túrkeve—Biharnagybajom—Kismarja vonlatól D-re eső területeket (a DK-alföldi nagyszerkezeti egység és a Tiszántúli kristályos pala vonulat területét).

Ez a terület elektromos mérések szempontjából a legkedvezőbb, valószínűleg azért, mert az idős kristályos kőzetekre (vagy esetenként a karbonátos mezozoikumra) közvetlenül kis fajlagos ellenállású, nyugodt településű neogén üledékes képződmények rakódtak.

A legújabb megfigyelések szerint a tellurikus kép — nemcsak regionálisan, hanem a 10 km'-nél kisebb anomáliákat illetően is — az aljzat morfológiai elemeivel hozható kapcsolatba. Az ilyen kis kiterjedésű anomáliák leképezése azonban nem elég megbízható, elsősorban a pontsűrűség átnézetes volta, másrészt a mérés és feldolgozás adott  $\pm 10\%$  körüli átlaghibája miatt. Ezt könnyen meg lehetne javítani részletező és nagyobb megbízhatóságú mérésekkel. A mélységtérképen (3. melléklet) ezeket a kis anomáliákat rendszerint elkenjük, mert ezek DE szondázásokkal történő vizsgálatára sem elvi, sem gyakorlati lehetőség nem volt, magnetotellurikus szondázásokat pedig csak 1—2 éve tudunk technikailag megfelelő szinten végezni. Az utánunk végzett modern szeizmikus mérések igazolták, hogy a kisebb kiterjedésű tellurikus anomáliák is az aljzatmorfológia hatását tükrözik, és mind ez ideig ellenpéldáról nem tudunk.

Az elektromos mérések fő eredménye egy-egy területen mégis a regionális kép meghatározása volt: az üledék vastagság viszonyok globális, térképszerű ábrázolása. Ezt ugyanis korábban sem fúrások, sem geofizikai eredmények nem szolgáltatták. Ezen a Makói-árok, a Pusztaföldvár—Battonya gerinc és a Békési-medence létét, (4000 m-nél mélyebb voltát) az OKGT „TOR” jelű refrakciós mérései már jelezték, sőt a Pusztaföldvár—Battonya gerincet fúrásokkal már jól feltárták.

Az elektromos kutatások eredményei közt említettük a Makói-árok pontosabb lehatárolását vertikális és horizontális értelemben. Konkrétabban 1967. évi jelentésünkben leírtuk, hogy a Makói-árok É—Ény-on a Nagymágocs—Csongrád—Tiszaújfalu vonalig terjed. Új, eddig ismeretlen elem a kunszentmártoni szerkezet. Szank—Jászszentlászló—Pálmonostora vonalában egy emelt helyzetű aljzatgerinc messze benyúlik a Makói-árokba. A Pusztaföldvár—Battonya gerinc ÉNy felé elmélyülve, de környezetéhez képest kiemelten folytatódik Fábiansebestyén felé.

A tellurikus áramtérterelő zónák nagy vetőrendszereket sejtetnek, amelyek az aljzat nagy mélységváltozási zónáival lehetnek kapcsolatosak. Javasoltuk mind ezen ismeretanyagnak szeizmikus mérésekkel való ellenőrzését. Ezek azóta megtörténtek, sőt Makó és Hódmezővásárhely térségében fúrásokat is mélyítettek, amelyek eredményeink helyességét és az elvi megfontolások alapján előre megadott pontosságát is igazolták.

A Békési-medencében végzett átnézetes kutatásainkról 1973-ban kiadott összefoglaló jelentésünkben a következőket emeltük ki:

„Mélységtérképünk a nagyszerkezeti viszonyokat tisztázta, s ezzel a további kutatások számára jelentős segítséget nyújtott. Eredményeink a gravitációs, földmágneses értelmezések, illetve a földtani ismeretek után meglepők voltak, de a medence D-i részein a szeizmikus mérések és a fúrások igazolták. A nagyszerkezeti kép mellett számos olyan pozitív anomáliát, szerkezetet találunk (pl. Pusztaföldvár—Battonya gerinc É-i és K-i szárnyán, vagy Gyula—Sarkad—Biharugra vonalában, vagy a medence É-i pereméről benyúló gerincek esetében), amelyek a CH akkumuláció szempontjából figyelemre méltók lehetnek. A TE áramtorzulások sávjai valószínűleg törésvonalakkal kapcsolatosak.” Felhívtuk a figyelmet a Makói-árkot és a Békési-medencét kitöltő üledékösszlet jelentős fajlagos ellenálláskülönbségére is, amelyből arra lehet következtetni, hogy a Makói-árokban lényegesen több a nagyobb ellenállású durvaszemcsésű képződmény, mint a Békési-medencében.

Nem hallgathatjuk el, hogy Békéscsaba—Gyula térségétől É-ra az elektromos  $\rho_{\infty}$  aljzat mélysége helyenként 1—2 km-rel nagyobb a szeizmikus módszerrel meghatározott aljzat mélységénél. Ez a különbség a Békési-medencében végzett mélység meghatározásának korábban leírt szisztematikus hibája is lehet, mégsem valószínű, hogy ilyen mértékű eltérésnek pusztán módszertani oka legyen. Elképzelhető, hogy a nagysebességű aljzat kis fajlagos ellenállású. Erre a megállapításra a D-Dunántúlon végzett, fúrásokkal is bizonyított vizsgálataink is feljogosítanak. Ott ugyanis a nagysebességű aljzatot bizonyos területeken igen kis fajlagos ellenállású (karbon

korú) palás képződményekkel lehetett azonosítani. Az újabb fúrások alapján Békésben kis fajlagos ellenállású mezozoos összletekkel is számolhatunk, tehát a  $\rho_{\infty}$  szint ezek felszínénél mélyebben van. Hasonló esettel találkoztunk a Cserehát (Alsóvádasz) területén is, ahol újpaleozoos összletek kis fajlagos ellenállásúaknak bizonyultak.

A Sebes-Körös vonalától É-ra Derecske térségéig sajnos nem voltak hálózatos nagymélységű szondázások, ezért a Berettyó vonaláig mélységtérképpel nem rendelkezünk. Az áttekintő tellurikus térkép azonban készen áll, amelyből az 1973-ban kiadott jelentés szerint a következőket emelhetjük ki: „A román határ mentén Köröszegapáti—Biharkeresztes—Kismarja vonalában több, magyar területen nem záródó TE maximum látható. A terület D-i — a Békési-medencéhez kapcsolódó — részén több TE maximum-nyúlvány látható, pl. Biharugra—Zsadány—Komádi közt, vagy Szeghalom, Újiráz, Vésztő térségében. Találtunk még néhány kisebb kiterjedésű, záródó maximumot is, amelyek a mélyebb medencerészekből való kiemelkedésre utalnak (pl. Furtától K-re, Mezőpeterdtől Ny-ra és Darvas térségében).”

#### 4. ÖSSZEFOGLALÁS, JAVASLATOK

Jelen tanulmányban az ELGI, a NME GT és az OKGT GKV 1960 és 1978 között végzett alföldi mélyszerkezetkutató geoelektromos tevékenységét, azok alkalmazásának okait és módjait, valamint a szóbanforgó TE, DE, MT és EMT mérések legfontosabb eredményeit kívántuk bemutatni; és közreadni azokat a térképeket, amelyek az ország gravitációs vagy mágneses térképeihez képest általában ismeretlenek. Bemutatott térképeinken az Eger és Kisvárdra közt húzódó, kb. 20 km széles É-i sáv TE méréseit a NME Geofizikai Tanszéke, a Jászság és a Maros vidékén pedig az OKGT GKV végezte. Szakmai körökben ezek a kutatások gyakran kétkedést, máskor közönyt váltottak ki. A kutatásban résztvevők ebben objektív okokat látnak, amelyek alapja nagyrészt az a nemzetközi tapasztalat, amely elsősorban a TE mérések értelmezési korlátaiból fakad (skin effektus, az üledék ellenállásának horizontális inhomogenitása, stb.).

A problémára eredményeink birtokában két megoldást is adhatunk. Az egyik, hogy a Kárpát-medencében domináns neogén üledékes összlet földtani és fizikai adottságai feltétlenül kedvezőek az elektromos módszerek számára, ellentétben sok más területtel, ahol a módszert alkalmazták. Másrészt a TE módszer korlátait nagyrészt kiküszöbölhettük az MT, EMT és DE módszer együttes alkalmazásával, amire tudomásunk szerint nem sok példa akad külföldön.

Úgy gondoljuk, hogy jelen tanulmányunk és eddigi jelentéseink bizonyítják, hogy méréseink a modern szeizmikus mérések tervezéséhez feltétlenül hasznosak. Ilyen értelemben főleg a 6–8 km mély medencék területén a Bouguer-térképnél hasznosabb alapot szolgáltatnak. Mindazonáltal, talán elsősorban a kisebb mélységű dunántúli mérési területen szerzett tapasztalataink alapján állítjuk, hogy a TE és Bouguer-kép minden részletének korrelációja vagy korrelálatlansága földtani okokat rejt magában. Ebből kiindulva sajnálatosnak tartjuk, hogy az ország üledékes medenceterületeinek jelentős része tellurikusan felméretlen, sőt a felmért területek legnagyobb részén nem megfelelő a pontsűrűség. Ezért a részletező szeizmikus mérések előtt célszerűnek látszik a TE, MT, stb. mérések elvégzése és legalább a kis kiterjedésű anomáliák területén a ponthálózat sűrítése is.

Végül ki kell emelnünk, hogy mai műszerezettségünk (digitális mérés) és feldolgozási technikánk mellett az eddigiekben elvégzett nagyléptékű medencealjzat-kutatásoknál többre is vállalkozhatunk. A digitális MT, EMT—KZ és MFS módszerek mind vertikálisan, mind horizontálisan megnövelték az elektromos módszerek felbontóképességét és pl. a Dunántúl földtani alapszelvényein a mezozoosnál idősebb képződmények felbontásában érdekes eredményeket kaptunk. Ilyen szempontból a modern geoelektromos módszerektől az egész ország területén szinte mindenütt, (az itt tárgyalt területek közül főleg a Jászság, a Hortobágy és a Nyírség területén) további információkat várhatunk.

### **Köszönetnyilvánítás**

A szerzők köszönetüket fejezik ki Erkel András főosztályvezetőnek, aki a kutatások kezdetétől fogva e tevékenység irányítója, szervezője, módszertani megalapozója volt. A szerzők e tekintetben mind tanítványai. De köszönettel tartozunk azért is, hogy a jelen tanulmány létrejöttét támogatta.

Köszönetünket fejezzük ki a KFH-nak, az OKGT-nek és a NME Geofizikai Tanszékének, hogy a tulajdonukat képező mérési anyagok felhasználásához és megjelenéséhez hozzájárultak. Ezen túlmenően személy szerint is köszönjük közel két évtizedes rendszeres, magasszintű elvi és gyakorlati segítségét dr. Ádám Oszkár főosztályvezetőnek, dr. Csókás János és dr. Takács Ernő egyetemi tanároknak, dr. Ádám Antal igazgatóhelyettesnek, dr. Verő József tudományos osztályvezetőnek és Nagy Zoltán osztályvezetőnek, akik szakmai tanácsaikkal munkánkat hathatósan támogatták.

Végül megköszönjük közvetlen munkatársainknak: Rezessy Gézánének, Lovassy Sándornénak, Kőszegváry Andrásnének és Tiszavölgyi Ferencnek, hogy jelen munkánk és az ennek alapját képező jelentéseink elkészítésében mint kiértékelők, rajzolóok, gépírók közreműködtek.

## A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) jelentései

*az alföldi mélyszerkezetkutató geoelektromos vagy (máshol nem található) geoelektromos eredményeket is tartalmazó komplex kutatásairól (TE, DE, MT, EMT mérések) 1977-ig*

1954. SEBESTYÉN K.—LAKATOS S.: Jelentés az 1954. évben végzett tellurikus műszer- és módszerkísérleti munkáról
1958. ERKEL A.: Jelentés az 1958. évi alföldi tellurikus mérésekről
1959. ERKEL A.: Jelentés az 1956—57. évi nagyalföldi tellurikus mérésekről  
ERKEL A.: Jelentés az 1959. évi nagyalföldi tellurikus mérésekről
1960. SALAMON J.: Jelentés az 1960. évi bácsalmási kísérleti tellurikus mérésekről

Az eddig felsorolt mérések a TE kutatások klasszikus fázisát jelentették, a földtani következtetéseket szelvény menti (általában regionális szelvények menti) mérésekből vonták le.

Az ezt követő kutatások általában már térképszerű, hálózatos mérésekre törekvő kutatásokat jelentettek:

1960. SALAMON J.: Jelentés az 1960. évi hortobágyi tellurikus mérésekről
1963. NEMESI L.: Módszertani jelentés (tellurikus mérések kiértékelése)
1963. NYITRAI T.: Jelentés az 1963. évben Szabolcs-Szatmár megyében végzett dipól-ekvatoriális szondázásokról
1964. SZABADVÁRY L.: Jelentés az 1961—62—63. évben Hajdú megyében végzett nagymélységű szondázásokról
1964. SZABADVÁRY L.: A komplex geoelektromos módszer alkalmazása. I. rész: A nagymélységű szondázás műszerteknikai kérdései (GE—30)
1964. NEMESI L.: Jelentés a Nagyalföldön 1964-ben végzett tellurikus mérésekről (A szolnoki 1:100 000 térképlap területe)
1965. ERKEL A.: Jelentés a tiszántúli tellurikus mérésekről
1966. HOBOT J.: Jelentés az 1964—65-ben végzett alföldi komplex geoelektromos mérések eredményeiről (Szolnoki terület)
1966. KIRÁLY E.—VERŐ L.-NÉ: Geoelektromos mélyszondázások az Alföldön 1966-ban
1967. KIRÁLY E.: Geoelektromos jelentés az 1965—66. évi Kunszentmárton környéki mérésekről
1966. NEMESI L.: Tellurikus módszertani jelentés. Bázisproblémák és skin-hatás a tellurikus kutatásban
1967. NEMESI L.: Az 1966. évi tellurikus mérések az Alföldön (Makói-árok)
1967. SIMON A.: Jelentés az 1966-ban végzett magnetotellurikus kísérleti mérésekről

1968. ERKEL A.: Jelentés a nyírségi kutatási mintaterületen 1967-ben végzett geoelektromos mérésekről
1968. NEMESI L.: Jelentés az 1967. évi tellurikus mérésekről (Tiszafüred környéke és a Békési-medence)
1968. KIRÁLY E.—NEMESI L.—VERŐ L.: Szentes környéki geoelektromos mérések (Makói-árok)
1968. VERŐ L.: Jelentés az ún. flis övben 1967-ben végzett geoelektromos kutatásokról
1968. NEMESI L.: Geoelektromos mérések a Békési-medencében
1969. NEMESI L.: Geoelektromos mérések DK-Magyarországon (Békés)
1970. HOBOT J.—LOVASSY S.—NEMESI L.—VARGA G.—VERŐ L.—TÖRÖK GY.: Mélyszerkezetkutatás geoelektromos módszerekkel az Alföldön 1970-ben (Nyírség: módszertani jellegű)
1972. HOBOT J.—LOVASSY S.—NEMESI L.—SZ. PINTÉR A.—VARGA G.—TÖRÖK GY.: Geoelektromos módszertani kutatások 1971-ben a korábbi mérések összefoglalásával
1973. HOBOT J.—NEMESI L.—VARGA G.: Geoelektromos mérések a Békési-medencében
1973. NEMESI L.: Tellurikus mérések a Berettyó és a Sebes-Körös közötti területen
1975. VARGA G.: Jelentés az 1974-ben végzett geoelektromos módszertani kutatásokról
1975. BODOKY T.—VARGA G.: Jelentés a Hajdúságban 1974-ben végzett geofizikai mérésekről
1976. VARGA G.: Jelentés az 1975-ben végzett geoelektromos módszertani kutatásokról
1976. ALBU I.—BODOKY T.—DRASKOVITS P.—JÁNVÁRI J.—SZEIDOVITZ GY.-NÉ—VARGA G.: Jelentés a hajdúsági komplex geofizikai kutatások 1975-ben végzett méréseiről
1977. ALBU I.—BODOKY T.—NEMESI L.—JÁNVÁRI J.—SZABÓ G.-NÉ—SZEIDOVITZ GY.-NÉ: Jelentés a hajdúsági komplex geofizikai kutatások 1976-ban végzett méréseiről

### A Nehézipari Műszaki Egyetem (Miskolc) Geofizikai Tanszékének jelentései

1. NME Geofizikai Tanszék: Jelentés az 1960. évben Eger—Mezőkeresztes térségében végzett tellurikus mérésekről. Miskolc, 1961.
2. NME Geofizikai Tanszék: Jelentés a Mezőcsát—Polgár térségében 1961-ben végzett tellurikus mérésekről. Miskolc, 1962.
3. NME Geofizikai Tanszék: Jelentés a Tiszavasvári—Nagyhalász térségében 1962-ben végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc, 1963.
4. NME Geofizikai Tanszék: Jelentés a Kisvárdai térségében 1963-ban végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc, 1964.

### A Geofizikai Kutató Vállalat összefoglaló jelentései

1. E—10 sz. jelentés (1967.)  
1965—66—67. években Jászberény—Heves—Tiszabura kutatási területen végzett geoelektromos mérésekről



## 2. E–14 sz. jelentés (1970.)

Az 1967–68. években Szeged–Hódmezővásárhely–Makó kutatási területen végzett geoelektromos mérésekről

**Az ELGI Évi Jelentéseiben közzétett geoelektromos eredmények a Tiszavidék és a Tiszántúl területéről**

1. Komplex geofizikai kutatás az alföldi ún. flis-övben. 1965. Évi Jelentés, 22–27. old.
2. DE szondázások az Alföldön. 1966. Évi Jelentés, 46–59. old.
3. Tellurikus és kísérleti jellegű magnetotellurikus mérések az Alföldön. 1966. Évi Jelentés, 60–77. old.
4. Komplex geoelektromos kutatás az ún. flis övben. 1967. Évi Jelentés 37–47. old.
5. Tellurikus mérések az Alföld DK-i részén. 1967. Évi Jelentés 135–139. old.
6. Szentés környéki geoelektromos mérések. 1967. Évi Jelentés 140–142. old.
7. Geoelektromos mérések DK-Magyarországon. 1968. Évi Jelentés 85–90. old.
8. Geoelektromos mérések DK-Magyarországon (Egyéb földtani kutatások). 1969. Évi Jelentés 66–68. old.
9. Geoelektromos mélyszerkezeti kutatások a Békési-medencében. 1970. Évi Jelentés 53–56. old.
10. Geoelektromos terepi módszertani kutatások (Nyírség). 1970. Évi Jelentés 80–82. old.
11. A Nyírség módszertani kutatása (geoelektromos). 1971. Évi Jelentés 55–59. old.
12. Komplex geofizikai kutatás a Nyírségben. 1972. Évi Jelentés 38–40. old.
13. Geoelektromos mérések a Békési-medencében. 1972. Évi Jelentés 45–46. old.
14. Geofizikai kutatás az Alföldön. 1973. Évi Jelentés 37–38. old.
15. Tellurikus mérések a Berettyó és a Sebes-Körös közti területen. 1973. Évi Jelentés 43–44. old.
16. Geofizikai kutatás az Alföldön. 1974. Évi Jelentés 37–38. old.
17. Geofizikai kutatás az Alföldön. 1975. Évi Jelentés 39–40. old.
18. Geofizikai kutatás az Alföldön. 1976. Évi Jelentés 54. old.



L. Nemesi—J. Hobot—G. Varga—P. Draskovits—J. Csörgei\*

## **GEOELECTRIC INVESTIGATION OF THE DEEP STRUCTURES OF THE EASTERN PART OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN**

### **Exploration methods and main results of measurements between 1960—1978**

The main results are presented of the geoelectric exploration of the deep structures of Eastern part of the Great Hungarian Plain, covering a territory of some 30.000 km<sup>2</sup>. The relative merits of various geoelectric methods are discussed for the given geological conditions. It is concluded that a similar exploration philosophy be followed together with an integrated interpretation of all geoelectric results when prospecting geologically similar basins.

The work was carried out during 1960—78, by three institutions: the Geophysical Department of the Technical University of Heavy Industry (Miskolc), the Geoelectric Department of the Geophysical Exploration Company of the Hungarian Oil and Gas Trust, and the Department of Geoelectric Methodology of the Eötvös Loránd Geophysical Institute. The final report was compiled in ELGI.

### **1. Geology and Geoelectric Model of the Area Investigated**

The geological evolution of the Carpathians reached its peak activity in the Neogene, when the Carpathian Mountains system was created from the piled up, folded Paleogene and older formations. In the same epoch a number of basins of various sizes developed due to the effect of the repeated sinking and rising motions; these basins were later filled up with thick volcanic and sedimentary material. The present study deals with the greatest of these basins — the Great Hungarian Plain (hereinafter GHP).

At the end of the Paleozoic a great part of the GHP was a denudated dry-land of elevated position. The Mesozoic-Kainozoic mostly terrigenous and shallow-depth marine sediments of the Late Permian-Triassic Alpo-Carpathian geosyncline

---

\* Eötvös Lorand Geophysical Institute of Hungary (ELGI) Budapest.  
Manuscript received: 10. 5. 1979.

disconformably overlie the bedrock consisting of older (Variscan-Caledonian) mountain remnants (metamorphites and eruptive formations).

Throughout the Triassic and Jurassic, and during the Upper Cretaceous as well, marine sedimentation went on probably over the entire territory of the GHP — except for some momentarily elevated blocks. In the continental epochs following the elevations a great part of the even originally not too thick Mesozoic sedimentary cover, together with the interbedded products of the initial magmatism, were eroded, leaving continuous Mesozoic sediments only at the northern part of the GHP. Some recent drillings hit allocthonous crystalline island blocks where Mesozoic layers appear in tectonic windows from below the crystalline formations. Their thickness is usually insignificant, although in some deeper basins it can reach 1000 m. As for their rock material, it is dominated by carbonates, sandstone, quartzite or conglomerate. At the end of the Cretaceous and in the Paleogene the GHP and especially its central and SE part became dry land again, while in the structural trench of the NE-Carpathian geosyncline penetrating deeply in to the GHP, and in the surrounding smaller basins, a faunistically poor, flysch-like sedimentation took place.

Miocene formations cover a larger area than earlier sediments. They show a varied facies, over the greater part of the region there occur all kinds of materials, from marine, brackish-water and terrigenous sediments to volcanic formations.

In the Neogene a gradual though non-uniform subsidence began. The GHP first became an inland sea during the Pliocene, the sea desalinated and changed into a gradually filled-up lake. Consequently, through a great part of the Neogene and especially in the Pliocene, undisturbed sedimentation took place over a relatively long period of time leading to marly, shaly and sandy formations of varying thickness.

From the point of view of geoelectric investigation rocks are classified according to their specific resistivity. From this viewpoint, we encounter Neogene formations of generally low resistivity, and older rocks of high resistivity.

The geological, geoelectric model of the area is shown in Fig. 1.

## **2. Geoelectric Investigation of the Deep Structures of the Eastern Part of the Great Hungarian Plain**

### **2.1 Possible applications of the telluric method**

In the mid-50's there already existed in Hungary appropriately sensitive and also sufficiently rugged photorecorders to record the pulsation-type variations of the terrestrial natural electromagnetic field (in the 10—100 s period range). It can be proved that under the given geological conditions these pulsations penetrate

down to the high resistivity basement of the low resistivity Neogene formations (cf. Fig. 1). According to the skin-effect, the depth of penetration ( $p$ ) of a pulsation of period  $T$ , in a medium of specific resistivity  $\rho$  is given by

$$p \text{ [km]} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho \text{ [ohmm]} T \text{ [s]}}$$

Consequently, the potential gradient measured at the surface is proportional to the thickness of the sediment, and to the local value of the specific resistivity of the sediment. Because of the undisturbed sedimentation it can be assumed that the resistivity of the sedimentary formation only slightly varies horizontally. Under these conditions, the telluric measurements yielded a conductivity map that was proportional to the depth and morphology of the high resistivity basement. Whenever possible, the mobile stations were located 2—5 km apart as uniformly as possible, and at a maximum distance of 50—70 km from the base station. For such distances, the natural electromagnetic wave can be considered as a plane wave, i.e. the magnitudes of the potential gradient vectors measured at the base and at the mobile stations are proportional to current density, and these vectors can be linearly transformed into each other.

Processing of the results is based on the relations

$$u = ax + by$$

$$v = cx + dy$$

where  $x$ ,  $y$  and  $u$ ,  $v$  denote the changes of the perpendicular vector components during time  $\Delta t$ , at the base and the mobile station, respectively.

The tensor

$$A = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix}$$

is independent of the directions of the measurement, it depends only on the conductivity ratio between the surroundings of the base and the mobile station. Telluric processing up to now has mainly been concerned with the determination of tensor  $A$ . We used three different methods, viz. relative ellipse, straight line, and the total method. Of these the *total method* proved to be most suitable for computer processing.

The average error of the  $1/A = A^{-1}$  values represented on the maps is  $\pm 10\%$ , the individual parts of the map refer to more than 20 bases. To obtain a unified map all bases were transformed, within  $\pm 2\%$  maximum error, to a main base GEAB—1, by means of measurements along a triangular net (Fig. 2).

We analysed the possible causes of errors of the telluric values. Over certain areas we succeeded in finding a characteristic dependence of these errors on frequency and current direction. Around great fault lines and narrow trenches we even encountered the extreme case of 20—30% scatter.

We studied the possibility of a direct transformation of the telluric isoarea map into a basement contour map. It turned out theoretically, and was later verified by drillings, that over smaller areas (of some 100 km<sup>2</sup>) there is a linear relationship — or a relationship that becomes linear by taking the logarithms of the variables — between the depth  $H$  of the high resistivity basement and the telluric parameter  $A^{-1}$  (Fig. 3).

## 2.2 Dipole equatorial sounding

The interpretation method suggested by Fig. 3 is obviously of limited validity. In more general cases we had to carry out dipole equatorial D. C. soundings; later, MT sounding as well. These measurements were performed over the more significant telluric anomalies, with a density of 80—100 km<sup>2</sup>/points.

The parameters obtained by these soundings were utilized for the depth-transformation of the telluric map. The theoretical background for the joint application of the telluric and sounding data is the fact that the telluric parameter  $A^{-1}$  can be considered as a function of relative conductivity. In this case we can assume that parameter  $A^{-1}$  should be linearly related to the conductivity value  $S$  obtained by a sounding reaching down to the basement. The validity of this approximation was always checked (see Fig. 4, representing an about 350 0km<sup>2</sup> part of the surveyed territory).  $A^{-1}$  values are the telluric parameters measured at the points of reference of the dipole soundings,  $S'$  is the relative value of the longitudinal conductivity determined by dipole sounding, referred to main base GEAB—1 ( $S_B$ ):

$$S' = \frac{S}{S_B}$$

By determining the linear regression between the values  $A^{-1}$  and  $S'$  over large enough areas, we can compute the absolute  $S$  values corresponding to the relative telluric parameter for each point of measurement.

From the sounding results we could also determine the average specific resistivity ( $\rho_o$ ) of the low-resistivity sedimentary complex. To do this, we have to substitute the series of low-resistivity layers of the respective thickness and resistivity  $h_1, \dots, h_n, \rho_1, \dots, \rho_n$  by a homogeneous layer of thickness  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_n$  and conductivity  $S = S_1 + \dots + S_n$ . Hence,  $\rho_o = H/S$ . Consequently, we can derive a depth value for any given telluric point by determining first the  $S$  value from the functions  $S' = f(A^{-1})$ , and next by interpolating the  $\rho_o$  values for every telluric point. The depth value is given directly by the relation  $H = S\rho_o$ . Interpolation, in the above context, is not necessarily linear.

From among the methodological aspects of dipole sounding the following should be mentioned:

Dipole-equatorial soundings are usually performed up to distances of  $R=20$  km; in special cases up to  $R=32$  km. Maximum electrode distance was 4 km; as source a generator of 16–40 kW was applied; telluric photorecorders were used as receivers.

The apparent resistivity ( $\varrho$ ) curves are generally of the type  $\underline{KH}$ ,  $\underline{KQH}$  and  $\underline{QH}$  in the shallower parts of the basin; for depths greater than 3000 m,  $\underline{KHA}$ ,  $\underline{KQHA}$  and  $\underline{QHA}$  type curves occur. Interpretation of the curves was made by 2 to 3-layer (Schlumberger) master curves and by auxiliary curves; in the last 10 years we have also had the possibility to compute arbitrary multi-layer theoretical curves. The most frequent problem during interpretation is the characteristic equivalence of the  $H$  type curves in certain parts of the GHP. To overcome this difficulty the possibilities of equivalence were widely studied (for example, nomograms were constructed for the easier recognition of equivalent curves). To solve the problem information gained from measurements carried out in the vicinity of boreholes was used and this information was extended to the entire territory by means of interpolation and extrapolation.

In deep basins models corresponding to  $A$  type curves gave rise to another kind of problem. As seen in Fig. 5, the determination of parameters  $h_2$  and  $\varrho_2$ , where  $\varrho_2$  is only between 2 and 4 times greater than  $\varrho_1$ , is problematic unless  $h_2$  is very large. In 6–10 km deep basins we were generally not able to determine the reliable values of  $h_2$  and  $\varrho_2$ , except for the deepest parts. The  $\varrho_2$  values obtained here were then assumed constant for the whole basin, and we were able to continue the depth determination towards the rim of the basin.

We performed measurements above deep boreholes to determine the anisotropy factor  $\lambda=M_A/H$  where  $M_A$  is the depth, obtained by geoelectrics, and  $H$  is the real depth of the basement according to the drillings. In the GHP, however, drillings are very irregularly distributed, generally they cluster around the structural elevations. For the GHP we adopted  $\lambda=1.7$  as an average, even though we realize there occur deviations of some 15–20% from this value. Unfortunately, we could not detect any regularity in the behaviour of the anisotropy factor so our imperfect knowledge of this parameter should be considered as an error of depth determination.

Reference points of the dipole soundings are determined, at  $0.5 M_A$ – $0.8 M_A$  distance from point  $AB/2$  on line  $R$  (see Fig. 6).

### 2.3 Magnetotelluric measurements

The frequency range of our first modest experiments in the 60's was somewhat limited by the instrumental possibilities. The measurement of the electric components for periods greater than 10 s became standard practice; we had some magnetic variometers for analogue recording of the magnetic components in the period range of  $10 \text{ s} < T < 4\text{--}5$  minutes.

The processing of these first records was made manually. Since the beginning of the 1970's we have been using the DEF—1 equipment, developed in ELGI, equipped with a digital tape recorder and an induction coil.

This equipment enabled the frequency range of the measurements to be extended up to 20 Hz and, thereby, computerized processing became possible. The first processing step is conversion and checking of the field tapes, then we apply digital filtering to separate the wide-band records into 40—50 discrete frequency bands. On the average, about 100 pulsations are recorded for a given frequency. Using the amplitude and phase values of the filtered pulsations, the complex impedances and admittances are obtained by the least mean squares method. Polar diagrams of the main and secondary impedances are drawn by a digital plotter.

The MT sounding curves were determined only in the main directions, i.e. in the directions of the  $E$  and  $H$  polarization, according to the formula

$$\varrho_{ij} = 0.2 T Z_{ij}^2,$$

where  $Z_{ij}$  denotes the impedance value for a given frequency in one of the main directions.

Sounding curves were interpreted by theoretical charts, which can be computed for an arbitrary number of layers. We also developed two-dimensional model programs to check the validity of the interpretation.

Since the mid-70's we have carried out MT soundings instead of dipole soundings.

It should be emphasized that even though the analogue MT measurements were applied to a limited extent, they yielded a great deal of valuable information. With the given possibilities, the followings were the main results of MT soundings:

a) Determination of the  $S$  interval for telluric measurements. This is the period-range applicable for telluric interpretation, that previously could only roughly have been guessed on the basis of geological and theoretical considerations. In the SE part of the GHP geologist assumed the basins at most at 3500 m depth; in actual fact it turned out (see Inset 3; Enclosures are referred to as Insets), that some of the basins reach the depth of 7—8 km. Figure 7 shows a pair of ( $E$  and  $H$ -polarized) MT curves, where the range  $S$  begins at 35—40 s.

b) Determination of the specific resistivity of the high resistivity basement. The main task of the measurements is of course, to determine the depth of the high resistivity basement. In some cases however, we could also obtain the actual value of the resistivity of the basement. Such a case is shown in Fig. 8. This information can prove useful in the detailed investigations of the basement structure; also, it explains some of the shortcomings of the MT method.

c) Determination of the conductivity of the sedimentary formation. This was very important in the first stage of investigation where we had to restrict ourselves



to the period range over 10 s, that is, to those parts of the sounding curves that penetrated down to the basement. Although it is possible to determine the conductivity from this section, no other parameters for the sedimentary formation can be obtained. On the other hand, in the deepest basins the final, i.e. ascending, part of the dipole-sounding curves became uncertain because of the poor signal-to-noise ratio. Fortunately, the two methods complemented each other.

d) Exploration of a screening layer. It is a well-known problem in the geophysical exploration of the N—NE-part of the GHP that there might occur a thick, high resistivity layer within the low resistivity overburden. This phenomenon frequently prevented penetration down to the basement by D. C. methods. We found in actual field measurements that under the given resistivity and layer-thickness conditions the electromagnetic waves of 20—40 s period, propagating along the strike of the dipping screening layer, penetrated down to the basement (*E*-polarization); the dip-oriented currents (*H*-polarization) were reflected from the screening layer. In such cases, we can determine the summarized conductivity of the conducting layers down to the basement from the impedance value along the minor axis of the polar diagram corresponding to the 20—40 s range; the impedance along major axis yields the conductivity above the screening layer. Conductivity is computed by the formula  $S_i = 1/Z_i \cdot 796$ .

## 2.4 Application of the Electromagnetic Transient Method (TDEM)

The TDEM method (Time Domain Electromagnetic Method), elaborated by Soviet scientists, can successfully be applied to explore formations containing a screening layer. This was the main reason for the application of the TDEM method in the NE part of the GHP. As energy source a grounded dipole and D. C. generator stations were used. The received signals were measured by an induction coil of some million  $m^2$  turn surface. The coil registered the vertical magnetic component of the transient signal occurring at switch-on and switch-off of the current. The signal induced in the coil was recorded after appropriate preamplification, in the first stage by an analogue recorder, later by the digital tape recorder of the DEF—1 equipment.

In the first experiments we were concerned with „far field” measurements. Better results have been obtained, however, in the „near field” processed by Sidorov’s method. The essential part of the method is the construction of the so-called  $S(\tau)$  functions (Fig. 9), whose horizontal plateaux bear information about the summarized conductivities of the sedimentary complex above the screening layer, and of the whole basin fill. The conductivity values  $S_i$  and times  $\tau_i$  belonging to the characteristic break-points of the *S* curve yield depth data.

To explore areas with screening layers we first carried out MT measurements in the 20—40 s range and constructed polar diagrams. Next, we determined the  $S_i$

function for the same points, by the TDEM method. The joint application of the two methods yielded an efficient, reliable and fast solution. This is illustrated by Fig. 10, which shows the separation of the horizontal and dipping two-layer, and the four-layer model (the latter containing the screen), by joint application of the MT and TDEM methods.

### 3. Results of the Geoelectric Investigation

Geoelectric results are summarized in three maps; interpretation and methodological problems are discussed for different types of geological build-up.

#### 3.1 Telluric isoarea map (Inset 1)

The isoarea map can be considered, basically, as a relative conductivity map. Taking into account all other available geophysical and borehole data, it can be stated that qualitatively the isoareas correlate with the thickness of the low-resistivity Neogene layers. This is especially important in the GHP where the Bouguer anomaly map cannot usually be used for such correlation. In the southern part of the GHP the isoarea map will prove to be extremely useful for further prospecting since within a given basin (i.e. an area of some 100 km<sup>2</sup>) the telluric isoareas are proportional to the depth of the high resistivity basement, thus the method can also be used to detect smaller structural elements within the basement.

#### 3.2 Isoohm map (Inset 2)

The isoohm map is one of the main results of dipole equatorial and magnetotelluric soundings. The map represents the horizontal resistivity changes of the sedimentary complex. We should call attention to the significant difference between the two deep basins of the southern GHP, probably due to lithology.

#### 3.3 Depth contour map of the $\rho_{\infty}$ horizon (Inset 3)

This map was constructed on the basis of the telluric and isoohm maps, by the method described in connection with the dipole equatorial soundings. There are theoretical formulae describing the connection between the telluric parameter  $A^{-1}$  and conductivity for circularly symmetric and 2-dimensional structures; more general cases have also been investigated by model experiments. We found it more appro-

priate to use an empirical formula, for no single theoretical equation would have described all the different geometries occurring. Figures 11 and 12 show two functions from the various investigations:

$$S'_{DE} = f(A^{-1}) \quad \text{and} \quad S'_{DE} = f(\sqrt{A^{-1}})$$

The figures contain all conductivity values obtained by the soundings, and the  $A^{-1}$  values corresponding to the points of reference of the soundings.

The depth of the  $\rho_{\infty}$  level was computed by means of the function of Fig. 11. The figures show a clear-cut separation between the northern and southern parts of the GHP. This is primarily caused by the differences in geological build-up. In the northern part of the GHP the frequent interbedding of screening layers caused systematic errors, in certain cases, in the telluric base-control measurements too. The depth-map can be divided into three units, partly regarding the extent of geoelectric investigation, partly because of the geological build-up.

### 3.4 Main Geological Results

Our exploration task was to determine the depth to basement of the Tertiary basin, and the thickness and specific resistivity of the overlying sediments. In the high resistivity basement almost all the known Hungarian rock types might occur, beginning with the old Paleozoic (crystalline formations), and ending with the Austrian phase of the Alpine tectonism on the boundary between the lower and upper Cretaceous. On the NE-part of the GHP even Miocene volcanic formations and, locally, lower Pannonian calciferous marls appear in the  $\rho_{\infty}$  horizon. In spite of this, we consider the maps to be appropriate preliminary information for the design of the detailed, seismic CH prospecting.

The geological results will be summarized separately for the three regional units:

Methodologically, the north eastern part was the most challenging. Here, four geoelectric types can be separated (Fig. 15):

Type 1. According to drillings and seismic data the  $\rho_{\infty}$  level is the surface of Miocene volcanic formations, beneath which the formations are not explorable by geoelectrics.

Type 2—3. The upper high-resistivity horizon is the surface of Miocene formations. If this is thick enough (type 2), it screens the deeper-lying well-conducting layers. Its surface reflects most of the telluric pulsations it is also impenetrable to the DE sounding. If the screening layer is thin (type 3), it will slightly affect the telluric and DE results, but these methods can penetrate down to the basement.

Type 4. In the absence of the Miocene screening layer the geoelectric methods yield a reliable map of the pre-Austrian basement.

A typical MT sounding curve, in the case of screening, is shown in Fig. 13. In the exploration of formations with interbedded screening layers the joint application of the magnetotelluric and TDEM methods has an outstanding role. As shown by Fig. 14. the older basement can be detected even for a thick screening layer. On the other hand, the combination of the telluric and dipole methods cannot be utilized to determine the depth of the basement.

The central part is characterized by rapid geological changes and a sparse grid of measurements. The so-called flysch-belt caused a particular problem. We should point out that the lower Cretaceous flysch already has a high resistivity. We think that geoelectric methods would certainly have further applications in the detailed prospecting of this very complex region.

In this area, it has frequently been verified by seismic measurements that the minor telluric anomalies are caused by structural effects (Fig. 16).

The southern part has a relatively simple geological build-up, the most beautiful results of the joint application of the telluric and dipole methods originate from this region. The 7–8 km deep basins of the southern GHP were first detected by these methods. The telluric map clearly reveals the saw-tooth-like upthrown and downthrown blocks of the faulted structure along the rim of the deep basins. Greater fault-zones sometimes present themselves by distorting the telluric current field. The isoohm map indicates two greater basins (Makó trough and Békés basin) and calls attention to the different lithologies of their sediments. The depth map does not contain minute details. This is primarily due to the fact that the principal aim of soundings was to study the greater telluric anomalies; for the smaller ones it is usually only an afterthought that they might have been due to structural effects rather than to the inhomogeneities of sediment resistivity. Steps between the isolines of the depth map are approximately equal to depth error.

#### 4. Conclusions

The presented results have a definite bearing on seismic investigation policy. Further, more detailed geoelectric deep-structure explorations can be a valuable help in integrated interpretation, i.e. the geological understanding of any given area. The joint application of magnetotelluric, TDEM and FDEM methods has an especially important role in CH prospecting of structures covered by screening layers. Also, there are many examples in Hungary for new-Paleozoic formations of low specific resistivity that have a relatively large density and seismic velocity, so that in their discrimination from the other formations of the basin floor geoelectrics has an important role.

For the geoelectric methods presented, the Carpathian basin is generally an ideal task for investigation since the dominant sediment, filling the deeper parts of the

---

basin, consists of low resistivity Pliocene materials. Another factor of our success is, that we have always used an optimum combination of the different geoelectric methods to get the economically and scientifically best solution.

Our combination of measurements has also been utilized a great number of times in our work abroad mostly for such problems where both low resistivity sediments and the embedded screening layers were Mesozoic.



# ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ОКРЕСТНОСТИ Р. ТИССЫ И ЗАТИССКОЙ ОБЛАСТИ

Методы и важнейшие результаты исследований по данным измерений  
1960—1978 г.

## Резюме

Статья подводит итоги результатам электроразведочного исследования глубинной структуры восточной части Венгрии (площадью 30 000 км<sup>2</sup>). Авторы описывают, применение каких электроразведочных методов они считали целесообразным при данных геологических условиях и технических возможностях. При этом указывается доля выбранных методов в общем объеме работ по исследованию отдельных участков. Делается вывод о том, что выбор подобной совокупности методов, а также комплексная интерпретация результатов различных электроразведочных методов, могут быть эффективными не только на других территориях Венгрии, но и в других бассейнах мира, имеющих сходное геологическое строение.

Измерения в 1960—1978 гг. были выполнены тремя венгерскими учреждениями: кафедрой геофизики Политехнического университета по тяжелой промышленности (г. Мишкольц), отделением электроразведки геофизического предприятия Треста нефтяной и газовой промышленности, и отделением опытной электроразведки Венгерского геофизического института им. Этвеша. Настоящая статья написана в Геофизическом институте им. Этвеша.

## 1. Геологическое строение и геоэлектрическая модель территории исследований

Наиболее активным периодом геологической истории Карпат являлся неоген. В это время формировалась горная цепь Карпат из накопленных и смятых в покровы палеогеновых и более древних образований.

В это же время в пределах Карпатской дуги на воздействие нескольких циклов поднятия-опускания образовалось несколько различных по размерам бассейнов, в которых накапливались мощные толщи вулканогенных и осадочных образований. В данной статье рассматривается северо-восточная часть крупнейшей впадины Карпатского бассейна — так называемой Венгерской низменности.

Данные исследований глубинного геологического строения свидетельствуют о том, что в конце палеозоя большая часть территории Венгерской низ-

менности в течение долгого времени была приподнятой, денудирующейся сушей. Мезозойские — кайнозойские осадки (в основном континентального и прибрежно — морского, мелководного характера) накопились в альпийско — карпатской геосинклинали (образовавшейся в конце перми и в начале триаса) с большим перерывом на основании, состоящем из блоков, относящихся к более древним циклам горообразования (герцинский и каледонский циклы). Древнее основание представлено различными метаморфическими и магматическими породами.

В течение триаса и юры, а также и в верхнем мелу продолжалось морское осадконакопление, наверно по всей территории Венгерской низменности, за исключением отдельных блоков, которые временами приподнимались. Мезозойские осадки, смешанные с продуктами первичного магматизма, и имевшие и в то время небольшую мощность, при континентальных условиях после поднятий в значительной мере смылись, и в настоящее время их широкое распространение известно только в северной части Венгерской низменности. По последним данным бурения известны кристаллические, аллохтонные острова. Здесь, под кристаллическими образованиями появляются мезозойские слои в виде тектонических окон и надвигов. Их мощность, как правило, незначительна, но в некоторых из глубоких бассейнов может достигать даже 1000 м. По литологическому составу в одних местах доминируют карбонатные породы, а в других — песчаные, кварцевые, конгломератные породы. В конце мела и в палеогене Венгерская низменность (особенно ее центральная и юговосточная части) опять стала сушей, а в структурных грабенах геосинклинали Северо-восточных Карпат, простирающихся по Венгерской низменности в юго-западном направлении, а также в окружающих их мелких бассейнах, накопились, грубообломочные, флишевидные осадки со скудной фауной вследствие быстрого смыва прибрежных участков суши.

Образования миоцена известны на более обширных территориях, чем осадки, образовавшиеся раньше. Их литологический состав очень разнообразный, в большей части рассматриваемой территории встречаются почти все породы от морских, озерных и континентальных осадков до вулканических пород.

В неогене Венгерская низменность начала постепенно, но неравномерно опускаться, а в течение плиоцена ее территория стала внутренним морем, которое превратилось в постепенно опресняющееся и все более пополняющееся озеро, а потом эта территория поднялась. Таким образом, в большей части неогена, но особенно в плиоцене, в течение относительно большого периода времени продолжалось спокойное осадконакопление, и в бассейнах накапливались мергелистые, глинистые, песчаные толщи переменной, местами большой мощности.



С точки зрения электроразведки, породы классифицируются по их удельному сопротивлению. На территории работ в первом приближении различаются неогеновые образования с низким сопротивлением и более древние образования, имеющие высокое сопротивление. Геолого-геофизическая модель строения территории изображена на рис. 1.

## 2. Исследование глубинной структуры Венгерской низменности методами электроразведки

### *Возможности применения метода теллурических токов*

В Венгрии уже в середине 1950-х годов существовали полевые фоторегистраторы достаточной чувствительностью, которые позволили записывать изменения пульсационного типа (с периодом 10—100 сек) естественного электромагнитного поля Земли. Можно показать, что при данных геологических условиях эти пульсации обязательно проникают до высокоомной подошвы низкоомных неогеновых образований (рис. 1). Формула скин-эффекта выражает глубину  $r$ , достигаемую пульсацией с периодом  $T$  в среде, имеющей удельное сопротивление  $\rho$ :

$$r_{(\text{км})} = \frac{1}{2} \sqrt{10\rho \text{ (омм)} T \text{ (сек)}}$$

Таким образом, градиент потенциала поля, измеряемый на поверхности, пропорционален мощности низкоомных осадков и конкретному локальному значению удельного сопротивления осадков. Поскольку характер осадконакопления спокойный, можно было предполагать, что сопротивление осадков в горизонтальном направлении мало изменяется. Таким образом, по результатам измерений методом теллурических токов можно построить карту относительной электропроводимости, пропорциональной глубине залегания и морфологии высокоомного основания.

На практике применения метода подвижные станции располагались в среднем на 2—5 км друг от друга, по возможности, равномерно. Максимальное расстояние между подвижными станциями и базой составляло 50—70 км. При таком расстоянии естественное электромагнитное поле, безусловно, может рассматриваться как плоская волна. В этом случае величины векторов градиента потенциала, измеряемых на базе и на подвижных станциях пропорциональны плотности тока, и при обработке материалов способом линейной трансформации, можно по одной вычислять другую.

Таким образом, обработка материалов основана на системе уравнений:

$$u = ax + by$$

$$v = cx + dy$$

где  $x$ ,  $y$ ,  $u$ ,  $v$  — изменения взаимно перпендикулярных компонентов градиента потенциала, измеряемых на базе ( $x$ ,  $y$ ) и на подвижной станции ( $u$ ,  $v$ ), соответственно, за время  $\Delta t$ .

Тензор  $A = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix}$  есть величина, не зависящая от направлений измерений, но зависящая от электропроводимости базы и подвижной станции. Обработка теллурических данных ограничивалась, как правило, определением значения  $A$ . Из литературы известны многочисленные методы определения значения  $A$ . Из них применялись три метода (метод относительного эллипса, прямой, и в частности тотальный метод), результаты которых использовались и при составлении карт. Если для наблюдений и обработки применяется ЭВМ, то наиболее пригодным является тотальный метод.

Относительная средняя погрешность значений  $1/A = A^{-1}$ , изображенных на картах, составляет  $\pm 10\%$ . Отдельные участки представленной здесь карты относятся к больше, чем 20 базам. Для составления единой карты отдельные базы были перечислены в одну главную базу (GEAB-1) с помощью измерений, произведенных по треугольной схеме с максимальной погрешностью  $\pm 2\%$  (рис. 2). Теллурические значения, относящиеся к отдельным базам, таким образом отнесли к общей главной базе.

Систематически изучались возможные причины погрешностей определения теллурического параметра. При этом было обнаружено, что для отдельных участков имеются характерные зависимости теллурических параметров от частоты и направления тока. В районах крупных разломов и узких грабенных, в крайнем случае, наблюдалось расхождение до 20—30%.

Изучались также возможности пересчета карты изоарей в карты изогипс основания. Было выяснено, и над пробуренными структурами подтверждено, что внутри небольших участков (площадью в несколько сотен км<sup>2</sup>) между глубиной залегания высокоомного основания ( $H$ ) и теллурическим параметром ( $A^{-1}$ ) существует связь, линейная, или превращающаяся в линейную путем логарифмирования (рис. 3).

### *Дипольно-экваториальное зондирование*

Применение способа расчета, изображенного на рис. 3 имеет ограниченные возможности. В более общем случае необходимо было проводить дипольно-экваториальное зондирование (ДЭЗ) на постоянном токе, а позже магнитотеллурическое зондирование. В районах крупнейших теллурических аномалий густота наблюдений была 1 точка на 80—100 км<sup>2</sup>. Параметры, полученные по данным

зондирований, использовались при пересчете теллурической карты в карту глубин. Теоретической основой для совместного использования данных теллурических измерений и зондирований служит тот факт, что теллурический параметр  $A^{-1}$  может рассматриваться как параметр относительной электропроводности. В этом случае можно предполагать наличие линейной связи между параметром  $A^{-1}$ , пропорциональным электропроводности и полученным из пульсаций, достигающих основания с  $\rho_{\infty}$ , с одной стороны и электропроводностью ( $S_i$ ), определенной по данным зондирований, также проникающих до основания. Правильность этого предположения в каждом случае проверялась. На рис. 4 изображает эта связь для участка территории работ, площадью в 3500 км<sup>2</sup>. Значения  $A^{-1}$  обозначают величины теллурического параметра, измеренных в точках ДЭЗ. Значения  $S'_i$  являются величинами продольной электропроводности, определенными из  $i$ -того ДЭЗ, и относительными к главной базе GEAB-1 ( $S_B$ )

$$S'_i = \frac{S_i}{S_B}$$

С помощью линейных функций между  $A^{-1}$  и  $S'_i$ , которое можно определить для больших территорий, из относительного теллурического параметра на любой точке наблюдения можно получить абсолютное значение  $S$ .

По данным зондирований также можно было определить среднее удельное сопротивление проводящей толщи ( $\rho_{\infty}$ ). Среднее удельное сопротивление получается, если толщина, состоящая из серии слоев, характеризующихся разными значениями удельного сопротивления и мощности  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_n, h_n$ , заменяется однородным пластом мощности  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_n$ , и проводимости  $S = S_1 + S_2 + \dots + S_n$ . Из этого  $\rho_{\infty} = H/S$ . С помощью этой зависимости для каждой точки наблюдения методом ТТ можно определить параметр глубины так, что по функциям  $S = f(A^{-1})$  сначала определяем значение  $S$ , а потом полученное по ДЭЗ значение  $\rho_{\delta}$  определяем для каждой точки наблюдения методом ТТ посредством интерполяции. После этого с учетом  $H = S\rho_{\delta}$  получаем глубину залегания фундамента. Под интерполяцией значения  $\rho_{\delta}$  понимается интерполяция не обязательно линейная.

По методике ДЭЗ интересно отметить следующие вопросы.

Измерения ДЭЗ проводились с разносами в среднем до  $R = 20$  км, реже до  $R = 32$  км. Максимальное расстояние между питающими электродами составляло 4 км. В качестве источника питания использовалась генераторная установка мощности 16—40 кВт. На приемной линии использовались теллурические фоторегистраторы.

Тип кривых кажущегося сопротивления ( $\rho_t$ ) обычно  $KH, KQH, QH$  при небольших глубинах бассейна, а там, где глубина превышает 3000 м, в основном  $KNA, KQNA, QNA$ . Для интерпретации кривых использовались альбом

двухслойных и трехслойных теоретических кривых зондирования (Шлюмберже) и вспомогательные палетки, но за последние 10 лет уже получены и многослойные теоретические кривые с помощью ЭВМ.

Одна из наиболее часто встречающихся сложностей в интерпретации заключается в характерной для отдельных участков Венгерской низменности эквивалентности кривых типа Н. Поэтому возможности эквивалентности изучались более подробно (например, составлены палетки для облегчения распознавания эквивалентных кривых). Для решения этого вопроса были сделаны попытки обобщить опыт измерений в окрестности скважин, и распространить его на отдельные участки территории исследования с помощью интерполяции и экстраполяции.

В глубоких бассейнах затруднения были вызваны строением, характеризующимся кривыми типа А. Как видно из рис. 5, определение параметров  $h_2$  и  $\rho_2$  в тех случаях, когда значение  $\rho_2$  лишь в 2—4 раза превышает значение  $\rho_1$ , возможно только при больших величинах  $h_2$ . В бассейнах глубиной 6—10 км значения  $\rho_2$  и  $h_2$  удалось надежно определить обычно только в наиболее глубоких частях. Определенные таким образом значения  $\rho_2$  в пределах отдельных бассейнов были приняты за постоянные, и только так стало возможным определить глубину в крайевых частях бассейна, характеризующихся меньшими значениями  $h_2$ .

По данным измерений над скважинами определяется коэффициент анизотропии, под которым понимается отношение  $\lambda = M_A/H$ , где  $M_A$  — глубина, определенная по результатам измерений,

$H$  — глубина залегания фундамента, определенная по данным бурения. На территории Венгерской низменности скважины распределяются очень неравномерно, они пробурены, в основном, на наиболее приподнятых структурах. Для территории Венгерской низменности за среднюю было принято значение  $\lambda = 1,7$ , но известно, что отклонения от него могут достигать 15—20%. К сожалению, не удалось найти какую-то закономерность изменения коэффициента анизотропии, поэтому отклонения от среднего следует рассматривать как в погрешность определения глубины.

Результаты ДЭЗ изображены на карте (рис. 6) по линии R в местах  $0,5M_A$ — $0,8M_A$  от точки АВ/2.

### *Магнитотеллурические измерения*

В 60-х годах был проведен небольшой объем опытных магнитотеллурических измерений, которые ограничивались возможностями имеющейся техники. В это время измерения электрических компонентов при периодов, превышающих 10 сек, проводились уже в производственном порядке, но для измерения магнитных компонентов у нас не имелся подходящий прибор.

В это начальное время с помощью магнитных вариометров проводилась аналоговая регистрация магнитного поля в интервале времени 10 сек  $< T < 4-5$  мин. Обработка записей проводилась вручную.

С начала 70-х годов используются цифровой прибор с магнитной регистрацией ДЕФ-1, разработанный в Венгерском геофизическом институте, а также индукционные зонды. Таким образом, удалось расширить частотный диапазон измерений до 20 гц, и применить ЭВМ при обработке данных. Первый шаг машинной обработки заключается в преобразовании и проверке полевых магнитных записей, и после этого следует фильтрация, при которой широкий диапазон частот фильтруется на 40—50 дискретных частотах. На каждой частоте записывается в среднем 100 пульсаций. С использованием величин амплитуды и фазового угла отфильтрованных пульсаций, способом наименьших квадратов определяются комплексный импеданс и адмиттанс, потом с помощью графостроителя строятся полярные диаграммы главного и второстепенных импедансов.

Кривые МТЗ определялись лишь в главных направлениях, полученных из полярных диаграмм (в направлениях так называемых поляризаций типа Е и Н) по формуле  $\rho_{ij} = 0,2 T Z_{ij}^2$ ,  $Z_{ij}$  где — полученные значения импеданса на разных частотах в том или ином главном направлении.

Интерпретация кривых зондирования проводилась с помощью теоретических кривых. (Теоретические кривые с любым количеством слоев вычисляются интерпретатором на ЭВМ Института или на настольных калькуляторах). Была возможность проверить правильность интерпретации отдельных профилей на ЭВМ путем расчета двумерных моделей.

В раннем (так называемым аналоговым) периоде магнитотеллурический метод применялся только в ограниченных объемах, но и эти результаты были полезные. МТЗ при данных возможностях дало следующую геофизическую информацию:

1. Определение интервала „S“ для теллурических измерений. Под этим понимается определение диапазона частот, который может использоваться при интерпретации теллурических данных. Ранее этот диапазон был лишь оценен по предварительным геологическим и теоретическим представлениям. В юго-восточной части Венгерской впадины геологи предполагали наличие бассейнов с максимальной глубиной до 3,5 км, но как показывает приложение 3, они могут достигать и глубины в 7—8 км. На рис. 7 представлена пара магнитотеллурических кривых (при поляризации типа Е и Н), где интервал S начинается лишь с 35—40 сек.

2. Определение удельного сопротивления основания с „бесконечным“ сопротивлением. Цель измерений обычно заключается в определении глубины залегания высокоомного основания. Но в некоторых случаях можно определить и конкретную величину его удельного сопротивления (рис. 8). Это может иметь

значение при исследовании внутренней структуры фундамента, но может служить и объяснением части погрешности теллурических измерений.

3. Определение электропроводимости осадочной толщи. Это имело значение в то время, когда измерения могли проводиться только в диапазоне теллурических частот, т. е. получалась только часть кривой зондирования, которая уже достигла основания. По этой части кривой можно определить величину электропроводимости, но остальные параметры осадочной толщи нельзя определить. В то же время на территории самых глубоких бассейнов именно последняя, восходящая часть кривых ДЭЗ стала неустойчивой из-за плохого отношения сигнал/шум. Таким образом, результаты двух методов дополняют друг друга.

4. Исследование толщи с экраном. При геофизических исследованиях северо-восточной части Венгерской низменности возможность наличия мощного высокоомного пласта, в низкоомной толще, перекрывающей фундамент, вызывает осложнения. Это часто препятствует достижению фундамента методами постоянного тока. При исследованиях было обнаружено, что при данных мощностях и сопротивлениях, электромагнитные волны с периодом 20—40 сек, распространяющиеся вдоль экранирующего пласта, достигают основания (поляризация типа E), а волны, распространяющиеся вдоль падения, отражаются от экрана (поляризация типа H). В таких случаях по значению импеданса в направлении малой оси полярной диаграммы в диапазоне 20—40 сек можно определить суммарную электропроводимость проводящих толщ до основания, а по значению импеданса в направлении большой оси — до кромки экранирующего пласта. Определение проводимости производилось по формуле:

$$S_1 = I/Z_1 \cdot 996$$

#### *Измерения методом становления электромагнитного поля*

Основное из достоинств метода становления поля разработанного в СССР, заключается в том, что с его помощью можно исследовать толщи, содержание экранирующий пласт. Попытки по внедрению этого метода были сделаны при исследовании северо-восточной части Венгерской низменности. В качестве питающей линии использовались заземленный диполь и генератор постоянного тока. Измерение сигналов проводилось индукционной обмоткой, с общей поверхностью обмоток в несколько миллионов м<sup>2</sup>. Обмоткой измерялся переходный вертикальный магнитный компонент, появляющийся при включении и отключении тока. Возбужденный в обмотке сигнал, после соответствующего усиления, регистрировался в первое время аналоговым регистратором, позже цифровым прибором с магнитной регистрацией (ДЕФ-1), который в то же время являлся и измерительным прибором магнитотеллурических измерений.

Опытные работы начались с измерениями в дальней зоне. Однако, более эффективные результаты получились при измерениях в ближней зоне, которые обрабатывались методом Сидорова.

Сущность обработки заключается в получении функций  $S(\tau)$ , по горизонтальным участкам которых можно определить суммарную электропроводимость до экрана или до фундамента (рис. 9). По величинам электропроводимости  $S$  и времени  $S$ , относящихся к характерным точкам излома кривой, можно получить приблизительные данные о глубинах залегания.

Для исследования толщи, содержащей экран, проводились магнитотеллурические измерения  $\tau$  диапазоне 20—40 сек, и по полученным данным определялись полярные диаграммы. В тех же точках методом становления определялись функции  $S(\tau)$ . Совместное использование этих двух методов дает экономичную, надежную и производительную методику. Это иллюстрируется рис. 10, на котором изображена теоретическая модель, по которой видно, что совместное использование двух вышеназванных методов дает возможность отделить друг от друга горизонтально слоистые, двухслойные наклонные и четырехслойные, содержащие экран, структуры.

### 3. Результаты применения методов электроразведки

Результаты электроразведочных работ представлены на трех картах, затем более детально рассматриваются интерпретация данных на участках с разным строением и дальнейшие задачи электроразведки в исследовании строения данного участка.

#### *Карта изоарей (прил. 1)*

По существу, карта изоарей может рассматриваться, как карта относительной электропроводимости, которую, сопоставляя отчасти со старыми, отчасти с новыми данными бурения, а также с другими геофизическими данными, можно считать качественно пропорциональной мощности низкоомной неогеновой толщи. Это свойство карты особенно ценно в Венгерской низменности, где карты аномалии Буге обычно не обладают такой особенностью. Карта изоарей особенно важна для дальнейших геофизических исследований южной части Венгерской низменности. Следует отметить, что внутри территории отдельных бассейнов (по площади в несколько сотен км<sup>2</sup>) теллурические параметры пропорциональны глубине залегания основания, т. е. метод может применяться также для исследования мелких структур.

### *Карта изоом (прил. 2)*

Карта изоом является одним из важнейших результатов ДЭЗ и МТЗ, отображая неоднородности и изменения горизонтального сопротивления осадочной толщи. Интересно, что между двумя глубокими бассейнами южной части Венгерской низменности наблюдаются большие различия. Это указывает на различие в литологическом составе осадочных отложений.

### *Карта глубины залегания образований с высоким сопротивлением (прил. 3)*

Карта поверхности горизонта  $\rho_{\infty}$  составлена по данным теллурической карты и карты изоом, по методике, описанной в гл. „Дипольное экваториальное зондирование“. Теоретически между теллурическим параметром  $A^{-1}$  и электропроводимостью существуют зависимости, действительные для центрально-симметричных или на двумерных структур. На моделях исследовались и более общие случаи. Но авторам кажется, что в случае такого разнообразия геометрических форм, встречающихся на такой большой территории, вряд ли удастся составить единую карту не эмпирическим способом. На рис. 11, 12 показаны результаты двух из многочисленных видов исследований: кривые  $S'_{DE} = f(A^{-1})$  и  $S'_E = f\sqrt{A^{-1}}$ . На этих рисунках приведены, полученная в результате всех зондирований электропроводимость и значения  $A^{-1}$ , относящиеся к точкам зондирования.

Для расчета глубины залегания горизонта  $\rho_{\infty}$  использована функция, изображенная на рис. 11. По рисункам намечается резко выраженное отделение южных и северных частей Венгерской низменности. Основная причина этого заключается в различии геологического строения. (На северных участках часто встречающиеся экранирующие пласты привели к систематической погрешности при измерениях, проведенных на базах). Карта изогипс подразделяется на три части по степени электрической изученности и типам геологического строения.

### *Важнейшие геологические результаты исследований*

Основная цель исследований заключалась в изучении основания третичного бассейна, мощности и удельного сопротивления перекрывающей его толщи. В высокоомном основании третичного бассейна могут встречаться почти все известные в Венгрии разновидности пород, начиная с древнепалеозойских кристаллических до австрийской фазы складчатости, прошедшей на границе нижнего и верхнего мела. Но в северо-восточной части Венгерской низменности в состав основания с „бесконечным“ сопротивлением часто входят и вулкани-



ческие образования миоценового возраста, а местами даже известковистые мергели нижнего паннона. Несмотря на это, полученные карты можно принять как основу для проектирования детальных — прежде всего сейсмических — исследований, и таким образом, они могут быть использованы при поисках месторождений углеводородов. Геологические результаты исследований пересматриваются по трем участкам.

Наиболее интересным с методической точки зрения является *северо-восточный участок территории работ*. Здесь можно различить 4 основных геoeлектрических типа (рис. 15).

1. По данным бурения и по сейсмическим данным известно, что горизонт  $\rho_{\infty}$  соответствует поверхности вулканических образований миоценового возраста, и залегающие под ними образования, не поддаются исследованию методами электроразведки.

2—3. Верхний высокоомный горизонт соответствует поверхности миоценовых образований, которые в случае достаточной мощности, экранируют подстилающие проводящие слои (тип. 2). С их поверхности отражаются и пульсации наиболее часто используемые при теллурических измерениях, и в то же время они образуют непроходимый слой для ДЭЗ. Если экранирующий пласт маломощный, то МТЗ и ДЭЗ хотя отмечают его, но могут проникать до более древнего фундамента.

4. Миоценовый экран отсутствует, поэтому по данным измерений можно картировать доавстрийский фундамент.

Характерная кривая МТЗ толщи, содержащей экранирующий пласт, изображена на рис. 13.

В исследовании толщи, содержащей экранирующий пласт, особое значение получают магнитотеллурический метод и метод становления поля, поскольку с их помощью можно исследовать более древний фундамент, даже при наличии мощного экрана (рис. 14). В то же время нельзя применять комплекс ТТ и ДЭЗ для определения глубины залегания фундамента.

*Средняя часть территории измерений* характеризуется редкой сетью точек измерений и резким измерением геологического строения, где так называемая флишевая зона вызывает дополнительные осложнения. Интересно отметить, что внутри этого участка флиш нижнего мела уже имеет высокое сопротивление. На этом участке со сложным строением современные электрические и электромагнитные методы могут иметь большое значение при детальных исследованиях. На рис. 16 изображены важные результаты современного магнитотеллурического профиля, где выделяется грабен, необнаруживаемый традиционными методами. Другие геофизические методы или бурения до сих пор даже не указывали этот грабен.

Здесь результаты сейсмических работ неоднократно доказали, что небольшие по размерам теллурические аномалии вызваны влиянием структуры (рис. 16).

На южной части территории работ, благодаря простоте геологического строения, получены лучшие результаты совместного применения методов ТТ и ДЭЗ. Эти методы впервые позволили картировать глубокие (7—8 км) бассейны южной части Венгерской низменности. На теллурической карте на краях глубоких бассейнов выделяются опущенные или остающиеся на месте блоки разломной структуры. Крупные зоны разломов выражаются также искажениями поля теллурических токов. Карта изоом обращает внимание на различие в литологическом составе осадков, заполняющих два крупных бассейна (впадина Мако, бассейн Бекеш.) Карта изогипс не содержит более тонкие детали или отображает их в сглаженном виде. Причина этого заключается в том, что методом зондирования исследовались лишь крупные теллурические аномалии, а о мелких обычно только позже выяснилось, что они вызваны влиянием структуры, и не неоднородностью сопротивления осадков. Сечение изогипс приблизительно соответствует погрешности определения глубины.

#### 4. Выводы

Вышеописанные результаты определяют концепцию современных сейсмических исследований. Дальнейшее, более детальное электрическое исследование глубинной структуры может оказать значительную помощь в геологическом изучении и в комплексной интерпретации отдельных участков. Методы зондирования (магнитотеллурический, частотный, и становление поля) могут иметь большое значение в первой очереди в исследовании перспективный на нефть и газ толщ, перекрытых экранирующими горизонтами. Кроме этого, в стране в нескольких местах известны низкоомные верхнепалеозойские образования, которые, из-за их относительно большой плотности и скорости сейсмических волн, можно различить от других образований третичного фундамента только методами электроразведки.

Для применения вышеописанных методов электроразведки в Карпатской бассейне обычно имеются благоприятные условия, где основным типом осадков глубоких бассейнов является низкоомная плиоценовая толща. Другая причина эффективности в электроразведки — это возможность комплексного использования методов, при котором можно избежать ограниченности отдельных методов, и сравнительно экономично изучать геологическое строение.

Описанный комплекс успешно использовался нами и зарубежом, особенно в тех случаях, когда низкоомные осадки с экранирующими пластами были в основном мезозойского возраста.

## REFERENCES

1. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1961: Tellurikus kutatás erősen töredezett tektonikájú területen. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, **28**, 1—4, 437—446.
2. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1962: Az országos földiárammérések adatainak feldolgozása és térképi ábrázolása. Magyar Geofizika, **3**, 1—2, 81—90.
3. ÁDÁM A., 1963: A földkéreg és a felső köpeny elektromos ellenállás viszonyainak kutatása Magyarországon földi elektromágneses térrel. (Kandidátusi értekezés.)
4. ÁDÁM A., 1964a: Über die Berechnung der magnetotellurischen (MT) Anisotropie. Freiburger Forschungshefte, **C 168** (Geophysik), Leipzig, 1964.
5. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1964b: Ergebnisse der regionalen tellurischen Messungen in Ungarn. Acta Technica, **47**, 1—2, 63—77.
6. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1964c: A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon. Magyar Geofizika, **5**, 3., 23—30.
7. ÁDÁM A., 1965: A napi járás (S) harmonikusainál számított magnetotellurikus értékek bizonytalanságáról. MTA Műszaki Tud. Oszt. Közleményei, **35**, 1—4, 133—147.
8. ÁDÁM A.—HOLLÓ L.—TÁTRALLYAY M., 1967: Szerkezeti hatások (horizontális inhomogenitások) szerepe a magnetotellurikus frekvencia-szondázási görbéken. Magyar Geofizika, **8**, 5—6, 209—215.
9. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1967: A tellurikus mérések feldolgozási módszereinek vizsgálata különböző periódusú változások szuperpozíciójánál. Geofizikai Közlemények, **16**, 1—2, 17—24.
10. ÁDÁM A.—VERŐ J., 1968: Komparative Untersuchung der magnetotellurischen Bearbeitungsmethoden. Acta Geodaet., Gophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., **3**, 1—2, 117—128.
11. ÁDÁM A., 1970: Some quantitative contribution to the telluric relative frequency-soundings in the Hungarian Basin. (Néhány kvantitatív adat a Magyar Medencében végzett relatív tellurikus frekvenciaszondázásokról.) Geofizikai Közlemények, **19**, 1—2, 55—59.
12. ÁDÁM A., 1972: A Magyar Medencében mért MT szondázási görbék értelmezési kérdései ... Magyar Geofizika, **13**, 4—5, 198—208.
13. ÁDÁM A.: A földi áram és a földmágneses tér kapcsolatában jelentkező anizotrópia (magnetotellurikus anizotrópia) és meghatározási módja. (Doktori értekezés.)
14. BERDICSEVSKIJ, M. N., 1960: Elektricseskaja razvedka metodom telluricseszkij tokov. Goszoptehizdat, Moszkva.
15. BERDICSEVSKIJ, M. N., 1968: Elektricseskaja razvedka metodom magnitotelluricseszkogo profilirovanija. Nedra, Moszkva.
16. BERDICSEVSKIJ, M. N.—DIMITRIEV, V. I.—JAKOVLEV, I. A.—BUBNOV, V. P.—KONNOV,

- J. K.—VARLAMOV, D. A., 1973: Magnitotelluriceszkoje zondirovanie gorizontálno-neodnorodnih szred. IAN Fizika Zemli, 1973, 1, Moszkva.
17. BONDARENKO, A. P., 1955: Analiticeszkij szposzob obrabotki polevuh nabljudenij pri razvedke metodom zemnik tokov. (A terepi megfigyelések feldolgozásának módja a földi áram módszerrel való kutatásnál). IAN Szerija Geofiziceszkaja, 1955, No<sup>4</sup>, 267—269.
  18. CZUCZORNÉ MILETITS J., 1966a: A holdhónapi hullám a tellurikus áramokban. Magyar Geofizika, 7, 45—48.
  19. CZUCZORNÉ MILETITS J., 1966b: A Hold hatásának vizsgálata a különböző periódusú pulzációk esetében. Magyar Geofizika, 7, 4, 163—167.
  20. CSIKY G., 1968: A szénhidrogénkutatások újabb eredményei és kilátásai az északi paleogén medencében. Földtani Közöny, 98, 1, 29—40.
  21. DANK V., 1965: A dél-alföldi neogén medencérezek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekkel. Földtani Közöny, 95, 2, 123—139.
  22. DANK V., 1966: A Szeged-környéki szénhidrogénkutatások helyzete és perspektívái. Magyar Geofizika, 7, 2—3, 61—80.
  23. DANK V., 1968: A hazai szénhidrogénkutatások eredményei és feladatai. Földtani Közöny, 98, 1, 3—16.
  24. ERKEL A., 1965: A vezérszint meghatározása tellurikus méréseknél. Magyar Geofizika, 6, 2, 35—49.
  25. ERKEL A.—KIRÁLY E.—NEMESI L., 1968: A geoelektromos módszerek eredményei Kunszentmárton környékén. Magyar Geofizika, 9, 3, 99—104.
  26. FÁBIÁN GY., 1960: Több bázisú tellurikus mérések közös bázisra vonatkoztatása. (Diplomaterv.)
  27. HOLLÓ L.—VERŐ J., 1966: A 27 napos visszatérési hajlammal kapcsolatos újabb vizsgálatok a földi elektromágnes tér változásaiban és a napfizikai adatokban. Magyar Geofizika, 7, 4, 157—162.
  28. KARASNÉ TAMÁS ZS.—NAGY Z.—PÁZSIT I.-NÉ, 1977: A magnetotellurikus módszer új lehetőségei a digitális technika alkalmazásával. Magyar Geofizika, 18, 2, 41—47.
  29. KIRÁLY E.—LISZT F.-NÉ—NEMESI L.—SZABADVÁRI L., 1966: A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön. Geofizikai Közlemények, 15, 1—4, 25—39.
  30. KIRÁLY, E.—NEMESI, L.—VERŐ, L., 1970: Geoelektrische Messungen im südlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., 5, 1—2, 51—60.
  31. KISZELJOV, E. SZ.—KLJUCSKIN, V. N.—POPOV, JU. N., 1974: Szposzob priblizsennoj ocenki apparaturnuh iszkazsenij szignala pri izmerenii proceszsza sztanovlenija elektromagnitnogo polja. Priladnaja Geofizika, 1974. Vűp. 74, 101—104.
  32. KOLMAKOV, M. V.—VLADIMIROV, N. P., 1961: K voproszu ob ekvivalenoszti krivuh magnitotelluriceszkogo zondirovanija. IAN Szerija Geofiziceszkaja, 1961. No<sup>4</sup>, 544—552.
  33. T. KOVÁCS G., 1965: A battonyai terület mélyföldtani felépítése. Földtani Közöny, 95, 2, 183—189.
  34. T. KOVÁCS G., 1969: Újabb adatok a Nyírség és Hajdúság szénhidrogénkutató fűrásából. Földtani Kutatás, 12, 2, 1—8.
  35. KÖRÖSSY L., 1957: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. Bányászati lapok, 1957. 9. 491—503.
  36. KÖRÖSSY L., 1963a: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Földtani Közöny, 93, 2, 153—172.

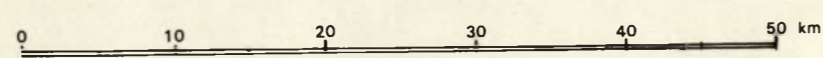
37. KÖRÖSSY L., 1963b: A Nagy Magyar Alföld mélyföldtani és kőolajföldtani viszonyai. (Kandidátusi értekezés.)
38. KÖRÖSSY L., 1968: A magyarországi kőolaj- és földgáztelepek elhelyezkedésének néhány törvényszerűsége. Földtani Közlöny, **98**, 1, 20–28.
39. KUNETZ, G., 1957: Anwendung statistischer Eigenschaften der Erdströme in der praktischen Geophysik. Freiburger Forschungshefte C **32** (Geophysik), 5–19. Akademie-Verlag, Berlin.
40. KUNETZ, G., 1969: Traitement et interpretation des sondages magnetotelluriques. Extrait de la Revue de l'Institut Francais du Pétrole, **24**, 6, 685–700.
41. LANTOS M. – NAGY Z. – NEMES I., 1966: Komplex geoelektromos módszer alkalmazásának tapasztalatai a Bugyi–Nagykátai-rögvonulat területén. Magyar Geofizika, **7**, 2–3, 134–138.
42. L'AUNÉ O., 1969: Kiegyenlítő számítás. (Egyetemi jegyzet.) Budapest.
43. MATVEJEV, B. K., 1974: Interpretacija elektromagnitnih zondirovanij. Nedra, Moszkva.
44. NAGY Z., 1967: S(H) függvények alkalmazása a geoelektromos és szeizmikus mérések eredményeinek komplex értelmezésében. Magyar Geofizika, **8**, 4, 139–149.
45. NAGY Z., 1969: A geoelektromos és szeizmikus reflexiók mérési adatok együttes értelmezésének lehetőségei az észak-alföldi medenceterületen. (The possibilities of a common analysis of geoelectric and seismic reflexion data in the basin area of the northern Hungarian Plain.) Geofizikai Közlemények, **18**, 4, 93–101.
46. NEMESI L., 1963: Tellurikus mérések kiértékeléséről. Magyar Geofizika, **4**, 3–4, 167–176.
47. NEMESI L., 1969: Tellurikus bázisok telepítése és összemérése az Alföldön. Magyar Geofizika, **10**, 6, 221–225.
48. NIKITENKO, K. N. – TEREHIN, E. I. – FOMINA, V. I., 1974: Vozmozsnoztii ispolzovaniija magnetotelluriceszkogo polja dlja detal'nyh iszszledovaniij geoelektriceszkogo razreza. (A magnetotellurikus tér felhasználásának lehetősége részletes geoelektromos kutatásra.) Prikladnaja Geofizika, 1974. Vü. **74**, 70–80.
49. POPOV, JU. N., 1974: Ob izobrazsenii reul'tatov izmerenij pri zondirovanii sztanovleniem polja. Razvedocsnaja Geofizika, 1974. Vü. **63**, 53–57.
50. PORSTENDORFER, G., 1954: Tellurik. Grundlagen und Anwendungen. Freiburger Forschungshefte, C **16** (Geophysik), Akademie-Verlag, Berlin, 1954.
51. PORSTENDORFER, G., 1961: Tellurik. Grundlagen, Meßtechnik und neue Einsatzmöglichkeiten. Freiburger Forschungshefte, C **107** (Geophysik), Akademie-Verlag, Berlin, 1961
52. POSGAY K., 1966: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata (Kandidátusi értekezés.)
53. SZABADVÁRY L., 1965: Ellenállás ( $\rho_c$ ) korrekció alkalmazása a tellurikus mérések értelmezésénél. Magyar Geofizika, **6**, 2, 23–34.
54. SZEPESHÁZY K., 1973: A Tiszántúl északnyugati részének felső kréta és paleogén korú képződményei. Akadémiai Kiadó, Budapest
55. SZIDOROV, V. A. – TIKSAJEV, V. V., 1969: Elektrorazvedka zondirovanija sztanovleniem polja v blizsnej zone. Szaratov, 1969 (Informacionnoje szoobscsenie.)
56. SZIDOROV, V. V. – TIKSAJEV, V. V., 1970: Interpretacija krivüh sztanovlenija polja v blizsnej zone. Razvedocsnaja Geofizika, 1970. Vü. **42**, 48–59.
57. TAKÁCS E., 1946: Magnetotellurikus műszer- és módszerfejlesztési vizsgálatok és alkalmazásuk a geofizikai kutatásban. (Kandidátusi értekezés.)
58. TAKÁCS E., 1969: The orientation of the magnetotelluric impedance ellipses. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Aced. Sci. Hung. **4**, 3–4, 415–423.

59. TAKÁCS E., 1972: A magnetotellurikus impedancia-tenzor polárdiagramjai használatának földtani jelentése. *Magyar Geofizika*, **13**, 6, 227–235.
60. TAKÁCS E., 1974: A magnetotellurikus tér eloszlásának numerikus vizsgálata kétréteges ( $\rho_2 = \infty$ ), kétdimenziós szerkezetekre. *Magyar Geofizika* **15**, 1–2, 49–55.
61. VÁNDORFI R., 1965: Az alföldi szénhidrogéntelemek és azok földtani jellemzése. *Földtani Közlöny*, **95**, 2, 164–181.
62. VARGA I., 1968: A kőolajipari geofizikai mérések eredményei és feladatai. *Földtani Közlöny*, **98**, 1, 41–46.
63. VAN'JAN, L. L. – BOBROVNIKOV, L. Z., 1963: *Elektror zvedka po metodu sztanovlenija magnitnogo polja*. Nedra, Moszkva.
64. VAN'JAN, L. L., 1965: *Osznovn elektromagnitnüh*. Nedra, Moszkva.
65. VAN'JAN, L. L., 1966: *Sztanovlenie elektromagnitnogo polja i ego iszpolzovanie dlja resenia zadacs sztruktornoj geologii*. Nauka, Novoszibirszk.
66. VERŐ J., 1960: Die Bestimmung der tellurischen Stationsellipsen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **69**, 5, 257–268.
67. VERŐ J., 1962: A tellurikus állomásellipszis számítása. *Geofizikai Közlemények*, **10**, 1–4, 155–161.
68. VERŐ J., 1964: A tellurikus tenzor meghatározásának egy lehetősége. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közleményei*, **34**, 4, 443–453.
69. VERŐ J., 1964: A földi elektromágneses tér pulzációinak vizsgálata a Nagycenk melletti obszervatórium mérései alapján. (Kandidátusi értekezés.)
70. VERŐ J., 1967: *Magnetotellurikus szondázások értelmezése anizotrop altalaj felett*. *Magyar Geofizika*, **8**, 5–6, 190–198.
71. VERŐ J., 1968: A földi áramok sajátos polarizációja a Kárpát-medencében. *Geofizikai Közlemények*, **17**, 4, 13–15.
72. VERŐ J., 1975: A mágneses komponensek közötti koherencia, mint a magnetotellurikus mérések sikerének egyik akadálya. *Magyar Geofizika*, **16**, 3, 117–119.
73. VÖLGYI L., 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. *Földtani Közlöny*, **95**, 2, 140–163.
74. ZILAI-SEBESS L. – VERŐ J., 1969: *Digital'naja csasztotnaja fiiltracija i ego primenenije pri obrabotke magnitotelluricseszkij izmerenij*. *Acta Geodat., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung.*, **4**, 3–4, 321–337.

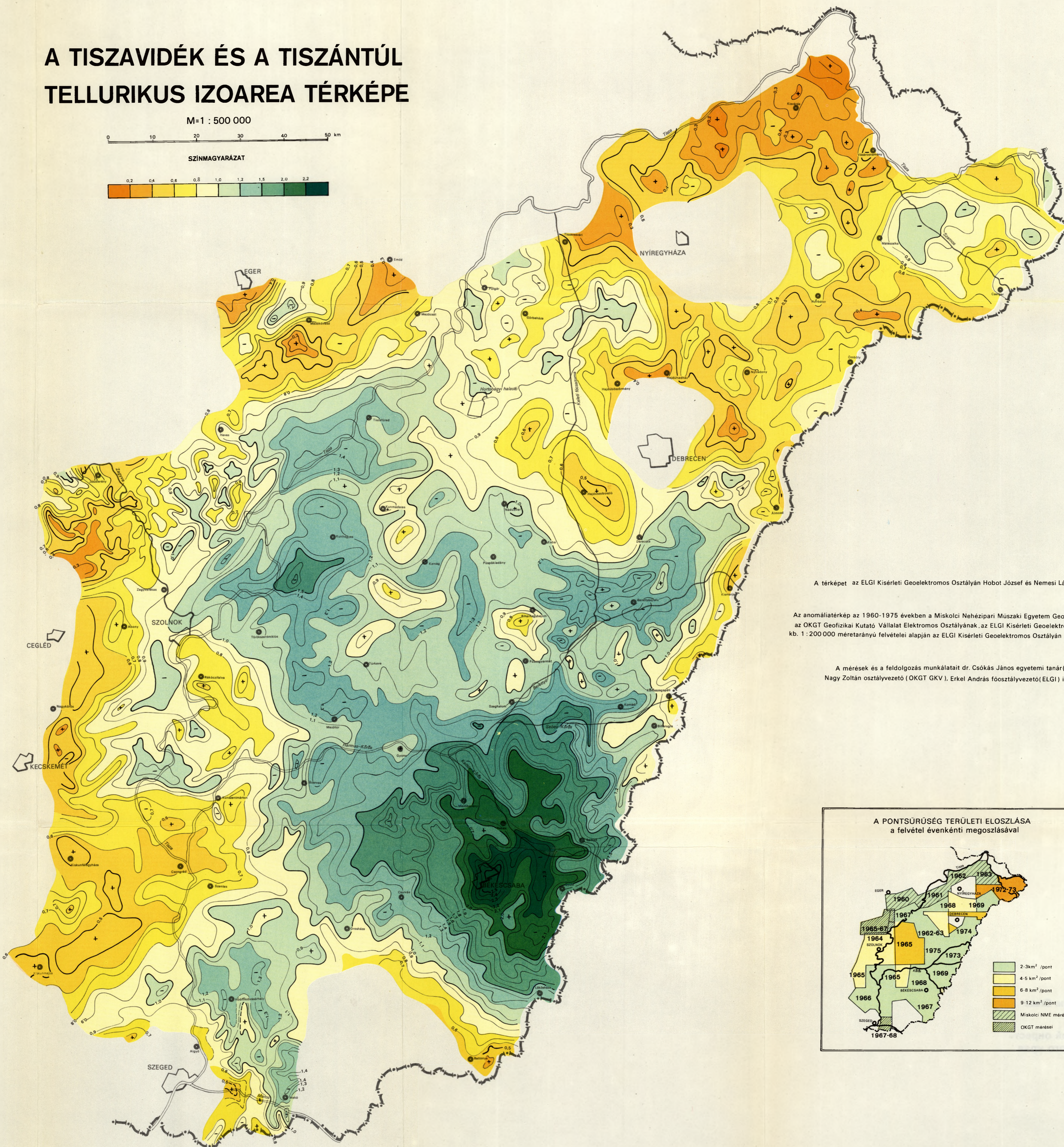
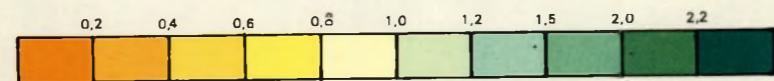
MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

# A TISZAVIDÉK ÉS A TISZÁNTÚL TELLURIKUS IZOAREA TÉRKÉPE

M=1 : 500 000



SZÍNMGYARÁZAT

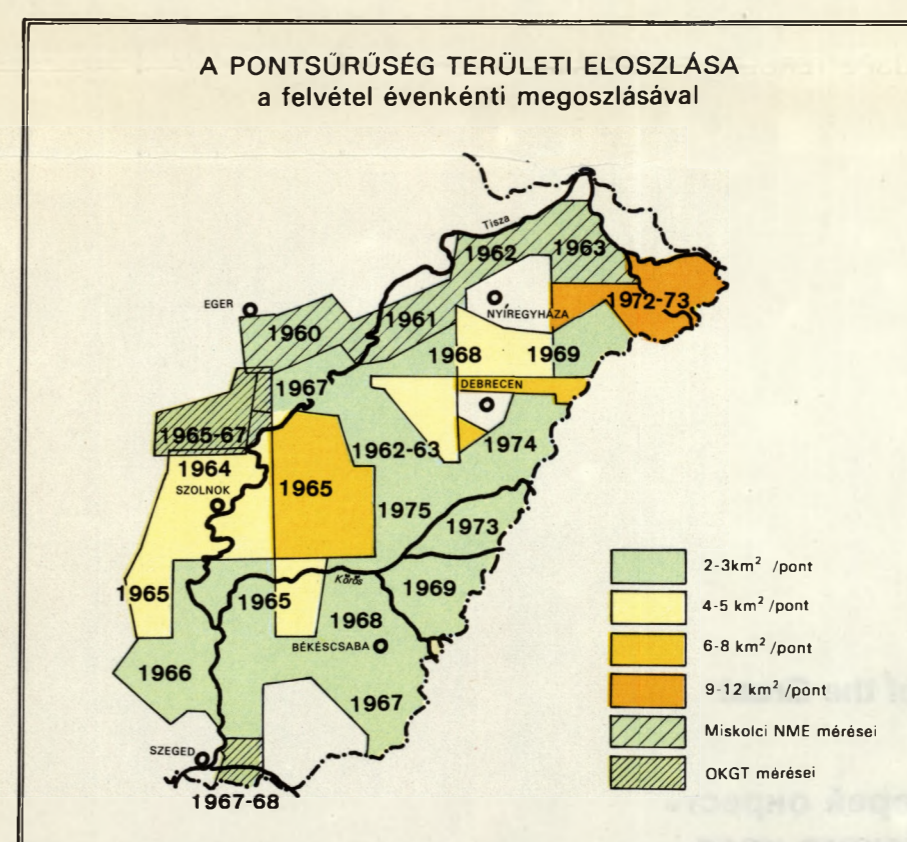


A térképet az ELGI Kísérleti Geoelektromos Osztályán Hobot József és Nemesi László szerkesztette.

Az anomáliatérkép az 1960-1975 években a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Geofizikai Tanszékének az OKGT Geofizikai Kutató Vállalat Elektromos Osztályának, az ELGI Kísérleti Geoelektromos Osztályának kb. 1:200 000 méretarányú felvételei alapján az ELGI Kísérleti Geoelektromos Osztályán készült 1979-ben.

A mérések és a feldolgozás munkálatait dr. Csókás János egyetemi tanár(NME), Nagy Zoltán osztályvezető (OKGT GKV), Erkel András fősztályvezető(ELGI) irányította.

## A PONTSURÚSÉG TERÜLETI ELOSZLÁSA a felvétel évenkénti megoszlásával



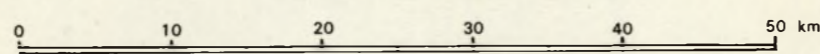
Rajzolta: Tiszendégyi Ferenc

1. melléklet

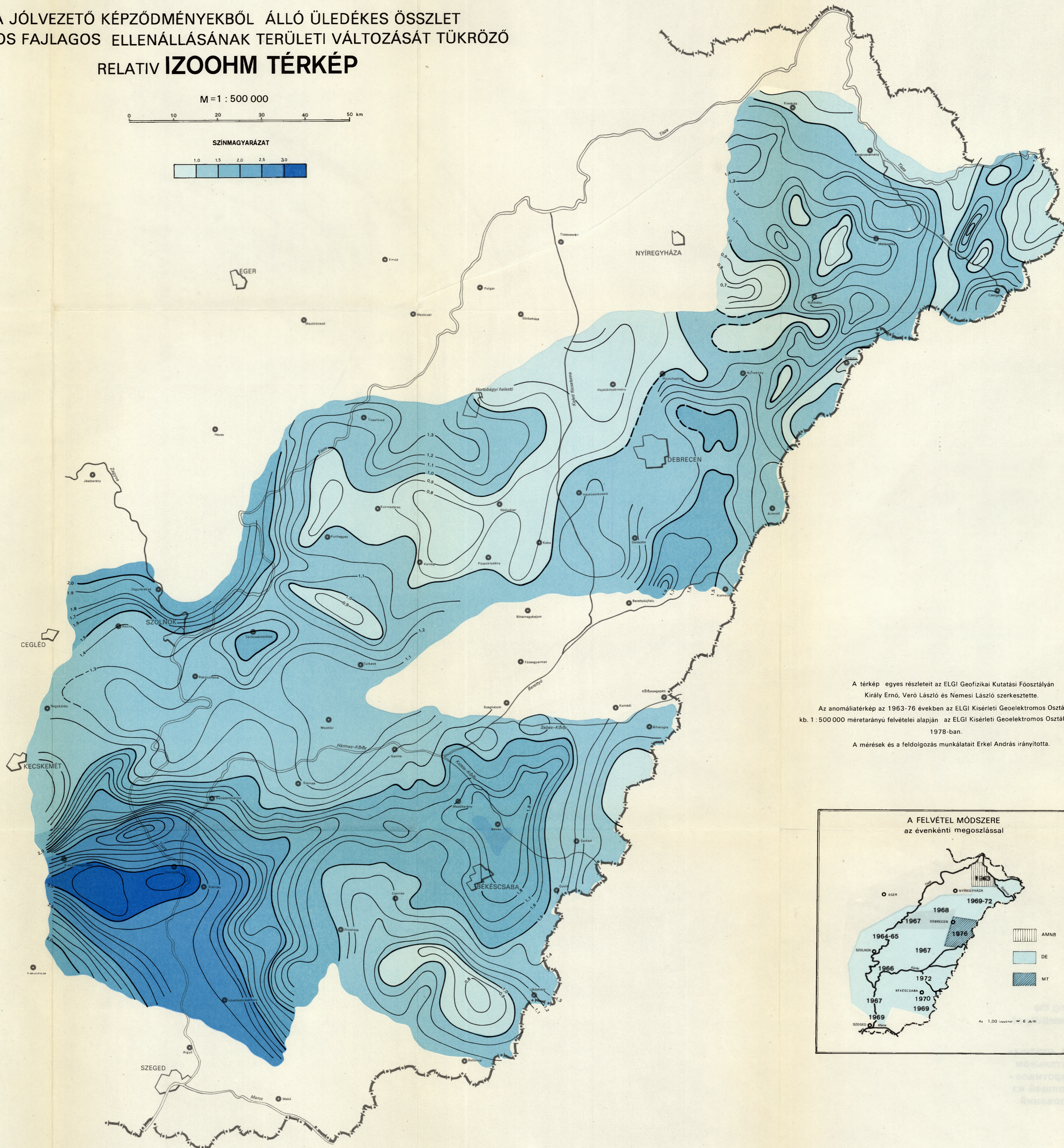
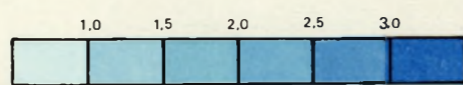
MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

A JÓLVEZETŐ KÉPZŐDMÉNYEKBŐL ÁLLÓ ÜLEDÉKES ÖSSZLET  
ÁTLAGOS FAJLAGOS ELLENÁLLÁSÁNAK TERÜLETI VÁLTOZÁSÁT TÜKRÖZŐ  
RELATIV IZOOHM TÉRKÉP

M = 1 : 500 000

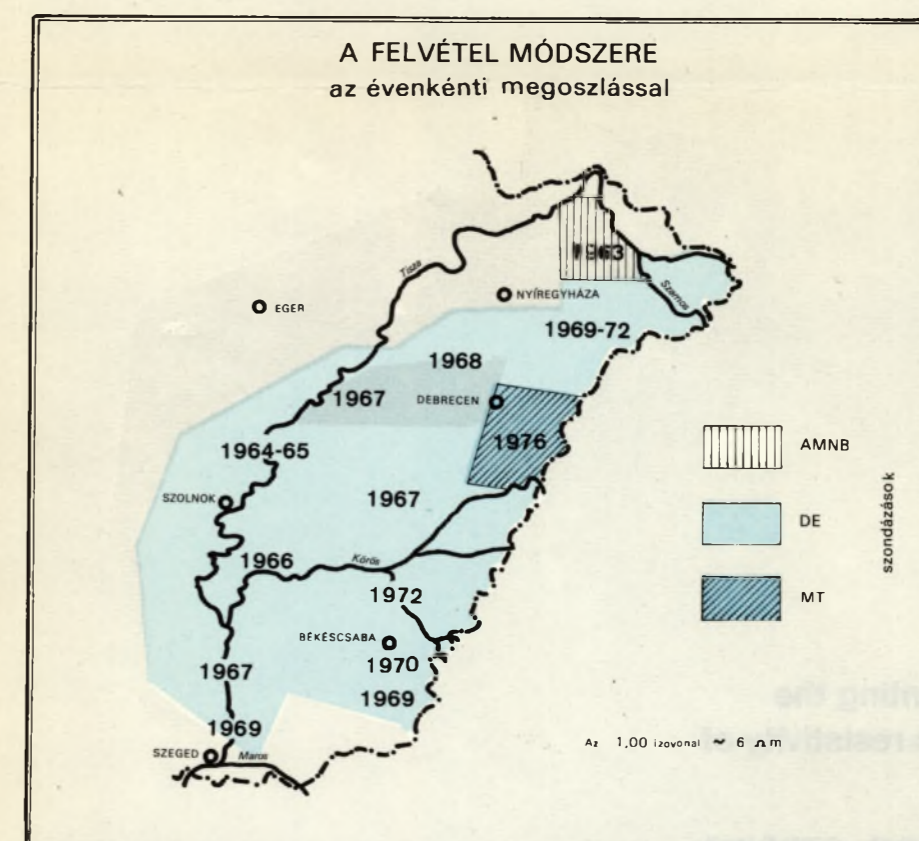


SZINMAGYARAZAT



A térkép egyes részleteit az ELGI Geofizikai Kutatási Főosztályán  
Király Ernő, Verő László és Nemesi László szerkesztette.  
Az anomáliatérkép az 1963-76 években az ELGI Kisérleti Geoelektromos Osztályának  
kb. 1 : 500 000 méretarányú felvételei alapján az ELGI Kisérleti Geoelektromos Osztályán készült  
1978-ban.

A mérések és a feldolgozás munkálatait Erkel András irányította.



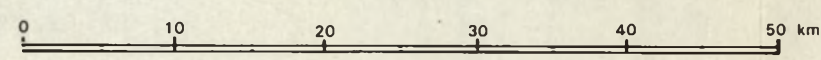
Rajolta: Tiszavölgyi Ferenc



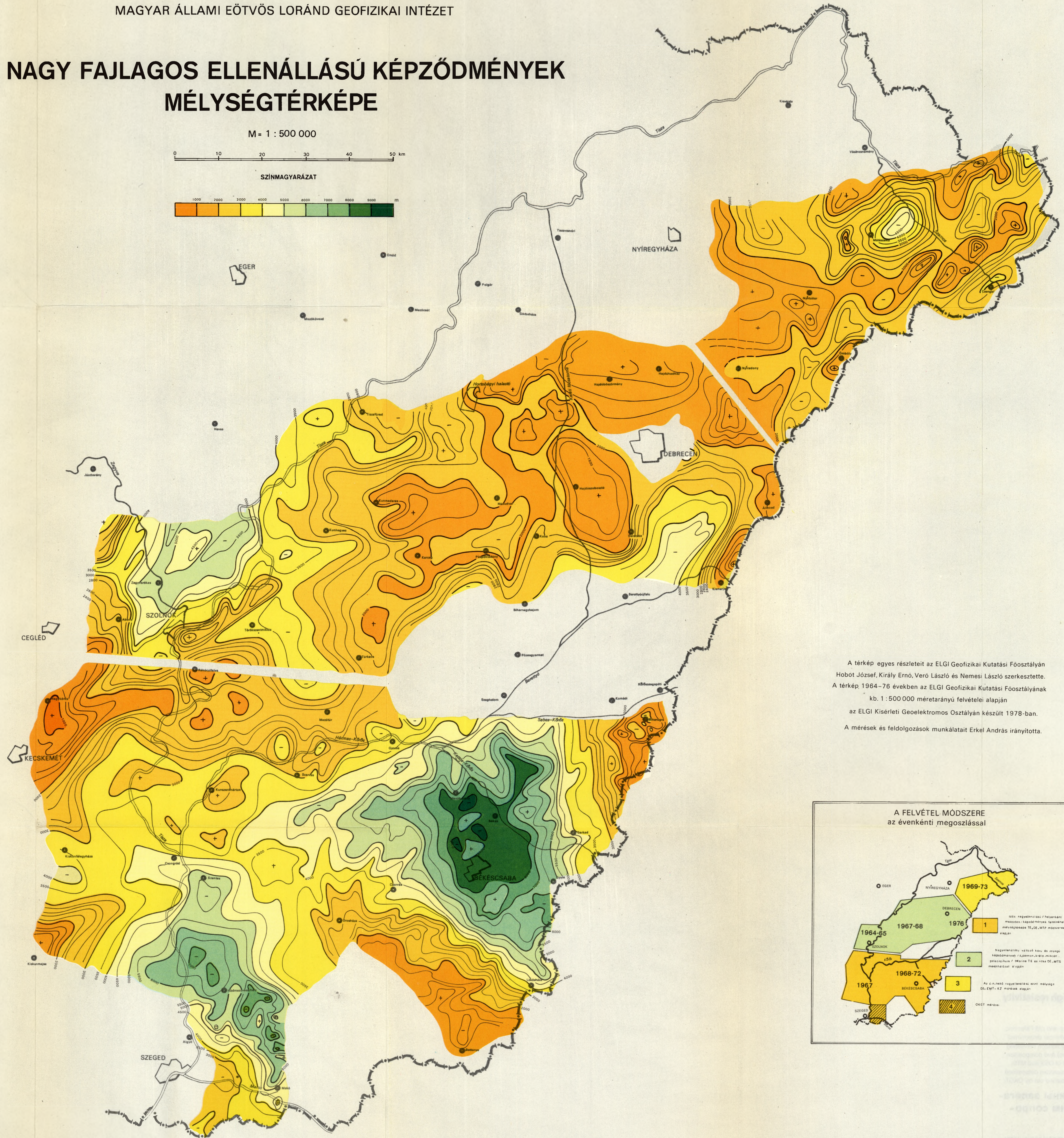
MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

# A NAGY FAJLAGOS ELLENÁLLÁSÚ KÉPZŐDMÉNYEK MÉLYSÉGTÉRKEPE

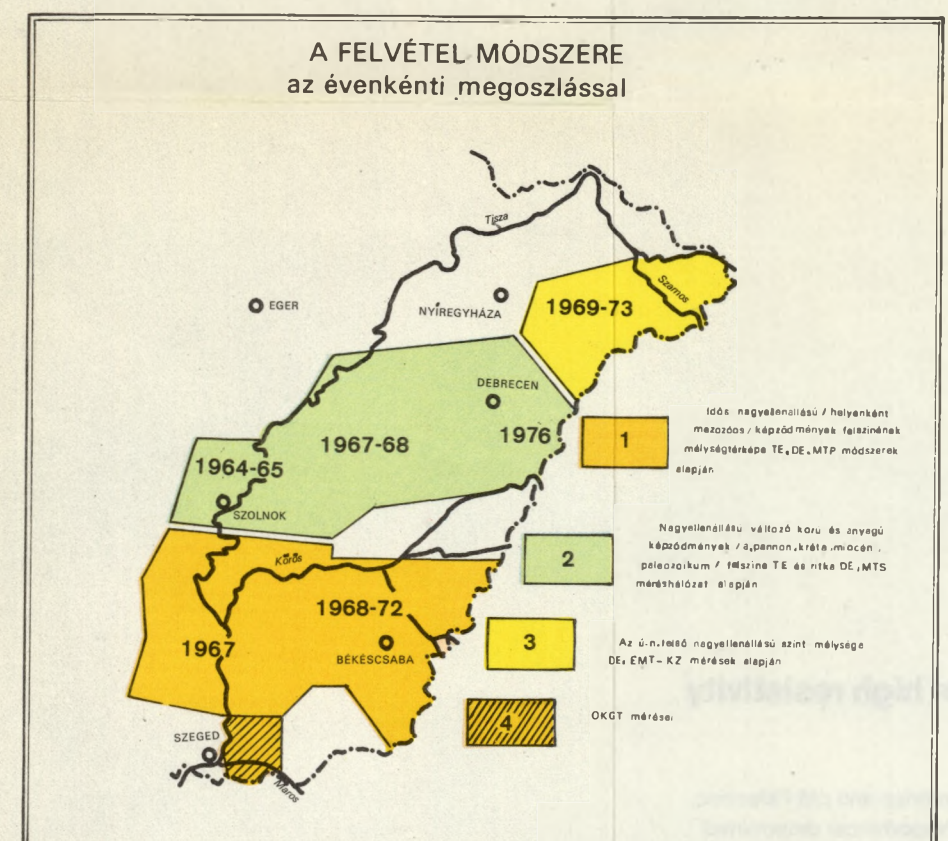
M = 1 : 500 000



SZÍNMAGYARÁZAT



A térkép egyes részleteit az ELGI Geofizikai Kutatási Főosztályán Hobot József, Király Ernő, Verő László és Nemesi László szerkesztette. A térkép 1964-76 években az ELGI Geofizikai Kutatási Főosztályának kb. 1:500 000 méretarányú felvételei alapján az ELGI Kísérleti Geoelektromos Osztályán készült 1978-ban. A mérések és feldolgozások munkálatait Erkel András irányította.



3. melléklet

Rajzolta: Tiszavölgyi Ferenc