

MAGYAR ÁLLAMI
EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

GEOFIZIKAI
KÖZLEMÉNYEK

ВЕНГЕРСКИЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ
ИМ Л. ЭТВЕША

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ
БЮЛЛЕТЕНЬ

GEOPHYSICAL

TRANSACTIONS
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE OF HUNGARY

TARTALOMJEGYZÉK

A Kisalföld geofizikai kutatási eredményeinek összefoglalása — Előszó	<i>Nemesi L.</i>	91
Fiatal üledékek geoelektromos kutatásának módszertani tapasztalatai és alkalmazásuk a Kisalföld kutatásában	<i>Dudás J., Draskovits P., Hobot J.</i>	95
A kisalföldi medence fiatal üledékeinek szerkezete regionális geoelektromos mérések alapján	<i>Hobot J., Dudás J.</i>	115
Komplex vízkutatás eredményei a Rába folyó Sárvár–Nick közötti szakaszán	<i>Dudás J., Hobot J., Varga Pné</i>	139
A kemenesháti tufagyűrűk geofizikai kutatása	<i>Tóth Cs.</i>	161
A kisalföldi medence aljzatának és kéregszerkezetének kutatása az ELGI-ben 1982–90 között	<i>Nemesi L., Hobot J., Kovácsvölgyi S., Milánkovich A., Pápa A., Stomfai R., Varga G.</i>	193

VOL. 39. NO. 2–3. APRIL 1995. (ISSN 0016-7177)



BUDAPEST

CONTENTS

Summary of the geophysical exploration results on the Little Hungarian Plain — Foreword	<i>L. Nemesi</i>	93
Methodological experience of geoelectric studies of young sediments of the Little Plain	<i>J. Dudás, P. Draskovits, J. Hobot</i>	111
Structure of young sediments in the basin of the Little Hungarian Plain from geoelectric measurements	<i>J. Hobot, J. Dudás</i>	133
Integrated groundwater prospecting in the reach of the river Rába between Sárvár and Nick	<i>J. Dudás, J. Hobot, T. Varga</i>	157
Geophysical investigation of tuff rings in the Kemeneshát	<i>Cs. Tóth</i>	185
Investigation of the basin basement and crust structure beneath the Kisalföld (performed in ELGI between 1982 and 1990)	<i>L. Nemesi, J. Hobot, S. Kovácsvölgyi, A. Milánkovich, A. Pápa, R. Stomfai, G. Varga</i>	218

DON'T BUY EQUIPMENT OR SERVICES UNTIL YOU KNOW THE FACTS



ELGI's Well Logging Division has put its 25 years of experience to work again in the new line of well logging technology in
water,

coal,

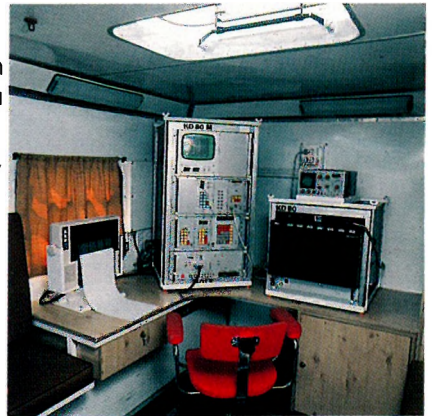
mineral,

geotechnical

prospecting

HERE'S WHAT WE OFFER

- Complete series of surface instruments from portable models to the PC controlled data logger
- Sondes for all methods: electrical, nuclear, acoustic, magnetic, mechanical, etc.
- Depth capacity down to 5000 m
- On-site or office computer evaluation
- International Metrological Base for calibration to true petrophysical parameters
- Training and in-house courses
- Design laboratory for custom-tailored assemblies



Just think of us as the scientific source of borehole geophysics you may never have heard of

SALES ❖ ❖ ❖ ❖ RENTALS ❖ ❖ ❖ ❖ SERVICES



Well Logging Division of ELGI

POB 35, Budapest, H-1440 Hungary

Phone: (361) 252-4999, Telex: 22-6194,

Fax: (361) 183-7316

Strike oil
by advertising
with us



**GEOPHYSICAL TRANSACTIONS OFFERS YOU
ITS PAGES TO WIDEN THE SCOPE OF YOUR
COMMERCIAL CONTACTS**

Geophysical Transactions,
contains indispensable information
to decision makers of the geophysical
industry. It is distributed to 45
countries in 5 continents.

Advertising rates (in USD)

	Page	Half page
Black and white	400/issue	250/issue
Colour	800/issue	450/issue

Series discount: 4 insertions — 20%

For further information, please contact:
Geophysical Transactions, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary

P.O.B. 35, Budapest, H-1440, Hungary
tel: (36-1) 163-2835 telex: 22-6194
fax: (36-1) 163-7256



INVITATION

The Association of Hungarian Geophysicists decided at its annual meeting to establish the "Foundation for Hungarian Geophysicists" and elected its first Advisory Board for 3 years. The foundation has been started with a moderate initial capital of 300 000 HUF, which has by now increased to more than 3 million and it is open for everybody.

The aim of the foundation is to help Hungarian geophysicists. There are two main target groups whose application for grants will be accepted with preference: young geophysicists needing assistance (travels, participation at conferences, publications, post-graduate education etc.) at the beginning of their professional life as well as retired and unemployed colleagues whose economic and social position became especially unfavourable.

The nine members of the Advisory Board invite everybody to join this foundation; donations should be communicated with the Board. Organisations and persons donating sums exceeding the initial capital will have the opportunity to delegate representatives into the Board. Detailed information is available at the following address:

Advisory Board of the
"Foundation for Hungarian Geophysicists"
H-1371 Budapest, P.O.B. 431
Budapest, I., Fő u. 68.
Telephone 201-2011/590
Telex 22-4343
Telefax 156-1215



EÖTVÖS L. GEOPHYSICAL INSTITUTE OF HUNGARY

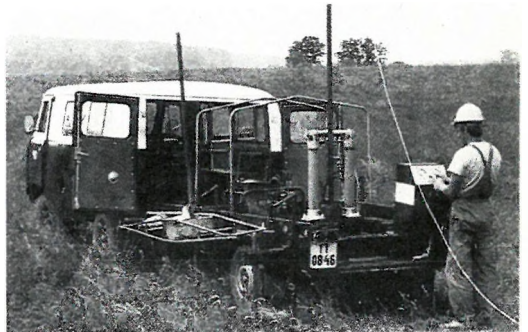
THE OLDEST INSTITUTION FOR APPLIED GEOPHYSICS
OFFERS THE LATEST ACHIEVEMENTS FOR
GROUND-WATER PROSPECTING
and
ENVIRONMENTAL PROTECTION

The most often occurring demands:

- local geophysical measurements for the water supply of small communities by a few wells
- regional geophysical mapping to determine hydrological conditions for irrigation, regional agricultural development,
- large-scale exploration for the water supply of towns, extended areas i.e. regional waterworks,
- determination of bank storage of river terraces, planning of bank filtered well systems,
- thermal water exploration for use as an energy source, agricultural use or community utilization,
- cold and warm karst water prospecting,
- water engineering problems, water construction works



The Maxi-Probe electromagnetic sounding and mapping system – produced under licence by Geoprobe Ltd. Canada – is an ideal tool for shallow depths, especially in areas where seismic results are poor or unobtainable



ELGI has a vast experience in solving problems of environmental protection such as control of surface waters, reservoir construction, industrial and communal waste disposal, protection of surface and ground water etc. ELGI's penetrolgger provides in-situ information – up to a maximum depth of 30 m – on the strength, sand/shale ratio and density without costly drilling.



Field work with ELGI's 24-channel portable seismograph

ELGI offers contracts with co-operating partners to participate in the whole complex process of exploration–drilling–production.

For further information ask for our booklets on instruments and applications. Let us know your problem and we will select the appropriate method and the best instrument for your purpose.

*Our address: ELGI POB 35. Budapest,
H-1440. HUNGARY
Telex: 22-6194 elgi h*

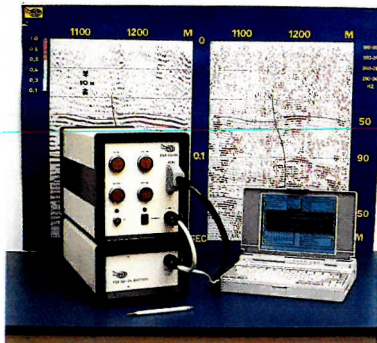
ESS - 03 - 24

PC based 24 channel portable seismograph

ESS-03 was designed for high-resolution subsurface imaging using up-to-date electronics and computer technology. Compared with excavation or dense drilling networks, it offers a highly cost-effective solution for geotechnical problems.

It is an excellent tool

- ◆ for raw material prospecting;
- ◆ for determining static corrections for surface seismic methods;
- ◆ for acquiring information when designing large scale foundations such as factories, dams or roads;
- ◆ for seismic investigation of well-sites;
- ◆ for in-mine exploration;
- ◆ for detection of destructive building-vibrations.



ESS-03 can be used not only for rapid and inexpensive data acquisition, but the built-in PC and software package offer excellent on-site processing, quick-look interpretation, and visual display of the results.



Specifications:

- Frequency response: 1-8000 Hz
- Resolution: 12 bit A/D+42 dB IFP
- Built-in electronic roll along switch
- Microprocessor control 80386-SX-20
- Data recording on floppy disc 1.44 MB,
hard disc 80 MB
- Menu-driven operating commands
- LCD display with VGA resolution
- Self-testing programs and parameter checking
- Weight: 10 kg
- Dimensions: 200*220*450 mm

Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary

Budapest, XIV. Columbus u. 17-23.
Letters: H-1440 Budapest, POB. 35.
Phone: (36-1) 184-3309
Fax:(36-1) 163-7256
Telex: (61) 22-6194 elgi h
E-mail: H6123 TIT@ELLA.HU

A KISALFÖLD GEOFIZIKAI KUTATÁSI EREDMÉNYEINEK ÖSSZEFOGLALÁSA — ELŐSZÓ

NEMESI László

A Kisalföld Magyarország ÉNy-i síkvidéki régiója (*1. ábra*). Általános földtani ismeretessége a 80-as évek elején lényegesen kisebb volt, mint az ország egyéb területeié. Ez annak ellenére igaz, hogy a medence peremterületein a részletes szén- és bauxit-kutatás eredményeként jelentős ismeretanyag gyűlt össze és a mélymedence területén az 1930-as évektől több hullámban meg-meg újuló szénhidrogén-kutatás folyt. Ez a kutatás a mélyszerkezeti viszonyokat is meglehetősen jól felderítette.

Hol voltak fehér foltok?

- Nem ismertük a medence területén a felszíntől számított 50–500 m közötti víztározó fiatal üledékes rétegsort, amely az ivóvízellátás alapja.
- Nem ismertük a közel-felszíni rétegsort (0–50 m) sem, amely a környezet-, természet- és vízvédelem, a területfejlesztés, (az új nagy létesítmények: vízilépcső, autópálya, szeméttelp, stb) tervezésének közvetlenül érintett mélységintervalluma.
- A medence mélyszerkezetének ismerete — a tudományos érdeklődésen túl — lényeges a szeizmikus veszélyeztetettség számításához, vagy a geotermikus energia források felkutatásához is.

Ezekre az alapvető kérdésekre egy-egy áttekintő 1:100 000-es és 1:500 000-es méretarányú — állami finanszírozású — kutatási program eredményei alapján kívántunk választ adni. Az ELGI nem foglalkozott a több km vastag szénhidrogénre perspektivikus neogén összlet belső szerkezetének vizsgálatával, mert ezt a MOL, régebbi nevén OKGT geofizikusai a mai kor legmodernebb technikájával, a szeizmosztratigráfiai és szeizlog eljárások alkalmazásával az Amerikai Egyesült Államok Geológiai Szolgálatával (USGS) együttműködve megtették és eredményeiket komplex mélymedence analízissel zárták. Az áttekintő állami földtani-geofizikai kutatás — a Magyar Állami Földtani Intézettel közös programban rögzített módon — 1982-ben kezdődött,

és az eredmények összegzése, térképatlaszok formájában történő közreadása napjainkban is tart.

Ebben a kiadványban a geofizikai kutatás legjellegzetesebb módszertani és földtani eredményeit kívánjuk közreadni, egy vizkutatási és egy alginít-kutatási eredménnyel együtt, hogy érzékeltessük: az áttekintő kutatás biztosítja azt a szükséges alapismeretet, amely szinte semmilyen konkrét kérdésnél még nem elégséges ugyan, de a távlati tervezés ezeket az ismereteket nem nélkülözheti. Kiadványunk nem foglalkozik az 1982-89 évek alatt a 10 000 km²-nyi terület közel 1300 pontján végzett mérmökgeofizikai szondázások eredményeivel sem, amelyek a felső 10-20 m bontásában játszanak fontos szerepet. Ez a mérési anyag azonban beépül a MÁFI 1:100 000-es térképlaponként kiadott atlaszaiba és komplex értelmezésként jelenik meg.

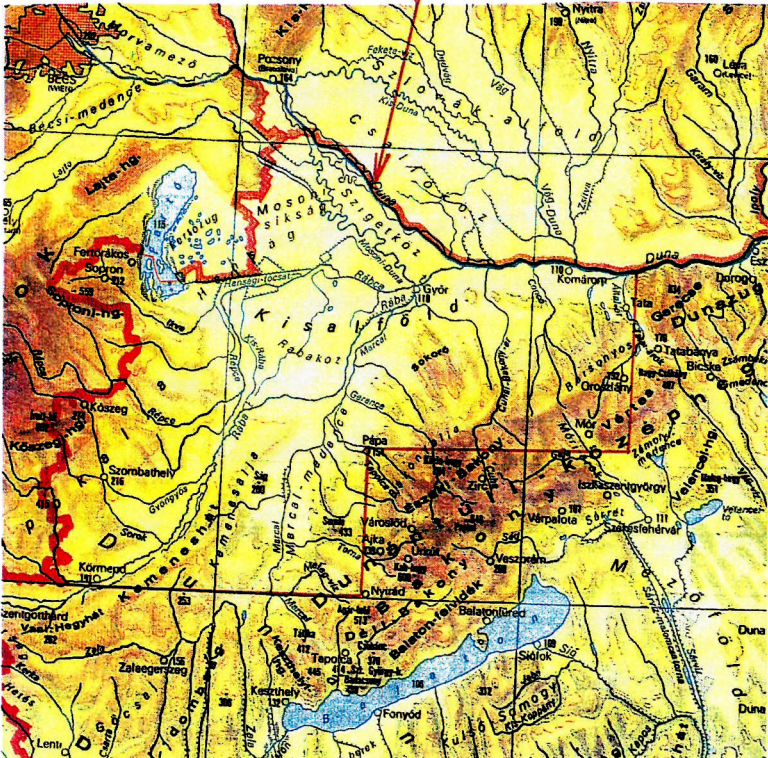
A középmélységű (50-500 m-es mélységtartományra irányuló) kutatások vagy a nagymélységű kutatások eredményei, a nagyobb törmelékűkúpok vagy szerkezetföldtani összefüggések térképlapnyi méretben nem igazán érvényesülnek, ezért az eredményeket összefoglaló térkép formájában mutatjuk be. A középmélységű kutatásokhoz 1338 ponton AB=4000 m-es VESz mérést, 285 db gerjesztett polarizációs (GP) szondázást, 5500 ponton GP szelvényezést végeztünk.

A mélyszerkezetkutatáshoz aktualizáltuk a már korábban készült áttekintő gravitációs és földmágneses térképeinket, vagyis a nyersanyagkutatások részletező mérési területén a részletesebb, pontosabb térképrészleteket beépítettük a régi áttekintő térképbe. Mélyszerkezetkutató tellurikus mérést mintegy 2000 ponton, magnetotellurikus szondázást 11 regionális szelvény 157 pontján végeztünk, és ezen szelvények közül 4 vonalon összesen 157 km hosszban, 12 s-ig regisztrált szeizmikus szelvényt is mértünk. Ezek a szelvények az üledék bontásán kívül az aljzatszerkezetről is adnak információt, sőt a Mohorovičić diszkontinuitás követésére is alkalmasak.

A tanulmány szerzőinek és a kutatásban résztvevő szakembereknek őszinte meggyőződése, hogy kutatási eredményeik a Kisalföld földtani megismerését számos új elemmel bővítették, amelyek sok probléma megoldásához jelentősen hozzájárulnak.

Egyben köszönetet mondunk minden kedves kollégának, akik egy évtizedes munkájukkal részesei ezeknek az eredményeknek, de köszönettel tartozunk az ELGI vezetésének és állami főhatóságunknak is, hogy ezeket a kutatásokat finanszírozták és a publikálás lehetőségét is megkaptuk.

1. ábra. A Kisalföld helye Európa, illetve Magyarország térképén
Fig. 1. Location of the Little Hungarian Plain — in Europe and in Hungary



SUMMARY OF THE GEOPHYSICAL EXPLORATION RESULTS ON THE LITTLE HUNGARIAN PLAIN — FOREWORD

László NEMESI

The Little Hungarian Plain (Kisalföld) is a lowland region in NW Hungary (Fig. 1) whose general geology in the early 80-ies was less known than the average level of this kind of knowledge. This is true in spite of the fact that a significant amount of information was accumulated about the edges of the basin mainly as the result of coal and bauxite exploration; recurrent hydrocarbon prospecting has been carried out in several waves in the deep parts of the basin since the 1930s, these have made the deep structure of the basin quite clear.

What, then, was less known?

- First of all, the young sedimentary sequence lying in the depth interval between 50 and 500 m below the surface in the deep basin; this young sequence is a potential source of drinking water.
- Secondly, the near-surface zone which is important for environmental and groundwater protection, regional policy and large new projects (barrage system, highway, waste deposit, etc.).
- Thirdly, in addition to the scientific interest, information about great depth could be essential in revealing the structural conditions necessary for seismic risk assessment or in the very timely launching of the long process of searching for geothermal energy resources.

We intended to answer the basic questions raised in these three points based on the results of reconnaissance surveys of 1:100 000 and 1:500 000 scales which were financed by the state budget. ELGI did not investigate the internal structure of the several km thick and potentially hydrocarbon-bearing Neogene sequence, because geophysicists of the Hungarian oil industry (MOL, earlier OKGT) carried out this work using the most up-to-date techniques of seismic stratigraphy and Seislog, in co-operation with the United States Geological Survey; their common work resulted in an integrated basin analysis study. The reconnaissance survey at state expenses started in 1982 as it was fixed in the common project with the Geological Institute of Hungary. The summarizing

of the results and their publication in the form of books of maps are still being done.

In this volume we should like to present the most characteristic methodological and geological results of geophysical surveys; one case history of groundwater prospecting and another one of alginite exploration. The reconnaissance survey provides the necessary basic knowledge but this is by no means satisfactory to solve any particular problem. This volume does not deal with the results of engineering geophysical soundings performed at about 1300 sites on an area of 13 000 km² between 1982 and 1989. These soundings played an important role in the detailed investigation of the uppermost 10–20 m and their results contribute to the integrated interpretation which results in map sheets in atlases published by the Geological Institute of Hungary.

The results of medium depth (depth interval of 50 to 500 m) or deep investigations, large detrital cones or structural geological relations cannot be illustrated on a single map sheet. We should therefore like to present our results of the whole area, in the form of a dozen maps. To investigate the medium depth range we carried out vertical electrical soundings (VES) up to AB = 4000 m at 1338 sites, 285 induced polarization (IP) soundings, and IP profiling at 5500 points.

For the purposes of deep investigations we updated the reconnaissance gravity and magnetic maps constructed earlier. This updating was performed by amalgamating the more detailed maps obtained for raw material prospecting purposes into the reconnaissance maps. To study the deep structure we measured about 2000 telluric stations, 157 magnetotelluric soundings along 11 regional profiles. Along four of these profiles seismic sections were recorded up to 12 s, in a total length of 157 km. In addition to the resolution of the sedimentary sequence these measurements can provide information on the structure of the basement, even on the Mohorovičić discontinuity.

The authors of the papers and the scientists taking part in the surveys are firmly convinced that their investigation results have contributed with numerous new elements to the geology of the Little Hungarian Plain; and this could help in solving several problems of the economy in our country.

The authors would like to acknowledge the long years of work of their close colleagues who have a share in these results. To the management of ELGI and our higher authority we owe thanks for their having financed these surveys and for permission for their publication.

FIATAL ÜLEDÉKEK GEOELEKTROMOS KUTATÁSÁNAK MÓDSZERTANI TAPASZTALATAI ÉS ALKALMAZÁSUK A KISALFÖLD KUTATÁSÁBAN

DUDÁS József, DRASKOVITS Pál, HOBOT József

A Kisalföldön a víznyerésre legperspektivikusabb (100–500 m) vastag kvarter, felső-pannon korú képződmények a folyóvízi, beltavi feltöltődés miatt horizontálisan igen nagy változékonyságot mutatnak. A rétegsor felülről lefelé folyamatosan csökkenő szemcsemérettel jellemezhető. Így a hagyományos VESz-GP kiértékeléshez nem fűzhattünk sok reményt. Ezért kidolgoztuk a vastagsággal súlyozott átlag- és intervallum-ellenállás térképek, valamint a gerjeszthetőséget és a fajlagos ellenállást egyszerre értékelő litológiai térképek számításának és szerkesztésének módját.

1. Bevezetés

A kisalföldi közepes (100–500 m) mélységbeni összletek regionális vizsgálatait a vertikális elektromos szondázás és gerjesztett polarizációs (VESz-GP) módszerekre alapoztuk. Ezek a fiatal (főleg kvarter és felső pannon korú) beltavi, folyóvízi üledékek rendkívül gyors horizontális (laterális, homok-agyag-kavics) változásúak. Fentről lefelé az átlagos szemcseméret csökken, azaz a folyamatosan csökkenő fajlagos ellenállás uralkodik (ún. Q típusú modell). Nem teljesül a — VESz módszer számára lényeges — horizontálisan homogén rétegzettség és a folyamatos ellenállásátmenetek miatt nehéz önálló geoelektromos rétegeket elkülöníteni és korrelálni. Ezért a szokványostól eltérő megoldásokat kerestünk a mérések eredményeinek feldolgozására, értelmezésére, és elsősorban a vízkutatás számára hasznosítható ábrázolására. A több éves kutatás, tapasztalatok, felismerések és a hatékonyság növelésére tett kísérletek alapján néhány újonnan kifejlesztett módszer rutinszerű alkalmazását is megkezdjük.

Az új módszerek:

- A számítógépes kiértékelés és adatrögzítés bevezetése
- A vastagsággal súlyozott átlag- és intervallum-ellenállás térképek szerkesztése

- A ρ - P - d (fajlagos ellenállás, polarizálhatóság, szemcseátmérő) nomogramok felhasználása a litológiai változások területi meghatározására.

Utólag elmondhatjuk, hogy ezek alkalmazása valóban előbbre vitte a kutatásokat, elsősorban a víznyerési perspektíva megítélésében.

2. A számítógépes kiértékelés és adatrögzítés

A zsebsámológépek és asztali kalkulátorok, majd a személyi számítógépek rohamos elterjedésével megfogalmazódott az a követelmény, hogy a VESz görbék görbesereges kiértékeléséről áttérjünk a számítógépes feldolgozására, mely kevésbé szubjektív és matematikailag is pontos közelítést tesz lehetővé. A mérési pontok koordinátáinak, a pont jelének és a különböző AB távolságoknál mért ρ , P adatok beadása után kezdetben az *interaktív módszerre* készítettünk programokat. Ez azonban nagyon körülményes és továbbra is szubjektív volt, attól függően, hogy a kiértékelő mennyire volt türelmes, vagy leleményes az egyes paraméterek változtatásával számolt elméleti görbéknek a mért görbékre való illesztésénél. Gyakorlatilag 10–20 iteráció után már elegendően jó egyezést kaptunk. Az eljárás hátránya volt, hogy a kiértékelőnek végig a gép mellett kellett ülnie, egy iteráció számítása 2–3 percig tartott. További időt jelentett a paraméter változások meghatározása. Ezek gépi nyelvű programok voltak.

A személyi számítógépek megjelenése, jelentősen nagyobb kapacitása, valamilyen számítógépes nyelv használata lehetővé tette a *görbekiértékelés programozását* és ennek *automatizálását*. Ezen matematikai programok készítését a Marquardt (Bsolve) algoritmusnak elméleti görbeszámító szubrutinra való alkalmazása tette lehetővé.

2. 1. A Marquardt (Bsolve) algoritmus

Sok helyen (jelentésekben, stb.) hivatkoztunk már a Marquardt algoritmus alkalmazására, de soha nem részleteztük, hogy mi is az tulajdonképpen. Részletekbe, levezetésekbe nem bocsátkozva röviden most pótoljuk ezt a hiányosságot.

A nemlineáris paramétereknek a legkisebb négyzetek elve szerinti becslésre szolgáló algoritmusok két különböző jellegű megközelítés köré csoportosíthatók. Az egyik szerint a modellre felállított összefüggés Taylor-sorba fejthető és az egyes paraméterek javítása minden iterációban a lokális linearitás feltételezésével számítható. A másik eljárás a legnagyobb meredekség (vagy gradiens) módszerének különböző változatait használja. Nem ritkán azonban mindkét eljárás zátonyra fut, a Taylor-soros az iterációk divergenciája miatt, a

legnagyobb meredekség eljárás pedig az első néhány iteráció utáni rettenetesen lassú konvergencia miatt.

D.W. MARQUARDT [1963] egy „maximális környezet” módszert fejt ki. Ez tulajdonképpen a Taylor-soros és a gradiens eljárás közötti interpoláció, amely interpoláció azon a maximális környezeten alapul, amelyben a csonkított Taylor-sor megfelelően reprezentálja a nemlineáris modellt. Ez az eljárás a nemlineáris algebrai egyenletrendszer megoldásának problémájára is ki van terjesztve.

A számítási program egy többváltozós, nemlineáris regressziós egyenlet együtthatóit számítja: $Y_i = F(x_1, x_2, \dots, x_k; A_1, A_2, \dots, A_M)$, felhasználva N adatpontot Y_i -hez és Y_{k_i} -hez, ahol:

$$i = 1, 2, \dots, N; \quad k = 1, 2, \dots, K.$$

A matematikai program a Gauss-Newton módszer olyan kiterjesztése, amely az ismeretlen együtthatók viszonylag rossz kezdeti becslése esetén is lehetővé teszi a konvergenciát. Egy, a legkisebb négyzetek elvén alapuló célfüggvényt használ. Ebben a módszerben a Gauss-Newton normálegyenleteket egy tényező hozzáadásával módosítjuk:

$$\underline{\Delta X} = (\underline{A}^T \underline{A} + \lambda \underline{I})^{-1} \underline{A}^T \underline{\Delta Y} \quad (1)$$

ahol: \underline{I} az egységmátrix. Így \underline{I} hozzáadódik az $\underline{A}^T \underline{A}$ mátrix főátlójának minden tényezőjéhez. Kimutatható, hogy ha $\lambda = \infty$, a Marquardt-módszer eredménye azonos a legnagyobb meredekség eljárás eredményével.

Mikor azonban $\lambda = 0$, a módszer a Gauss-Newton módszerre egyszerűsödik. Általában a legnagyobb meredekség eljárás még rossz kezdeti érték esetén is konvergál, de hosszú időt igényel. A Gauss-Newton eljárás jó kezdeti becslés esetén gyorsan konvergál. Így a Marquardt módszerben λ kezdeti értéke nagy, és ahogy közeledünk az optimumhoz, egyre csökken.

A leírt algoritmus megegyezik a gradiens módszerekkel abban, hogy olyan kezdeti becslés esetén is jól konvergál, amely más módszerek konvergencia-tartományán kívül eshet. Az algoritmus megegyezik a Taylor-soros módszerrel abban, hogy gyorsan képes elérni a határértékeket, miután elérte a határértékek környezetét. Így a módszer egyesíti elődjeinek legkedvezőbb tulajdonságait, ugyanakkor elkerüli legfontosabb korlátait.

2. 2. A számítógépes kiértékelés előnyei és következményei

Mint már említettük, a számítógépes kiértékelés lehetővé tette a kiértékelés automatizálását. Mi ennek a lényege? A görbesereses vagy más gyors, közelítő kiértékelés eredményeit, mint kezdő paramétereket gépbe adva, a Marquardt-algoritmust tartalmazó program a matematikailag legjobban illeszkedő elméleti görbét számolja ki. A gépbe 20–25 görbe induló paramétereit lehet egyszerre betáplálni és a gép mindaddig nem igényel felügyeletet, míg az összeset ki nem

számolja. A kiértékelő ezen idő alatt mással foglalkozhat (1/2–1 nap, számítógép típusától függően!) A nem megfelelő átlageltérésű görbéket újra kell futtatni. Az induló paraméterekkel egyúttal meghatároztuk a görbe típusát is. Ha a végeredmény más típusú görbét jelez, induló paramétereink, illetve a görbe típusának megadása volt a hibás, és új paraméterekkel újra kell futtatnunk a számítást. Ha két egymáshoz közelálló ellenállású réteget kapunk, akkor a rétegszám megadása volt hibás, kevesebb réteggel kell operálnunk. Ugyanez a helyzet, ha 0-hoz közeli rétegvastagságot kapunk nem felszínközeli réteg esetében, vagy ha ennek még az ellenállása is 0-hoz közeli érték.

A számítógépes kiértékelés az ekvivalencia problémákat nem szünteti meg, csupán a matematikailag legjobban illeszkedő elméleti görbét határozza meg. Az ekvivalencia-gyanús görbéket az első futtatás eredményével, mint induló paraméterrel újra futtatva, — ha ez az első eredménytől eltér, megkapjuk az ekvivalencia alsó illetve felső határát. Így mindkét végeredmény a legjobban illeszkedik, a közelítés szórása továbbra is kicsi marad, vagyis a megoldás ekvivalens.

A mágneslemezes adatrögzítés előnyeként a paraméterek (pont név, koordináták, mért görbe értékei, ellenállás és vastagság, illetve mélység) gyorsan és könnyen előhívhatók, szelvények, térképek szerkeszthetők. Ennek folytán jelentős adatbázis készíthető nagyobb területekre.

3. Vastagsággal súlyozott átlagellenállás térképek

A Kisalföld regionális komplex kutatása keretében 1982 és 1988 között mintegy 1300 ponton mérték a középmélységi behatolású VESz-GP komplexumot 4–6 km²/pont sűrűséggel. Az AB=4000 m-es VESz mérések behatolási mélysége 500–700 m körüli, az azokkal egy ütemben végzett GP méréseké ennél kisebb. A vizsgálatok célja a negyedidőszaki és részben a felső pannon korú összletek üledékföldtani-szerkezeti megismerése, vízföldtani minősítése volt.

A terület horizontális és vertikális felépítéséről a VESz görbék típusai, az összletek rétegeinek ellenállás- és vastagságviszonyai adtak felvilágosítást.

A mérések alapján a kutatás mélységéig terjedő réteggösszletet általában 4–8, eltérő vastagságú és ellenállású geoelektromos réteg alkotja. A teljes rétegsor — a feltalajokat is beleértve — valójában 8–10, vagy ennél is több, különböző időszakban keletkezett geoelektromos rétegből áll, melyek egyszerre és együtt sehol sem fordulnak elő.

A mérési pontok sűrűsége és a vele összemérhető litológiai finomszerkezet-változások miatt az egyes képződmények szinttérképes ábrázolása bonyolult és bizonytalan megoldású feladat. A 8–10 kimutatható, gyakran csak foltokban jelentkező geoelektromos réteg térképi ábrázolása sok kicsi — esetenként nem értelmezhető — térképet jelentene, ami tovább bonyolítaná a helyzetet. Mindenképpen szükséges azonban, hogy a terület geoelektromos változásait valamiképpen ábrázoljuk. A problémák miatt csak olyan térképek-

nek van reális tartalmuk és értékelhetőségük, amelyeket bizonyos mélységtartományokra meghatározott átlagértékekből állítottak össze.

Ezért a különböző földtani képződmények geoelektromos tulajdonságainak — mint anyagi jellemzőknek — a változásait az egyes kiértékelhető rétegek vastagságával súlyozott átlagellenállás-értékek térképi ábrázolásával tettük szemléletessé.

3.1. Felszíntől számított átlagellenállás térképek

A vastagsággal súlyozott átlagellenállás térképeket a felszíntől 25, 50, 100, 200, 500, 1000 m mélységig (h_j) az elsődleges adatokból, vagyis a kiértékelte VESz görbék paraméter értékeiből (ρ_i, m_i) állítottuk elő, ahol ρ_i az i -edik összetett ellenállása és m_i az i -edik összetett vastagsága, h_j a számított mélység 1-től 6-ig, azaz $h_1=25$ m, $h_2=50$ m, ... $h_6=1000$ m.

Az átlagellenállás térképek szerkesztéséhez az értékeket (ρ_o-h_j) a következő összefüggések alapján számoltuk: a felszíntől (0) számított $\rho_{o_{h_j}}$ érték a h_j mélységig

$$\rho_{o_{h_j}} = \frac{\sum_{i=1}^k \rho_i m_i + \rho_{k+1} (h_j - \sum_{i=1}^k m_i)}{h_j} ; \quad j = 1, 2, \dots, 6 \quad (2)$$

azzal a feltétellel, hogy

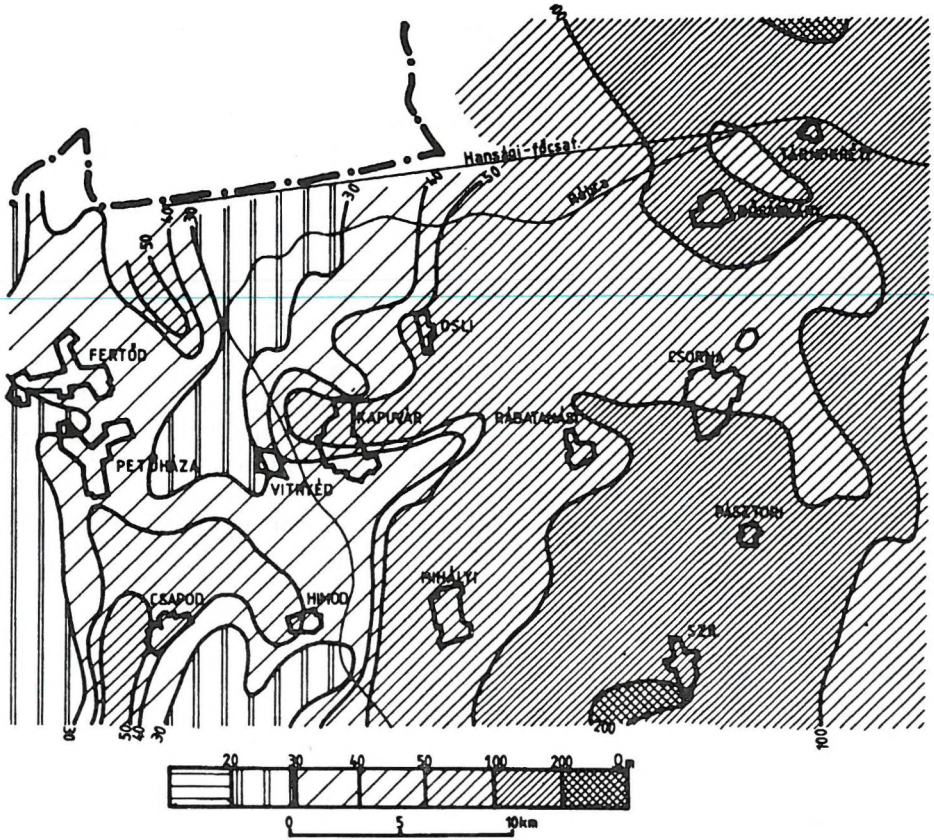
$$\sum_{i=1}^k m_i < h_j < \sum_{i=1}^{k+1} m_i$$

Ezek a térképek (1. ábra) láthatóvá teszik a finomabb és durvább szemcseösszetételű összetettek horizontális elterjedését, s jó közelítéssel mélységi lehatárolásra is alkalmasak.

Hibájuk, hogy a kutatási mélységen belül a vastagabb, de nagyobb vagy kisebb ellenállású képződmények jelentősen hatnak a szomszédos mélységintervallum átlagellenállására is.

3. 2. Intervallumokra számított átlagellenállás térképek

A szomszédos mélységintervallumokra való hatás kiküszöbölésére, az egyes ellenállás anomáliáknak, illetve azok hatóinak jobb mélységi lehatárolására néhány mélységközre, így 25-50, 50-100, 100-200, 200-500, 500-



1. ábra. Vastagsággal súlyozott átlagellenállás térkép a felszíntől 100 m mélységig
 Fig. 1. Map of average resistivity weighted with thickness (from the surface down to a depth of 100 m)

1000 méterre is szerkesztettünk vastagsággal súlyozott átlagellenállás ($\rho_{h_{j-1}-h_j}$) térképeket.

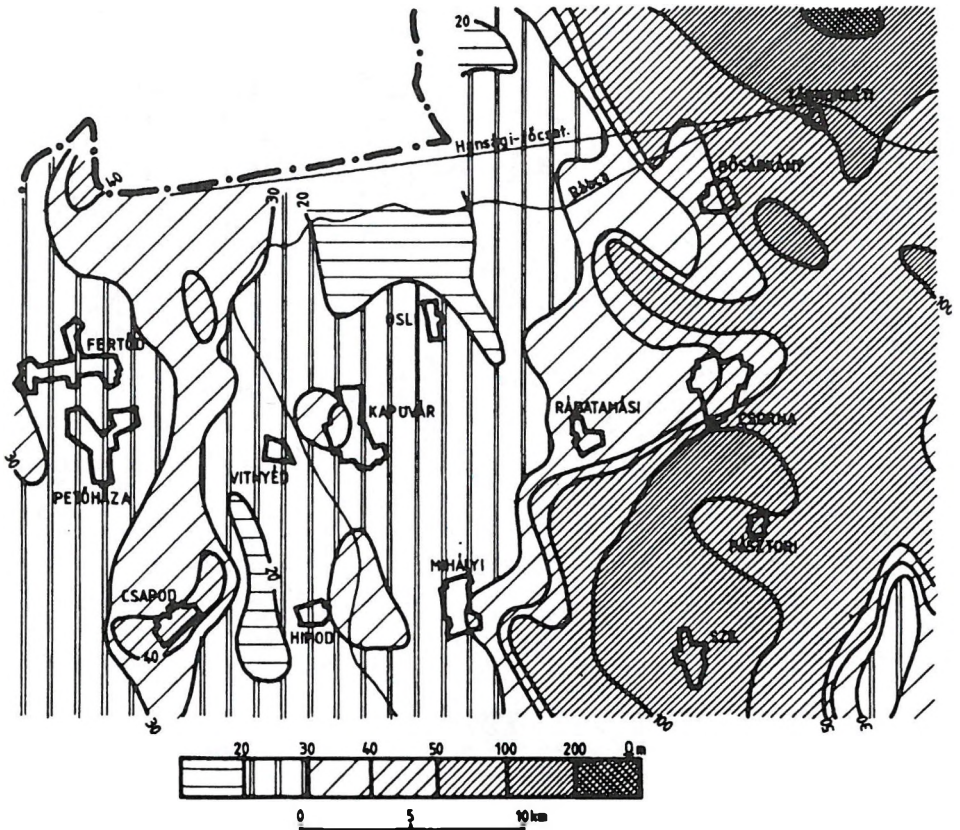
A különböző mélységintervallumokra ($h_{j-1} - h_j$) programmal számítható átlagellenállás

$$\rho_{h_{j-1}-h_j} = \frac{\left[\sum_{i=1}^k \rho_i m_i + \rho_{k+1} \left(h_j - \sum_{i=1}^k m_i \right) \right] - \left[\sum_{i=1}^l \rho_i m_i + \rho_{l+1} \left(h_{j-1} - \sum_{i=1}^l m_i \right) \right]}{h_j - h_{j-1}} \quad (3)$$

ahol: ρ_i — az i -edik réteg ellenállása,
 m_i — az i -edik réteg vastagsága,
 h_j — a mélységintervallum alja, ($j = 1, 2, \dots, 6$)
 h_{j-1} — a mélységintervallum teteje,
 $\rho h_{j-1} - h_j$ — a mélységintervallum vastagsággal súlyozott átlagellenállása.
 Feltételek:

$$\sum_{i=1}^k m_i < h_j < \sum_{i=1}^{k+1} m_i \quad \text{és} \quad \sum_{i=1}^l m_i < h_{j-1} < \sum_{i=1}^{l+1} m_i$$

Ezek a térképek (2. ábra) az adott mélységközben pontosítják a hatókat, s jobban közelíthető a rétegtani felépítés jellege. Különösen előnyösek a vízföldtani értelmezésben, ugyanis a kedvezőbb paraméterekkel rendelkező



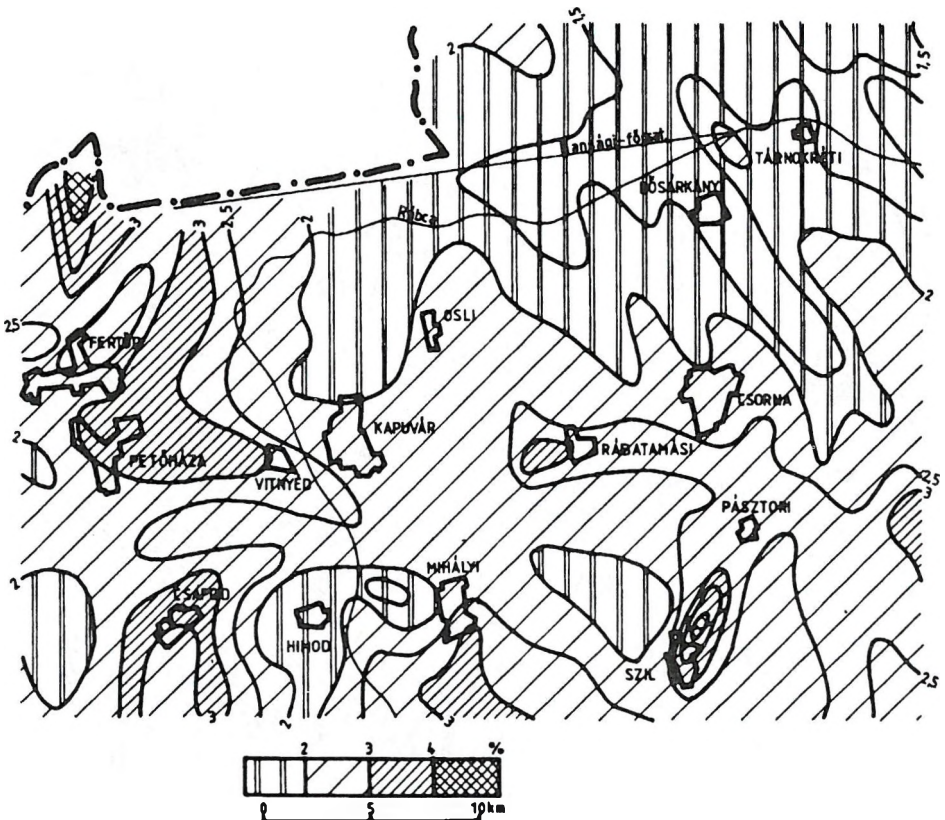
2. ábra. Az 50 és 100 m közötti összlet átlagellenállása

Fig. 2. Map of interval resistivity (for a sequence lying in the depth interval between 50 and 100 m)

rétegsorok pontosabb mélységi lehatárolását biztosítják. Így alkalmasak részletes kutatások tervezésére, vízkutató fúrások kitzésére.

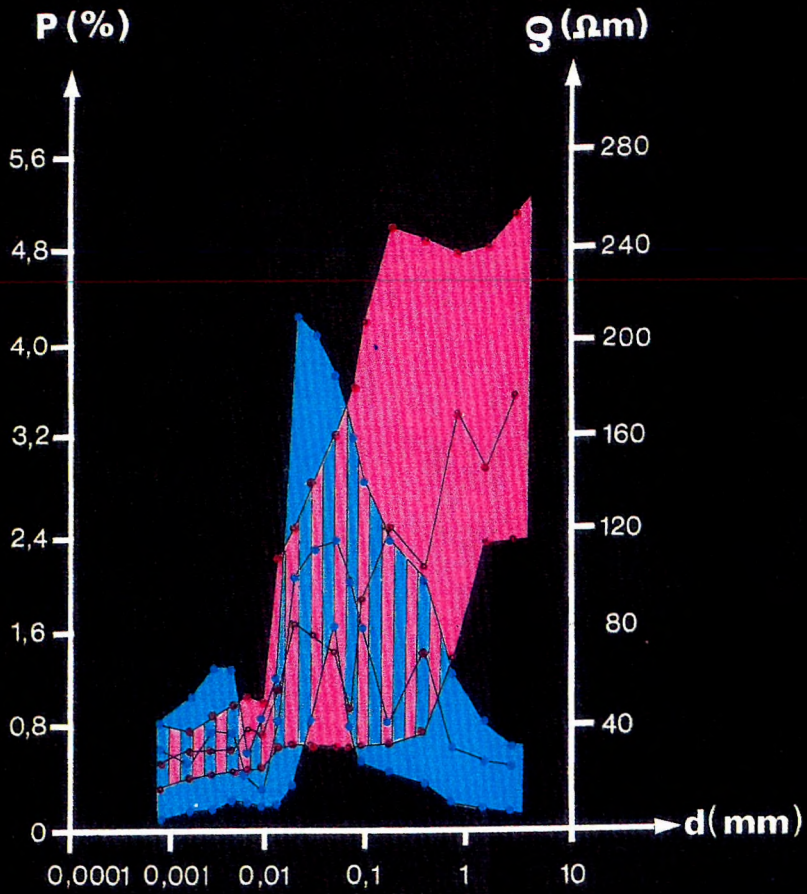
4. A ρ_a - P_a - d_a nomogramok alkalmazása a litológiai változások meghatározására

A vízföldtani kutatásokban, de általában a laza üledékek kutatásában régóta alkalmazzuk az ellenállás (ρ_a) mérések mellett a polarizálhatóság (P_a) méréseket is. A két érték (ρ_a , P_a) kapcsolata az ércutatásban régen ismert volt. A laza üledékek kutatásánál a P_a térkép (3. ábra) önmagában keveset árul el a ρ_a térképekkel (2. ábra) szemben. Az utóbbi önmagában is ad becslési lehető-



3. ábra. Látszólagos polarizálhatóság térkép
Fig. 3. Map of apparent polarizability (AB = 400 m)

4. ábra. Az ellenállás (ρ), a polarizálhatóság (P) és a szemcseméret (d) összefüggése
Fig. 4. Connection between resistivity (ρ), polarizability (P), and grain size (d)



CLAY	SILT	FINE	MEDIUM	COARSE	GRAVEL
		S	A	N	D
IMPERMEABLE		PERMEABLE			→

séget az agyagosság, homokosság, kavicsosság megítélésére. A probléma főleg a kisebb ellenállású (20–40 Ωm) összletek megítélésénél jelentkezik, ahol ugyan feltételezhetőek homok kivastagodások, de ennek a bizonytalansága elég nagy. Ekkor segíthet a polarizálhatóság mérésével szerzett tapasztalat, a két paraméter térkép együttes értelmezése. Régóta szükség volt olyan paraméterre, amely a litológiai értelmezést elősegíti és érthetővé teszi a hidrogeológus számára is. Üledékes összletben ez a paraméter lehet a szemcseméret. Ugyanis az ellenállás (ρ_a) és a polarizálhatóság (P_a) laza üledékek esetén szoros kapcsolatban áll a szemcsemérettel (d). Laza üledékek esetén akkor célszerű polarizálhatóságot mérni, ha azok együttes vastagsága legalább 50–100 m a felüközet vagy az aljzat fölött, és az összlet nem sós vízzel telített. Ellenkező esetben a fekü vagy az aljzat polarizálhatóságának a hatása meghamisíthatja az értékeket, a sós vízzel telített üledékek pedig nem is polarizálódnak.

4. 1. Fúrólukban végzett ellenállás és GP mérések eredményei

Ismeretes, hogy a tiszta homokok, tiszta agyagok és különböző homok-agyag keverékek eltérően polarizálhatók és az ellenállásuk is eltérő. A polarizálhatóság értéke többek között jelentősen függ a szemcsemérettől, a rétegvíz mennyiségétől és só-ionkoncentrációjától (3 gr/l esetén kissé polarizálódnak), több komponens esetén a komponensek (pl. homok, agyag) arányától, stb. Ezt a kapcsolatot szemlélteti szovjet kutatók [LIPSKAJA, RJAPOLOVA 1970, SZTEPANOV 1972] nagyszámú terepi és laboratóriumi mérés alapján összeállított és általunk a hazai nevezéktanuk megfelelően átszerkesztett diagramja (4. ábra). A diagram az ellenállás (ρ_a) és a polarizálhatóság (P_a) szélső (max., min.) és közepes (köz) értékeit ábrázolja a litológiai összetétel, vagyis a szemcseméret (d) függvényében.

Látható, hogy a szemcseméret növekedésével az ellenállás folyamatosan növekszik, a polarizálhatóságnak viszont egy meghatározott szemcseméret intervallumban (közéltiszt) maximuma van. Az is látható, hogy az egy képződményre (pl. homok) jellemző szemcseméret intervallumhoz tartozó ellenállás vagy polarizálhatóság értékek igen széles határok között változhatnak. Csak az ellenállás vagy csak a polarizálhatóság alapján a képződmények minősítésére csupán durva becslés adható. A két paraméter együtt már jobban meghatároz egy szemcseméret intervallumot, ami bár szintén csak közelítés (a szemcseméret mellett, főleg a kisebb szemcséknél meghatározó az ún. alaki tényező is!) — de sokkal jobb —, mivel az egyes képződmények között jelentős átfedés található. Ennek oka az, hogy a természetben az üledékképződés folyamán nem alakul ki egységes — pl. 0,04 mm szemcseátmérőjű — több méter vastag finomhomok. Az viszont valószínű, hogy egy több méter vastag finomhomoknak minősíthető rétegben az uralkodó szemcseméret 0,02 mm és 0,08 mm közé esik.

A litológiai összetételre jellemző ρ_a - P_a értékpárok területenként kissé eltérhetnek egymástól. Az 5 %-nál nagyobb P_a -értékek az érckutatásnál fémes,

elektronos vezetést jeleznek, ami esetünkben esetleg finom rétegzettség vagy gyakrabban csővezeték okozta tértorzulás következménye.

Egy évtizede vizsgáljuk az ellenállás és polarizálhatóság kapcsolatát hagyományos, felszíni mérésekkel és fúrásokban végzett lyukbeli vizsgálatokkal. Mindkét mérésnél azonos, szimmetrikus szondát alkalmazva, a hagyományos karotázs ρ_a - P_a értékei természetesen jól egyeznek a pontszerű, felszíni műszerekkel végzett mérés értékeivel, azzal a különbséggel, hogy a folyamatos karotázs nagyobb felbontásra képes.

Számos marosi és kislalföldi fúrásban tapasztaltuk, hogy az azonos anyagi rétegekben mért ρ_a - P_a értékpárokat ρ - P koordináta-rendszerben ábrázolva, azok a koordináta-rendszer meghatározott területén csoportosulnak (5. ábra).

Mivel a 4. ábrán mind az ellenállás, mind a polarizálhatóság a szemcseméret függvényében van ábrázolva, kézenfekvő, hogy a három paraméter együtt is ábrázolható úgy, hogy a koordináta tengelyek a polarizálhatóság (P) és az ellenállás (ρ) legyenek. Ebből a szemcseméret, vagyis a litológiai minősítés — az alaki tényező meghatározhatatlanságát, valamint a keverékek arányának ismeretlenségét figyelembevéve — közelítőleg megállapítható. A lehetőségek vizsgálatánál abból a megfontolásból indulunk ki, hogy a Kislalföldön sem szárazak a laza üledékek. Több-kevesebb vizet még az agyagok is tartalmaznak, valamint e vizek sótartalma lényegesen kisebb az említett határértéknél (3 gr/l). Ha a laza üledékek víztartalma nő, növekszik a polarizálhatósága és csökken az ellenállása. Ez fordítva is igaz, vagyis csökkenő víztartalomnál csökken a polarizálhatóság és növekszik az ellenállás, tehát antikorrrelációval állunk szemben.

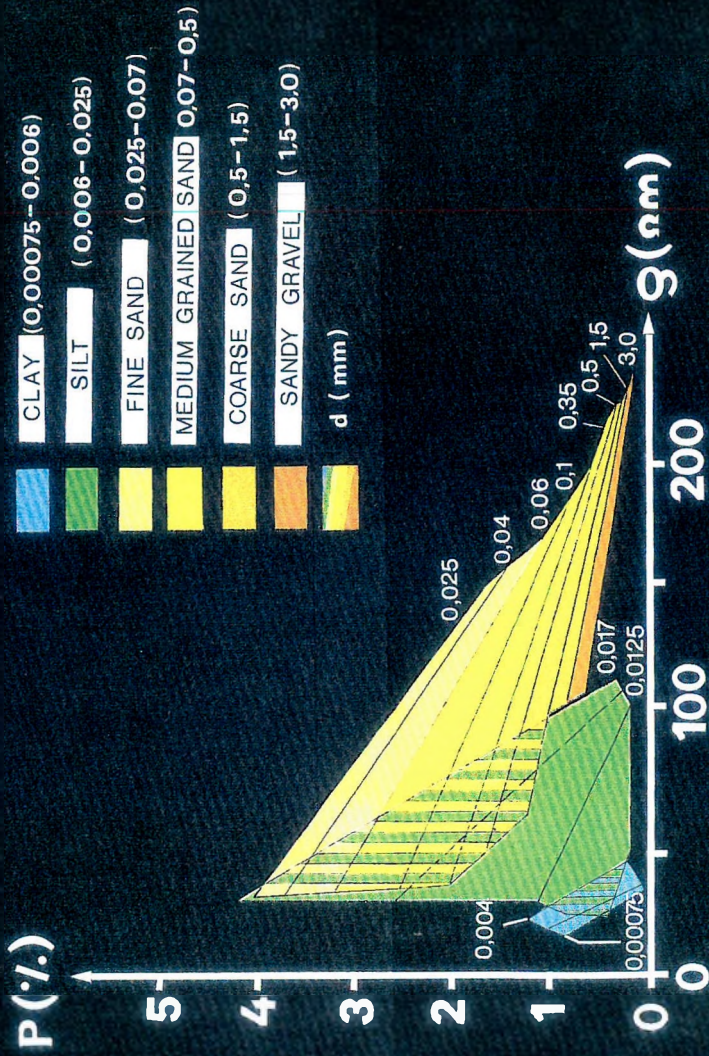
A 4. ábra ρ_a - d és P_a - d kapcsolatából ezért egy olyan háromparaméteres nomogramot szerkesztettünk, ahol a koordináta tengelyeken a polarizálhatóságot és az ellenállást ábrázoltuk, a szerkesztett görbék pedig — a feltételezett nedvességtartalom és keverékarány függvényében — az azonos szemcseméretrehoz tartozó ρ - P értékeket kötik össze (ρ_{\min} - P_{\max} ; $\rho_{\text{köz}}$ - $P_{\text{köz}}$; ρ_{\max} - P_{\min}). Ez látható a 6. ábrán.

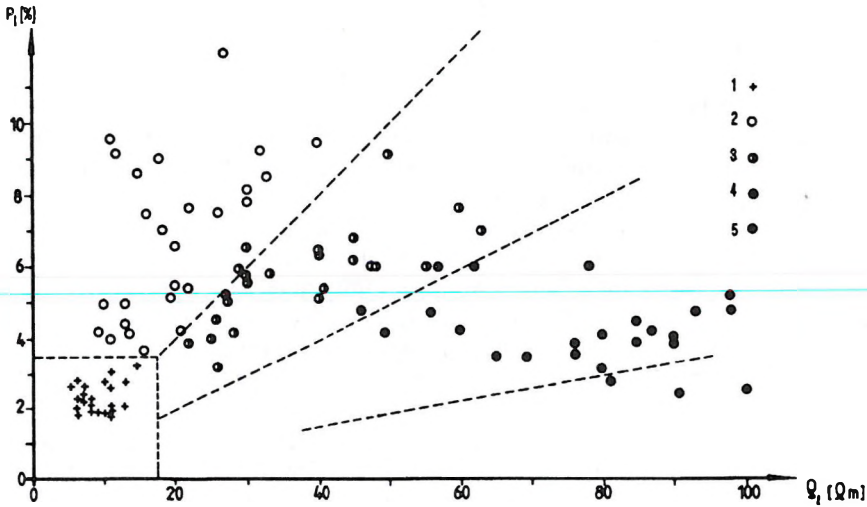
E nomogram alapján megszerkesztettük a lyukban mért ρ_a - P_a értékekből több fúrás rétegsorát és összehasonlítottuk a fúrási, illetve karotázs rétegsorral. Az eredmény a meglepően jó egyezés volt. Néhány ponton ugyan mértünk olyan értékeket is, melyek kívül estek a nomogram tartományán: magasabb polarizálhatóságuk ($P=4-5\%$) alapján kőzetliszt, a fúrás szerint pedig homokok voltak. A fúrómaggal összehasonlítva kiderült, hogy igen sűrűn rétegzett agyag-homok, kőzetliszt-homok képződményekről van szó, melynek nagy a csillámtartalma (alaki tényező!).

A magasabb polarizálhatóságú ($P=4-5\%$) és kis ellenállású (agyag és kőzetliszt tartományba eső) képződményeket agyagos, illetve iszapos (szerves elszíneződésű, szenes, lignites szennyeződésű) kőzetlisztnek, vagy iszapos agyagnak minősítettük. A kiugróan magas polarizálhatósággal ($P \geq 5-6\%$) jelentkező kis ellenállású pontokon szerves szénülést (lignit csíkokat) kísérő piritesedést jeleztek a fúrásokban. Ezen magok laborvizsgálatánál bebizonyosodott, hogy a hasonló ellenállású és anyagi minőségű, de nem magas polarizálhatóságú mintákhoz viszonyítva nagyságrenddel több piritet tartalmaztak.

6. ábra. ρ_a - P_a - d_a nomogram
Fig. 6. Nomogram of ρ_a - P_a - d_a

g-P-d NOMOGRAM





5. ábra. A Kevermes-Π/P fúrás ρ_a - P_a diagramja. A harántolt képződmények minősítése a karotázs görbék alapján történt
 1—agyag; 2—agyagos kőzetliszt; 3—homokliszt; 4—homok; 5—durva homok, kavics

Fig. 5. ρ_a - P_a diagram of the Kevermes-Π/P well. Penetrated material has been classified on the basis of geophysical logs
 1—clay; 2—argillaceous silt; 3—fine sand, silt; 4—sand; 5—coarse sand, gravel

Ezen lignitcsíkoknak több méter vastagságot is elérő szerves szennyeződésű (pirites) udvara van.

Az összehasonlítás után célszerűnek látszott a nevezéktani egyszerűsítés, nevezetesen, hogy — mivel nem osztályozott képződményekről, hanem keverékekről van szó, ami a nomogramok átfedéséből is jól látható — nem teszünk különbséget homokos agyag és agyagos homok között, hanem az elsőt a kőzetliszthez, a másodikat pedig a finom homokhoz vesszük. Az általunk használt szemcseméret tartományok az I. táblázatban találhatók.

- | | |
|-------------------------|---------------------------|
| 1. agyag, iszapos agyag | ($d \leq 0,006$ mm) |
| 2. kőzetliszt | ($d = 0,006 - 0,025$ mm) |
| 3. finom homok | ($d = 0,025 - 0,07$ mm) |
| 4. közepes homok | ($d = 0,07 - 0,5$ mm) |
| 5. durva homok | ($d = 0,5 - 1,5$ mm) |
| 6. kavicsos homok | ($d > 1,5$ mm) |

Jellemző példaként bemutatjuk az Arak-1 (Halászi A-1) fúrás geológiai rétegsorát, és a pontszerű lyukbeli ρ_a - P_a értékek alapján a nomogram felhasználásával szerkesztett rétegsort (7. ábra). Ez a fúrás jó példa arra, hogy a rossz megtartású folyós kavics-homok magminta kihozatala mellett megfelelő mére ssűrűség esetén még a pontszerű mérések is jobb rétegfelbontást eredményeznek (1 m), mint a bizonytalan magminták vizsgálata. Itt három lényeges dologra szeretnénk felhívni a figyelmet:

a/ A ρ_a - P_a - d_a nomogram alapján szerkesztett rétegsor egy szemcseméret intervalluma egy kisebb vagy nagyobb intervallumban a látszólagos szemcseméretet adja meg, ami a fúrás rétegsorából is jól látszik. Tehát közepes és durva homok helyett a valóságban durva homok, finom kavics található. Porózus összlet esetén kisebb szemcseméret adódik.

b/ A rossz magkihozatal miatt esetenként a több méter vastag agyagos rétegek is kimaradnak a geológiai rétegsorból (pl. 256–266 m-ig, 280–307 m-ig, 304–309 m-ig), vagy csak vékonyabb rétegeként jelennek meg, holott ezek valójában agyagos, kőzetlisztes képződmények. Paramétereik: $\rho \sim 20 \Omega\text{m}$, $P \sim < 1,0\text{--}2,0 \%$, ami egyértelműen ezekre a képződményekre jellemző. A kevésbé porózus összleteknél nagyobb polarizálhatóság és szemcseméret adódhat.

c/ A kavicsos képződmények polarizálhatósága a magas csillámtartalom miatt magasabb ($P = 1,5\text{--}2,0 \%$) a vártnál és a szokásosnál.

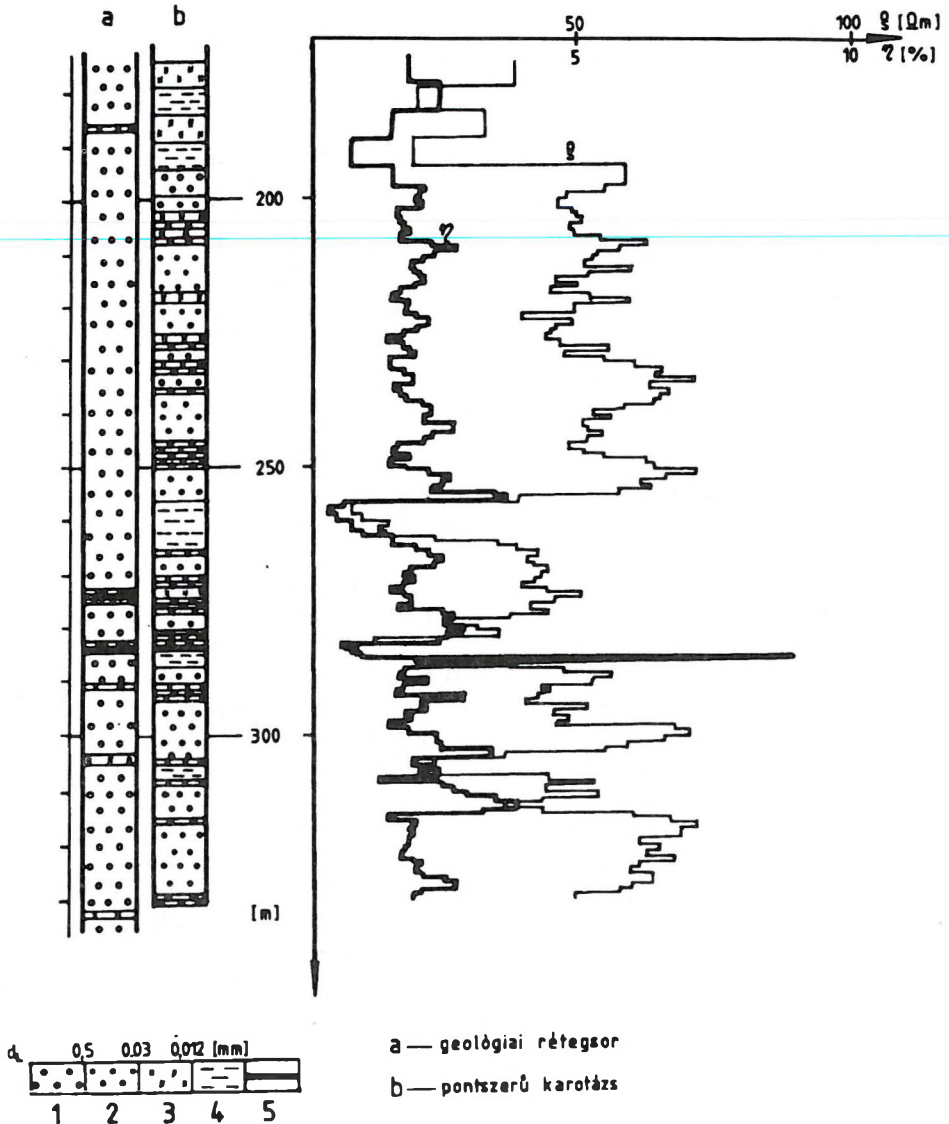
A VESz mérések alapján a fúrás karotált szakasza végig 256 Ωm -rel volt kiértékelhető. A fúrás felsőbb szakaszát az omlékonyosság miatt lecsövezték, így abban elektromos karotázs nem volt végezhető.

Az a., b., c. pontban leírtak, valamint a VESz mérésekből kiértékelhető ellenállás értékek látszólag ellentmondanak (karotázs ellenállás 50–60 Ωm , a VESz 256 Ωm -es ellenállásával szemben) egymásnak. Ezt az ellentmondást az oldja fel, hogy a rövid karotázs szonda behatolási mélysége ilyen porózus képződményeknél kicsi és a fúróiszapot, az elárasztott zónát is érzékeli. Ezért kisebb a karotázs által mért ellenállás. A fúrásnál használt bentonit viszont emelheti a polarizálhatóságot. Ez a fúrás jó példa volt értelmezésünk korrigálására.

4.2. Litológiai vázlatok előállítás a ρ_a - P_a - d_a nomogram alapján

Az előző pontban leírtakat felhasználva a kisalföldi kutatásban széleskörűen alkalmaztuk a ρ_a - P_a - d_a nomogramokat. A felszínen mért ρ_a - P_a értékpárokból négy mélységintervallumra szerkesztettük meg a látszólagos szemcseméret (d_a) térképeket. A mélységintervallumok a következők voltak:

Halászi A-1 fúrás



7. ábra. A Halászi A-1 jelű fúrás földtani rétegsora és a nomogram használatával számított rétegsor

1—kavicsos durva homok; 2—homok; 3—agyagos homok; 4—kőzetlisztes agyag; 5—agyagos közbetelepülés; a—földtani rétegsor; b—a ρ és P értékekből a 6. ábra nomogramjának felhasználásával meghatározott geofizikai rétegsor

Fig. 7. Geological log and calculated log (using the nomogram) of well A-1 (Halászi)

1—coarse-grained sand with gravel; 2—sand; 3—argillaceous sand; 4—silty clay; 5—clay interbedding; a—geological log; b—geophysical log stratigraphic column obtained from ρ - P data using the nomogram of Fig. 6

0 - 25 m	(AB = 100 m),
25 - 50 m	(AB = 200 m)
50 - 100 m	(AB = 400 m)
100 - 150 m	(AB = 640 m)

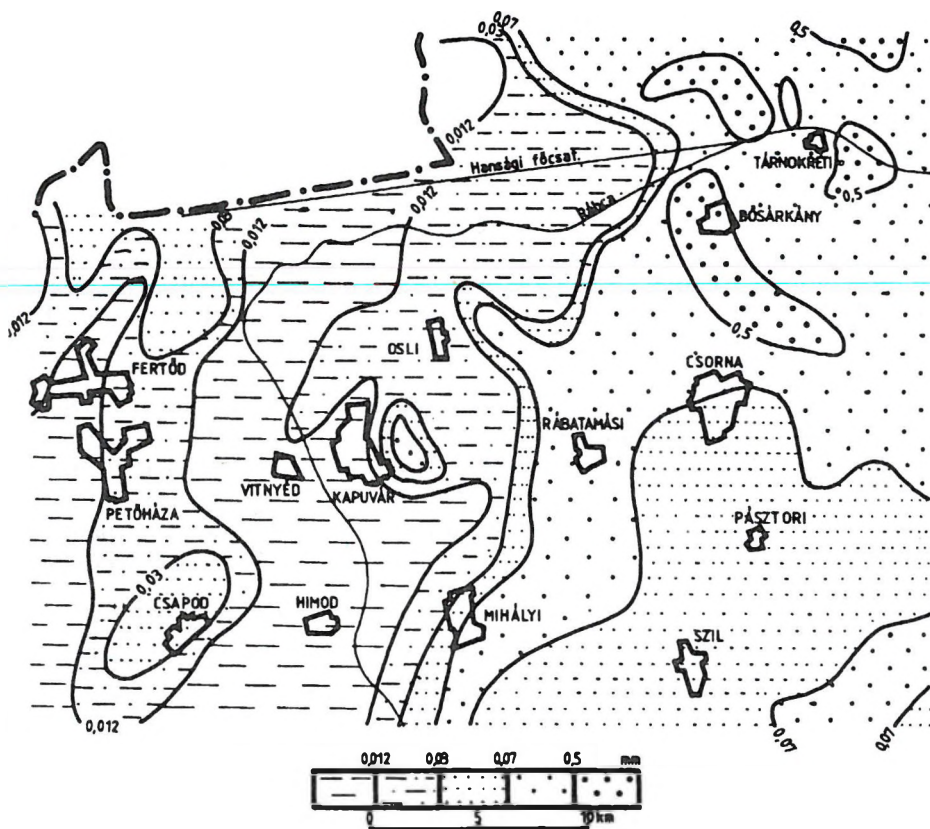
A kutatás során ezeket a térképeket litológiai vázlatoknak neveztük el, mivel a látszólagos ellenállás (ρ_a) és a látszólagos polarizálhatóság (P_a) adatokból készültek.

A szerkesztésnél minden méréspont alá rövidítve fölírtuk a szemcseméretet és a minősítést (pl. közepes homok: kh). Amennyiben a minősítés a nomogram bal oldalán más is lehetett, zárójelben azt is feltüntettük. A képződmény határoknak megfelelő d_a izovonal szerkesztésénél a környezetbe leginkább beleillő minősítést vettük figyelembe.

Voltak olyan pontok, melyek nem estek a nomogram területére. Ezeknek három változata volt:

1. A $\rho_a < 30 \Omega\text{m}$ és $P_a < 5 \%$ értékek szerves szennyeződésre és/vagy főleg sűrű rétegzettségre és magas csillámtartalomra utaltak. Ez esetben a szemcseméret tartományának (agyagos kőzetliszt: ak) megfelelően minősítettünk.
2. $\rho_a > 30 \Omega\text{m}$ és $P_a = 4,2-5 \%$ esetén a környezet ellenállásának alapján minősítettünk. Ez szintén igen sűrű rétegzettségre (keresztrétegzettség) és magas csillámtartalomra utalt.
3. $P > 5 \%$ esetén ellenállástól függetlenül általában tértorzulás az ok. Ez lehet jelentősebb vastagságú lignitesedés, esetleg szerves szennyeződés, amelyet piritesedés kísér, de ez már nem ionos, hanem elektronos vezetésre utal. Itt a 2. ponthoz hasonlóan jártunk el.

Az ellenállás (2. ábra) és a polarizálhatóság (3. ábra) térképek alapján szerkesztett litológiai térkép (8. ábra) így a különböző szemcseméret intervallummal jellemezhető képződmények „regionális” elterjedését határolja le az adott mélységtartományban. Az izovonalak a látszólagos szemcseméretet, illetve a korábban megadott szemcseméret intervallum (képződmény elterjedés) határait jelzik. A képződmény megnevezése hidrológiai paraméterekre (porozitás, hézagterefogat, vízvezető képesség) ad jó becslési lehetőséget. Az adatokból eredő átfedések és ekvivalenciák bizonytalanságokat takarnak, de a mélység függvényében még így is jól lehatárolhatók a részletes vízkutatásra alkalmas, illetve víznyerésre legkedvezőbb homokos, kavicsos rétegvastagodásokat tartalmazó összletek és a kedvezőtlenebb agyagos, kőzetlisztes rétegsorok térségei.



8. ábra. Litológiai vázlat az 50 és 100 m közötti mélységtartományra
 Fig. 8. Lithological sketch (for the depth interval between 50 and 100 m)

4.3. Az összesítő litológiai vázlat

A különböző mélységintervallumok képződményeire jellemző ρ_a - P_a - d_a adatok átlagolásával összesítő litológiai vázlat szerkeszthető. Ez, mivel már vastagsággal súlyozott értékekből készült, a számított átlagos és látszólagos szemcseméretet (d_a) adja meg a GP mérések maximális behatolási mélységéig (200 m), s mint ilyen, vízföldtani információkat tartalmaz. Azt nem olvashatjuk ki pontosan, hogy pl. a kedvező vízadó réteg milyen mélységben található, de annak egyetlen belüli létezését, elterjedését jól körvonalazza. Erre a korábbi fúrások rétegsoraival összehasonlításban legtöbbször egyezést vagy jó közelítést kaptunk.

Az összesítő vázlat értékeinek meghatározása a következő képlettel történik:

$$d_a = (1/150) [d_{(AB=100)}*25 + d_{(AB=200)}*25 + d_{(AB=400)}*50 + d_{(AB=640)}*50] \quad (4)$$

A valóságban mindig felfelé kerekítünk, mivel csak a szemcseméret intervallumra van szükségünk.

Érzékletes példaként a Kisalföld összesítő litológiai vázlatát mutatjuk be a következő cikk [HOBOT, DUDÁS 1995] 12. ábráján, feltüntetve rajta a regionális üledékföldtani felépítés jellegét. Az összesítő vázlat területi értelmezéseként az I. táblázatban szereplő geológiai formációk különböztethetők meg, azok hidrogeológiai tulajdonságaival együtt. Ez a vázlat mutatja be legkifejezőbbben a VESz-GP mérési komplexum eredményeit. Mivel a különböző litológiai vázlatok felhasználásával készül, minden mérésponton jelzi az adott mélységtartomány uralkodó szemcseméretét. Így mintegy 150 m-es mélységig áttekintő képet ad a terület litológiai változásairól. E vázlaton még differenciáltabban láthatók a hordalékokat szállító vízfolyások, vagy ösfolyók mederváltozásai, a jelentősebb durvaszemcsés üledékfelhalmozódások, valamint a hordalékkúpok területei. Víznyerésre ugyanis elsősorban ezek a legkedvezőbbek.

IRODALOMJEGYZÉK

- DON Gy., DUDÁS J., HOBOT J., SÍKHEGYI F. 1987: Negyedidőszaki képződmények földtani-geofizikai vizsgálata és értelmezése a Kisalföld É-i részén. Előadás, Geofizikai Vándorgyűlés, Balatonszemes
- DRASKOVITS P., HOBOT J. 1984: A gerjesztett polarizációs módszer alkalmazása negyedkori homokos-agyagos víztároló összletek kutatásában. Magyar Geofizika XXV (2-3), pp. 81-90
- DRASKOVITS P., HOBOT J., VERÓ L., SMITH B. D. 1990: Induced polarization surveys applied to evaluation of groundwater resources. Pannonian Basin, Hungary, *In*: Induced Polarization, Application and Case Histories; Investigations in Geophysics, No. 4. pp. 379-396. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa
- DUDÁS J., JÓSA E. 1974: Szakvélemény Bükkfürdő Térségében végzett vízkutatásról. ELGI Adattár
- DUDÁS J., DRASKOVITS P. 1986: Gerjesztett potenciál módszer alkalmazhatóságának kiterjesztése, értelmezési kérdésének elméleti és gyakorlati vizsgálata, különös tekintettel a vízkutatásokra. Tanulmány, ELGI Adattár
- DUDÁS J., E. NIESNER, VERÓ L. 1987: The use of ρ_a - P_a parameters measured over sedimentary sequences and nonmetallic minerals for hydrogeologic interpretation and differentiation between minerals. Előadás, EAEG Szimpózium, Belgrád
- DUDÁS J. 1990: A ρ - P - d nomogramok alkalmazása a litológiai változások meghatározására. Tanulmány, ELGI Adattár
- DUDÁS J., HOBOT J. 1990: Összefoglaló jelentés a Zala medence közepes mélységű szakaszának geofizikai vizsgálatáról ELGI Adattár
- HOBOT J., DRASKOVITS P., DUDÁS J., NEMESI L., PÁPA A., VARGA G.: Jelentés a Kisalföldön végzett geofizikai mérésekről a. 1982-83. (ELGI Adattár, 1983)

- b. 1983–84. (ELGI Adattár, 1984)
 - c. 1984–85. (ELGI Adattár, 1985)
 - d. 1985–86. (ELGI Adattár, 1986)
 - e. 1986–87. (ELGI Adattár, 1987)
 - f. 1987–88. (ELGI Adattár, 1988)
- HOBOT J., DUDÁS J., VARGA J.-né 1983: Rába terasz és hordalékkúp geofizikai kutatása a folyó Sárvár–Répcelak közötti szakaszán 1982–83. években. ELGI Adattár
- HOBOT J., DUDÁS J., FEJES I., NEMESI L., PÁPA A. 1991: Összefoglaló a Kisalföldön 1982–90 között végzett regionális komplex geofizikai kutatásról. ELGI Adattár
- HOBOT J., DUDÁS J. 1995: A kisalföldi medence fiatal üledékeinek szerkezete regionális geoelektromos mérések alapján. *Geophysical Transactions present issue* pp. 115–137
- LIPSZKAJA A. E., RIAPOLVA V. A. 1970: A gerjesztett potencial módszer alkalmazása mérmökgeofizikai kutatásokban. Moszkva
- MARQUARDT D.W. 1963: An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Indust. Appl. Math.* 11 (2) pp. 431–441

METHODOLOGICAL EXPERIENCE OF GEOELECTRIC STUDIES OF YOUNG SEDIMENTS OF THE LITTLE PLAIN

József DUDÁS, Pál DRASKOVITS, József HOBOT

1. Introduction

Quaternary and Upper Pliocene sediments — clay, sand and gravel beds — are laterally very inhomogeneous. Vertically a gradual decrease in dominant grain size is characteristic, from coarse gravel through sand to clay, i.e. a continuous decrease in resistivity can be observed because all these formations are water saturated (*Q* type geoelectric section). Both phenomena make the traditional application of the VES method questionable.

To overcome the difficulties:

- Data of VES and IP measurements were entered into a computer and the sounding curves were inverted using the Marquardt algorithm.
- Maps of average and interval resistivity weighted with thickness were constructed.
- Using the $\rho - P - d$ (resistivity, polarizability, grain size) nomograms, lithological maps were also constructed.

The results are useful first of all in assessing water production potential.

2. Data processing and data storage by computer

At first co-ordinates and identifiers of sounding sites, ρ and P values measured at different AB separations were entered, then the curves were interactively interpreted; later the Marquardt algorithm was used for that.

2. 1. The Marquardt algorithm

The algorithms applied for estimating the non-linear parameters using the principle of least squares can be divided into two groups based on the type of approach. The essence of the first group is the expansion into Taylor series where the parameters can be calculated assuming local linearity. The other group uses the so called gradient method where the linear parameters of the tangents are determined. The Marquardt algorithm combines the advantages of these two methods and provides a quickly converging solution even in the case of poor initial parameters. Marquardt describes it in detail, we do not intend to repeat it [MARQUARDT 1963].

2. 2. Advantages and consequences of interpretation using a computer

The first and obvious advantage is that a large number of curves can quickly be interpreted and at the same time the calculated curves very closely approximate the measured ones. The results can relatively easily be modified if certain parameters such as the type of curve or number of layers are fixed (possibility for correlation).

Problems of equivalence cannot, however, be solved automatically.

Maps or sections of arbitrary parameters (thickness, resistivity) can be constructed using the co-ordinates of measurement sites and processing results stored on disk.

3. Maps of average resistivity weighted with thickness

3. 1. Maps of average resistivity starting from the surface

Using the resistivity and layer thickness parameters obtained from interpretation by the Marquardt algorithm and formula (2) the average resistivity data were calculated from the surface down to depths of 25, 50, 100, 200, 500 and 1000 m and then maps were constructed from them. *Figure 1* shows such an average resistivity map on which the higher average resistivity represents the areas of dominantly coarser grain size, the low resistivity that of finer grain size.

3. 2. *Maps of average resistivities calculated for depth intervals*

Our aim was to classify resistivity anomalies according to their depth. Using formula (3), maps were constructed for the sequences lying between 25 and 50, 50 and 100, 100 and 200, 200 and 500, and finally between 500 and 1000 m. *Figure 2* shows the map of such an interval resistivity.

4. Application of $\rho_a - P_a - d_a$ nomograms to determine lithological changes

In addition to resistivity measurements we have been applying measurement of polarizability in groundwater prospecting for decades. As an example *Fig. 3* is presented. The benefits of this parameter could be utilized as additional information for sequences of 20-40 Ωm resistivity.

4. 1. *Results of in-hole resistivity and IP measurements*

The basis for integrated interpretation of resistivity and IP measurements is the nomogram constructed by Russian scientists. This nomogram shows the relationship between the grain size and the two previously mentioned parameters (*Fig. 4*). It shows that resistivity increases with increasing grain size, polarizability has a maximum at the grain size range of silt.

Interpretation of ground measurements is based on the determination of $\rho-P$ values in petrologically known layers of wells. We have experienced that layers of the same material (grain size) provided the same ρ_a-P_a parameter pairs independently of their vertical or lateral position (*Fig. 5*). Finally, we constructed a nomogram from the diagrams of resistivity versus grain size and polarizability versus grain size (*Fig. 6*); this nomogram exhibits the relation between the three parameters. Using this nomogram and knowing the $\rho-P$ data in the wells we obtained calculated grain sizes very close to the real ones in wells drilled later in the survey area. (The sporadic extremely high polarizability values which cannot be interpreted by grain size can be explained by organic matter or the pyrite content of sediments.) *Figure 7* compares the geological log of the Arak-1 well with the interpretation calculated using the nomogram which represents the relation between the ρ_a-P_a values and grain size.

4. 2. *Lithological map versions based on the $\rho_a-P_a-d_a$ nomogram*

These versions were constructed from the previously described and determined parameters for the intervals of 0-25, 25-50, 50-100 and 100-150 m (*Fig. 8*). Isolines show the boundaries in apparent grain size. Our

experience is that grain size is connected with porosity, percentage void and hydraulic conductivity in view of which the most promising areas for water production can be delineated both laterally and vertically.

4. 3. The summarized lithological sketch

By averaging the d_a data obtained for the different depth intervals a summarized lithological sketch can be constructed (Fig. 12 of paper HOBOT, DUDÁS 1995). The average grain size was calculated using formula (4) down to a depth of 150 m. In this map version the coarse-grained detrital cones of buried paleo-rivers can easily be recognized.

A KISALFÖLDI MEDENCE FIATAL ÜLEDÉKEINEK SZERKEZETE REGIONÁLIS GEOELEKTROMOS MÉRÉSEK ALAPJÁN

HOBOT József és DUDÁS József

A nyolcéves kutatási program geofizikai tevékenységének talán legfontosabb eleme az ún. közepes mélységtartomány (kb. 100–500 m) kutatása, amely minden korábbi kutatásból kimaradt. E tartománynak síkságainkon elsősorban vízföldtani jelentősége van, mert a jövő ivóvízbázisait országunk jelentős részén csak 100 m-nél mélyebben kereshetjük. A Kisalföld ezen összletének szerkezetét, litológiai tulajdonságait, perspektivikus vízbázisait 9 térképen és 6 szelvényen mutatjuk be.

A közepes mélységtartomány geofizikai vizsgálatának földtani célja: a felszíntől 500–700 m mélységig települt — elsősorban negyedidőszaki — képződmények szerkezeti, litológiai, rétegtani viszonyainak regionális megismerése.

A vizsgálatokra vertikális elektromos szondázás (VESz) és gerjesztett polarizáció (GP) méréseket alkalmaztunk. E módszerekkel a kőzetek fajlagos ellenállása (ρ) és polarizálhatósága (P) határozható meg. A felszíni mérésekből származó ρ és P paramétereknek, valamint a korábbi és a kutatás során mélyített fúrások adatainak együttes értelmezésével közvetlen információkat szereztünk a pleisztocén és pannon összletek felépítéséről, a részmedencék kapcsolatáról, a hidrológiai szempontból legjelentősebb víztároló képződmények horizontális és vertikális elhelyezkedéséről és a perspektivikus vízbázisok minőségi osztályozhatóságáról.

1. A geoelektromos modell, mérés és feldolgozás

A méréseket főbb szerkezeti irányokra merőleges vonalak mentén, gradiens elektróda-elrendezéssel (AMNB), DIAPIR-E és DIAPIR-18 típusú, ELGI gyártmányú műszerekkel, 6–8 km²/pont-os átlagsűrűséggel végeztük. A VESz mérések ($AB_{\max} = 4000$ m) behatolási mélysége a földtani felépítéstől függően max. 1000 m, a GP mérések ($AB_{\max} = 800$ m) közvetlen információi viszont

csak a felső 150–200 m-ig települt képződményekre jellemzőek, bár közvetlenül mélyebb hatásokra is utalhatnak.

A VESz görbéket HP-9845-ös, illetve Sharp PC-1500-as számítógépeken, Marquardt algoritmust alkalmazó programmal dolgoztuk fel. A mérési adatokat mágneslemezre rögzítettük, majd a feldolgozás után ugyanezen lemezeken tároltuk a geofizikai-földtani értelmezés végeredményét is, így ezek együttesen egy VESz-GP adatbázist alkotnak. A kétféle géppel feldolgozott és rögzített (1990–91-ben) adatok egységes rendszer szerint szervezett, komplex geofizikai adatbázisba kerülnek. Az adatok lehívhatók, újraértékelhetők, belőlük tetszés szerinti szelvények és térképek szerkeszthetők.

A geoelektromos modellt a kislalföldi medence földtani-szerkezeti felépítése határozta meg. A medence Ny-i és K-i peremén a néhányszor 10 m vastagságú laza üledék alatt a méréspontok nagy részénél megtalálható a kelet-alpi paleozoós vagy mezozoós, illetve a középhegységi mezozoós képződményekből álló harmadkori aljzat. Ezek a képződmények viszonylag nagy, de egymáshoz képest eltérő fajlagos ellenállással jellemezhetők, s mindkét oldalon fokozatosan besüllyedve, valószínűleg több vető és szerkezeti vonal mentén eltűnnek a mérések hatóköréből. A medence nagyobb területén az aljzat 1000 m-nél mélyebben van és méréseinkkel már nem követhető.

Az üledékes összletek felépítése a VESz mérések szerint igen változó. Az összlet rétegeinek ellenállása anyaguktól, eredetüktől és települési helyzetüktől függően 10 Ω m és több száz Ω m között változik. A viszonylag kis távolságon belüli nagy ellenállásváltozásokat a negyedkori folyók változó anyagú hordalékai, a pleisztocénre és pannonikumra jellemző lencsés szerkezetek és rétegiékelődések, a keresztretegzettség és helyenként a felszíni morfológiai hatások külön-külön vagy együttesen okozzák. Az összlet alapvetően és fúrásokkal igazoltan agyag-, homok-, kavicsrétegekből, illetve ezek átmeneteiből áll. A pannon rétegsor mélyebb szintjeiben, főleg a medence K-i pereménél homokköves-márgás betelepülések is előfordulnak.

A medence aljzatának és üledékszerkezetének változékonyságából következik, hogy a VESz görbék alapján jól követhető területtípusok legfeljebb csak regionális értelmezésben ismerhetők fel. Ahol az aljzat felszínközélen van, ott a görbék jobboldali szakasza (vége) *H* vagy *A* típusú. Az utóbbiaknál, ha a görbe vége 100 Ω m körüli, vagy nagyobb, akkor ez általában, de a K-i peremnél biztosan a mezozoikumot, ha csak 30–100 Ω m közötti, akkor a fiatalabb, valószínűen miocén korú képződményeket jelzi. Ugyanez a Ny-i peremnél nem ilyen egyértelmű. Az aljzat elkülönítése itt nehezebb, mert helyenként a metamorf palák ellenállása alig nagyobb a pannon rétegsor ellenállásánál. A 200 Ω m körüli értékek viszont egyértelműen a paleozoós metamorfotokat jelzik.

A VESz görbékből — a módszer felbontóképességi határán belül — viszonylag jól meghatározható volt az egyes rétegek ellenállása és vastagsága. Ezek az értékek képezték a különböző ellenállástérképek és geoelektromos rétegszelvények szerkesztésének alapját.

2. A medenceüledékek ellenállása

A kiértékelhető geoelektromos rétegek paramétereinek területi vagy szelvénymenti korrelációja a méréspontok nagy távolsága miatt nehezen, vagy csak közelítésekkel oldható meg. Ezért a különböző földtani képződmények fajlagos ellenállásának — mint anyagi jellemzőnek — változásait az egyes rétegek vastagságával súlyozott ún. átlagellenállás-értékek térképi ábrázolásával tettük szemléletessé. Ilyen térképek az elsődleges ellenállásértékekből, felszíntől számított különböző (50, 100, 200, 500 m stb.) mélységhatárig, illetve egyes mélységközökre (0–50, 50–100, 100–200, 200–500 m) egyaránt előállíthatók. A térképek szerkesztéséhez a kiértékelte rétegvastagsággal súlyozott átlagellenállás értékeket e kiadvány másik cikkében közölt összefüggések alapján számoltuk.

A felszíntől számított átlagellenállás térképek összevontan bár, de láthatóvá teszik a finomabb és durvább szemcseösszetételű összeletek horizontális elterjedését. E térképek (1. ábra) hátránya, hogy a kutatási mélységen belül nem pontosítható ezen összeletek helyzete, ugyanis a nagyobb vagy kisebb ellenállású képződmények jelentősen hatnak a szomszédos mélységintervallum közeteinek átlagellenállására is, így mélységi lehatárolásra csak közelítéssel alkalmazhatók.

A különböző mélységintervallumokra szerkesztett térképek (2., 3., 4., 5. ábra) az adott mélységközben már pontosítják az eltérő ellenállású hatókat, s jobban közelíthető a rétegtani felépítés litológiai jellege. Különösen kedvezően használhatók ezek a térképek a vízföldtani értelmezésben, ugyanis a kedvezőbb paraméterekkel rendelkező rétegsoroknak jobb mélységi lehatárolását teszik lehetővé.

Az ellenállástérképek feltűnő és általános jellemzője a ρ_{\max} anomáliák eloszlásának területi állandósága, csaknem minden mélységközben. Az anomáliákat létrehozó okok azonban területenként és mélységközönként eltérőek, földtani értelmezésük is csak közelítő és regionális jellegű, ami a geoelektromos szelvények alapján pontosítható.

A különböző mélységintervallumok ellenállástérképei alapján a kislalföldi medencének a Ny-i peremtől a középhegység Ny-i pereméig öt eltérő szerkezetű és üledékfelhalmozódású terület körvonalazható. E területek ellenállás-anomáliáról a következőket mondhatjuk:

a/ *A medence Ny-i peremterületének* ellenállás-maximumait a Soproni és Kőszegi-hegység felszínre vagy felszínközébe került alpi-típusú metamorf tömegei okozzák. A Kőszegi-hegység K-i előterében a különböző palákból álló aljzat és a felette települt üledékek között az ellenálláskontraszt alig kétszeres, ezért ezek egyértelműen nem különülnek el, noha tudjuk, hogy itt az aljzat 200–1000 m közötti mélységben van. A szombathelytől Ny-DNy-ra látható ellenállás-maximum viszont biztosan üledékinhomogenitástól származik, ugyanis 200 méternél nagyobb mélységben hatása már nem észlelhető. A 200–500 m-es és nagyobb mélységű

térképeken már határozott anomáliával kirajzolódik a Vashegy-csoport nagyellenállású aljzata.

b/ *A Ny-i, átmeneti terület* nagy részét relatív ellenállás-minimum jellemzi. A térség összleteinek uralkodó ellenállása 20–40 Ωm között változik, csupán a felső 50 m-ben, illetve az 50–100 m-es mélységközben fordulnak elő 40–60 Ωm -es vagy nagyobb értékű lokális maximumok. Kisebb kiterjedésűek vannak a Perint, a Gyöngyös és az Arany-patak kanyarjaiban, a Répce mentén, nagyobbak, Uraiújfalu térségében és Hegyfalú-Csapod között. Az utóbbiak kisebb változásokkal belesimulnak a Rába-menti maximumokba. Ezeket az anomáliákat az említett vízfolyások fiatal hordalékai, helyenként a felső-pannon összlet 100–200 m-ig települt homokosabb rétegei okozhatják. Az É-felé forduló, Rábapaty-Csapod-Kapuvár közötti anomáliák hatójának alakulásában valószínűleg közrejátszott a Kisalföld nagy süllyedésének befejező szakasza, a Pinnye-Bük magasrög kiemelkedése, ami a magasrögről való lehordásban és a Répce mederváltozásában jelenik meg. A magasrög Ny-i oldalán is felfedezhető viszonylag nagyobb ellenállású pozitív anomáliafoltok, de ezek a mélység növekedésével meg is szűnnek. A mélyebb szintek anomáliamentesek, ott számottevően nagyobb porozitású képződmények csak alárendelten fordulhatnak elő.

c/ *A szigetközi és rábavölgyi ellenállás-maximumok* összefüggő — 2000 km^2 -t meghaladó — területe a teljes Kisalföldi medence legjelentősebb vízföldtani tájegysége.

A Szigetközre és tágabb térségére korlátozódik az ellenállástérképek szembevetően magas értékű anomáliája. A 0–50, 50–100, 100–200 m mélységközű térképeken a 350 Ωm -nél nagyobb ellenállásanomáliák részben a Lajta és a Mosoni Duna mai medervonulatával esnek egybe, részben az Öreg Dunát követik. A mélység felé az anomália területe egyre kisebb lesz, de még a 200–500 m közötti térképen is lefedi a Szigetköz teljes területét. Értelmezésünk szerint a mélység felé csökkenő területű ρ_{max} anomália É-on a Duna és a Lajta, D-en a Duna-Rába-Rábca folyók fiatal kavicsos, durvahomokos teraszait, mélyebb szintekben a pleisztocén eleji Duna és más ÉNy-Kárpáti ősfolyók egymásra és egymás mellé települt hordalékkúpjait, egyben az ország legnagyobb felszín alatti vízbázisát határolja le.

A Rába-völgyhöz kapcsolódó, széles ívű, több maximum-csoportból álló anomália vonulata mintegy folytatása a szigetközi maximumnak. Hatójuk azonban lényegesen kisebb mélységekben keresendő. A felső 100–200 m-es mélységig az anomáliát valószínűen az összefüggő, durvaszemcsés rétegek okozzák. A mélység felé ezek kiterjedése és ellenállása csökken, 200 m-nél mélyebb szintekben már csak részmaximumok jelzik a homokosabb rétegsorokat. Körmentől Rábapatona-Bősárkány vonaláig a Rába folyót kísérő 50–150 Ωm között változó maximum-vonulatot a Csorna, Rábakecöl és Sárvár térségében észlelt relatív minimumok négy csoportra tagolják.

A Csornától É-ra látható „átmeneti” maximum a szigetközi nagy anomá-

lia D-i szegélye, ami a felső 100–200 m mélységig egyértelműen a dunai hordalékkúp nyúlványaként értelmezhető.

A Szil központú maximum hasonló mélységű hatójának kialakításában a dunai lehordás mellett, már komoly szerepe lehetett a Rábának és mellék-vizeinek (Marcal, Répce) is.

A Rába mentén a legnagyobb (100–300 Ω m) ellenállású anomália a Kemeneshát É-i területéhez kapcsolódik. Csúcsértékei Sárvár – Kemenesmagasi között vannak. Ennek hatóját — a felszíni morfológia hatásán túl — nem lehet csak folyóvízi eredettel magyarázni, ugyanis itt még a felső-pannon 200–500 m közötti mélységeiben is 40–50 Ω m-es az összlet átlagellenállása. Jellemzően hasonló, de sokkal kisebb területű a Várkesző környéki maximum, amelynek hatóját a negyedkori bazaltokban már korábban megismertük.

A Rába felsőbb szakaszának és mellék-vizeinek nagyobb hordalékkúpjaik jelző ellenállás-maximumok — így a kemenesháti és a Sárvár–Körmen közötti anomáliák — szinte minden mélységtartományban a folyó K-i, jobb partjához kapcsolódnak, míg az É-i a folyó alsóbb szakaszának anomáliái a balparti térségekhez kötődnek. A Sárvartól D–DNy-ra látható anomáliák egy másik jellegzetessége, hogy hatójuk alakításában a Rábától eltérő irányú folyók (Zala? Marcal?) is közreműködtek. A folyó felső szakaszán Vasvár térségében és attól K-re látható anomáliák is erre utalnak. A Rábához közvetlenül kapcsolódó kisebb területű, 50–60 Ω m-es foltokat a folyó fiatal, homokos-kavicsos teraszképződményei alakították ki.

d/ A medence K-i harmadának nagyobb része ellenállás-minimumokkal jellemezhető. E terület rész paramétereiben hasonlít a Ny-i átmeneti zónához, de az üledékek települése itt nyugodtabbnak tűnik. A terület É-i részén kevesebb és kisebb, a D-i részén több és nagyobb ellenállás-maximum van. Az É-i rész legjellemzőbb anomáliája Ravazdtól ÉNy-ra látható. Oka minden bizonnyal az, hogy itt az összlet felső szakaszán a környezeténél jóval durvább szemű és kötöttebb közetanyag van, ami több mélységintervallum ellenállás értékeiben kifejeződik.

Gönyü–Komárom vonalában a felszínközélen jól tanulmányozható a Duna változó kiterjedésű kavicsterasza. Több mélységtartományban felismerhető a Győr–Nagyigmánd térségi kavicsfoszlány területe. Különösen jól látszik a 200–500 m-es intervallumú térképen, de felette és alatta már gyengébb a hatása. Az É-i területre a kisebb értékű ellenállás-maximumok lokális homok- és kavicslencséseket tükrözhetnek. A térképek K-i szegélyén — a Középhegység Ny-i előterében Tatától Pápaig — 20 Ω m körüli minimumsáv húzódik, amit a felszínközélebe került agyagos-márgás alsó-pannon korú összlet hatásaként értelmezhetünk.

A K-i átmeneti terület középső és D-i harmadában az összlet felsőbb szintjeit viszonylag nagy ellenállású képződmények jellemzik. Az egyik nagyobb anomália vonulat a Marcal folyóhoz kapcsolódik, de hatójuk nem egyértelműen a folyóhordalék, azzal ugyanis csak az 50–100 m mélységközre vonatkozó térképen látszik összefüggés. A medence peremi

részen itt is jelen van egy kis ellenállású sáv, ami a medence felé egy maximum vonulatban folytatódik. A csökkent ellenállású sáv a kismélységű aljzatra települt agyagmárgás alsó-pannon képződmény, de a földtani térkép alapján lehet epikontinentális kréta, vagy sekélytengeri, nóri karbonátos képződmény is (veszprémi márga). Az alacsony ellenállású sáv jól látható a 200–500 m közötti összetérképen is. A medenceperem felé az ellenállás ugrásszerűen nő, ami már az idősebb mezozoós aljzat hatása. A medence mélyebb területén, Celldömölk–Jánosháza–Pápa háromszögben, több mélységintervallumra jellemző, változó alakú, de jól lehatárolt ellenállás-maximum van. Hatóját az üledékképződés mechanizmusával nehezen lehetne magyarázni. Ehhez az anomália-csoportozáshoz tartozik a Sághegy és a Somlóhegy közepes ellenállású bazaltjainak hatása is.

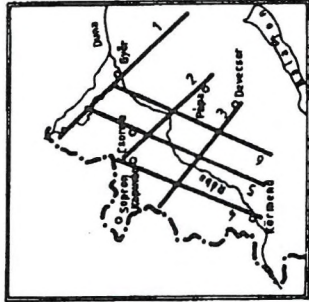
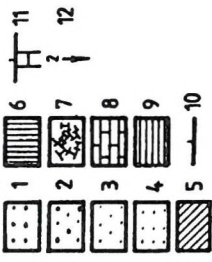
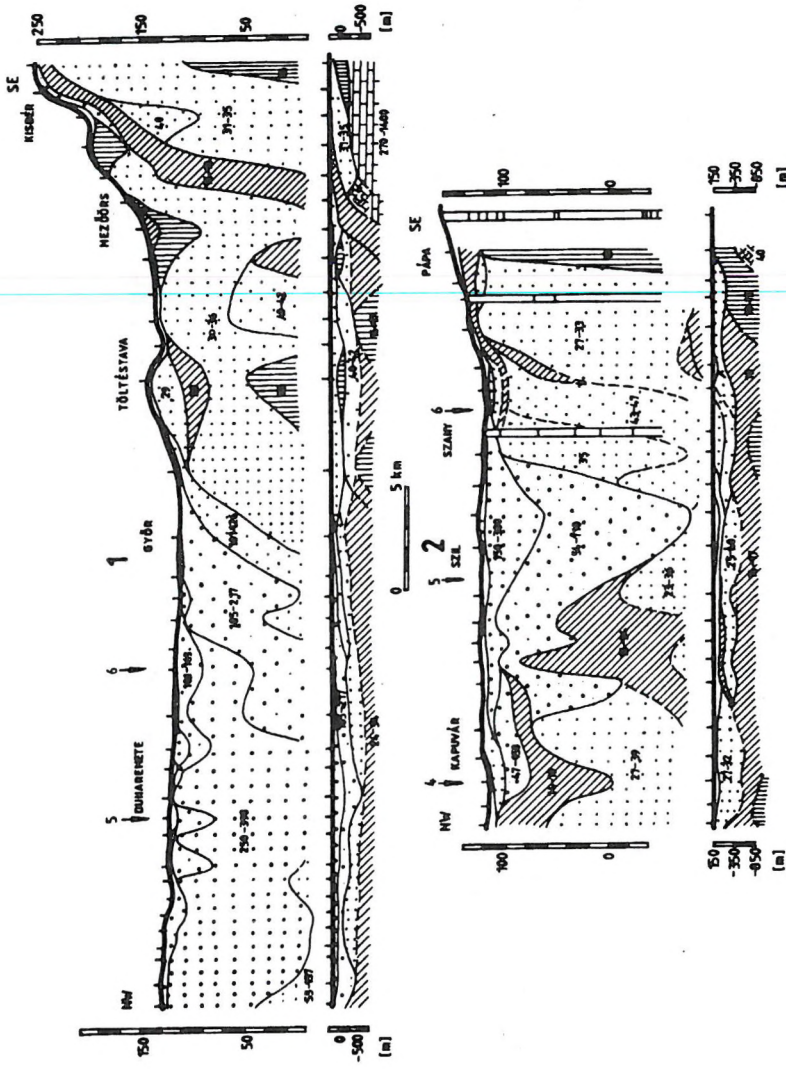
- e/ A K-i, DK-i medenceperemen felszinközelbe, majd kibúvásba kerülő *mezozoós tömegek* hatását tükrözik az 50–500 Ωm közötti értékek. Az anomáliák területe a mélység növekedésével egyre nagyobb lesz, s jelzi a fokozatosan mélybe süllyedő vagy vetőrendszerek mentén leszakadó harmadkori aljzat hatását. A medence mélyebb részein több területen (Türje, Ukk, Jánosháza) kiemelt helyzetű aljzatot jeleznek a 150 Ωm -nél nagyobb értékű anomáliák, amelyek mintegy kibillent vagy leszakadt részei a Középhegység mezozoós tömegének.

3. A medence fiatal üledékeinek szerkezete

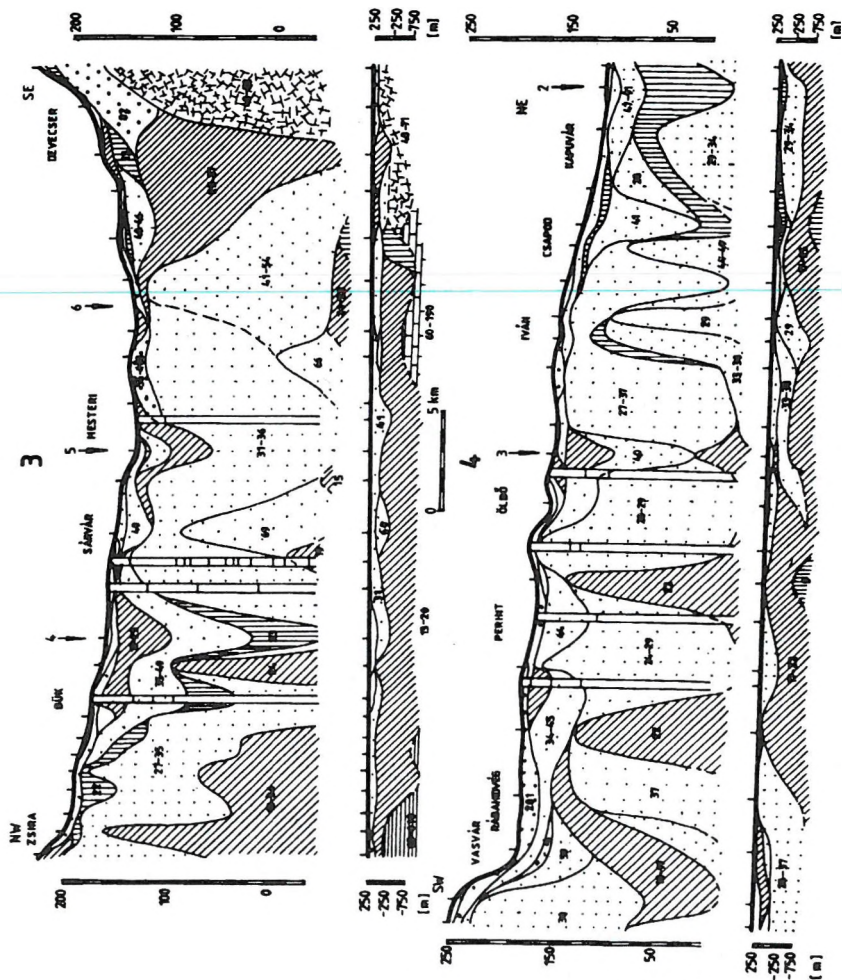
A VESz mérések adataiból tetszőleges számú és irányú rétegellenállás-mélység (vastagság) szelvény állítható elő. A medence közép mélységű üledékeinek geoelektromos felépítését 6 szelvényen mutatjuk be (6., 7., 8. ábra). Ezek nyomvonalát néhány lényeges kritérium figyelembevételével úgy választottuk meg, hogy azok nagy vonalakban fedjék le az egész területet, fúrásokat magukba foglalóan harántolják a fontosabb anomáliákat, illetve üledékes szerkezeteket azzal a céllal, hogy a fiatal üledékek áttekintő földtani értelmezése biztosított legyen.

A szelvények szerkesztéséhez a fúrásokból anizotrópia-tényezőt számoltunk. Ezek értéke kavicsos-homokos laza üledékekre 1,10–1,15 agyagos-kőzetlisztes, erősen rétegzett összletekre 1,25–1,30 közötti volt. A szelvények tehát értelmezett földtani metszetek. Nyomvonalukat minden térképen ábrázoltuk, biztosítva ezzel a különböző paraméterek összevetésének lehetőségét. A szelvények alapján néhány, az egész medencére érvényes és általánosítható megállapítást tehetünk:

- a mérésekkel követhető, fúrásokkal igazolható és földtanilag értelmezhető a pleisztocén képződmények fekéje. A terület legnagyobb részén ez a határ az első kisellenállású (15–35 Ωm) geoelektromos réteg felszínével azonosítható, vagy azon belül valószínűsíthető;



6. ábra. Geoelektromos szelvények a Kislalföldön (1, 2). Jelmagyarázat: lásd 7. ábra
 Fig. 6. Geoelectrical cross-sections in the Little Plain (1, 2). Legend as for Fig. 7.

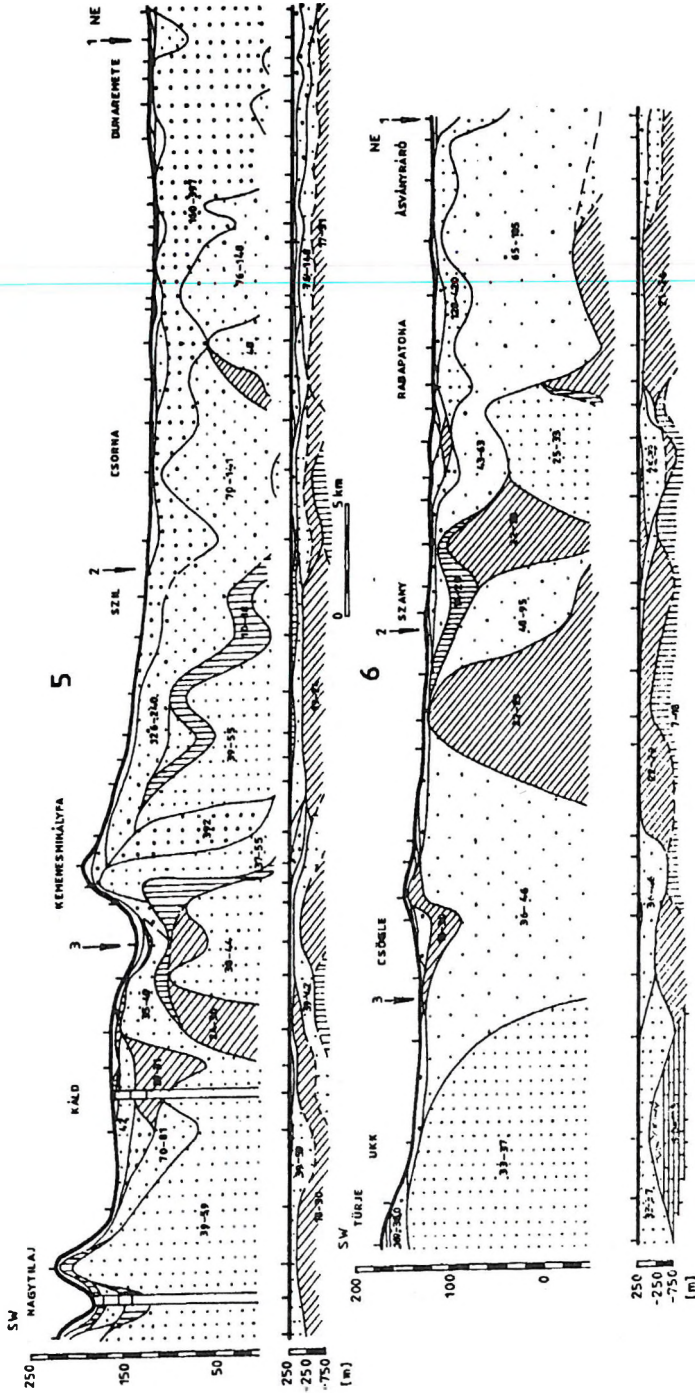


7. ábra. Geoelektromos szelvények a Kisalföldön (3, 4).

- 1—kavics, homokos kavics;
- 2—kavicsos homok, durva és középszemű homok; 3—közép és aprószemű homok; 4—finomhomok és kőzetlisztes homok; 5—kőzetliszti finomhomok csíkokkal; 6—iszap, agyag, kőzetlisztes agyag;
- 7—pannonnal idősebb képződmények (M, Cr); 8—mezozoós (T) aljzati képződmények; 9—paleozoós (alpi) aljzati képződmények; 10—VESz-GP mérés helye a szelvényben;
- 11—mélyfúrás; 12—másik szelvényvel való keresztvezetés helye

Fig. 7. Geoelectrical cross-sections in the Little Plain (3, 4).

- 1—gravel, sandy gravel; 2—sand with gravel, medium and coarse-grained sand; 3—medium and fine sand; 4—fine sand, silty sand; 5—silt with fine sand stripes; 6—mud(?), clay, silty clay;
- 7—formations older than Pannonian (M, Cr); 8—Mesozoic (T) basement formations; 9—Paleozoic (Alpian)



8. ábra. Geoelektromos szelvények a Kistalföldön (5, 6). Jelmagyarázat: lásd 7. ábra
 Fig. 8. Geoelectrical cross-section in the Little Plain (5, 6). Legend as for Fig. 7.

- felismerhetők, horizontálisan és vertikálisan lehatárolhatók az 50–500 Ωm -es kavics, homok rétegekből álló hordalékkúpok és a folyómenti kavicssteraszok;
- a DK-i medenceperem fúrásaival összevetve a szelvényekből megállapítható, hogy az elfedett mezozoós karbonátos képződmények felszíne jól egyezik a nagyellenállású geoelektromos réteg határával.

A medence felső néhány száz méteres összletéről a szelvények részletesebb vizsgálatával a következők állapíthatók meg:

A teljes *pleisztocén összlet* 2–4 geoelektromos szintre bontható. A medence K-i és Ny-i területrészein minden szint vékony és hiányos, a középső Rába-völgyi területeken és a Szigetközben jelentős, helyenként igen vastag rétegsort alkot. A felszíni néhány métertől 50 m-ig nagyon változó — 10–1000 Ωm közötti — ellenállású összletben agyagtól a kavicsig minden előfordul. A sokféle hordalékos üledéket tartalmazó felszínközeli rétegsor alatt a Szigetköz egész területén megtalálható egy 150–450 Ωm ellenállású összlet (1., 2., 5. szelvény), amit homogén vagy réteges pleisztocén kavicssterasznak értelmezhetünk. Vastagsága a Szigetközben a 200–300 m-t is eléri, másutt pl. a Rába-völgyben vékonyabb és hiányos. A terasz alatt hasonló, helyenként nagyobb vastagságú, sok homokréteget tartalmazó 40–200 Ωm -es összlet települ, ami nagyobb részben még pleisztocén, de alsó harmadában felsőpannon is lehet. Ezek a tipikusan hordalékkúp jellegű rétegsorok jól felismerhetők a jelentősebb üledéket szállító folyók körzeteiben.

A pleisztocén korú képződmények alatt a geoelektromos kutatás maximális mélységéig (1000 m) megtalálható *felső-pannon összlet* 3–4 különböző ellenállású és vastagságú rétegre bontható, amelyek együttesen nem mindenütt fordulnak elő. A pleisztocén alatt közvetlenül egy viszonylag kisebb ellenállású (10–35 Ωm) agyagos vagy erősen rétegzett homokos agyag összlet települ. Ennek felszínén vagy ezen összleten belül valószínűsíthető a pleisztocén-pannon határ. Ez az összlet a Szigetköz térségében és a Rába-völgy területén nagyobb mélységben van, vastagsága jelentős; D-i irányban elvékonyodik (5., 6. sz. szelvény) és felszínközelsébe kerül, több helyen kiékelődik. Kifejlődése — az ellenállás és GP adatok alapján — a medence K-i részén és a Rába-völgyben homokosabb, a Ny-i területeken erősen agyagos, kőzetlisztes.

A felső-pannon következő, jól követhető geoelektromos szintje 25–60 Ωm közötti ellenállású rétegsor. Vastagsága 50–400 m, összetétele a fúrások szerint a homok-agyag rétegek váltakozása, sok helyen márga és homokkő betelepülésekkel. A nagyobb ellenállású szelvényszakaszon ez az összlet alig rétegzett ($P=2\text{--}2,5\%$), a homok, homokkő rétegek kivastagodnak, az alacsonyabb ellenállású szakaszokon viszont erős agyagosodás mellett nagyon rétegzett. E rétegsor a medence K-i, D-i, DK-i szegélyén elvékonyodik, felszínközelsébe kerülve kiékelődik.

A felső-pannon harmadik és/vagy negyedik szintje a vízföldtanilag kedvezőbb rétegsorok fekéjeként is értelmezhető. Vastagsága a VESz mérésekkel már csak helyenként határozható meg. Ez már a legtipikusabb pannon összlet. Ellenállása 7–30 Ωm közötti. Összetételében dominál az agyag, a kőzetliszt,

helyenként előfordulnak benne vékony homokrétegek. A medence DNy-i részén kissé emeltebb ellenállású (20–30 Ω m).

A medence K-i, DK-i peremén néhány szelvényben (1., 2. szelvény) megjelenik a 10–20 Ω m-es agyagos-márgás alsó-pannon, majd ugyanitt néhány helyen egy 40 Ω m körüli képződmény, ami a fúrások alapján miocén (torton) korú kőzet lehet (2. szelvény). Az 1. szelvény K-i végén a többszáz méteres mezozoikum feletti 40 Ω m-es képződmények az erősen bontott karni-nóri dolomit aljzattal hozhatók összefüggésbe.

4. GP mérések és térkép

Rétegzett, fiatal üledékes összletben mélyített fúrásokkal és felszínen végzett GP mérésekkel igazolt tapasztalat, hogy ahol az összletben az agyagos-ság az uralkodó — tehát finom szerkezetű a pórusterfogat — vagy ha az összlet osztályozatlan kavicsot tartalmazó rétegekből áll — azaz durva szerkezetű a pórusterfogat — akkor a felszínen mérhető polarizálhatóság egyformán kicsi, 1 % körüli, vagy kisebb érték. Vastag homokrétegeket tartalmazó összleteknél a polarizálhatóság közepes, (2–3 %), míg az erősen rétegzett összletekben a vékony homok-agyag-kőzetliszt rétegek sűrű váltakozásának hatása miatt 3–4 %, de a litológiai változások zónáiban a 4–6 %-ot is elérheti. Ha P értéke 6 %-nál is nagyobb, akkor azt már más hatás, legtöbbször az üledékekbe bemosódott szulfidok, másodlagos piritesedés, esetleg szerves eredetű anyagokat tartalmazó rétegek (szén, lignit), esetenként ipari szennyeződés vagy földalatti csövezeték jelenléte okozhatja.

A kislalföldi GP mérések a VESz mérésekkel egy ütemben, azokkal azonos pontokon, AB=800 m-es szondázási görbék felvételével és szelvényezéssel történtek.

A GP görbék feldolgozása során megállapítottuk, hogy az esetek többségében a polarizálhatósági határok nem esnek egybe ellenállás-határokkal. A VESz görbékől jól meghatározható ellenállású összlet nem jellemezhető egyértelműen egy bizonyos P értékkel. Ennek legfőbb oka, hogy az üledékes összletben nincsenek éles képződményhatárok, hanem az átmenetek jellemzőek. A mérhető, de viszonylag kis polarizálhatósági kontrasztok pedig különösen rontják a réteghatárok meghatározási pontosságát. Ezért a teljes GP görbe felvétele helyett 4–5 kiválasztott AB távolságnál szelvényezésszerűen mértük meg a látszólagos polarizálhatóságot (P_a). A szelvénypontokat úgy választottuk meg, hogy a mérésekből származó információ az üledékes összlet felső 200 m-es szakaszára legyen jellemző (AB=100, 200, 400, 640 m).

A különböző AB-nél mért P_a értékekből értelemszerűen változó mélység-határú látszólagos polarizálhatósági térképek szerkeszthetők. A polarizálhatóság területi eloszlását tanulmányunkban csak egy, AB=400 m-es térképpel mutatjuk be (9. ábra). Ennek önálló földtani értelmezésétől eltekintünk, de a GP-anomáliák területi okairól azonban néhány jellemző, de nem általánosítható megállapítást tehetünk.

Röviden:

- A kisértékű (0,5-1,5 %) polarizálhatóság csak a medence néhány kisebb területére jellemző. A szigetközben és tágabb térségében ezt az összlet erős kavicsossága okozhatja. Hasonló lehet az oka a Győr K, Bőnyrétalap, Komárom környéki 1-2 %-os anomáliáknak is. A medence más részein látható P_a -minimumok többsége az adott mélységközben az agyagrétegek túlsúlyát jelzi.
- Területenként más-más hatás okozhatja a viszonylag nagyértékű, 3-5 %-os anomáliákat. Győrnél, valamint a Rába-medence K-i és Ny-i peremén a jellegzetes litológiai változások, Celldömölk-Duka-Türje vonalában a szerves szennyeződés, a magas csillámtartalommal tarkított erős rétegzettség, Szombathely térségében az 5 %-ot meghaladó anomáliákat pedig az iszapos, kőzetlisztes, lignitcsíkos felépítés indikálja. A Mosonmagyaróvárnál látható jellegzetes anomáliát feltehetően ipari eredetű (cső, kábel, szennyezés) hatás okozza.
- A közepes értékű (2-3 %) polarizálhatóságot a terület középső és K-i felében a vastag homokrétegeket tartalmazó összlet, a Ny-i részen a különböző kiterjedésű homoklencsék, illetve a bennük tárolt víz változó só ionkoncentrációja okozza.

A különböző mélységintervallumokra jellemző GP térképek üledékeket minősítő információit az ellenállástérképekkel együtt a litológiai térképek szerkesztésekor hasznosítjuk.

5. Az ellenállás és polarizálhatóság üledékföldtani értelmezése

Az üledékes összletek vizsgálataiban a geoelektromos ellenállás (ρ) és polarizálhatóság (P) együttes értelmezésének alig 10 éves múltja van. A hazai gyakorlatban a két paramétert előbb a Maros hordalékkúp, majd a Rába terasz Sárvár-Répcelak közötti szakaszának fúrásokkal alátámasztott vizsgálatával összekapcsolva alkalmaztuk. Az ott szerzett tapasztalatokat felhasználva, a hagyományos geoelektromos szelvényekkel, az ellenállás és polarizálhatóság térképek területi anomáliáinak összevetésével adjuk meg a kisalföldi medence közepes mélységű üledékeinek litológiai, szerkezeti, vízföldtani értelmezését.

5.1. Litológiai változatok a ρ - P értékek összefüggéséből

Laboratóriumi mérésekből ismert, hogy a tiszta homok, a tiszta agyag és a különböző homok-agyag keverékek eltérően polarizálódnak és az ellenállásuk is eltérő.

Az előző tanulmányunkban [DUDÁS et al.] között ellenállás és polarizálhatóság diagramból látható, hogy a szemcseméret növekedésével az ellenállás folyamatosan nő, a polarizálhatóságnak viszont egy meghatározott szemcseméret-intervallumban maximuma van. Az is látható, hogy egy-egy képződményre jellemző szemcseméretre tartozó ellenállás vagy polarizálhatóság széles határok között változik, tehát csak a polarizáció alapján meglehetősen durva becslés adható a képződmények minősítésére. A két paraméter együttesen már jobban meghatároz egy szemcseméret intervallumot, s ezzel kedvezőbb lehetőség nyílik az üledékek osztályozására.

Hagyományos karotázs mérésekkel és felszíni műszerekkel számos kisléöldi fúrásban, s ahol lehetőség volt, laboratóriumban fúrómagokon megmértük az egyes képződmények ellenállását az anyagi minőség függvényében. Az így mért ρ és P értékeket a karotázs mérések alapján a képződmények anyagi minősége szerint csoportosítottuk. Azt tapasztaltuk, hogy az azonos anyagú rétegekben mért ρ - P értékpárok a koordináta-rendszer meghatározott területén csoportosulnak és a különböző képződmények értékpárjainak elhelyezkedésében meghatározott tendencia tapasztalható. E felismerés indokolta egy olyan nomogram megszerkesztését, amiről a ρ - P értékpár, mint koordináta alapján az összletben uralkodó átlagos szemcseméret (d) leolvasható.

Az előző cikkben [DUDÁS et al.] között nomogram segítségével a mért ρ - P értékpárok felhasználásával megszerkesztettük az elvi rétegsorokat, s ezeket összehasonlítottuk a terület fúrásainak valódi rétegsorával és karotázs szelvényeivel. Az egyezések, eltekintve az esetenkénti hibás mérésektől, meglepően jók voltak.

A nomogram alapján a Kisléöld közel 1300 méréspontján felszínen mért ρ - P értékpárokból néhány AB-távolság melletti mélységintervallumra (25 m-ig, 25–50 m-ig, 50–100 m-ig) az átlagos szemcseméretre (d_f) jellemző térkép-vázlatokat szerkesztettünk, amelyeket litológiai vázlatoknak neveztünk el. Ezekből a felszínközeli összletekre összevont 0–50 m-es és az 50–100 m közötti vázlatot közöljük (10., 11. ábra). Értelmezésünk szerint e vázlatok a különböző szemcsemérettek túlsúlyával jellemezhető összletek regionális elterjedését mutatják az adott mélységtartományban. Az izovonalak az átlagos szemcseméret intervallumok közelítő határait jelzik. A vázlatokat területileg értelmezve nagy számú, korábban mélyített fúrás rétegsorával való összehasonlítás során jó egyezést találtunk olyan értelemben, hogy az adott mélységtartományban olyan szemcséjű képződményből volt több, amit a nomogram alapján meghatároztunk.

A 0–50 és az 50–100 m közötti litológiai vázlatokon — szinkulcs segítségével — üledékföldtanilag az alábbi szemcseméretű képződmények túlsúlyát értelmeztük:

Sötétzöld terület: a képződmények ellenállása 10–20 Ω m és polarizálhatósága 0,5–1,5, így az értelmezett szemcseméret $d < 0,006$ mm, tehát az összlet 80–90 %-a agyagos.

Zöld terület: a képződmények ellenállása 10–28 Ω m közötti, a polarizálhatóság 1,0–5,0 % között változik. Az összlet 60–80 %-át $d = 0,006$ – $0,012$ mm szemcseméretű, vékony rétegekben települő agyag-közetliszt rétegek építik fel.

A magas polarizálhatóságot a rétegek nagy csillámtartalma, vagy szervesanyag szennyeződés okozhatja.

Világoszöld terület: az ellenállás 15–35 Ω m, a polarizálhatóság 3–5 % közötti, az uralkodó szemcseméret $d = 0,012$ –0,03 mm. A rétegsort *agyag, kőzetliszt és vékony finomhomok* rétegek alkotják. A finomhomok rétegek részaránya az összletben 20–30 %-ot is elérheti.

Sárga terület: a képződmények ellenállása is (20–50 Ω m), polarizálhatósága is (2–3 %) közepes, az összletet 50–50 %-ban vastag *agyagos kőzetliszt* és finomszemcsés (0,03–0,07 mm) *homokrétegek* alkotják.

Narancsszínű terület: az összlet ellenállása 30–100 Ω m közötti, a polarizálhatóság közepes (1,5–2,5 %). Az átlagos szemcseméret $d = 0,07$ –0,5 mm, az *összletnek 50–80 %-át közép és finomszemű homok*, kisebb arányban *kavicsos rétegek* alkotják. Az agyagos, iszapos rétegek száma kevés.

Világosbarna terület: a képződmények ellenállása 20–500 Ω m között változik, a polarizálhatóság 0,5–1,5 %, de nagy (< 5 %) értékek is előfordulnak. Szemcseméret ($d = 0,5$ –3,0 mm) alapján e területnek az összeteteit *homok*, nagyrészt *durvahomok és kavicsrétegek* építik fel.

Sötétbarna terület: a képződmények ellenállása is (50–350 Ω m), polarizálhatósága is (0,5–6 %) nagyon változó, az átlagos szemcseméret — a nagy ellenállás és a változó polarizáció miatt (mivel a nomogram területéről kiesnek) — nem határozható meg. Az összlet az ellenállás alapján főleg *kavics, agyagba ágyazott kavics, fiatalokori cementált konglomerátumnak* minősíthető.

A litológiai vázlatokon a területi minősítés lényegében a felszíntől mintegy 100–150 m-ig települt összletek üledékföldtani viszonyait tükrözi. Természetesen átfedések, ekvivalenciák lehetségesek. Nagyobb mélységekre, ahol a képződményre nem volt értékelhető ρ - P adatpáros, folyamatos litológiai átmenetet feltételezve csak az ellenállásérték alapján minősítettük az összletet.

5.2. A medence regionális vízföldtani értékelése

Az előzőekben ismertetett litológiai vázlatok adataiból, valamint a nagyobb mélységre is jellemző (AB=640, 800, 1000 m), de esetenként már bizonytalansággal meghatározott P értékekből és az igen jól mérhető ellenállásértékekből összeálló litológiai térkép készült (12. ábra). Ez a térkép — mivel mélyebb információkat is tartalmaz — mutatja be legkifejezöbben és összefoglalva a VESz-GP mérések üledékföldtani értelmezésének eredményeit. E térkép tartalmazza az összes közép mélységű információt, s ennek alapján értékelhetők a különböző területegységek vízbeszerzési perspektívái. Hogy egy-egy területen vagy területrészen a legjobb vízadó réteg, illetve rétegsor az összletnek milyen mélységében van, az a különböző mélységintervallumú litológiai vázlatokkal és ellenállás-térképekkel, valamint a geoelektromos szelvényekkel együtt megfelelő biztonsággal meghatározható.

Mindezek figyelembevételével a medence közepes mélységű összleteit üledékföldtani, vízföldtani szempontból a térképen különböző területi minősítéssel osztályoztuk.

A Kislalföld területe — már az ellenállástérképekkel is — öt eltérő üledékföldtani egységre osztható. Ezek közül a medence Ny-i és K-i peremhegységeinek közvetlen előtereiben — ahol a paleo-mezozoós alaphegység felszínközelbe, majd felszínre kerül — a ρ - P kapcsolat üledékföldtani következtetései nem érvényesülnek. E terület üledékei vízföldtani szempontból egyébként nem is számottevőek.

A továbbiakban a nagyobb területi egységeket, vízföldtani értékük okán részletesebben ismertetjük.

a/ *A Ny-i átmeneti területtípusnak* a Fertő-tótól Körmendig terjedő viszonylag nyugodt településű medencerészt tekintjük, ahol a pleisztocén és felső-pannon üledékek alapján kétféle üledékföldtani felépítést különböztetünk meg:

Az egyik típus a tágabb értelemben vett hegységelőterek (Sopron, Kőszeg térsége) és a magas rögök területsávja (Pinnye-Bük), ahol a jelentéktelen vastagságú pleisztocén hordalék alatt települt finomszemcsés, agyagos, iszapos, kőzetlisztes felsőpannon összlet 500 m-ig igen kevés homokréteget tartalmaz (12. ábrán az 5. típus). E területrésznek — eltekintve a kisebb homoklencséktől — víznyerési perspektívái kedvezőtlenek.

A másik területtípusba az ősfolyók és jelenlegi vízfolyások kisebb teraszai és ártéri feltöltései, valamint a magasrögökről a mélyzóna irányába történt eróziós lehordások területei tartoznak. Itt a pannon összlet legfelső 50–150 m közötti szakaszán több homokréteg van, amelyek a mélység felé egyre finomodnak, elvékonyodnak, mélyebben már csak kisebb lencsék formájában jelennek meg. E területek vízföldtanilag kissé kedvezőbbek (12. ábrán a 4. típus), helyenként — lokális igényeket kielégítő — kisebb vízbázis előfordul. Legkedvezőbbnek a D-i részen, az Arany-patak és a Sorok-patak felső szakasza (Ják térsége), Gyöngyös és a Perint-patak alsó szakasza (Ikervár) tűnik.

A középső területrészen a Körös-patak és a Répce folyónak a Rábával ölelkező teraszos, hordalékküpos térsége, valamint a Répce, Pös-patak és az Ikva eltemetett homokos ösmedrei lehetnek kedvezőbbek.

Ezek a keskeny sávok viszonylag nagy távolságon vízvezetők, medrüknél a szintbeli eltérés csekély, ezért a Rábától jelentős távolságban is lehetséges bizonyos mértékű visszaduzzasztás. A terület É-i részén, Csapodtól É-ra és Kapuvár térségében már vannak jelentős vastagságú homokrétegek (12. ábrán a 3., 4. minősítés), ahol közepesek a víznyerési lehetőségek.

b/ *A Szigetközben és tágabb térségében* található a Kislalföldnek — valószínűen az országnak is — a legnagyobb, vízminőségét illetően egyelőre még a legkedvezőbb felszín alatti vízbázisa. Az 1000 km²-nél nagyobb területre kiterjedő, többszáz méter vastagságú kavicsos-homokos összlet döntően a Duna, kisebb mértékben az ÉNy-i mellékfolyók (Lajta, Morva) hordalékaiból épült fel a felső-pannon végétől a jelenkorig. Ez a vízbázis a Duna változó pleisztocén kori vízjárásával létrehozott különböző minő-

ségű kavicssteraszok egymásra és egymás mellé településével kialakult tipikus hordalékkúp. Vastagsága a Szigetköz térségében a 400–600 m-t is eléri, de a peremi területeken is 200–300 m körüli. A geoelektromos paraméterek itt vízföldtanilag igen kedvező litológiájú kőzetsort jeleznek. A 100–300 Ωm -es átlagellenálláshoz — kevés kivétellel — 1,0–1,5 % körüli polarizálhatóság tartozik, amelyek az egyébként is jó vízbázist minősítik. Ahol a polarizációs érték igen nagy ($P \geq 5\text{--}6\%$), ott a felszínközelben vagy a rétegsorban hiányzik egy vízzáró védőréteg, ami a mélyebben lévő rétegek hatalmas vízkészletét megóvná a felszíni szennyeződéstől. A hordalékkúp nagyobb része (12. ábrán az 1. és 2. típus) azonban vízfeltárára nagyon kedvező.

- c/ *A Rába-völgy* teknőszerű mélyedését az ősfolyónak és mellékvizeinek lehordásából származó közép- és durvaszemcséjű üledékek töltik ki. Litológiai szempontból azonban a folyó alsó és felső szakasza között különbség van.

A Rába alsó szakaszán, Sárvártól Rábatotna, Bősárkány vonaláig a nagyobb kiterjedésű hordalékkúpok a folyó bal partján találhatóak, amelyek közül vízföldtanilag legértékesebb a Csorna-Bősárkány-Rábatotna térségnek a Duna-hordalékkúppal érintkező, 100–150 m vastagságú, durvaszemcsés üledéksora.

A Sárvár-Beled közötti szakaszon a folyónak nincs igazán jó terasza, viszont a pleisztocén alatt fekvő finomhomokos felső-pannon rétegekből kedvező víztermelési adatok vannak [HOFFER 1955]. A folyó jobb partjának nagyellenállású képződményei — különösen a Kemeneshát száraz, cementált kavicsösszlete — víznyerésre nem igazán kedvezőek.

A Rába felső szakaszának mindkét oldala bővelkedik jó víztároló rétegekben. A bal parti szakaszon Körmen-d-Rum-Ikervár térségében vannak részben már feltárt, részben még feltáratlan vízbázisok. A jobb parti régióban az előzőeknél is kedvezőbb geoelektromos paraméterekkel jellemezhető hordalékkúpok vannak. Különösen perspektívikusnak tűnik a Rum-Bögöte-Gérce háromszögben lévő, valamint Vasvár térségében a bal parti összletekkel szorosan összefüggő és 100 m-nél is nagyobb vastagságú homokos rétegsor (12. ábrán 1-es minősítés). A minden bizonnyal jóminőségű (12. ábrán 2, 3. minőségű) vízbázisok kialakításában feltehetően az ősz-Zala vagy más, K-ről szállító folyó (Marcal?) is közreműködhetett.

- d/ *A K-i átmeneti zóna É-i harmadában* Győrtől Komáromig a Dunához kapcsolódó 4–8 km szélességű teraszban nem tűzöttan vastag, de bizonyára jó vízadó kavicsösszlet van. Ehhez kapcsolódik két középhegységi patak (Conco, Cuha) durvatörmelékes mederzónája Mezőörs, Ács vonalában.

Az átmeneti zóna középső harmada, a Pápától É-ra és a középhegységi perem közötti terület vízföldtanilag kedvezőtlen, agyagos-kőzetlisztes, alárendelten finomhomok rétegsorú, ahol csak lokális kiterjedésű és gyenge vízadó összletek fordulhatnak elő.

Az átmeneti zóna D-i harmadában az üledékföldtani viszonyok, s ezzel

együtt a víznyerés lehetőségei is jobbak, eltekintve a kiemelt helyzetű durvakavicsos, száraz üledékektől (Pápa-Ukk közötti terület). A terület legidősebb vízfolyása a Marcal lehetett, ezt látszik igazolni az 50–100 m közötti ellenállástérkép és a hasonló mélységközű litológiai vázlat is. A Marcal és a K-i mellékfolyók, patakok találkozásainál az idősebb pleisztocénben nagy területekre kiterjedő és jelentős vastagságú kavicsos-homokos rétegsorok alakultak ki, amelyek kisebb-nagyobb hordalékkúpok alakjában a folyó teljes hosszán megtalálhatók, de különösképpen a Marcal–Bitva, Marcal–Kígyóspatak találkozásánál, valamint délen a Zala ívében követhetők nyomon. E területek vízföldtani értékei a közepesnél jobbak (12. ábrán 2, 3 típus). A pleisztocén kései időszakában a Zala környezetében eltűnik a felső szakaszra jellemző durva üledék. A folyó ÉNy-ra tolódhatott, s a Rábához közelebb kerülve, azzal együtt építette fel a folyó jobb partjának már korábban említett nagy hordalékkúpjait.

A röviden összefoglalt vízföldtani értékelés az információ sűrűségének megfelelő, regionális léptékű, tehát nem részletekre kiterjedő. A különböző területegységeken még számos kisebb, a térképeken felismerhető, de az elemzésben nem említett, helyi igényeket kielégítő feltárással reményteljes terület van, vagy lehet. Ezt a mérések jelezték, de lehatárolásuk csak nagyobb pontsűrűségű vizsgálatokkal lehetséges. Megjegyezzük, hogy bármilyen feltáró (fúrás) és termelő (vízmű) létesítmény telepítése előtt a jelzett vízbázisok részletesebb megismerése és lehatárolása céljából kiegészítő vizsgálatok még szükségesek.

IRODALOM

- ÁDÁM A., HOLLÓ F., VERÓ J. 1977: Jelentés a soproni Dudlesz erdő alatti kristályos pala medencealjzat tellurikus kutatásáról. MTA GGKI Adattár
- ÁDÁM A., VERÓ J. 1960: Tellurikus kutatás erősen töredezett tektonikájú területen. MTA Műsz.Tud. Közl. XXVIII. 1-4, pp. 457-446
- ÁDÁM A., VERÓ J. 1964: A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon. Magyar Geofizika, 3, pp. 23-31
- ÁDÁM A., DUMA G., HORVÁTH J. 1990: A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological unit. Phis. Earth Planet. Inter. 60, pp. 155-162
- ÁDÁM A., VARGA G. 1990: Distortions of the electromagnetic field by shallow basins and by resistive outcrops. Phis. Earth Planet. Inter. 60, pp. 80-88
- ÁDÁM A., NAGY Z., NEMESI L., VARGA G. 1990: Crustal conductivity anomalies in the Pannonian basin. Acta Geod. Mont. Hung., 25 (3-4), pp. 279-290
- ÁDÁM O. 1953: Jelentés Nagytilaj környékén 1952-53-ban végzett szeizmikus mérésekről ELGI Adattár
- BALLA Z. 1990: Rába-vonal és az MK-1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése. Az ELGI Évi Jelentése az 1988-89 évről, pp. 19-47
- BALÁZS E. 1971: Kistalpai medence aljzatának rétegtani viszonyai (Kőolaj és földgáz-bányászat Tudományos Műszaki Közlemény, pp. 19-21
- BIELLA A. 1978: Regionál geológia. Zápodnych Karpát, Bratislava, pp. 212-224

- DUDÁS J., DRASKOVITS P., HOBOT J. 1995: Fialat üledékek geoelektromos kutatásának módszertani tapasztalatai és alkalmazásuk a Kisalföld kutatásában. *Geophysical Transactions present issue* pp. 95–114
- ELGI összefoglaló jelentései a Dunántúli középhegységben végzett komplex geofizikai kutatásokról (ELGI Adattár, SZÁF)
- 51.sz. Pápateszér-Bakonyszentlászló (1969)
 - 86.a.sz. Réde - Súr - Aka (1971)
 - 133.d.sz. Vértes Ny-i előtere (1973)
 - 140.l. sz. Gerecse Ny (1975)
 169. sz. Bakony É (Kisbér-Tárkány) 1976.
- FÜLÖP J., DANK V. 1987: Magyarország földtani atlasza 2. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, MÁFI Adattár
- GKV összefoglaló jelentései a kisalföldi szeizmikus mérésekről (OKGT, GKV Adattár)
84. sz. az 1960–62. években végzett refrakciós mérésekről
 95. sz. a Györszentiván–Nagyigmánd térségében végzett reflexiós mérésekről
 3. sz. komplex geofizikai jelentés Györszemere–Györszentiván térségében végzett mérésekről
 173. sz. Bábolna–Pannonhalma–Györszentiván kutatási területen 1980–81-ben végzett vibroszeizmikus mérésekről
 - Vasvár környékének reflexiós és korrelációs refrakciós mérései (OKGT, 1960)
 - Pápa–Vasvár–Szöny szeizmikus mérések (GKV 184. sz. jelentés, 1982)
- HÁMOR G. 1981: A Kisalföld regionális komplex földtani kutatásának programja (MÁFI)
- HOFFER E. 1955: Jelentés a Celldömölk környékén végzett földmágneses mérésekről, ELGI Adattár
- HOBOT J., DRASKOVITS P., DUDÁS J., NEMESI L., PÁPA A., VARGA G.: Jelentés a Kisalföldön végzett geofizikai mérésekről
- 1982–83 (ELGI Adattár 1983)
 - 1983–84 (ELGI Adattár 1984)
 - 1984–85 (ELGI Adattár 1985)
 - 1985–86 (ELGI Adattár 1986)
 - 1986–87 (ELGI Adattár 1987)
 - 1987–88 (ELGI Adattár 1988)
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli középhegység pannon képződményei. MÁFI Évkönyve 62, 259 p.
- JOÓ J. 1985: Explanatory text to the map of recent vertical movements in the Carpat-Balkan region, Budapest
- KILÉNYI É., RUMPLER J. 1984: Basement (pre tertiary) contour map of Hungary, Geos GMK, ELGI Könyvtár
- KÓRÖSSY L.: Nyugat magyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. *Földt. Közl. XCV* (1), pp. 22–36
- KÓRÖSSY L. 1985: A kisalföldi kőolaj és földgázkutatás földtani eredményei. *Általános földtani szemle*, 22, pp. 99–174
- Magyarázók Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához
- L-34–I. Tatabánya MÁFI Adattár 1968
 - L-33–VI. Győr MÁFI Adattár 1971
 - L-33–V. Sopron MÁFI Adattár 1981
 - L-33–XI. Zalaegerszeg MÁFI Adattár 1976
- Mélyfúrások adatai
- OKGT Adattár
 - MÁFI Adattár
 - Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere (OVH)

- PÁPA A., RÁNER G., TÁTRAI M., VARGA G., 1990.: Seismic and magnetotelluric investigation on a network of base lines. *Acta Geod. Geoph. Mont Hung.* 25 (3-4), pp. 309-323
- POLCZ I. 1972: Jelentés a Rábasömjén-Sárvár környékén végzett szeizmikus reflexiós mérésekről ELGI Adattár
- PLESZKÁTS T. 1970: Sárvár-Ikervár környéki szeizmikus mérések ELGI Adattár
- POGÁCSÁS Gy. 1984: A Pannon medence neogén üledékeinek szeizmikus sztratiográfiai vizsgálata. *Geofizikai Közlemények* 30 (4), pp. 373-410
- POSGAY K.: Magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. *Geofizikai Közlemények XI* (1-4), pp. 77-99
- RÁNER G. 1983: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. Jelentés az MK-3/77 reflexiós szelvény újrafeldolgozásáról, ELGI Adattár
- RÁNER G., REDLERNÉ TÁTRAI M., VARGA G. 1983: Jelentés az MK-1 vonalon végzett magnetotellurikus és szeizmikus mérésekről. ELGI Adattár
- SZILÁRD J. 1965: Kistátrai áttekintő graviméter mérései ELGI Adattár
- Sz. KILÉNYI Éva 1990: A Dunántúli-medencekitöltésének és medencealjzatának tektonikai vizsgálata, Kézirat jelentés Geos gmk. MÁFI Adattár
- WALLNER A. 1977: Jelentés Fertőrákos-Fertőszentmiklós között végzett TE mérésekről, MTA GGKI Adattár, Sopron
- ZSILLE A. 1960: Jelentés a felsőcsatári és közzei földmágneses mérésekről

STRUCTURE OF YOUNG SEDIMENTS IN THE BASIN OF THE LITTLE HUNGARIAN PLAIN FROM GEOELECTRIC MEASUREMENTS

József HOBOT and József DUDÁS

One of the most important elements of our wide-ranging investigation project was to study the so called medium depth interval (from the surface to a depth of 500-700 m), including mainly sequences of Quaternary and Upper Pannonian age for hydrogeological purposes. This was performed by VES and IP methods.

1. The geoelectric model. Measurement and data processing

Measurements with DIAPIR type instruments manufactured by ELGI were carried out along regional profiles and in a gradient array (resistivity values were measured up to an AB separation of 4000 m, IP values up to AB = 800 m), the average density of measurements was 6-8 km²/point. Data were processed with HP-9845 and Sharp PC 1500 computers using the Marquardt algorithm, as described in the previous paper [DUDÁS et al. 1995].

Geoelectric-geological models of the survey area can be divided into two basic types:

- At the foothills of the Alps (western part of the area) and of the Transdanubian Middle Ranges (eastern, southeastern part of the area) the Paleozoic-Mesozoic basement can be found below the young sedimentary sequence. The right-hand section of the VES curves measured in these sub-areas are of *H* or *A* type.
- The other type is the deep basin region (this is the larger part of the survey area) where our measurements cannot detect the basement. The deposits in the depth interval of our investigations are of terrestrial, lacustrine or fluvial origin and very inhomogeneous: Pinchouts and crossbedding characterize their structure and this appears as very frequent changes in resistivity (between the orders of magnitude 10 and 100 Ωm). These changes take place primarily laterally. The vertical distribution of resistivity can be described by the general trend that the grain size becomes finer and finer downwards resulting in curves of *Q* type, which makes vertical resolution difficult.

2. Resistivity of the basin sediments

Resistivity and thickness parameters of the adjacent soundings obtained from 1-D inversion of curves correlate only rarely due to the sudden lateral changes in the given sequence of sand, clay and gravel beds. Therefore the methods described in the previous paper [DUDÁS et al. 1995] were chosen to characterize the sequence.

In *Fig. 1* spatial changes in the averaged (resultant) resistivity of the sequence between the surface and a depth of 500 m can be seen. In *Figs. 2, 3, 4, and 5*, maps of averaged resistivity characteristic of different depth intervals are shown. These could be interpreted as follows:

- a.) The resistivity highs at the western edge of the basin are caused by the near-surface metamorphic rocks of Alpien type.
- b.) Resistivity lows characterize a large part of the western transition zone, these lows are caused by drifts of young streams and Upper Pannonian sediments. Relative highs are assigned to coarser alluvial sediments and dominantly sandy Upper Pannonian sequences.
- c.) Extension of the resistivity highs in the Szigetköz and in the Rába Valley exceeds 2000 km². This is the most important hydrogeological region in the basin and the largest water resource in our country. First of all in the Szigetköz (detrital cone of the Danube) resistivity highs reach even a peak value of 350 Ωm . This is interpreted as the effect of a coarse gravel sequence. The thickness of the detrital cone of the River Rába which joins the detrital cone of Danube from SW is smaller and there is more sand in it. The source of the resistivity high in the so called Kemeneshát (between

Sárvár and Kemenesmagosi) is not of fluvial origin but the volcanic basalt intrusions reaching up to the surface play a role as well.

- d.) The larger part of the eastern third of the basin can be characterized by resistivity lows, mainly due to the effect of the near-surface argillaceous and marly formations of Upper Pannonian age. The local resistivity highs in the northern part suggest the presence of sand and gravel lenses. In the middle, deep part of the basin, in the Celldömök–Jánosháza–Pápa triangle several local resistivity highs may presumably be assigned to the basalts, the inselbergs on the surface (Ság, Somló) also support this.
- e.) At the eastern and southeastern edges of the basin, resistivity highs caused by Mesozoic carbonate rocks of the basement can be found because the basement here approaches near to the surface along faults.

3. Structure of the young basin sediments

The structure of the basement is shown along six geoelectric sections shown in *Figs. 6, 7, and 8*. To construct these profiles anisotropy coefficients were calculated using the parameters measured at the wells. These have values between 1.10 and 1.15 for unconsolidated gravel and sand layers, and a value between 1.25 and 1.30 for strongly stratified sequences.

The following conclusions can be drawn by interpreting the sections:

- in most cases the formations underlying the Pleistocene sequence can be detected;
- the detrital cones and the gravel terraces along the rivers can laterally be delineated;
- at the edges of the basement (first of all in the SE) the high resistivity basement can reliably be detected.

Going into the detail it can be stated that:

- the Pleistocene sequence can be resolved into 2–4 layers;
- the thickness of the Pleistocene detrital cone of the Danube, a coarse gravel sequence in the Szigetköz reaches 200–300 m, but it is underlain by a 300–400 m thick sand and gravel sequence;
- the Upper Pannonian underlying the Pleistocene can generally be characterized by 3–4 layers. Among them there are sequences of hydrogeological importance (water-bearing), too.

4. IP measurements and IP maps

IP values were measured at four AB separations (100, 200, 400 and 640 m) at every VES sounding site (complete IP sounding curves as well at some sites). Polarizability maps were constructed using these values (e.g. *Fig. 9*).

Some typical sources of different IP parameters are:

- low polarizability values (0.5–1.5%) are characteristic of coarse gravel (e.g. in Szigetköz) and dominantly argillaceous sequences;
- relatively high values (3–5%) were obtained at the sites of characteristic lithological changes (e.g. at the termination or splitting up of the Danube detrital cone). At other sites (e.g. at Celldömök–Duka-Türje) organic matter, strong stratification associated with high mica content or even man-made effects (pipes, cables) might cause the higher IP values.
- medium polarizability values (2–3%) are characteristic of sequences with thick sand layers.

5. Sedimentological interpretation of resistivity and polarizability data

Integrated consideration of resistivity and polarizability enables the construction of lithological maps (sketches) providing information about the dominant grain size.

5.1. Lithological map versions based on the connection between the ρ and P values

Using the ρ - P - d nomogram described in the previous paper [DUDÁS et al. 1995] and the ρ - P value pairs obtained from ground measurements at several AB separations the dominant grain size was determined at nearly 1300 sounding sites in the Kisalföld; maps were then constructed. *Figure 10* characterizes the depth interval of 0–50 m and *Fig. 11* that of 50–100 m. Isolines represent the boundaries of different grain sizes.

In the figures the colours represent:

- dark green: 80–90% of sequence consists of clay;
- light green: clay, silt, thin sand beds
- yellow: argillaceous silt and sand beds;
- orange: sand, coarse sand;
- light brown: coarse sand, gravel;
- dark brown: gravel, gravel embedded in clay.

5.2. Regional hydrogeological evaluation of the basin

In *Fig. 12* the summarized hydrogeological, lithological evaluation is presented.

a.) *Western transitional zones*

One type of these is the zone of foothills of mountains and buried horsts where the Upper Pannonian sequences underlying the thin Pleistocene can be detected. Here only few sand lenses promising for water production can be expected. Terraces of the paleo-rivers and flanks of the horsts can be placed into the other type. Here smaller water resources satisfying the local demand can be assumed. Larger lenses can be found in the north, between Csapod and Lake Fertő.

b.) *Szigetköz*

This is the largest water resource in our country; the Pleistocene detrital cone of the Danube. Its thickness reaches 400–600 m and its area on Hungarian territory is more than 1000 km². High resistivity and low polarizability are characteristic of the gravel layers deposited by the Danube.

c.) *Valley of the River Rába*

Its lower reach in the vicinity of Csorna, Bősárkány and Rábapátona is a 100–150 m thick, coarse-grained detrital cone. There is no terrace of good quality in its middle reach (between Sárvár and Beled), but the Upper Pannonian sands have favourable water-bearing properties. Detrital cones of good water-bearing quality can be found at both sides of the upper reach of the river. These have only partly been utilized.

d.) *Eastern transitional zone*

In its northern third, between Győr and Komárom, the 4–8 km wide Danube terrace is an excellent aquifer. The argillaceous and silty sequences in the middle third part are poor aquifers. In the vicinity of the rivers and streams in the southern third of the area the aquifers are of better quality.

Finally, the authors emphasize that although the reconnaissance maps presented here reflect the hydrogeological features, the planning of water-works requires detailed investigations.

KOMPLEX VÍZKUTATÁS EREDMÉNYEI A RÁBA FOLYÓ SÁRVÁR-NICK KÖZÖTTI SZAKASZÁN

DUDÁS József, HOBOT József, VARGA Péterné

A korábbi cikkekben tárgyalt 10000 km²-nyi terület vízföldtani perspektíváinak vizsgálata után egy 90 km²-nyi terület részletesebb vízföldtani kutatását mutatjuk be, ahol konkrét vízmű tervezéshez, kútcsoportok fúrásához adtunk eredményes javaslatokat. A VESz, GP, MGSz és karotázs vizsgálatokra épülő geofizikai tevékenység, mintegy 300-400 m-es mélységig vizsgálta a területet. Vertikálisan 6, különböző korú és vízföldtani tulajdonságú összletet tudtunk elkülöníteni, amelyek közül 3 vízadó. Ezek vastagságát, fajlagos ellenállását térképeztük, majd 6 olyan helyet javasoltunk, ahol kútcsoportokat érdemes létesíteni.

1. Bevezetés

A vízkutatás a szombathelyi központi régió távlati vízellátására 70-80000 m³/nap mennyiségű kitermelhető (hasznosítható) felszín alatti vízkészlet feltárására irányult. A kutatási terv e célra a Rába folyó partjának 3-3 km-es szélességű sávját, a Rábapaty-és Nick-Kenyeri- által határolt területet jelölte ki. (2.-8. ábrák)

A mintegy 90 km²-es területen több geofizikai módszerrel mértünk. A geofizikai kutatás feladata a terület üledékföldtani felépítésének vizsgálata, a vízbeszerzésre számításba jöhető vízadó összletek meghatározása, a vízfeltáráshoz legkedvezőbb területek kijelölése volt. A geofizikai vizsgálatokban mérnökgeofizikai szondázásokat (MGSz—Mérnök Geofizikai Szondázás), felszíni geoelektromos méréseket (VESz—Vertikális Elektromos Szondázás, GPSz—Gerjesztett Polarizációs Szondázás, GP—Gerjesztett Polarizációs Szelvényezés), és néhány kísérleti lyukgeofizikai eljárást alkalmaztunk. Ugyanis e módszerekkel más területeken végzett vízkutatási munkáink (pl. a Maros hordalékkúp) során — nem utolsósorban a módszer viszonylagos olcsóságát tekintve is — országsszerte kedvező tapasztalatokkal rendelkezünk.

Az MGSz vizsgálatok feladata a folyó teraszképződésének részletesebb bontása, valamint a terasz közettani, hidrodinamikai és vízkémiai adata-

3

inak tájékoztató meghatározása volt. A VESz, GPSz és GP módszerek feladatának a pleisztocén korú terasz területi elterjedésének lehatárolását, a felső pannon összlet legkedvezőbb víztároló képződményeinek horizontális és vertikális vizsgálatát kutató és feltáró létesítmények kijelölését tekintettük.

A néhány karotázs mérési eljárás feladata „in situ” fizikai paraméterek (polarizálhatóság, mágneses szuszceptibilitás) meghatározása a teljes magkihozatalú fúrásokban, a felszíni mérések értelmezése érdekében.

Az 1982–84 között végzett geofizikai mérésekből, valamint az ezt követő fúrásos vízkutató-feltáró vizsgálatokról (kísérleti próbakútcsoportok Ostffyasszonyfa, Kenyeri, Csöngé és Uraiújfalú községek térségében létesültek, MÉLYÉPTERV) zárójelentés készült. Jelen tanulmányt e jelentésekben foglalt adatok, valamint a későbbi kislétező kutatói tapasztalatok felhasználásával állítottuk össze.

1.1. A terület vízföldtani-geofizikai modellje

A felső pannoniai képződményeket a térségben működő vízműutak általában 30–150 m közötti mélységben csapolják meg. Ezek adatai szerint a felső pannonban regionális elterjedésű 10–30 m vastag finom és közepes szemcseösszetételű homokréteg települ, melynek mélysége 32–95 m között változik és több helyen vékony agyagcsíkok beékelődése tapasztalható. Ezen réteg fekéjét és fedőjét alkotó képződmények összetétele rendkívül változó, ami hatással lehet a vízutánpótlási viszonyokra.

A pleisztocén időszak fő vízáadó képződménye a Rába mindkét partján található kavicsos összlet, melynek vastagsága 5–25 m közötti. Az igen változó összetételű és vastagságú kavicsréteget a mélység felé haladva durva és közepes szemcseméretű homokok váltják fel, agyag és iszapos agyaglencsék gyakori beékelődésével.

A vázlatosan ismertetett földtani–vízföldtani felépítés alapján elsősorban a durvaszemcsés teraszképződmények elkülönítését vártuk a geoelektromos módszerektől. A többi üledékes képződmény — ún. „szendvics” összletek — elterjedése bár jól lehatárolható, vastagságuk meghatározási pontossága azonban kisebb ezekénél. Ennek oka az egyes rétegeknek mélységükhöz viszonyított csekély vastagsága és kis ellenálláskontrasztja. A geoelektromos módszer a sok vékony réteget mind az ellenállását, mind a vastagságát összegzi, és így összevont geoelektromos rétegeösszletet jelez. A fajlagos ellenállásnak és polarizálhatóságnak a területre jellemző értékei, illetve ezek változásai azonban a kapott mélységintervallumban a homokos vagy agyagos képződmény túlsúlyára és megfelelő értékpárosok (ρ , P) esetén az összlet perspektivitására utalnak. Így a kedvező összletek mind horizontálisan, mind vertikálisan jó közelítéssel lehatárolhatók.

A terület általános geoelektromos modellje $AB=1600$ m tápelektroda távolságnál:

HKHK ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 < \rho_5 > \rho_6$)

KQHK ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4 < \rho_5 > \rho_6$)

Ezekben az első *K-QQ* vagy *HK* szakasz a ferde- és keresztarétegzett folyóvízi teraszképződményekre és hordalékokra, míg a többi a regionálisabb kiterjedésű állóvízi, finomabb szemű, üledékes rétegsorokra jellemző.

1.2. A geofizikai kutatások menete

A *VESz* és *GPSz* méréseket két lépésben végeztük. Először a kutatás gerincét alkotó $AB=1600$ m-es szondázásokat mértük le, hogy a kívánt 200–400 m mélységig megismerjük a képződmény ellenállás- és vastagságviszonyait. Második lépésként a szelvényeket és szelvényközöket besűrítő $AB=800$ m-es szondázásokkal és négy különböző AB távolságnál mért GP értékekkel a felszínközeli és a néhányszor 10 m-es mélységben elhelyezkedő üledékösszlet paramétereit határoztuk meg.

A *mérnökgeofizikai szondázásokat* (MGSz) elsősorban a lemélyítésre került, vagy kijelölt kutató-feltáró fúrás környezetében, illetve a *VESz* és *GPSz* mérések alapján a teraszképződmények legkedvezőbbnek látszó részein végeztük el úgy, hogy belőlük átnézetes szelvények, térképrészletek is szerkeszthetők legyenek. A vizsgálatok általában négy fizikai paraméter méréseivel történtek. A kőzetek talajmechanikai ellenállását reprezentáló *össznyomás* (MPa) és *csúcshellállás* (MPa) értékét, a kőzetek *természetes gamma aktivitását* (cpm), valamint a kőzetek „in situ” *térfogatsúly* értékét (t/m^3) határoztuk meg.

A hagyományos *karotázs méréseken* kívül kiterjedt kísérleti méréseket is végeztünk. A hagyományos karotázs mérések a következők voltak: PS, ellenállásmérés potenciál és gradiens szondával, neutron-neutron (N-N), kompenzált gamma-gamma, természetes gamma és bőségmérés. A kísérleti mérések: indukciós, GP, mágneses szuszceptibilitás, laterológ, akusztikus, szelektív gamma-gamma, mikroellenállás és termomérések voltak. A fúrásokban a szimmetrikus szondával 1 m-enként pontszerű ellenállás és GP méréseket is végeztünk a felszíni geoelektromos mérések *DIAPIR-E* típusú műszerével.

2. A geofizikai kutatások eredményei

A kutatások eredményeinek ismertetését a módszertani tapasztalatok bemutatásával kezdjük, mivel ezek egy részét a feladat megoldása közben ismertük fel és a komplex értelmezés folyamán felhasználtuk állásfoglalásunk kialakításában.

Fiatal homokos-agyagos üledékek vízkutatási célú vizsgálatánál az *ellenállás módszereknek* még elsődleges jelentősége van. Ugyanis a fajlagos ellenállás és a szemcseméret változása között olyan az összefüggés, hogy ha a szemcseméret nő akkor az ellenállás is nő, és fordítva.

Hasonló célú kutatásokban a *GP módszert* kísérleti jelleggel már néhány helyen sikerrel használtuk. Míg az ellenállás módszer önállóan is, addig a GP csak az ellenállás módszerrel együtt alkalmazható. A módszer különösen a kis ellenállású (20–50 Ω m) üledékek elkülönítésénél nyújt nagy segítséget az azonos ellenállású anomáliák rangsorolásában. A GP-nél a polarizálhatóság értéke a szemcseméret növekedésével egy bizonyos szemcseméretig (közvetliszt) nő, majd ismét csökken. Így a VESz és GPSz szondázások együttes módszere közvetlenül alkalmas felszín alatti vizek tárolóképződményeinek kutatására.

2.1. Módszertani eredmények

Tapasztalataink elsősorban az ellenállás és polarizálhatóság összefüggéseivel kapcsolatosak. Már a Maros hordalékkúp kutatásánál felfigyeltünk arra, hogy a különböző szemcseméretű anyagok ρ és P értékei a ρ - P koordináta-rendszer különböző helyein csoportosulnak. Ez itt is érvényes volt. A másik észrevétel az volt, hogy az ellenállás-szemcseátmérő, valamint a polarizálhatóság-szemcseátmérő kapcsolatból egy olyan ρ - P - d nomogram szerkeszthető, melynek segítségével a mérési pontok ρ - P koordináta-rendszeréből a szemcseméret kiolvasható. Ezt megszerkesztettük, és a területen mélyített két fúrásban ki is próbáltuk. Az eredmény igen jó egyezés volt. Mindezeket a módszertani eredményeket jelen kötet módszertani cikkében részletesen is leírtuk.

A *kísérleti karotázs vizsgálatok* szerint a homokok itt — ellentétben a marosi eredményekkel — kisebb mágnesezettségűek ($6-8 \times 10^{-5}$ SI), mint az agyagok ($1-2 \times 10^{-4}$ SI). A Maros hordalékkúpon a helyzet éppen fordított. A hatást mindkét esetben a kvarchomokok okozzák. A megfigyelések szerint a homok színes (sötét) elegyrészei tartalmazzák a mágnesezhető ásványokat. A Rába térségében ezekből valószínűleg nagyon kevés van. A maganyagokon végzett szuszceptibilitás mérések alapján megállapítottuk, hogy a vékony lignitcsíkok fedőjében és feküjében legnagyobb a mágnesezhetőség (amit a másodlagos piritkiválás okoz; laborvizsgálatok), amire a nagy GP értékek is utalnak.

A rétegek természetes radioaktivitása $5-15 \times 10^{13}$ C/kg között változik. Ennél nagyobb aktivitás csak egy-egy vékony agyagrétegnél tapasztalható (szerves anyagok, lignitcsíkok fedője). A homokok valódi ellenállása 60–80 Ω m körüli, a tiszta agyagoké (ami kevés) 5–10 Ω m. A homokrétegek porozitása (a neutron-neutron és gamma-gamma porozitás egyeztetéséből) 33–38 % közötti. A tiszta homokok a tapasztalat szerint kisebb térfogatsúlyúak az agyagos homoknál. Ez arra utal, hogy minél tisztább egy homok, annál kisebb a térfogatsúlya, ami itt is igaznak bizonyult.

2.2 A kutatás területi eredményei

A geofizikai mérések a terület pleisztocén és felső pannoniai képződményeit a bonyolult kőzettani felépítés és erős rétegzettségük ellenére hat különböző, a területre jellemző és általános elterjedésű geofizikai-vízföldtani összletre tudták felbontani. Ezek: a fedőösszlet, terasz, felső homokos összlet (hordalékkúp), agyagos vezérréteg, alsó vízadó képződmény, agyagos fekü. Az egyes képződmények mélységi elterjedése:

- fedőösszlet 0–4 m
 - teraszképződmény 0–25 m
 - hordalékkúp 15–95 m
 - agyagos vezérréteg 45–135 m
 - alsó vízadó képződmény 85–335 m
 - agyagos fekü 300–400 m mélységig
- (lásd I. ábra, geoelektromos rétegszelvény).

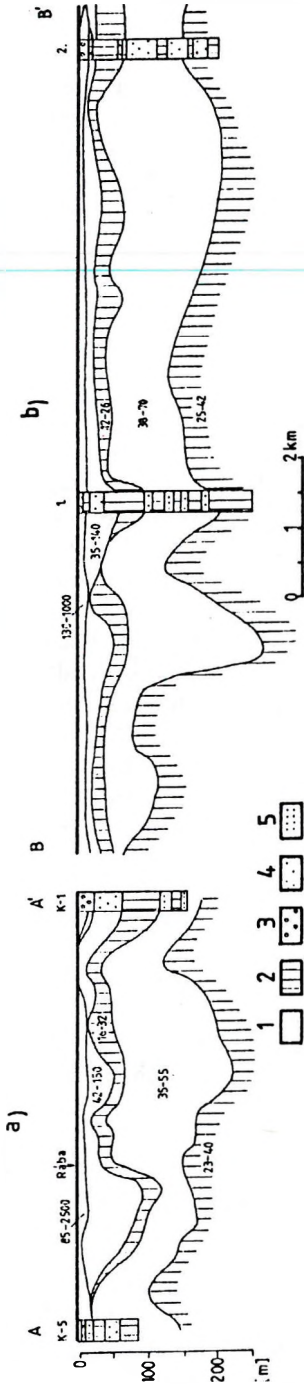
Ezek közül a terasz és a felső homokos összlet (együttesen *felső vízbázis*) és különösen az alsó vízadó képződmény (*alsó vízbázis*) kedvező vízfeltárássra, bár ezek is erősen rétegzettek, agyagos közbetelepülésekkel tarkítottak. Mind a terasz, mind a felső homokos összlet felülről részben nyitott, vizeik egymással kommunikálnak, így szennyeződhetnek. Erős területi változékonyság jellemző rájuk, kedvező kifejlődésű szakaszaikat kivékonyodó, eliszaposodó foltok váltják. Az alsó vízadó képződmény mind felülről, mind alulról agyagos képződményekkel határolt és kedvező kifejlődésben regionálisan megtalálható.

Az MGSz mérésekből a kutatás mélységéig (15–20 m) három jelentős kőzettípus különíthető el, melyek meghatározói a pleisztocén víztározó összlet vízadó képességének és a tárolt víz minőségének. Ezek a *holocén fedőösszlet*, a *Rába terasz* és annak *fekü képződményei*. A többi képződményt a felszíni VESz, GP és karotázs mérések alapján mutatjuk be.

A *holocén fedőösszlet* változó vastagságban és kőzettani felépítésben a Rába sávjában általános elterjedésű. Kőzettani felépítését tekintve uralkodóan kőzetliszt és agyagrétegek váltakozásából áll. Vastagsága általában 0–4 m közötti.

A geoelektromos mérésekből a fedőösszlet kis és változó vastagsága és a teraszhoz viszonyított nagy ellenállás-kontrasztja miatt csak bizonytalanul volt meghatározható. A 15–200 Ω m-es ellenállás intervallumát tekintve az egész területen igen változatos kifejlődésű lehet. Jelentősége azokon a részeken van, ahol hiánya, kivékonyodása, vagy porozitása esetén a felülről jövő vegyi vagy biológiai *szennyeződésnek* nem állja útját. Az 50 Ω m-nél nagyobb ellenállású fedővel borított területrészek — megítélésünk szerint — fennáll a rétegvizek szennyezhetőségének veszélye.

A pleisztocén *teraszképződmények* a mérések adatai szerint az egész területen összefüggő rétegösszletet alkotnak, kőzettani kifejlődésük és vastagságuk a kutatás területén jelentős változékonyságú.



I. ábra. Geoelektromos rétegszelvények. 1—homokok általában; 2—agyag, kőzetliszt; 3—kavics; 4—középszemű homok; 5—finomszemű homok

Fig. 1. Geoelectric cross sections. 1—sand in general; 2—clay, silt; 3—gravel; 4—medium-grained sand; 5—fine-grained sand

Míg az MGSz mérések nagyobb felbontóképességük révén vertikálisan is bontják a teraszképződményeket és pontosan érzékelik a durvább szemcséjű teraszt, addig a VESz mérések összegző hatásuk révén összevontan jelzik a teraszképződményeket, sőt gyakran az alattuk lévő, már nem is a teraszhoz tartozó réteg(ek) felső részét is a terasszal összevontan egy geoelektromos réteggént adják meg. A nagyobb vastagság rendszerint ott adódik, ahol a terasz fekéjében vékony az agyagos közbetelepülés, amit a VESz mérésekkel nem lehet kimutatni. A vastagság-változási tendenciák azonban egyeznek a VESz mérésekkel.

Az MGSz vizsgálatok alapján a terasz képződmények szemcsés összetételük miatt víztárolásra alkalmasak. Az irodalomból ismert és elterjedt véleménynel szemben a teraszképződmények vastagsága a terület nagy részén jelentéktelennek tekinthető a vízbeszerzés szempontjából, még a nagytérű kavicsolt kutak esetében is. Az elvégzett vízkészlet-számítások alapján a vízkutatás célját képező vízmennyiségnek még a fele sem ($30.000 \text{ m}^3/\text{nap}$) vehető ki.

Az MGSz pontok nagyobb részén meghatározott talajvízszint adatok szerint a terasz képződmények csaknem teljes szelvényükben vízzel elárasztottak. Csupán a Rába szűkebb 150-200 m-es sávjában tapasztalhattuk a folyó elszívó hatására a talajvízszint nagyobb mérvű süllyedését és a terasz felső szakaszának szárazzá válását. A terasz vízutánpótlása — legalábbis a kutatás időszakában — nem a helyi Rába szakaszból, hanem a folyó D-i, magasabb felszínű részeiből s teraszából történt.

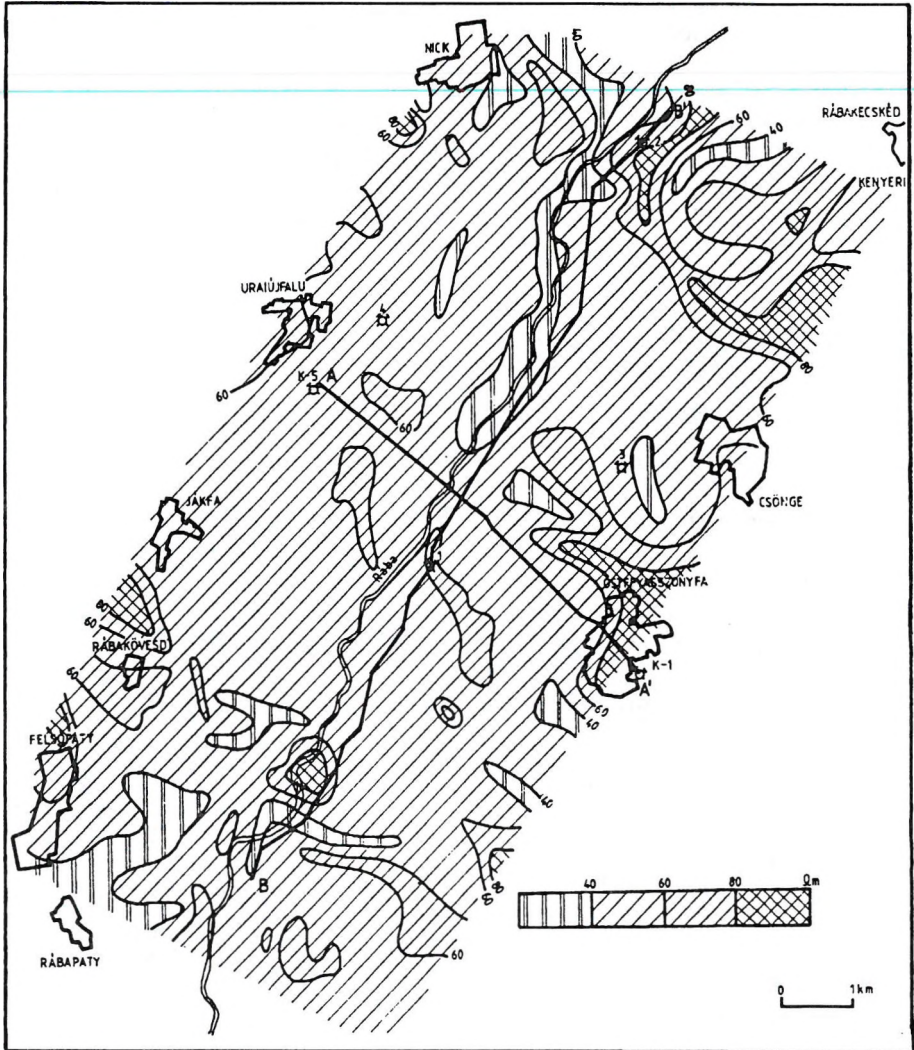
A teraszképződmények a VESz mérésekből szerkesztett ellenállástérkép alapján három csoportba oszthatók. A $\rho = 50\text{--}100 \Omega\text{m}$ ellenállással jellemezhető területrészek a finomabb szemcséjű (agyagosabb kifejlődésű) homokanyagú teraszszakaszokat jelölik ki. A $\rho = 100\text{--}250 \Omega\text{m}$ -es ellenállástartomány a vegyes szemcsés homok, kavicsos homok frakcióra jellemző, a $\rho > 250 \Omega\text{m}$ ellenállások kavicsos homok összetételre utalnak. Összefüggő, nagyobb ellenállású, durvább szemcséjű teraszszakaszok főleg a folyó mentén, illetve jobb partján találhatók.

A terasz vastagságának meghatározása a kedvezőtlen elektromos modell következtében a VESz görbék jelentős részénél bizonytalan. Szélsőségesen nagy teraszképződmény ellenállás esetén a terasz felső, száraz szakasza külön elektromos réteggént jelentkezhet és alsó, vízzel elárasztott része a következő elektromos réteggösszlethez kerül. Itt a ténylegesnél vékonyabb terasz vastagságot kaphatunk. Másik szélsőséges esetben közepes ellenállású terasz alatt jóminőségű homok (vagy hordalék) következik, amelynek felső része a terasszal egy összevont elektromos réteget alkot, itt tehát a terasznál vastagabb elektromos réteg jelenik meg. Ez utóbbi modell valószínűsíthető a Rába közeli $h > 10 \text{ m}$ -es területsávok esetében.

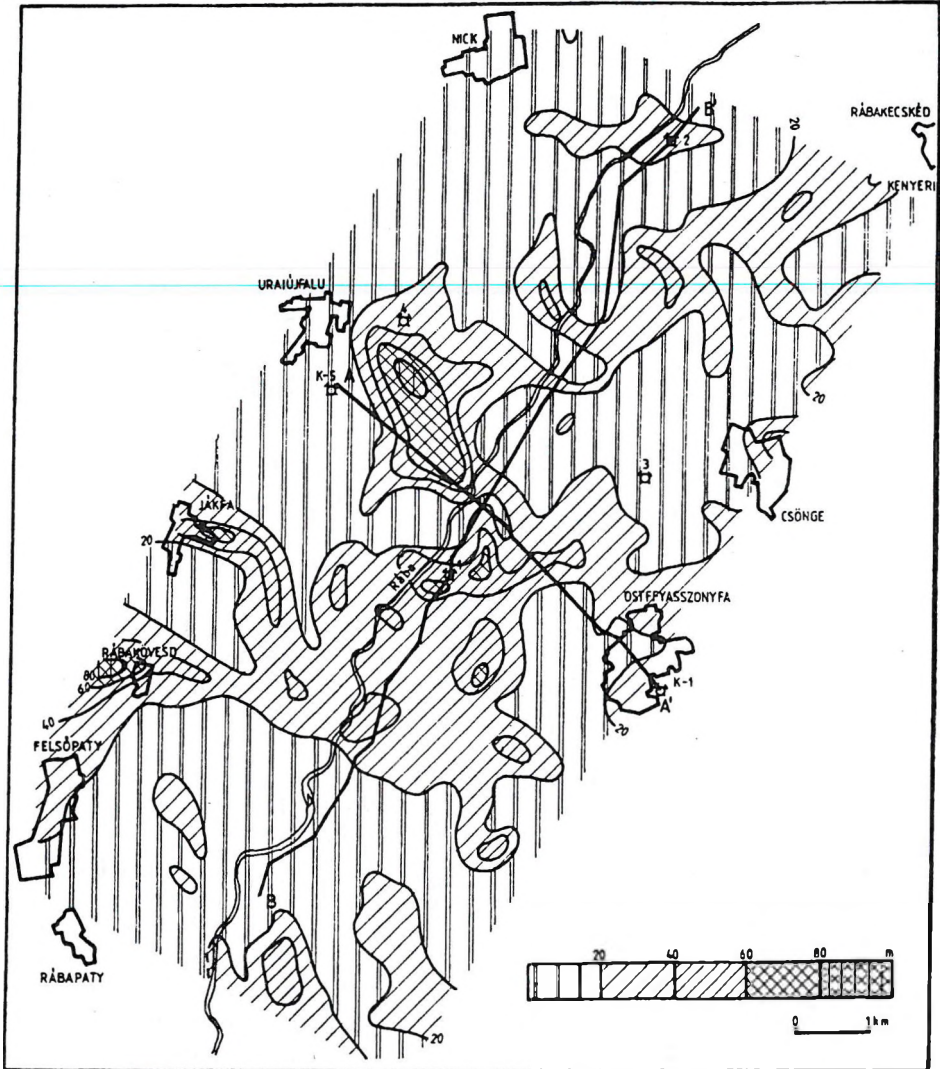
Az MGSz mérések a 10–15 m vastagságú terasz és a mélyebb víztároló szint (felső homokos összlet?) közötti kommunikáció lehetőségét jelzik, mértékét azonban erősen területfüggőnek mutatják. A GP szondázások alapján a teraszképződmények nagy fajlagos ellenállásához kis értékű polarizálhatósá-

got kaptunk ($P=0,5-1,5\%$), amely általában a jó vízáadó képességű, durvább szemcseösszetételű képződményekre jellemző.

Felső homokos összletnek (hordalékkáip) közvetlenül a teraszképződmények alatt települő, általában 40–50 Ωm -es ellenállású, (2. ábra) és az egész területen összefüggően megtalálható, változó vastagságú (3. ábra) réteg-



2. ábra. A felső homokos összlet fajlagos ellenállása
Fig. 2. Resistivity of upper sand sequence



3. ábra. A felső homokos összlet vastagsága
 Fig. 3. Thickness of upper sand sequence

összletet nevezük. A terület K-i és É-i peremén hosszú, elnyúló sávokban 70-80 Ω m feletti ellenállású szakaszai is előfordulnak. Ellenállása alapján ez az összlet homok- és agyagos, kőzetlisztes rétegek váltakozásának tekinthető. Átlagos vastagsága 10-20 m. Jelentősebb, több km^2 -es kiterjedésű, kivastagodó, szakaszai főleg a terület közepén és ÉK-i sarkában mutatkoznak, itt a 20-60 m vastagságot is eléri. Ezeken a területeken a kivastagodást az ellenál-

lás növekedése kíséri, ami vízföldtani szempontból kedvező közettani kifejlődésre utal.

A Kenyeri kútszoport és a korábbi termelő kutak környezetében végzett mérések alapján $P_l=2-2,5\%$ látszólagos polarizálhatóság és $\rho_l=40-80\ \Omega\text{m}$ -es látszólagos fajlagos ellenállás tapasztalható. Kedvezőbbnek tartjuk a $P_l=2,5-3\%$ és $\rho_l=40-80\ \Omega\text{m}$ -es értékpárokat, melyek az ostffyasszonyfai fúrás alapján a viszonylag tisztább, vastagabb rétegben települő közepes szemcseösszetételű homokokat jelzik.

Ahol a felső homokos összletnek a VESz mérésekből meghatározott vastagsága nem haladja meg a 20–30 m-t, ott a GP szondázásokban általában a teraszképződményekkel összevontan $P=1,0-1,5\%$ -os értékkel jelent meg. Ahol ennél nagyobb vastagságú, ott a GP szondázások az alatta lévő képződményekkel összevont összletet jeleznek $2,0-2,5\%$ -os polarizálhatóságú értékkel, amely — a fajlagos ellenállását figyelembe véve — a homokok domináló szerepére utal.

A felső homokos összlet szerkezetét a GP és VESz görbék típusa alapján a keresztregzettség jellemzi. Mivel vízzáró fedőképződménnyel nem mindennütt rendelkezik, a terasszal együtt felülről szennyeződhet. Vízzáró fekéje miatt a vízutánpótlás csak felülről csapadékból, illetve oldalirányból történhet.

Nagyobb kiterjedésű kedvező kifejlődésű és vastagságú részén igen jó vízadó képességű. Ezt igazolták a feltáró kútszoportokban végzett vízhozam mérések is (maximális vízhozamok 1200–3900 m³/napra adódtak). A kútszoportok a terasz és a felső homokos összlet, valamint a Rábával való hidraulikai kapcsolatát és egymásra hatását is jelezték.

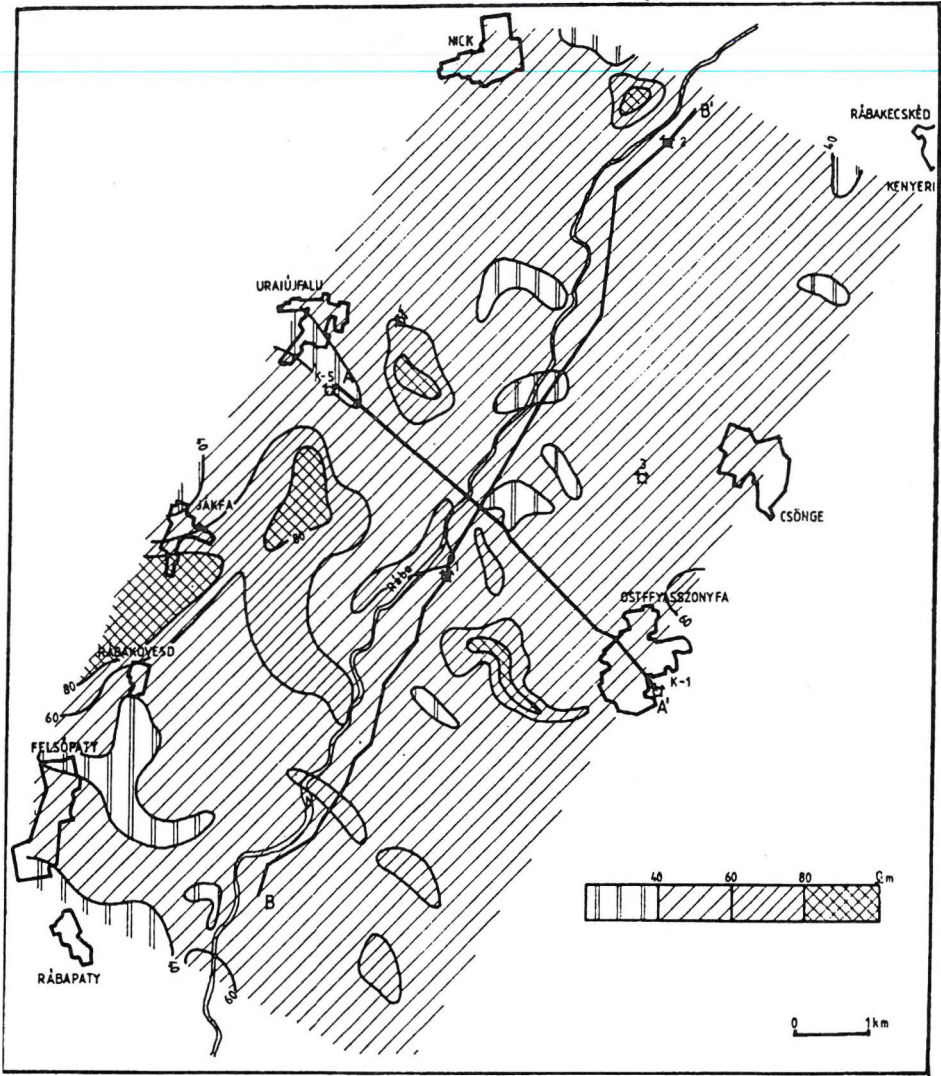
Az agyagos vezérréteg az egész területen, sőt a Kisalföld jelentős részén kimutatható „szendvics” felépítésű összlet, mely korábbi mérésekben is jelentkezett. Korát tekintve már biztosan felső pannóniai.

Ez az összlet a felső homokos összlet fekéje, fajlagos ellenállása ($\rho = 15-30\ \Omega\text{m}$) alapján homokcsíkos agyagnak, kőzetlisznek tekinthető. Vastagsága — néhány kiugró értéktől eltekintve — 10–40 m között változik, ami elegendő ahhoz, hogy megfelelő vízzáró képződménynek tekinthessük. A GP szondázásokban önálló polarizálhatóságú réteggként nem, hanem vagy a felette, vagy az alatta elhelyezkedő réteggel összevontan jelentkezik. A viszonylag nagy látszólagos polarizálhatóság ($P_l = 2,5-5\%$) részben erős rétegzettségre, részben az agyagnál durvább szemcseméret, elsősorban kőzetliszt domináló szerepére utal. A kutató-feltáró furások finom homokos közbetelepülésekkel tarkított kőzetlisztes agyagnak minősítették.

Az alsó vízadó képződmény az agyagos vezérréteg alatt az egész területen egységesen megtalálható. A geofizikai paraméterek alapján a terület legkedvezőbb vízadó képződménye. Vízzáró fedővel és fekével rendelkezik, ezért szennyeződése kizárt. Elterjedése és a benne kivastagodó homokrétegek horizontális kiterjedése alapján tartós vízutánpótlása és kedvező vízleadó képessége (maximális vízhozamok kavicsolt nagytérű kutak esetén 2900–3900 m³/nap közöttiek) biztosítottak látszik. A vízadó összlet vízbe-

szerzésre való felhasználásánál azonban a többségükben ~150 m mélységű kavicsolt, nagyátmérőjű vízbeszerző létesítmények gazdaságossági szempontból vizsgálandók.

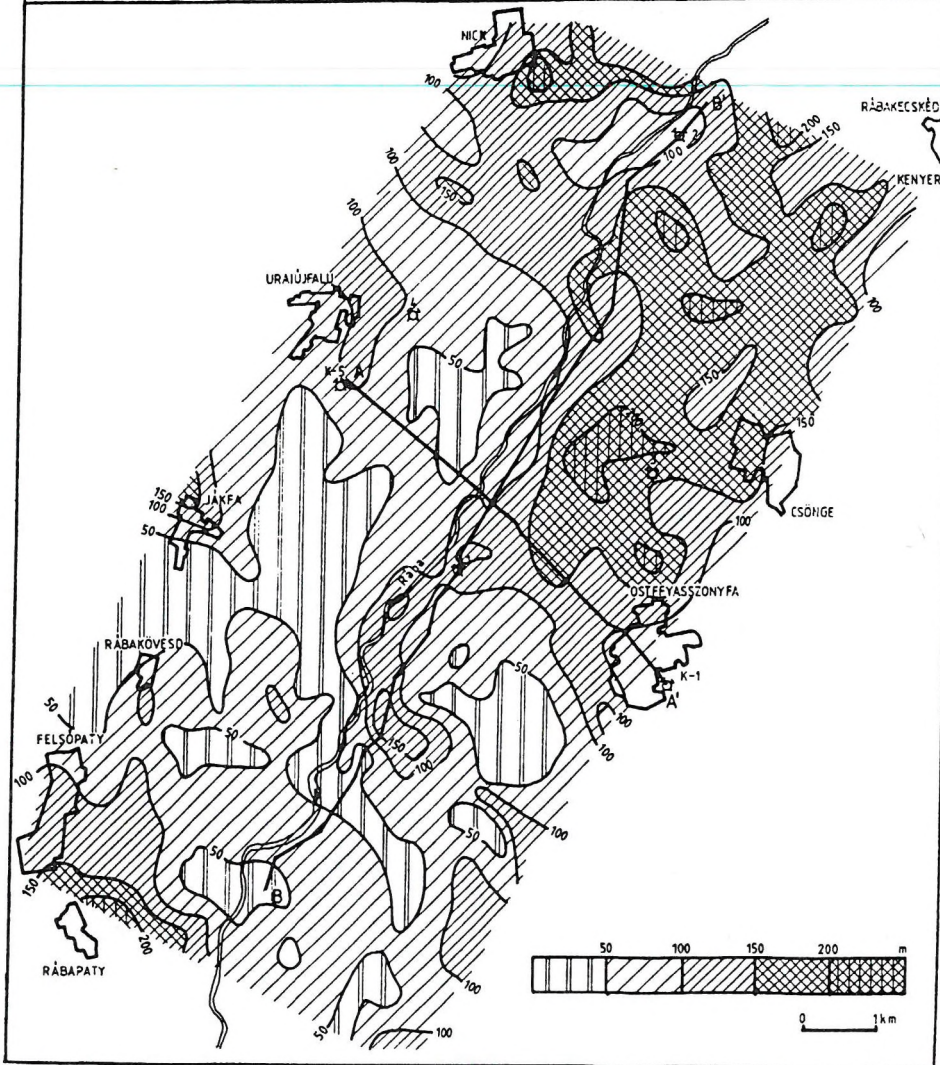
A VESz mérésekből kapott ellenállás a területen közel azonos értékű, $\rho = 40-60 \Omega\text{m}$, amelyben néhány nagyobb ellenállású ($\rho = 60-90 \Omega\text{m}$), összszefüggő anomális zóna van (4. ábra). A legnagyobb kiterjedésű a terület Ny-i részén található, átlósan ivelt ÉNy-DK-i irányítottságú.



4. ábra. Az alsó vízadó összlet fajlagos ellenállása
Fig. 4. Resistivity of lower aquifer

A képződmény vastagsága jelentősen változik. Szélső értékei 40 m és 200 m, de a terület nagyobb részén meghaladja a 100 m-t (5. ábra). Elvékonyodása egybeesik fekélyének kiemelkedésével, kivastagodása pedig annak elmélyedésével.

A GP szondázások szerint az összletet nagy polarizálhatóság értékek ($P=3-5\%$) jellemzik, ami a homokokra jellemző ellenállással együtt a réteg-



5. ábra. Az alsó vízadó összlet vastagsága

Fig. 5. Thickness of lower aquifer

zetség növekedésére utal. A vastag rétegeken a GP mérések kisebb behatolási mélysége miatt ez főképpen az összlet felső részére vonatkoztatható, ($AB_{max}=800$ m). Mivel a GP szondázási görbék végén nincs változásra utaló tendencia, sőt helyenként még további emelkedés tapasztalható, ez a megállapítás az összlet egészére is érvényes lehet. A fúrásokon és korábbi kutakon mért értékek alapján az ellenállás és polarizálhatóság értékpárosok: $P_l=3-4$ % és $\rho_l=40-50$ Ω m.

Az agyagos fekü zárja a terület vízföldtanilag érdekes rétegsorát. Ellenállása 20-30 Ω m között változik, ami a tipikus dunántúli felső pannon képződményekre jellemző érték. Vastagsága többszáz méterre tehető. Az agyagos képződmények válnak uralkodóvá, de homokkivastagodások még előfordulnak (pl. sárvári kutak). Ezek meghatározása azonban már meghaladja a módszer felbontóképességét.

3. A terület vízföldtani jellemzése és perspektívái

A geofizikai kutatások leglényegesebb vízföldtani eredménye, hogy a geofizikai paraméterek fúrásokkal alátámasztott értelmezésével meghatározhatók a vízáadó képződmények üledékföldtani viszonyai, lehatárolhatók a különböző perspektivitású területek és kijelölhetők a fúrásos feltárások.

3.1. Vízföldtani értelmezés

Az előző fejezetben leírt összletek ellenállás- és vastagságtérképei nagy vonalakban üledékföldtani felépítést tükröznek. Az egyes összletekben jelenlévő porózus képződmények mennyisége az összlet átlagos fajlagos ellenállásával közel arányos. Általában a felső vízbázis tartalmazza százalékosan a legtöbb durvaszemcsés réteget. Mint a területen már meglévő, korábbi fúrások és karotázs mérések is igazolták, az alsó vízbázis idősebb összletében, a várakozással ellentétben, jelentős a homoktartalom. Az összleten belül az ostffyasszonyfai és kenyeri kútcsoportok létesítését megelőzően mélyített egyegy 200, illetve 250 m-es paraméter fúrásban az összehasonlítható és párhuzamosítható felső 200 m-es szakaszban tulajdonképpen a homokos összetételű szintek egymással korrelálhatók.

Az ostffyasszonyfai fúrásban az összes homokos réteg 76 fm, a teljes összlet 38 %-a, a kenyeri fúrásban az összes homokos réteg 80 fm, a teljes összlet 40 %-a. Tekintsük át a két fúrás párhuzamosított vízáadó homokos szintjeit, a vastagság, a szemcsézettség és a karbonáttartalom összefüggéseit (MAFI szakvéleménye alapján):

	Ostffyasszonyfa A/I/I.	Kenyeri A/II.
1.	22,0 - 38,6 m = 16,6 m apró-középszemcsés CaCO ₃ = 10-15 %	22,5 - 27,5 m = 2,0 m 33,5 - 36,7 m = 3,2 m 41,4 - 43,5 m = 2,1 m összesen: 7,3 m középszemcsés laza CaCO ₃ = 5 - 15 %
2.	60,5 - 68,0 m = 7,5 m aprószemcsés, laza, jól osztályozott CaCO ₃ = 15 %	60,2 - 64,5 m = 4,3 m finomszemcsés, laza, közepesen osztályozott CaCO ₃ = 10 %
3.	95,0 - 105,0 m = 10,0 m aprószemcsés, laza, jól osztályozott CaCO ₃ = 5 - 10 %	79,4 - 102,2 m = 22,8 m finomszemcsés, laza, jól osztályozott CaCO ₃ = 18 %
4.	123,5-136,5 m = 13,0 m közép-finomszemcsés, laza, közepesen osztályozott CaCO ₃ = 15 %	118,8-138,5 m = 19,7 m finom-középszemcsés, laza, rosszul osztályozott CaCO ₃ = 15 %
5.	145,0-158,0 = 13,0 m közép-finomszemcsés, laza, lefelé középszemcsésből finom- szemcsésbe kőzetlisztig finomodik CaCO ₃ = 10-15 %	142,5-149,0 m = 6,5 m finomszemcsés, laza, kőzetlisztsávos, finoman rétegzett CaCO ₃ = 10 %
6.	170,0-183,7 m = 13,1 m apró-középszemcsés, laza, rétegzetlen CaCO ₃ = 22 %	164,0-184,0 m = 20,0 m közép-finomszemcsés, 163,0-166,0 m finomszemcsés, laza, jól osztályozott CaCO ₃ = 14 %
7.	233,0-236,0 m = 3,0 m finomszemcsés, gyengén kötött	

Fontos kérdés, hogy az ellenállás és gerjeszthetőség alapján minősített víztároló összeteteknek milyenek a vízutánpótlási feltételei. Nyilvánvaló, hogy a vízáradó képesség ott a legkedvezőbb, ahol a homokos üledékek jelentős vastagságúak és horizontálisan regionális elterjedésűek. Méréseink szerint az alsó vízbázis regionális elterjedésű, jelentősebb vastagságú homokrétegei főleg a terület ÉK-i negyedére korlátozódnak. Az alsó vízáradó összetlet vizének a kenyeri kútcsoportnál tapasztalt áramlásesés-csökkenése a VITUKI vizizotóp vizsgálati eredményei alapján a víz ÉK-ról DNY felé, vagyis a kenyeri kútcsoportból az Ostffyasszonyfa irányába történő áramlásának tulajdonítható.

A vízáramlás sebessége a felső vízadó összletben 1,6 m/évre adódott, míg a 30–50 m közötti vizek szivárgása (felső vízadó összlet) DNy-ról ÉK felé kb. 4,6 m/év sebességgel történik.

A különböző paraméterterképek elemzése alapján a terület vízföldtani jellemzése összefoglalóan a következő:

- a kutatási terület nagy részén a vízbeszerzési lehetőségek kedvezőek, a felső vízbázisban található a legtisztább, de kisebb kiterjedésű homokrétegek;
- az alsó vízbázisban a terület ÉK-i negyedében helyezkednek el a legkedvezőbb homokrétegek, amelyek kiterjedése a legnagyobb;
- kedvezőtlenebb vízföldtani viszonyok a Rábától Ny-ra eső terület D-i peremvidékén, illetve a terület DNy-i negyedében adódtak. Itt az alsó vízbázis is kivékonyodik;
- a felszíni szennyezéstől legkevésbé a terület K-i és Ny-i peremi része védett;
- a terasz a Rábával, a terasz és a hordalékkúp egymással is kommunikálnak.

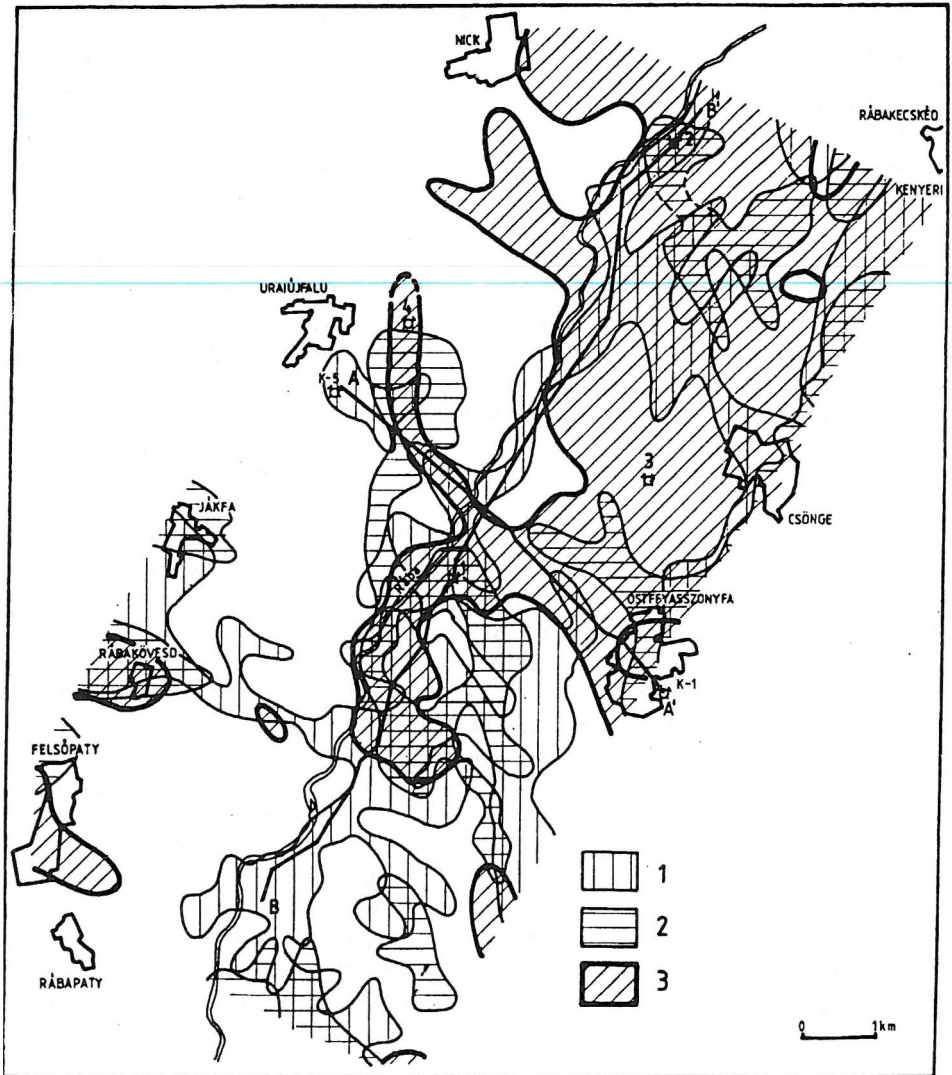
A terület vízföldtani minősítését geofizikai mérések alapján mélyített fúrások igazolták. A vízföldtani típusterületeket az ellenállás, polarizálhatóság és vastagsági adatok figyelembevételével szerkesztett *típusterület* eredményterképen (6. ábra) mutatjuk be. A minősítést a fúrásokon és fúrásokban mért geofizikai paramétereknek a geoelektromos rétegsorral és vízhozamokkal való összehasonlításával végeztük. A típusterületet vízföldtani értékük szerint három csoportban határoztuk meg és az alábbiakban rangsoroltuk:

- „A” típusú: lényegében *legkedvezőbb*; azok a részek, ahol az alsó és felső vízbázis együttesen legalább 4–5 km²-es összefüggő foltban megtalálható.
- „B” területtípushoz azok a területek tartoznak, ahol csak az alsó vízbázis képződményei találhatóak meg, a képződmény vastagsága meghaladja a 30 m-t, fekvése pedig a 150 m-t.
- „C” területtípusba azokat a kevésbé kedvező részeket soroltuk, ahol a fajlagos ellenállás, minimális vastagság, horizontális kiterjedés és fekvése mellett csak a felső vízbázis képződményei találhatóak meg együttesen, vagy külön-külön, megfelelő kifejlődésben.

3.2 Vízfeltárási javasolt területek, eredmények

A geofizikai mérések alapján vízfeltárási javasolt területek a következő területek javasolhatók:

A legkedvezőbbek a „A” területtípusúak között (7. ábra) az I., II. és III. számmal jelölt perspektív területek, ahol mind az alsó, mind a felső vízbázis kifejlődése és elterjedése nagyon jó. Az utóbbi két körzet talán az egész terület legkedvezőbb részének tekinthető. A vízfeltárási javasolt három terület

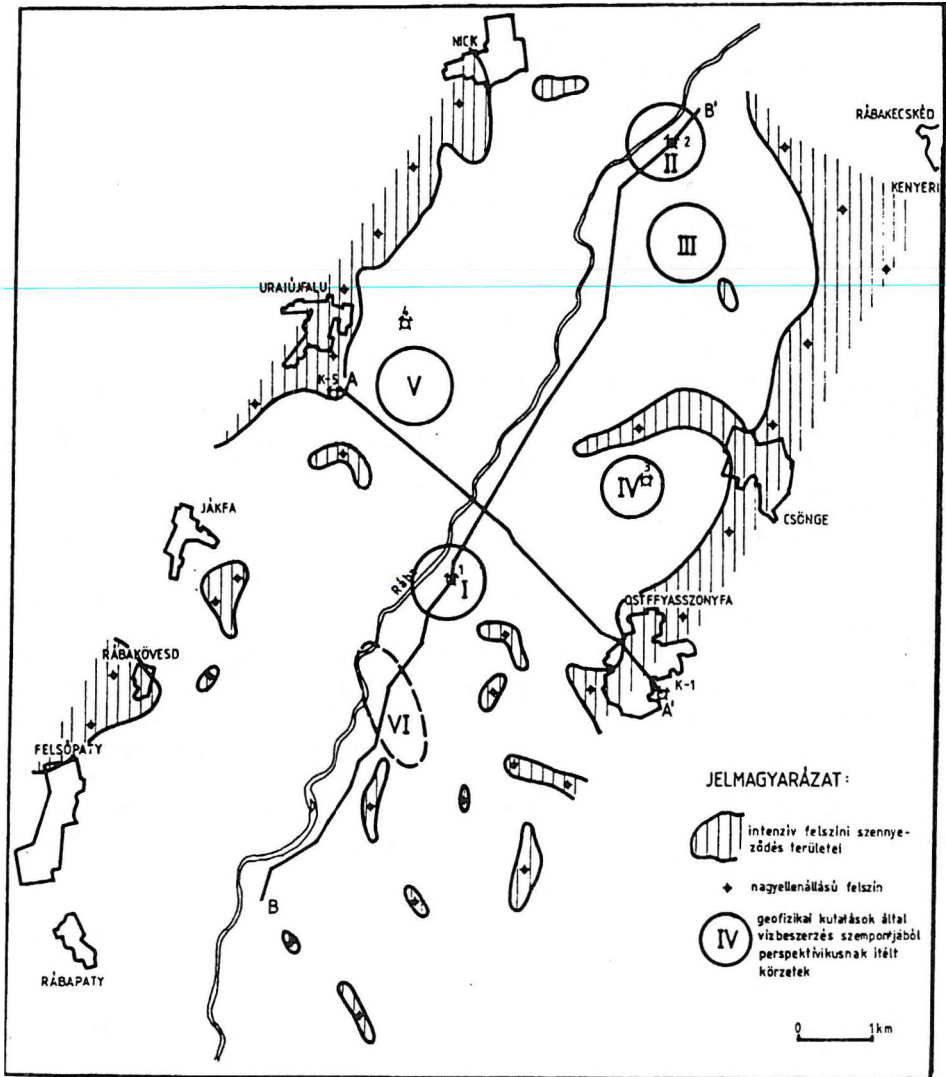


6. ábra. Típus-terület térkép. 1—felső vízbázis (terasz); 2—felső homokos összlet; 3—alsó vízáradó összlet

Fig. 6. Map of sub-areas of different hydrogeological character. 1—upper aquifer (terrace); 2—upper sand sequence; 3—lower aquifer

közül a kísérleti kútsoportok az Ostffyasszonyfa és Kenyeri térségében létesültek (az ábrákon 1. és 2. jelölésűek), a maximális vízhozamokról a 2.2. fejezetben írtunk.

Külön említést érdemel az ugyancsak ebbe a területtypusba tartozó Ostffyasszonyfa-Kenyéri közötti K-i sáv, mely K-re nincs lehatárolva. A jelenlegi



7. ábra. A geofizikai kutatások által vízbeszerzés szempontjából perspektivikusnak ítélt körzetek
 Fig. 7. Sub-areas promising for water production based on geophysical surveys

kútkiképzési módszerrel (nagyátmérőjű, kavicsolt kút) e területek 2000 m³/nap kutankénti vízhozama remélhető. A vízkutatói zárójelentésben végzett készletszámítás alapján megállapítható, hogy:

- A Rába jobb partján a folyótól kb. 150 m távolságban 3-5 km hosszúságú vonalon nagyátmérőjű, 60-70 m mélységű kavicsolt

kutak létesítésével $60\,000\text{ m}^3/\text{nap}$ vízmennyiség még kedvezőtlen hidrogeológiai paraméterek esetén is kinyerhető.

— A különbözetként jelentkező $10\text{--}20$ ezer m^3/nap vízigényt a mélyebb rétegekből lehet kielégíteni.

A készletszámítást a kísérleti próbakútszoptokokon nyert hidrodinamikai paraméterekkel végezték. A próbakutak létesítésére a geofizikai kutatás során a vízfeltárás szempontjából perspektivikusnak ítélt helyeken — többségükben a Rába jobb partján — került sor az Ostffyasszonyfa, Kenyeri községek térségén kívül, Csönge térségében is.

A korábbi elképzelésekkel szemben a geofizika szerint igen jónak látszik az alsó vízbázis („B” típusú terület). Ennek legkedvezőbb része a Rábától K-re eső, a 6. ábrán ferde sraffozással jelzett összefüggő terület. Ezt az ostffyasszonyfai és kenyeri kútszoptokokkal már feltárt vízadó összletet Csönge térségében (vízfeltárára javasolt IV. terület, az ábrákon 3. számú kútszoptok) $75\text{--}99$ és $122\text{--}183$ m-es szűrőzési szakasszal nyitották meg hagyományos kutakkal, a maximális vízhozam $1400\text{--}2100\text{ m}^3/\text{nap}$ nak adódott. A vízutánpótlódás feltételeit itt is biztosítottak látjuk.

Kevésbé kedvező kifejlődésű a „C” típusú terület, melybe a „B” típusú terület D-i és Uraiújfalu felé mutató két nyúlványát (6. ábra) és a DNy-i peremi részt soroljuk. Ez utóbbi perspektivitásának egyértelmű eldöntésére az elvégzett kutatás kevés.

A fentiekből kitűnik, hogy az egyértelműen (mind vízfeltárás, mind vízbeszerzés szempontjából) perspektivikus területek a Rába jobb partjára korlátozódnak. A bal parton csak egy kisebb területrészt tudunk javasolni vízfeltárára. Uraiújfalu körzetében létesült is egy kísérleti kútszoptok. Ezért ismételten felhívjuk a figyelmet az alsó vízadó képződmények Nick és Rába közötti (6. ábrán ferde sraffozással jelzett terület) kedvező részére, mely szűkség esetén a bal parton is alkalmas vízfeltárára, a javasolt fúrasi mélység 200 m.

IRODALOMJEGYZÉK

- DRASKOVITS P., DUDÁS J., HOBOT J., VARGA J. 1982: A Rába-terasz és hordalékkúp kutatása. Az ELGI 1981. évi Jelentése pp. 39–42
- DUDÁS J., HOBOT J. 1983: A Rába-terasz és hordalékkúp geofizikai kutatása Az ELGI 1982.évi jelentése pp. 79–81
- DUDÁS J., JÓSA E. 1974: Szakvélemény Bükkfürdő térségében végzett vízkutatásokról. ELGI Adattár
- DUDÁS J., DRASKOVITS P. 1986: Gerjesztett potenciál módszer alkalmazhatóságának kiterjesztése, értelmezési kérdésének elméleti és gyakorlati vizsgálata különös tekintettel a vízkutatásokra (Tanulmány, ELGI)
- DUDÁS J., NIESNER E. VERÓ L. 1987: The use of $\rho_a\text{--}P_a$ parameters measured over sedimentary sequences and non metallic minerals for hydrogeologic interpretation and differentiation between minerals (Előadás, EAEG Szimpózium, Belgrád)
- DUDÁS J. 1990: A $\rho\text{--}P\text{--}d$ nomogramok alkalmazása a litológiai változások meghatározására. Tanulmány, ELGI Adattár

- HOBOT J., DUDÁS J., VARGA J.-né 1983: Rába terasz és hordalékkúp geofizikai kutatása a folyó Sárvár-Répcelak közötti szakaszán 1982-83 években. ELGI, Adattár
- HOBOT J., DRASKOVITS P., DUDÁS J., NEMESI L., PÁPA A., VARGA G. 1987: Jelentés a Kisalföldön végzett geofizikai mérésekről 1986-87. ELGI Adattár.
- HOBOT J., DUDÁS J., FEJES I., NEMESI L., PÁPA A. 1991: Összefoglaló a Kisalföldön 1982-90 között végzett regionális geofizikai kutatásról. ELGI Adattár
- VARGA P. 1986: 1981-1984 évi kutatási eredmények zárójelentése Sárvartól ÉK-re eltérő Rába terasz és hordalékkúp vizkutatásáról. 1986. MÉLYÉPTER V T.sz. 10337-18

INTEGRATED GROUNDWATER PROSPECTING IN THE REACH OF THE RIVER RÁBA BETWEEN SÁRVÁR AND NICK

József DUDÁS, József HOBOT, Tatjana VARGA

1. Introduction

After the reconnaissance survey a detailed groundwater prospecting project will also be presented. VES and IP measurements were complemented with engineering geophysical soundings (EGS) and well-logging because this work required both higher lateral and vertical resolution. Using the EGS, hydrodynamic and water chemistry studies were also possible; these, however, will not be discussed here.

1.1. Hydrogeological model of the area

In the survey area the near-surface Pleistocene gravel sequence down to a depth of 5-25 m and the Upper Pannonian sand sequence in the depth interval of 30-150 m proved to be good aquifers, therefore the task was their vertical and lateral delineation.

The geoelectric model can be described by VES curve types HKHK and HQHK.

1.2. Course of geophysical measurements

Investigations down to a maximum penetration depth of 400 m started with VES up to an AB separation of 1600 m (in a quasi-grid with 600-800 m spacing); this grid was made denser (about 300 m spacing) with VES-IP measurements up to an AB separation of 800 m on the promising areas. Here the uppermost 10-20 m thick sequence was investigated in more detail with

EGS measuring four parameters (cone resistance, total pressure, natural gamma activity and bulk density).

2. Results of geophysical surveys

The basic tools of hydrogeological investigations in young sand and clay formations are VES and IP.

2.1. Methodological results

The ρ - P - d diagrams of the relations between resistivity, polarizability and grain size presented in the paper before were first constructed in this area, in the course of this work.

The main methodological result of well-logging measurements was that the magnetic susceptibility of sands is lower here than that of the clays. This is not the case in other parts of the country, e.g. in large regions of southeastern Hungary.

2.2. Spatial results of the survey

Six sequences can be distinguished vertically on the survey area (*Fig. 1*).

2.2.1. The Holocene overburden

The 0-4 m thick sequence is primarily resolved by EGS. This sequence is significant from the viewpoint of water resource protection, as well as in planning water-works if it consists of clay.

2.2.2. Pleistocene terrace formations

This 0-25 m thick sequence may be aquifer. Its resistivity varies. Based on this, three types were distinguished: One of them is dominantly fine sand, one is of a coarser grain, and the third is made up of gravel. Because the thickness of this sequence is also small its significance from the hydrogeological viewpoint is negligible over a large part of the survey area. Even in a favourable case only less than half of the water demand can be satisfied from this sequence with large diameter packed wells.

2.2.3. Upper sand sequence (detrital cone)

This sequence can be found at depths between 15 and 95 m, its resistivity varies between 30 and 90 Ωm (Fig. 2), its average thickness is about 20 m. Its spatial distribution can be seen in Fig. 3.

The main feature of its structure is crossbedding based on VES-IP measurements. This aquifer is not protected everywhere against pollution from above (e.g. fertilizers). Where it is relatively thick and of high resistivity, wells of high yield were drilled (1200–3900 m^3/day).

2.2.4. The key horizon of clay

The Upper Pannonian clay of 15–30 Ωm resistivity and 10–40 m thickness underlies the above sequence. It can be found almost everywhere and it is impermeable.

2.2.5. The lower aquifer

This, too, can be found almost everywhere; this is the best aquifer in the area (over- and underlain by clay).

Spatial changes in its resistivity can be seen in Fig. 4; spatial changes in its thickness are shown in Fig. 5. Its high polarizability suggests strong stratification. (Wells yielding 2900–3900 m^3/day produce water from this sequence.)

2.2.6. Clay basement

The several hundred meter thick clay is of Upper Pannonian age, its resistivity varies between 20 and 30 Ωm . It is beyond the scope of our investigations.

3. Hydrogeological characterization of the area and its potential

3.1. Hydrogeological interpretation

Results of VES and IP measurements carried out in the survey area were compared with the geological logs of the wells and hydrogeological properties of the individual layers. Based on this and our measurements, sub-areas of different hydrogeological character have been distinguished (Fig. 6). The figure shows where the terrace, the upper and the lower sand sequences are suitable for water production.

3.2. Sub-areas suggested for water production

Those sub-areas are the most favourable where both the lower and upper water resources are promising. Such sites can be found in sub-areas I, II and III in *Fig. 7*. In sub-areas IV, V and VI only the lower aquifer seems to be promising.

A KEMENESHÁTI TUFAGYŰRŰK GEOFIZIKAI KUTATÁSA

TÓTH Csaba

A Bakonyban Pulán, a Kemenesháton Gércén, Várkeszön és Egyházaskeszőn megismert vulkáni krátereket — világviszonylatban is egyedülállóan — maar típusú alginitlepek (olajpalák) töltik ki.

A felszíni geofizikai mérések kezdetben (1974) az „egykori krátertó” elképzelés helyességének megállapítását segítették elő. Az egykori zárt lagunát magában foglaló vulkáni kráter gyűrű alakját és pontos méretét egyenáramú ellenállás szelvényezésekkel (DC-RES), belsejének mélységét és kitöltő üledékeinek jellemzését vertikális elektromos szondázásokkal (VESZ) határoztuk meg.

Később földi- és légi mágneses mérésekkel kutattuk a Kemeneshát néhány kisebb területén a felsőpannoniai bazaltvulkánosság termékeinek elterjedését, a tufagyűrűk jelenlétét. A mért adatok értelmezését kráterek mágneses modellezésével és statisztikus paraméterbecslésekkel segítettük.

Majd a kislépföldi — több km vastag — üledékösszlet tetején helyenként (Malomsok, Magyargencs stb.) elhelyezkedő fiatal bazaltképződmények domborzatát, mélységét, vastagságát és fedőjének minőségét vizsgáltuk, elsősorban VESZ és a nagyon kisfrekvenciás elektromágneses (VLF) módszerekkel. A felszínközeli kráterek (Várkesző, Egyházaskesző) részletes vizsgálatához (alak, méret, belső domborzat és mélység, bentonit és alginit nyersanyag) egyéb módszerek — elektromágneses frekvencia szondázás (MFS), időtartománybeli szondázás (TEM), szeizmikus refrakció és mérnökgeofizikai penetráció (MGSZ) — kísérleti alkalmazására is sor került.

Az alábbiakban néhány példát mutatok be a kemenesháti tufagyűrűk és nyersanyagaik megismerésére — az ELGI által — végzett geofizikai kutatások eredményeiből.

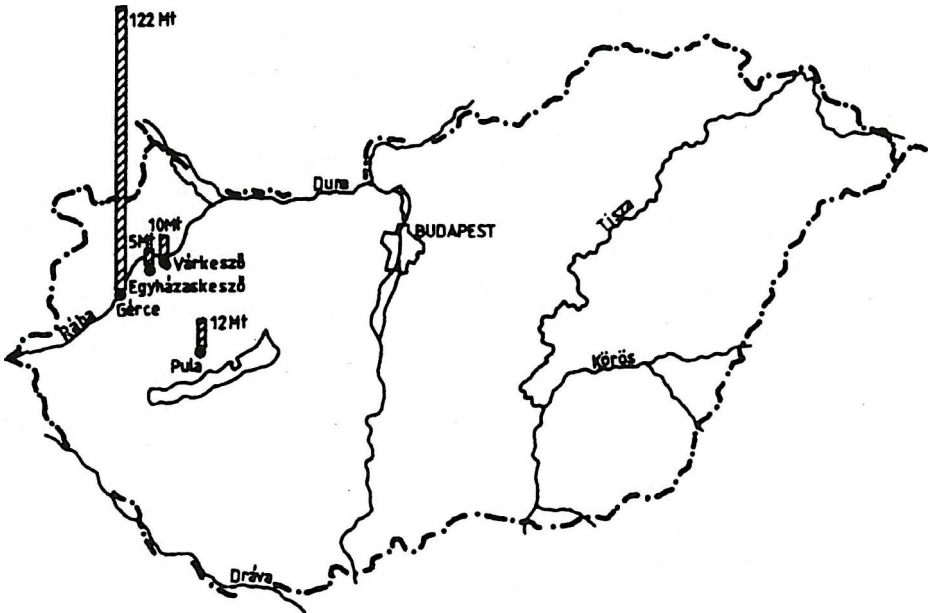
1. Bevezetés

Magyarország első alginitlepének (Pula, 1973 novembere) megtalálásával [JÁMBOR, SOLTI 1974a] kiderült, hogy egy viszonylag alaposan megkutatott országban is lehetséges még ismeretlen, új nyersanyagot felfedezni.

Az eredményhez vezető út része — az alginit anyagának megtalálásán és felismerésén kívül — a nyersanyaggyűjtőként szolgáló vulkáni krátertő felismerése és kimutatása. Ebben a kutatás 1974-es fázisában játszott szerepet a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), amikor is a pulai, majd a gércei krátereket fajlagos ellenállás térképezéssel kimutatta [TÓTH 1974]; alátámasztva ezzel az „egykori krátertő” elképzelés helyességét.

Az azóta eltelt közel 20 év alatt a MÁFI és az ELGI kutatói — a Központi Földtani Hivatal finanszírozásával — a Kemenesháton (Várkesző, Egyházaskesző) két újabb vulkáni krátert mutattak ki (1. ábra). Ezekben — igaz vastagabb fedő alatt — két nyersanyag (alginit és bazaltbentonit) települt; mely nagyon in situ értéke több 10 milliárd Ft, felhasználhatósága pedig igen széleskörű [SOLTI 1987].

A kemenesháti alginit és bentonit nyersanyagok kutatásával kapcsolatos mérések során törekedtünk olyan geofizikai módszeregyüttes kialakítására, amely a pannonvégi vulkáni képződmények elterjedésétől, az esetleg megtalált maar tufakrátereket kitöltő üledékösszlet minőségéig képes a felderítő-részletező feladatokat ellátni.



1. ábra. Alginitlepek magyarországi maar tufakráterekben
Fig. 1. Location map: Alginite deposits in maar-craters of Hungary

2. Földtani leírás

A „Rába-vonal” mentén a felsőpannóniai emelet végi bazaltvulkánok a vastag paleogén-neogén üledéksort áttörve rétegvulkán felépítésű rétegsort hoztak létre. A bazaltkitörések — a pannóniai képződményekre nézve néhány méteres — jelentéktelen méretű vetők mentén vagy vetők kereszteződésénél törtek utat maguknak a mélykéregből egészen az üledékképződés térszínéig.

A kitörési centrumok közelében a legerőteljesebb kitörés vulkáni gyűrűket képezett (2. ábra). Ezekben a maar típusú bazalttufagyűrűkben illetve tufagyűrű párokban a talajtakaró és a nagy területeken előforduló pleisztocén folyóvízi durva üledékek (kavics) alatt kettős nyersanyagtelep (alginit és bentonit) található (1. táblázat).

A hazai alginitek teleptani jellemzését, az eddigi földtani kutatások eredményét a Magyar Állami Földtani Intézet szakemberei [BENCE et al. 1979; JÁMBOR et al. 1974a, 1974b, 1976; SOLTI 1985, 1990] adták meg.

Eszerint az alginit az egykori — a felsőpannóniai beltenger vizével csak korlátozott összeköttetésben levő — krátertóban keletkezhetett. A bazaltkitörések elején a kráter centrumában egy víz fölé emelkedő építmény jött létre, amely az erupció végén beszakadozott és a felsőpannóniai törendszervízszintje alá süllyedt. Ez a medencéske (krátertó) később feltöltődött csökkent sóartalmú tóvízzel; zártága miatt csak finoman lebegtetett üledékanyag került bele. A krátertóban a kemikáliák mennyisége megnőtt, a P_2O_5 kioldódott a bazalttufából és ez a vízi plankton növényzet (algák) rohamos felszaporodását elősegítette. Ezek elhalása, leülepedése a tavak fenekére, létrehozta az alginitet, az algaközetet.

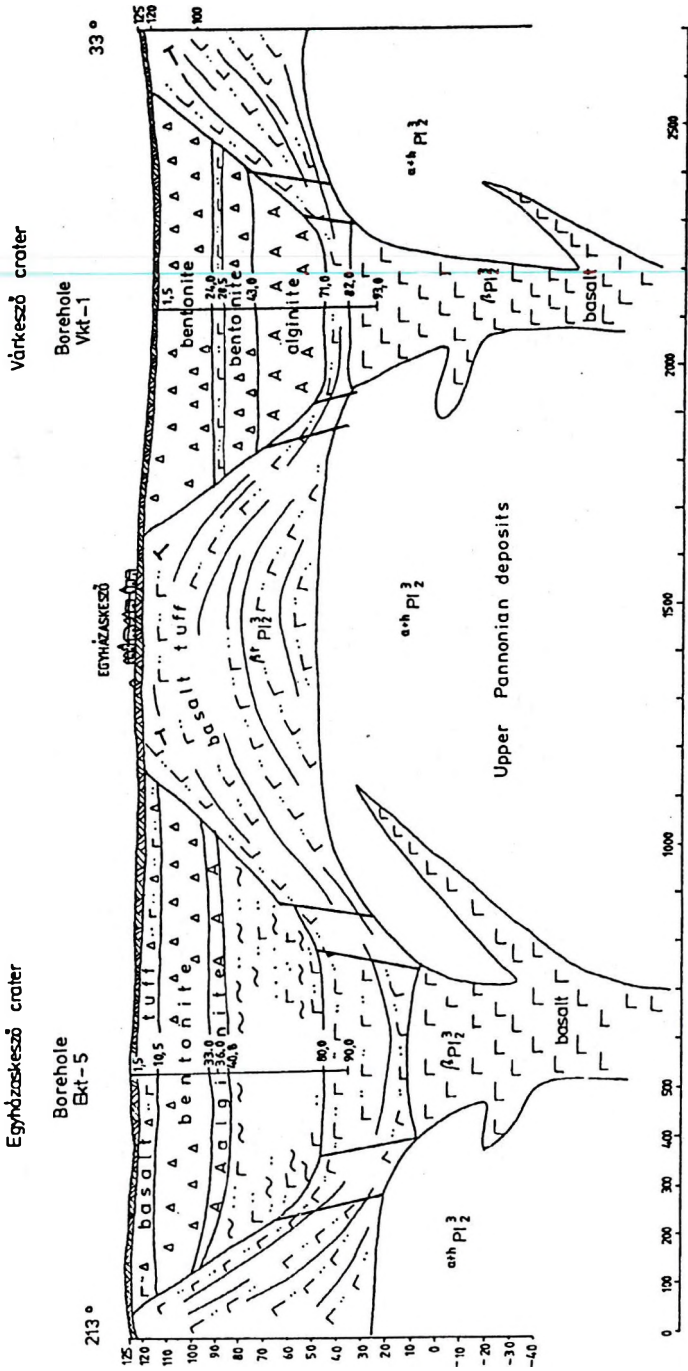
A felsőpannóniai tó aljzatának süllyedésével lépést tartott az egész kráter szerkezet süllyedése is. A bazalttufa sánccal körülvett kráter mély részének feltöltése az alginit lerakódásával befejeződött, a beltó vize sekélyé vált. A kráter pereméről befolyó záporpatakok sok bazaltmálladékot szállítottak a medencébe, ahol egyben megindult egy erőteljes bentonitosodási folyamat.

A gyűrűk fedője pleisztocén és holocén üledékek, a gyűrűkön kívül ópleisztocén folyóvízi képződmények képezik a felszínt.

A bazaltvulkáni képződmények találhatóak a felszínen, vagy kissé fedetten (pl. a gércei és az egyházaskeszői gyűrűk), de mélyebben (100–200 m) sem kizártak (pl. a Dör-1 fúrás). Helyenként (pl. Magyargencs és Malomsok között) a maar tufagyűrűk külső pereméhez illeszkedve, a bazalttufit összlet felületére pleisztocén kori bentonitos nemesagyag települt. Ez az összességében több km^2 -es területen ismert kifejlődésű képződmény nem azonosítható a maar tufakráterbeli bentonitokkal; mindenesetre kisebb vastagságú és horizontálisan inhomogénabb.

Az eddig ismert kemenesháti — nyersanyagot is tartalmazó — tufagyűrűk a jelenlegi térszínen illetve felszínközelségben helyezkednek el, ennél fogva kitermelésük gazdaságos.

Mindkét nyersanyag kiválóan felhasználható a környezetvédelemben, a mezőgazdaságban, a gyógyászatban és az iparban [SOLTI 1987].



2. ábra. Maar tufakráterek földtani szelvénye (Várkesző-Egyházaskesző) Szerkesztette: SOLTI G. [1986]
 Fig. 2. Geological section of maar-tuff craters (Várkesző-Egyházaskesző) Plotted by G. SOLTI [1986]

	Gérce	Várkesző	Egyházaskesző
Találat éve	1974	1975	1986
Az alginit nyersanyag területe (km ²)	2.1	0.3	0.63
A gyűrűk átmérője (m)	1400–1900	800	900
Az alginit maximális vastagsága (m)	70	30	4
Az alginit haszonanyag mennyisége (Mtonna)	122.6	10.4	5
A fedő vastagsága (m)	4–15	39–42	30–38
A fedőben levő bazaltbentonit maximális vastagsága (m)	—	42	37
A bazaltbentonit haszonanyag mennyisége (Mtonna)	—	15	15

I. Táblázat. Kemenesháti tufagyűrűk fontosabb adatai
Table I. Essential data of oil shale deposits

- A felszíni geofizikai kutatással a több kilométeres vastagságú pannon üledék felső 5–10 %-át kellett megvizsgálnunk avégett, hogy megismerjük
- van-e vulkáni képződmény és milyen mélységben,
 - előfordulhat-e gyűrűs szerkezet a vulkáni képződmények elterjedési területén,
 - a vulkáni bazalttufa-felszín egyes egységein (mélyedésben vagy gyűrűben) milyen képződmények települése várható,
 - kiválaszthatók-e a nyersanyagra reményteljes területek a fúrás kutatás számára.

3. Geofizikai kutatás

A geofizika a vulkáni képződményeket, valamint a bentonitos-alginites haszonanyagot fizikai paramétereit (II. táblázat) alapján tudja elválasztani a környező kőzetektől [TÓTH 1974, 1989, 1990b]. Így pl. a fiatal vulkáni termékek nagy mágneses szuszceptibilitása teszi lehetővé jelenlétük és elterjedésük kutatását. Ugyanakkor a bentonitok közvetlen kutatására a környező kőzetekénél nagyságrendekkel kisebb fajlagos ellenállása miatt van lehetőség.

	Fajlagos ellenállás [Ωm]	Sűrűség [tonna/m ³]	Szuszceptibilitás [$4\pi \cdot 10^{-3}$ SI 10^{-3} cgs]	Longitudinális terjedési sebesség [m/s]
Bentonit	2-7	1,9	—	200-2000
Földolomit	800-5000	2,7	$0-3 \cdot 10^{-3}$	4000-6500
Dolomit-törmelék	300-1000	2,5	$0-5 \cdot 10^{-3}$	3000-5000
Kavics	50-2000	2,2	—	200-2000
Olajpala (alginit)	25-40	1,6	—	1500-2500
Fiatall bazalt	100-1500	2-2,4	3-13	3600-5600
Bazalttufa	30-80	1,8-2,1	0,02-9	3500-4000

II. Táblázat A magyarországi maar tufakráterek nyersanyagainak, fedő-és fekkőzeteinek paraméterei

Table II. Parameters of oil shale and its host rocks

A feladat megoldására végzett geofizikai kutatások a következők szerint csoportosíthatók (III. táblázat):

a. 1974-1978:

- a felfedezett két (Gérce és Várkesző) kráter földtani-geofizikai modelljének megismerése;
- a Várkesző környéki földi és légi geofizikai térképezéssel új kráter valószínűsítése.

b. 1988-1991:

- a megtalált új kráter (Egyházaskesző) modelljének részletes megismerése;
- a páros tufagyűrű (2. ábra) ÉNY és DNY-i környezetének területi kutatása.

c. Időszakonként új módszerekkel és műszerekkel végzett kísérleti modell-mérések.

Időpont	Terület	Alkalmazott módszer	Jelentés
1974	Gérce (3 km ²)	földi mágneses ΔT VESZ, DC-RES ρ -szel- vényezés	TÓTH 1974
1975	Marcaltó Malomsok (23 km ²)	VESZ, földi mágneses ΔT	SIMON 1975
1976	Várkesző (3 km ²)	VESZ, VLF, szeizmikus refrakció	TÓTH 1978
1977	Várkesző térsége (80 km ²)	légi mágneses ΔT , légi gammaspectr.(U, Th, K)	GNOJEK 1977
1978	Várkesző térsége	légimágneses ΔT adat- feldolgozás, értelmezés	TARCSAY- HAMAR 1978 TÓTH 1978
1982	Gérce	GP kísérlet	
1986	Gérce-Egyházaskesző	TEM kísérlet	TÓTH 1989
1988	Várkesző-Egyházaskes- ző (2 km ²)	MFS kísérlet, VLF, VESZ, MFS, MGSZ kísérlet	TÓTH 1989
1989	Magyargencs észak	VLF, VESZ, TEM	TÓTH 1990
1990	Magyargencs (12 km ²)	VLF	TÓTH 1991
	Szany-D (8 km ²)	VESZ, MGSZ, TEM	
1991	Dőr-1 fúrás	MFS kísérlet	TÓTH 1991

III. táblázat. Tufagyűrűk geofizikai kutatása a Kemenesháton
Table III. Geophysical prospecting of tuff rings at Kemeneshát

Gravitációs és földmágneses kutatás

A kisalföldi Bouguer-anomália térkép a medencealjzat regionális változásait tükrözi. A gravitációs maximumok a medencealjzat kiemelkedéseit, minimumai süllyedékeit jelzik. Ez arra utal, hogy a Δg változást elsősorban a kainozoós üledékek és a medencealjzat közti sűrűségkülönbség határozza meg [BALLA et al. 1990].

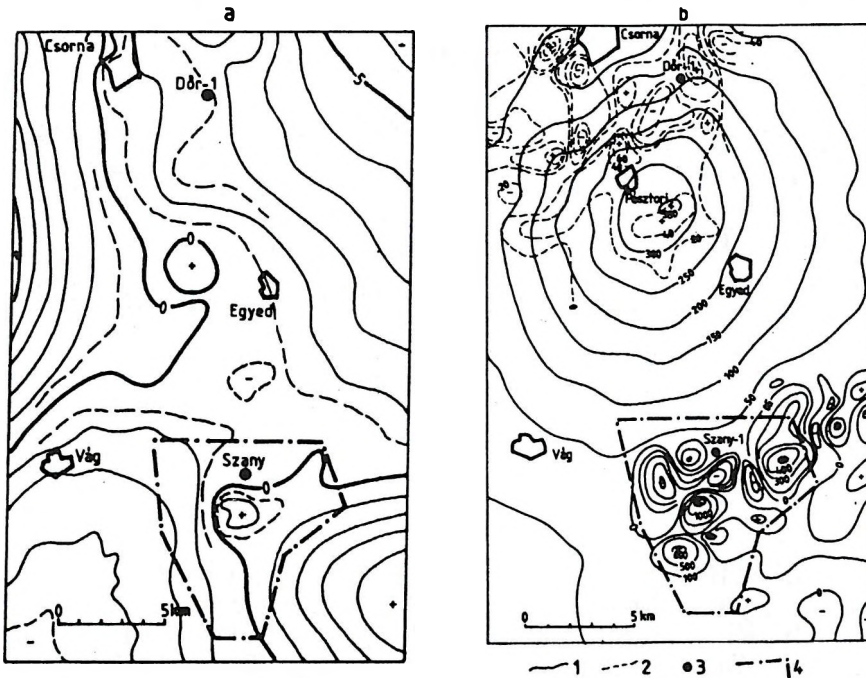
A várkesző-egyházaskeszői gyűrűk területe a mihályi ÉK-DNY csapású gravitációs anomália vonulat keleti peremére, illetve ez és a Dunántúli közep-hegység nagy maximuma között húzódó minimumzónában levő „nyeregfelületre” esik (3a. ábra). Ez a gravitációs nyeregfelület Mihályi-Rábakeresztúr

-Rábacsanak-Szany-Várkesző-Nemesgörzsöny-Pápa vonalában választja el az északi györi medencét a celldömölki gravitációs mélyzónától.

A nyeregfelület mélyvonala Szany községnél húzódik. A mindkét oldali nagy maximumok pereme közül a keleti oldalon önálló zárt pozitív anomália található, amely helyileg egybeesik a várkesző-egyházaskeszői nagy mágneses maximumokkal.

Ez a mágneses és gravitációs tér közötti pozitív korreláció meglehetősen kivételes. Eddigi ismereteink [POSGAY 1967, LOMNICZI et al. 1977] szerint ez a korreláció többnyire negatív. Főleg a miocén vulkanizmusra érvényes, hogy a medencealjzat domborzatát jól követő gravitációs kép minimum zónába illeszthetők a mágneses hatók. Azaz a kiemelkedéseket határoló vetők mentén feltörő magmás anyagok hozták létre a mágneses hatókat.

A kisalföldi paleozoós hatók nagyméretű anomáliáit csipkéző sok, kis kiterjedésű anomália hatói kisebb mélységben, sokszor a felszínen is megtalálható bazaltvulkáni termékek. A csornai mágneses kép (3b. ábra) arra is utalhat, hogy a bazalt vulkánosság az idősebb vulkáni képződményeket nem tudta áttörni és csak annak peremén, szegélyén található meg. A DK-i — nagyjából



3. ábra. A gravitációs és a mágneses tér Csorna-Szany között. a— Bouguer-anomália térkép; b— A földmágnesség függőleges térerősségének izoanomália térképe; 1— ΔZ izoanomáliák; 2— $\delta^2\Delta Z/\delta Z^2$ izoanomália vonalak; 3—fúrás; 4—területi légimágneses mérések [1977]

Fig. 3. Gravity and magnetic field between Csorna-Szany a— Bouguer anomaly map; b— Magnetic ΔZ anomaly map; 1— ΔZ isolines; 2— $\delta^2\Delta Z/\delta Z^2$ isolines; 3—borehole; 4—areamagnetic areal survey [1977]

a Rába-vonallal egybeeső — sáv vonulatát mindenesetre sok és igen nagy értékű, míg az ellenkező oldali vonulatot kevesebb és kisebb értékű anomália alkotja.

A felszínközeli pliocén és felsőpannóniai vulkáni termékek elterjedését több részterületen is kutattuk mágneses módszerrel. Így 1974–75-ben Gércén, Kemenesmagasin, Kemenesmihályfán és Marcaltó-Malomsok területeken kis volumenű földi mérésekre [SIMON 1976], 1977-ben pedig a csornai-ható DK-i peremén Magyargencs-Várkesző-Malomsok térségében (3b. ábra) légimágneses mérésekre került sor [GNOJEK 1977].

A mintegy 80 km^2 -en $100 \times 30 \text{ m}$ -es hálózati légimérés adataiból megszerkesztett totális mágneses tér intenzitásának izovonalas térképe (4a. ábra) bonyolult anomáliarendszert mutat. Ennek kiértékelésére az ELTE Geofizikai Tanszékével közösen elvégzett vizsgálatok [HAMAR et al. 1978] szolgálták, aminek során

- kiszámítottuk eltemetett krátterszerű képződmények totális mágneses terét;
- majd ehhez statisztikus paraméterbecslő eljárással hasábot illesztettünk és térerősség reziduálokat (4b. ábra) számítottunk;
- végül a mért légimágneses anomáliatérkép anomáliáihoz határoztuk meg a legjobban illeszkedő hasábalakú hatók paramétereit és a maradékanomáliákat. A 4c. ábra a III.-IV.-V.sz. anomáliára vonatkozó együttes vizsgálat eredményét szemlélteti.

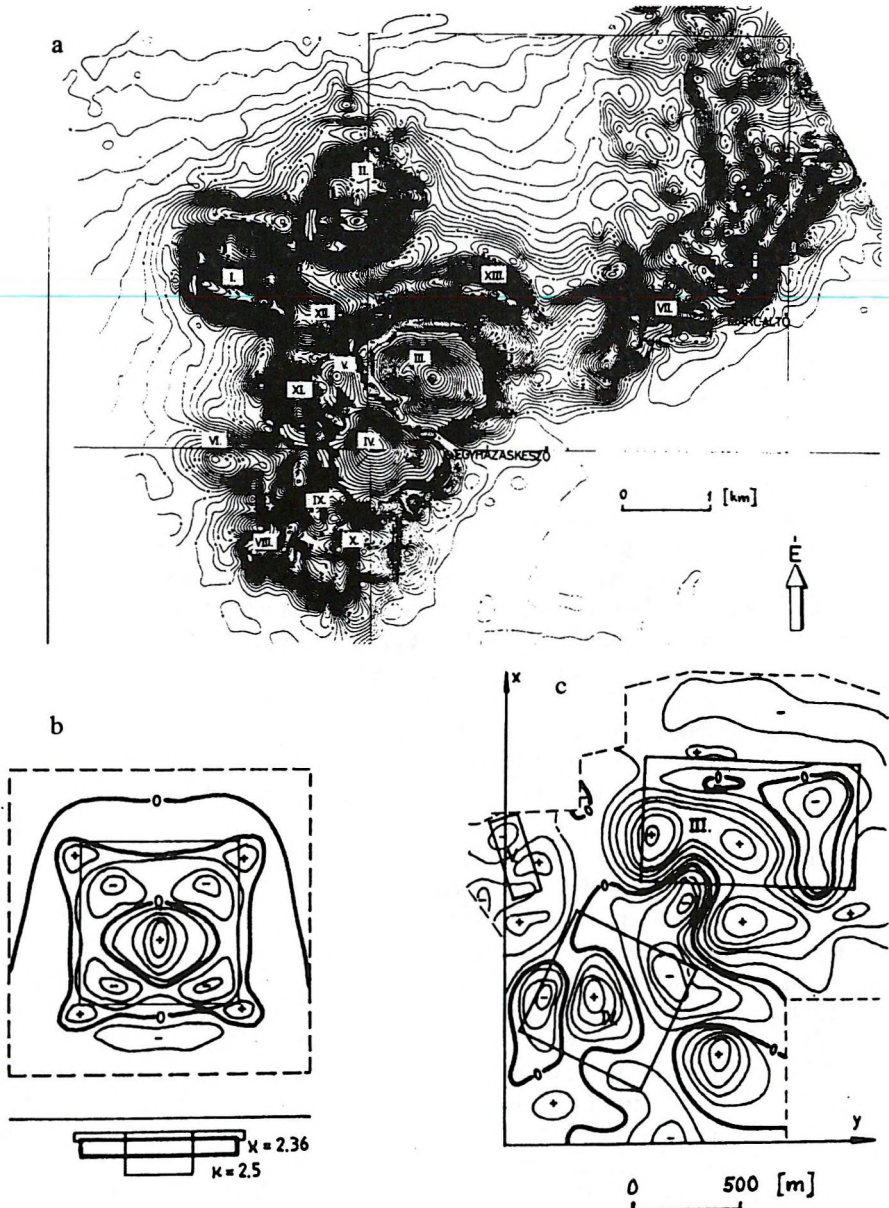
Később igazolódott [TÓTH 1978, 1989], hogy a két nagy intenzitású ($>1800 \text{ nT}$), izometrikus alakú pozitív anomália (III.-IV.sz) hatója a várkeszői-egyházaskeszői páros tufagyűrű (2. ábra).

A kiértékelt mágneses térkép jó alapot szolgáltatott a terület továbbkutatásának megtervezéséhez, így

- a IV. sz. anomália helyén egy újabb kráter (Egyházaskesző) és benne alginit és bentonit megtalálásához;
- a III.-IV.sz. anomáliapártól ÉNY, DNY-ra eső vulkáni képződmények lehatárolásához szükséges részletesebb kutatáshoz.

A csornai mágneses anomália peremvidékén levő izoanomália vonalak zavart lefutásai, a vonalak sűrűsödése és ritkulása alapján is feltételezhető, hogy a regionális (nagyobb mélységű hatótól származó) mágneses térre kisebb mélységű hatók lokális terei szuperponálódtak. Ezek a lokális mágneses anomáliák — megfelelő felmérés esetén — deriválással leválaszthatók a regionális ható teréről. Az 1990-ben befejezett és $200\text{--}250 \text{ m}$ között felsőpannóniai bazaltvulkáni termékeket harántolt Dőr-1 fúrás is egy ilyen lokális anomáliára esik. Ez megerősíti azt a feltételezést, hogy a térség fiatal vulkáni termékei nemcsak a felszínen, hanem elfedve is léteznek. Ez a tény további kutatásokra ösztönözhet.

Megjegyezzük, hogy a kis területű intenzív anomáliák gyakran negatívak, ami a jelenlegi földmágneses térrel ellentétes irányú polaritásukra utal. Ez a jelenség a Balatonfelvidék és a Bakony pliocén korú vulkáni termékeinek harmadánál is ismert.



4. ábra. Légimágneses mérések eredménye (Várkesző térsége 1977). (a) A totális mágneses tér térképe (izovonalak értékköze: 10 nT) (b) Az ábrán látható kráter terehez illesztett hasáb és a reziduáltér (izovonalak értékköze: 10 nT) (c) A III., IV. és az V. anomáliához illesztett hatók és az egyesített reziduáltérkép (izovonalak értékköze: 100 nT)

Fig. 4. Results of aeromagnetic survey (Várkesző area 1977) (a) Map of total magnetic field (nT) (b) Difference between the 3D model of a crater and the simplified prism model (c) Difference between the observed magnetic field and the complex magnetic field of the three prism models

A kutatási terület vulkáni képződményeinek — a légimérésekből számolt [HAMAR et al. 1978] — mágneses szuszceptibilitása a várt tartományba $\mu=(4-16)\times 10^{-2}$ SI [(3,2-12,8) $\times 10^{-3}$ cgs] esik.

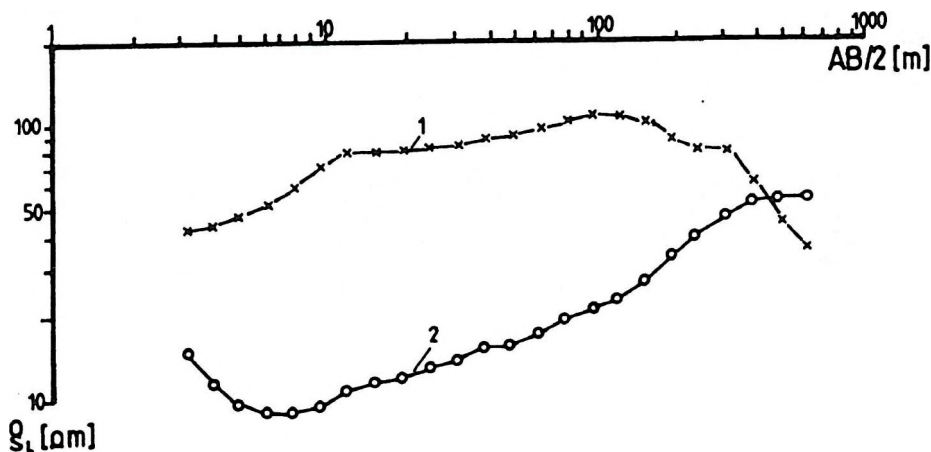
Geoelektromos kutatás

A bakonyi és a kemenesháti bazalttufa kibúvások elhelyezkedéséből és térszínhelyzetéből kezdetben nehezen alakult ki az „egykori krátertó” feltételezés lehetősége. Végülis ezt az elképzelést az első felszíni geoelektromos mérések, majd a térképező fúrások adatainak együttes értelmezése támasztották alá.

Vertikális elektromos szondázások (VESZ)

Minden kutatási területen először Schlumberger elrendezésű vertikális elektromos szondázások (VESZ) eredményei alapján építettük fel a geoelektromos modellt. Az így meghatározott rétegparaméterek segítették a további kutatások tervezését.

A Kemenesháton az ELGI először 1974-ben kutatott [TÓTH 1974] az akkor megtalált gercei előfordulás területén. Az 5. ábra innen mutat be két tipikus VESZ-görbét. A kráter bazalt, bazalttufa képződményekből álló felszíni-felszínközeli peremét K-típusú ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) görbe (1) jellemzi, ahol a K szakasz a vulkáni összlet horizontálisan is inhomogén voltára utal. Megállapít-



5. ábra. Tipikus egyenáramú szondázási (VESZ) görbék (Gérce 1974).

1 — kráterperemen; 2 — a kráterben (Gét-1 fúrás)

Fig. 5. Characteristic sounding-curves (VES) (Gérce 1974).

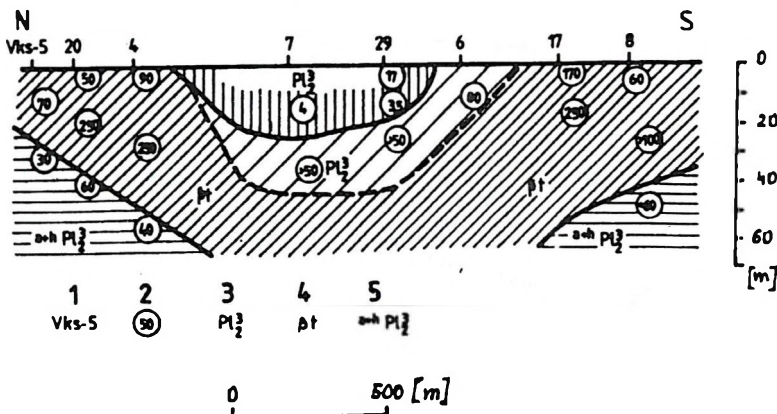
1 — outside; 2 — inside (Gét-1 borehole)

ható, hogy a vékony, kisellenállású fedő alatti bazalt, bazalttufa vastagsága a mérési pont alatt legalább 100 m, fajlagos ellenállása a környezeténél lényegesen nagyobb ($\rho=80-200 \Omega\text{m}$). Az alatta levő pannon összlet kisebb fajlagos ellenállású ($\rho=25-30 \Omega\text{m}$). A kráterben (Gét-1 fúráson) mért HA-típusú ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$) görbe (2) adatai jól korrelálnak a fúrési adatokkal (IV. táblázat).

Réteg szám	Fajlagos ellenállás ρ_n [Ωm]	Vastagság h_i [m]	Mélység h_i [m]	Fúrési adatok Gét-1
1	70	1	1	talaj 0-0,8 m
2	8	7	8	agyagos homok, agyag 0,8-8,1 m
3	20	85	93	dol.márga 8,1-15,5 m alginites aleurit 15,5-77,0 m aleuritós alginít 77,0-92,0 m a.márgás aleurit
4	60			bazalttufit 92-130 m

IV. Táblázat. A VESZ-2 szondázási görbe kiértékelt adatai
Table IV. Interpreted data of Schlumberger sounding VESZ-2

A várkeszői kráterben először 1975-ben kutattunk VESZ módszerrel, amikor is meghatároztuk a benne lévő bentonit és alginit elterjedését valamint a rétegsor vastagság viszonyait (6. ábra).



6. ábra. A várkeszői tufagyűrű VESZ szelvénye [KAKAS 1976]. 1—VESZ pontok; 2—a képződmény ellenállása Ωm -ben; 3—a krátermedence kitöltése; 4—bazalttufa, bazalt; 5—Felsőpannoniai képződmények (agyag, homok, agyagmárga)

Fig. 6. VES profile at Várkesző tuff ring [KAKAS 1976]. 1—VES points; 2—resistivity of the sediment in ohmm; 3—Formation of the tuff ring; 4—Basaltic tuff, basalt; 5—Upper Pannonian deposits (clay, sand, clay-marl)

Legjobban kutatható az igen kisellenállású ($\rho=3-10 \Omega\text{m}$) bentonit. Sajnos az alatta levő alginit és bazalttufa fajlagos ellenállása sok ponton közel azonos, ezért a kráter mélységének meghatározása csak pontatlanul lehetséges.

1975-ben Kemenesmagasi és Kemenesmihályfa körzetében 1:100 000 méretarányú előkészítő, Marcaltó–Malomsok között 1:10 000 méretarányú részletező VESZ-méréseket végeztek a továbbkutatásra érdemes területek felderítése érdekében ill. fúrások telepítésére [SIMON 1976]. A geoelektromos előkészítő méréseket nem előzték meg megfelelő mágneses kutatások, ezért ennek hiányában azok eredménytelennek bizonyultak. A részletező mérések területén viszont — megfelelő mágneses kutatással előkészítve — meghatározták a bazalttufa közelítő mélységét, majd megszerkesztették annak domborzati képét. A 10–50 m mélységű bazalttufa-felszín nagyobb területű (> 16 ha) bemélyedéseire telepített térképező fúrások vékony bazaltbentonitos képződmény harántolása után az előrejelzett mélységben érték el a bazalttufát.

A későbbi években (1988–1990) végzett területi és szelvénymenti VESZ mérések a légimágneses térkép kisebb anomáliáit (I.–II. és VIII.–XIII.sz) kutatták [TÓTH 1989, 1990, 1991]. Ennek eredményeképpen lehatárolták a bazalttufa képződmények elterjedési területét, megismerték felszínének domborzatát és mélységét. Fajlagos ellenállásuk alapján minősítették a rajta levő üledékösszletet és tisztázták vastagság-viszonyait. Több kisebb-nagyobb részterületen — elsősorban bentonitos — haszonanyagra reményteljes zónákat jelöltek ki. Ezek közül eddig a Magyargencs-É területet kutatták meg és 9 db fúrás harántolt 1,3–25,9 m vastagságokban pleisztocén korú bentonitos anyagot.

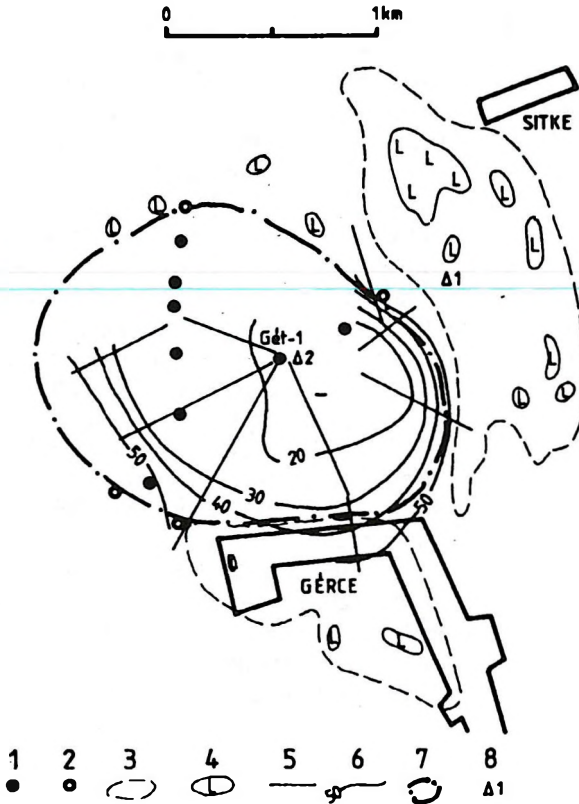
Ellenállás szelvényezések (DC–RES)

Az alginit képződmény maar-típusú tufagyűrűkben való képződésének első feltételezésénél [JÁMBOR, SOLTI 1974] a felszíni geofizikai mérések segítettek igazolni a gyűrű létezését, alakjának és méretének közelítő meghatározását. Ezt először a pulai, majd a gércei előfordulás esetében felszíni ellenállás szelvényezésekkel végeztük el [TÓTH 1974].

Az előzetes fúrási vagy VESZ mélységadatok alapján kellett meghatározni a Schlumberger-szelvényezések kutatási mélységét, a mérés műszaki paramétereit. Így pl. 1974-ben a gércei kráternél a felső 60 méteres összetett átlagellenállásának megállapításához $AB=200$ és $MN=20$ ill. 50 m-es elektródavolságokat választottunk. A fajlagos ellenállást ELGI gyártmányú GE-25 automatikus ellenállásmérő műszerrel néhány szelvény mentén mértük meg. A feltételezett gyűrű ritka hálózatu szelvényezésének fő oka a terület beépítettsége és a különböző egyéb zavaró terepi körülmények.

Az állandó elektródavolságú szelvényezéssel kimért ellenállás érték a mérési pont alatti — a krátertavat kitöltő — üledékösszlet (talaj, kavics, bazaltbentonit, tufabetelepülés, alginit) átlagos fajlagos ellenállásáról ad információt.

Az adatokból szerkesztett fajlagos ellenállás eloszlás térképen (7. ábra) ÉNy-DK irányban megnyúlt, ovális gyűrű képe rajzolódik ki, igazolva egy



7. ábra. Ellenállás szelvényezés izoohmm térképe (Gérce 1974; $AB=200$ m, $MN=20$ vagy 50 m).
 1—alginites fúrás; 2—meddő fúrás; 3—bazalttufa; 4—bazalt; 5—ellenállás szelvényezés vonala;
 6—ellenállás izovonala; 7—az olajpala elterjedésének határa; 8—VESZ helye

Fig. 7. Resistivity map of AMNB resistivity profiling (Gérce 1974; $AB=200$ m, $MN=20$ or 50 m).
 1—borehole with alginite; 2—failure; 3—basaltic tuff; 4—basalt; 5—resistivity profiles;
 6—isoohmm lines; 7—extent of alginite (oil shale); 8—location of VES

kráterről alkotott feltételezést. Az azóta lemélyített kutatófúrások eredményei a kráter alakjáról és méretéről alkotott előzetes geofizikai képet megerősítik.

Elektromágneses kásfrekvenciás mérések (VLF-EM)

A felszínközeli képződmények nagy területekre kiterjedő — viszonylag gyors és olcsó — átnézetes kutatására VLF-szelvényezéseket végeztünk. A méréshez két egymásra merőleges irányból sugárzó adó jelét használtuk:

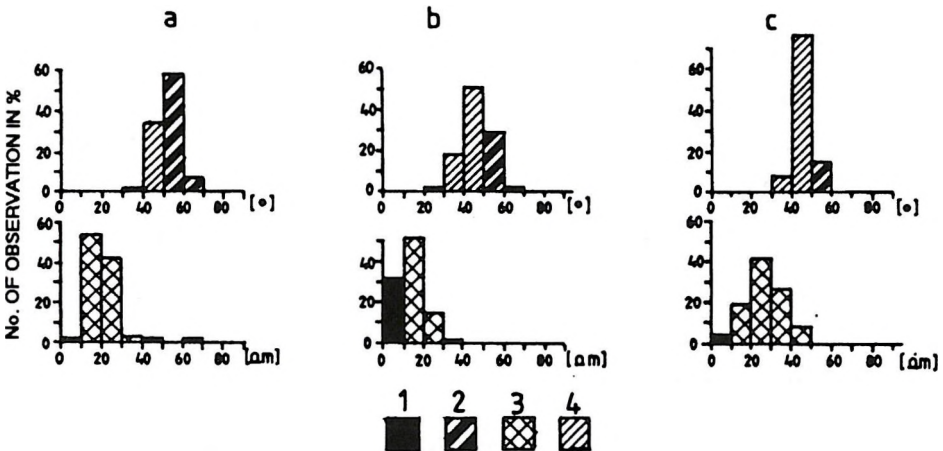
- GBR (Rugby, Anglia, 16,0 kHz);
- JXZ (Helgeland, Norvégia, 16,4 kHz).

Az egyenáramú mérések (VESZ) eredményeiből ismertté vált, hogy egy felszínközeli bazalt, bazalttufából álló kráterperem fajlagos ellenállása 5–15-szöröse a belső és a külső üledékes kőzeteknek.

A várkeszői-egyházaskeszői gyűrűkben elvégzett kísérletek szerint [TÓTH 1989] az elektromos (ρ_a és Φ_{EH}) és a mágneses (H_z/H_Φ és Φ_{HH}) paraméterekkel egyaránt kijelölhető a kráter belső és külső pereme. Különösen a mágneses paraméterek jelzik élesen a kőzetek közel függőleges réteghatárát. A polarizációs jelenségek miatt egy kör alakú objektum peremének pontos lehatárolását azonban csak különböző irányú adók melletti méréssel célszerű elvégezni.

A fajlagos ellenállás mérése elsősorban a nagyellenállású felszíni bazalt, bazalttufa és az igen kisellenállású (3–10 Ωm) bentonitos képződmények jelzését segíti elő. Ezért a már ismert két tufagyűrű körzetében (a III. és IV. sz. mágneses anomáliától Ny, DNy-ra) mintegy 6 km^2 -en szelvénymenti méréseket végeztünk a Geonics Ltd. EMR-16R típusú műszerével. Az áttekintő mérések szelvényeinek távolsága a topográfiától függően 200–350 m, irányuk közel 45 ill. 135 fok É, a szelvénymenti mérési ponttávolság 25 m volt.

A területi felmérés eredményét paraméter térképeken és szelvényeken ábráztuk [TÓTH 1990, 1991]. Az egyes részterületekre vonatkozó fajlagos ellenállás (ρ_a) és fázis (Φ_{EH}) eloszlások (8. ábra) a felszínközeli rétegekről



8. ábra. VLF kutatási hisztogramok (Várkesző 1988-90) (a) Várkesző-Ny. (b) Magyargencs-É és Ny. (c) Magyargencs-D. 1—bentonit felszínen vagy felszínközeli; 2—bentonit fedetten; 3—fajlagos ellenállás; 4—fázis

Fig. 8. Histograms of VLF survey (Várkesző 1988-90) (a) Várkesző-W area (b) Magyargencs-N and W areas (c) Magyargencs-S area. 1—bentonite on (or near to) the surface; 2—bentonite covered; 3—resistivity; 4—phase

adnak jellemzést. Így pl. feltételezhető egy felszínközeli bentonitra perspektívikus zóna a 8a. ábra alapján.

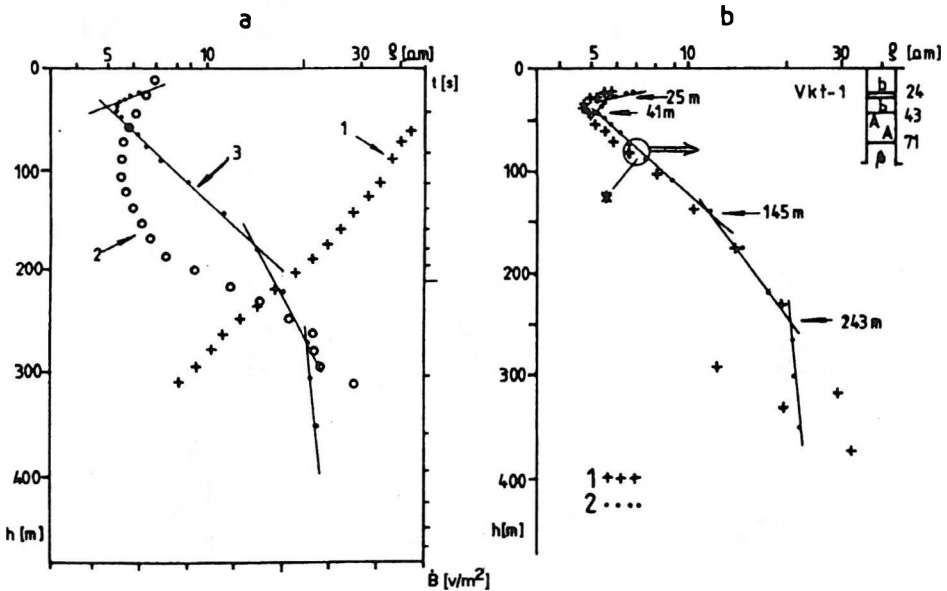
Elektromágneses tranziens szondázások (TEM)

A központi hurkos elrendezésű (Central Induction Loop=CIL) időtartománybeli elektromágneses szondázásokat Gércén [TÓTH 1989], valamint Várkesző és Magyargencs között [TÓTH 1990, 1991] végeztük a geofizikai térképezések részeként, a módszer alkalmazhatóságának vizsgálatára.

A mérések a Geonics Ltd. EM-37 típusú tranziens berendezésével, a kutatási mélységtől függően 25–50–100 m-es kerettel történtek.

A központi hurkos elrendezés „látószöge” a gerjesztő keret alatti — egy kb. 45 fokos nyílásszögű — küppal határolt térrész. A módszer a horizontális inhomogenitásokra látszólag érzéketlen, viszont a középpontra vonatkoztatva jó mélységfelbontást biztosít.

A szondázáskor mért időben lecsengő mágneses térerősségből [$\dot{B}(t) = dB(t) / dt$] számolt látszólagos fajlagos ellenállás [$\rho(t)$] görbéket kétféle úton értékeltük ki (9. ábra):



9. ábra. Központi hurkos (CIL) tranziens szondázások (a) 1—A mért lecsengési $\dot{B}(t)$ 2—az ellenállás-idő $\rho(t)$; 3—és a transzformált ellenállás-mélység $\rho(h)$ görbék; (b) A Vkt-1 fúrásán (Várkesző) 25 m illetve 50 m oldalú kerettel történt mérések TRH technikával kiértékelt görbéi.

A fúrási és a törésponti mélységadatok összevetése

Fig. 9. Electromagnetic transient soundings (CIL=Central Induction Loop) (a) 1—The measured transient $\dot{B}(t)$ 2—the apparent resistivity versus time $\rho(t)$; 3—and the transformed resistivity-depth $\rho(h)$ curves; (b) Curves by the TRH method of TEM measurements with 25x25 m and 50x50 m loop at the Vkt-1 borehole (Várkesző). Comparison of borehole data and depth data by the TRH method

- TRH technikával, amikor az ellenállás-idő függvényt ($\rho(t)$) ellenállás-mélység függvényé ($\rho(h)$) transzformáltuk. Példa erre a Vkt-1 fúráson mért szondázási görbe kiértékelése (9b. ábra). Amíg az alginit és a jólvezető bentonit határa pontosan, addig az alginit-bazalttufa határa kevésbé pontosan adható meg. A görbén felismerhető a bentonitban levő bazalttufa betelepülés hatása (és egyben megadható mélysége), valamint a vulkáni összlet alatti pannóniai képződmények szintjei.
- Interaktív elméleti görbe illesztéssel kiszámítható a rétegek ellenállása és vastagsága. A kráter belsejére H , a külső peremére K vagy Q -típusú ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) görbe a jellemző.

A kutatási területeken szelvények mentén végzett tranziens szondázások — gazdaságosan helyettesítve a VESZ méréseket — jól segítették a vulkáni összlet elterjedésének és mélységének meghatározását.

Elektromágneses frekvencia szondázások (MFS)

A 80-as években kifejlesztett Maxi-Probe rendszerű elektromágneses szondázó módszert az egyházaskeszői-várkeszői kráterekben próbáltuk ki. Várkeszőn a fél kráter metszetét [TÓTH 1989, 1992], Egyházaskeszőn pedig a teljes kráter belső metszetét [TÓTH 1991] mutattuk ki.

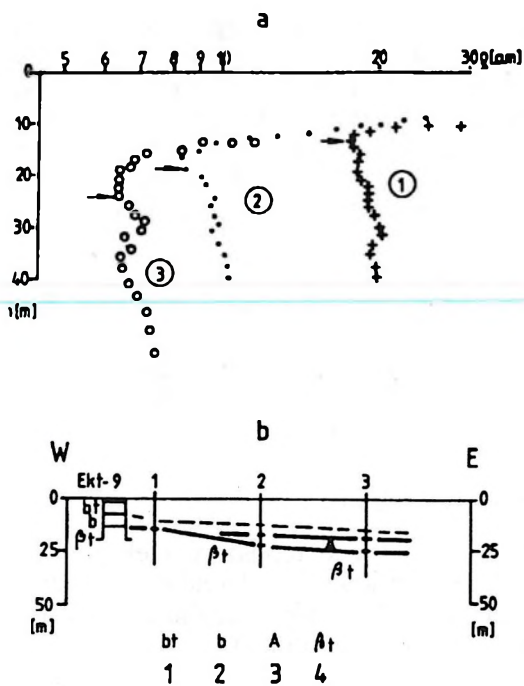
Mindkét területen

- a bentonitos összlet fajlagos ellenállása igen kicsi (3–10 Ω m);
- a töréspontok alapján a bentonit-bazalttufa és a bentonit-alginit réteghatár pontosan, az alginit-bazalttufa réteghatár pedig pontatlanul jelölhető ki (a pontosság ott nagyobb, ahol az adó-vevő távolsága (L) kisebb mint a mélység (H) kétszerese ($L < 2H$));
- jól követhető a fiatal pleisztocén üledékekkel elfedett bazalttufa domborzata a kráteren belül és kívül egyaránt;
- a bazalttufa összleten belül is kijelölhetők különböző ellenállású — a krátertalp ívét követő — zónák.

Az egyházaskeszői kráter (IV. sz. mágneses anomália) Ekt-9 peremi fúrásán és az ettől befelé 50 és 100 m-re igen kicsi adó-vevő távolsággal ($L=50$ m) mért $\rho(h)$ görbék (10a. ábra) fokozatos ellenállás-csökkenése jól jelzi a bentonitos összlet kivastagodását és a kráter mélyülését. A töréspontok a felszíntől 13–15 m-re már jól kijelölhetők és a földtani szelvény (10b. ábra) megszerkeszthető [TÓTH 1989].

A várkeszői kráter centrumától kifelé induló 1500 m hosszú MFS-szelvény anyagában [TÓTH 1989, 1992] jól elkülöníthetők a kráterben, a peremi zónában és a kráteren kívül mért frekvenciaszondázási görbék.

A Dőr-1 alapfúrás (3. ábra) környezetében egy 650 m hosszú szelvény mentén MFS mérésekkel vizsgáltuk [TÓTH 1991c] a 100–250 m közötti [FKMV 1991] alsó-pleisztocén, a Hansági Formáció és a Tapolcai Bazalt Formáció képződményeinek (különösen a bentonit-bazalttufa rétegpárosok) kimutathatóságát.



10. ábra. Maxi-Probe elektromágneses szondázások az egyházaskeszői kráterben (Ekt-9 fúrás) (a) Mért $\rho(h)$ görbék a bazalttufa felszínét jelző töréspontok feltüntetésével (b) A törésponti kiértékeléssel szerkesztett földtani szelvény. 1—bazaltbentonit; 2—bentonit; 3—alginit; 4—bazalttufa, bazalt

Fig. 10. Electromagnetic frequency soundings (Maxi-Probe) in the Egyházaskesző crater (Ekt-9 borehole) (a) Measurement $\rho(h)$ curves of EM soundings with break points indicating surface of basaltic tuff (b) Geological cross section from break point (TRH) method. 1—basalt bentonite; 2—bentonite; 3—alginate; 4—basaltic tuff, basalt

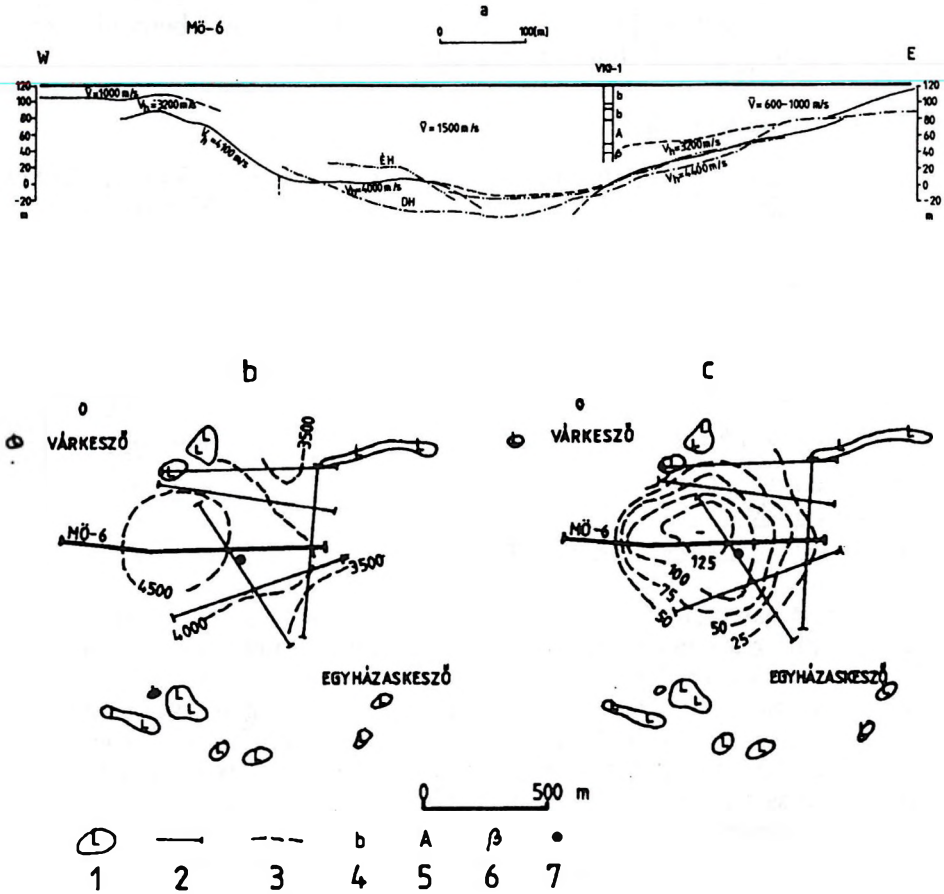
A mért frekvenciaszondázási görbék geoelektromosan lényegesen több rétegre bontják a pleisztocén és pannon összletet, mint az egyenáramú vertikális szondázások görbéi. Így általában 15, a felső 125 méterben vékonyabb (4–10 m), ezalatt vastagabb (10–40 m) réteg különíthető el az agyagosság, a víztartalom és a bontottság mértékének függvényében. A bentonitos összletek mindenhol a kisellenállást jelző szakaszokra esnek. Ezek fekvérmélységének meghatározási pontossága a fekvő nedvességtartalmától függ. Így pl. az alsó-pleisztocén és a Hansági Formáció bentonit- és fekvő határai (száraz kavics illetve aleuritós homok, aleurit) jól kijelölhetők voltak; míg a Tapolcai Bazalttufa Formáció bontott-töredezett bazalttufája és bentonitja már nem volt elkülöníthető.

Az elektromágneses fajlagos ellenállás–mélység ($\rho(h)$) görbék szelvénymenti korrelációjával a különböző rétegfelületek megszerkeszthetők és követethetők [TÓTH 1991c].

Szeizmikus mérések

Kemenesháton elsősorban a szénhidrogénkutatás (OKGT-SZKÜ, illetve GKV), a regionális térképezés (ELGI), valamint a kéregkutatások alapszelvény programja (ELGI) keretében végeztek szeizmikus méréseket. Mivel ezeket a méréseket főleg a nagymélységű aljzat és a felette — egy-két km-nél mélyebben — elhelyezkedő neogén üledékek jellemzésére tervezték, ezért igen kevés információt adtak a számunkra érdekes felső 300 m közeletről.

A várkeszői kráter belsejében került sor felszínközeli refrakciós kutatásra [TÓTH 1978]. A kísérleti mérésekkel a közelítőleg megismert nagyságú kráter belső domborzatát kívántuk meghatározni. Ehhez — a topográfiai lehetőségeket figyelembevéve — 6 db szelvényt (11. ábra) telepítettünk.



11. ábra. Szeizmikus refrakciós mérések (Várkesző) (a) A Mö-6 refrakciós szelvény a Vkt-1 fúráson (b) Szeizmikus határsebesség térkép (c) A szeizmikus nagysebességű szint mélységtérképe. 1—basalttufa felszínen; 2—szeizmikus szelvény; 3—határsebesség (V_h) izovonalak; 4—bentonit; 5—alginit; 6—basalttuffit, basalt; 7—fúrás nyersanyaggal

Fig. 11. Seismic refraction survey (Várkesző crater) (a) Mö-6 seismic refractions profile across Vkt-1 borehole (b) Map of seismic velocity (c) Depth map of the high-velocity horizon. 1—basaltic tuff on the surface; 2—seismic profile; 3— V_h -velocity isolines; 4—bentonite; 5—alginite; 6—basaltic tuff, basalt; 7—borehole with raw material

A szelvényeken 4000–4500 m/s határsebességgel megjelenő alsó nagysebességű szint (11a. ábra) határozott krátterszerű morfológiát mutatott (11c. ábra). A kráterperem közelében helyenként 2800–3200 m/s határsebességű közbülső refraktáló szint jelent meg. Feltételezhető — bár a fúrások a bazalttufában leálltak —, hogy az alsó nagysebességű szint az üde bazalt, a közbülső szint pedig a bazalttufa felszínét követte (11a. ábra).

A szelvények többségén a kráter centruma felé nőtt a sebesség (11b. ábra), ami a kitörési centrum jelenlétére utalhat. A krátert kitöltő bentonit-alginit üledékösszetlet jellemző átlagsebesség 600–1500 m/s.

Mérmőkgeofizikai szondázások (MGSZ)

A talált haszonanyagok jellemzőinek megismerésére 1988 és 1990-ben kísérleti mérmőkgeofizikai szondázásokat végeztünk az alábbi területeken:

Hely	Szondázási pontok száma (db)	Vizsgált nyersanyag
Gércei kráter	5 (5)*	alginit
Várkeszői kráter	1 (1)	bentonit
Egyházaskeszői kráter	7 (4)	bentonit
Magyargencs-É bazalttufa bemélyedés	15 (7)	bentonit

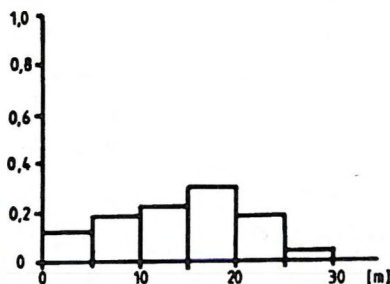
* zárójelben a fúráson végzett szondázások száma

A mért paraméterek — össznyomás, csúcshőnyomás, természetes gamma (TG), gamma-gamma aktivitás — a harántolt képződmények egymástól független tulajdonságaival állnak összefüggésben. Így a csúcshőnyomás a rétegek törőszilárdságát, a természetes gamma aktivitás az agyagtartalmat, a gamma-gamma a térfogatsúlyát (TS) jellemzi. A paraméterek külön-külön, illetve együttes értékelése lehetővé teszi a földtani képződmények elkülönítését (rétegekre bontását), eredeti (in situ) helyükön való minősítését, fontos tulajdonságaik meghatározását.

A szonda rendelkezik mintavevővel is, amely a harántolt rétegek tettség szerinti szakaszairól mintegy 100–200 cm³ térfogatú (agyagos képződményekből zavartalan állapotú) mintát képes venni. A Magyargencs-É bazalttufa bemélyedés 7 db szondázási pontján — zömmel a bentonitos összetételből — összesen 14 mintát vettünk, melyeket elemzésre a MÁFI-nak adtunk át.

A mérési pontokon felvett szondázási görbék a paraméterek deciméterenként észlelt értékeit jelzik. A mérési adatok az ELGI számítógépes mérmőkgeofizikai adatbázisába kerültek.

A közbülső kemény kőzetek megjelenése az egyes pontok szondázásait különböző mélységekig engedte megvalósítani. A szondázások üledékösszetletbe való behatolását, azaz a bentonit és alginit mélységi megkutatását a 12. ábrán mutatjuk be. A szonda 30 méteres behatolóképesége miatt az alginit és a



12. ábra. MGSZ kutatási mélység hisztogram (Kemeneshát)

Fig. 12. Histogram of MGSZ depth at Keme-neshát area

bentonit paramétereit azonos ponton (fúrásban) nem, hanem csak külön szondázási pontokon tudtuk megmérni.

A szondázások paramétereinek földtani rétegekkel való korrelálása fúrások adataira alapozva végezhető el. A fúrásokon végzett MGSZ mérési adatok statisztikai vizsgálatai [TÓTH 1991] szerint az egyes közettípusokat a paraméterek többé-kevésbé széles intervalluma jellemzi (V. táblázat).

Több réteg paramétere közti összefüggések közül jellemző, hogy általában az agyagosság növekedésével a sűrűség nőtt, a törésszilárdság pedig csökkent. Ugyanakkor a bentonitos-agyagos összleten belül a természetes gamma növekedését a csúcsnyomás és a sűrűség csökkenése kísérte. A bentoniton belül mélységgel változó természetes gamma értékek feltehetőleg a minőségváltozást követik. A paraméterek szelvénymenti változása arra utalt, hogy a vizsgált területen a bentonitos összlet és környezete a feltételezettnél is inhomogénebb.

Sajnos a rendelkezésre álló geológiai információ nem elégséges a paraméterek pontonkénti vagy területenkénti értelmezéséhez, hanem részletes anyagvizsgálati adatok is szükségesek.

A kísérleti MGSZ mérések eredményeit összefoglalva elmondható, hogy hasznos információk nyerhetők a fedőről, a haszonanyagról, a benne levő betelepülésekről, a harántolt rétegek vízáteresztőképességéről. A módszer — a magas termelékenység és a magmintavevő képesség miatt — helyettesítheti a részletező sekélyfúrásokat is.

4. Összefoglalás és konklúziók

A Pulán és Gércén végzett ellenállásszelvényezések [TÓTH 1974] segítették a „kráter-elmélet” kidolgozását. A későbbi légi és földi mágneses- és geoelektromos kutatások hozzájárultak a Kemenesháton új kráter, valamint aginit és bentonit telepek megtalálásához.

A rendszertelenül meg-meglóduló geofizikai kísérletek és területi mérések segítették a nyersanyagot is tartalmazó pannonvégi fiatal bazalttufa kráterek (Gérce, Várkesző, Egyházaskesző) belső szerkezetének és kitöltő anyagának megismerését.

Képződmény	TG (cpm)	TS (t/m ³)
kavics	1200-1500	2,0 - 2,1
homok	500	1,6 - 2,0
- betelepüléssel	4000	-
kavicsos homok	1000-1200	1,2 - 1,7
bentonitos homok	1300	2,1
bentonit kráterben	800-1000	1,7 - 2,0
kráteren kívül	1500-2000	2,0
bentonitos agyag kráterben*	1200-1800	2,0 - 2,1
kráterben**	1000	2,0
kráteren kívül	1500-2000	1,8 - 2,0
bazalttufás bentonit kráteren kívül	1000-1200	2,0 - 2,1
agyagos aleurit	1900	1,9 - 2,1
mésziszap	1200-1300	2,1
alginites bentonit	1400-2000	1,8
alginit	2000-3000	1,5 - 1,6
bazalttufa	1000	1,5

*Gérce ** Várkesző, Egyházaskesző

V. táblázat. Ismert rétegekben mért egyes MGSZ paraméterek átlagértéke
 Table V. Measured average of some MGSZ parameters from well-known rock types

A Kemeneshát egy részén (elsősorban Malomsok és Magyargencs között) sikerült lehatárolni a fiatal bazaltvulkanizmus elterjedési területét, meghatározni felszínének domborzatát, valamint minősíteni a rátelepült képződményeket. Egyben kijelöltük számos, bentonitra reményteljes, új terület helyét.

Az VI. táblázatban — az eddigi kísérletek alapján — összefoglaljuk a különböző geofizikai módszerek bentonit-és alginitkutatásban betöltött szerepét. Látható, hogy a vulkáni kőzetek jelzésétől és lehatárolásától, a gyűrűs szerkezet valamint a benne levő haszonanyagok jelzésén és geometriájának megállapításán át egészen a bányanyitáig a geofizika részt vehet a megismerési folyamatban.

A kemenesháti bazaltvulkáni képződmények elterjedése feltehetőleg jóval nagyobb a korábban feltételezettnél. Mivel ehhez ipari nyersanyag(ok) tartozhatnak, ezért javasolható az egész térség ilyen célú előkutatása [SOLTI et al. 1991, TÓTH 1991b].

Feladatok	Vulkáni összlet		Gyűrűs szerkezet		Haszonanyag		Bánya	
	jelzése	lehatárolás	jelzése	alak-méret	bentonit	alginit	tervezés	termelés
Geofizikai módszerek								
Távérzékelés	+		++	+				
Mágneses térképezés	++	++	++	+				
VLF mérések	+	+	++	+	++		+	+
EM frekvencaszondázás		++	+	++	++	++	+	
EM transziens szondázás		++	+	+	+	+		
Vertikális elektromos szondázás	+	++	+	+	++	+	+	+
Szelvényezés		+	+	++				
Szeizmikus refrakció	+	+	++	+				
Mémőgeofizikai szondázás		+			+	+	++	++
+alkalmazható								
++jól alkalmazható								

VI. Táblázat. A geofizikai módszerek szerepe az alginitkutatásban
 Table. VI. Role of geophysical methods in bentonite and alginite exploration

A legújabb eredmények alapján [TÓTH 1991b,c] külön kutatási programot célszerű indítani a felszíntől 200–300 m mélységben előforduló felső pannóniai bazalttufák, bentonitok jelzésére és kimutatására. A csornai (nyugodt, egységes anomáliaképű) mágneses maximumot övező kis kiterjedésű, intenzív gyors változású anomáliák vizsgálata is felszínközeli hatók kimutatását eredményezheti.

IRODALOM

- BALLA Z., DUDKO A., KÖVESI G. 1990: A Rába-vonal és az MK-1 reflexiók szeizmikus szelvény menti gravitációs anomália értelmezése; ELGI 1988–89. évi jelentése, pp. 19–47
- BENCE G., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z. 1979: A Várkesző és Malomsok környéki alginit (olajpala) és bentonitkutatások eredményeiről; MÁFI évi jelentés 1977-ről, pp. 257–267
- FÖLDTANI KUTATÓ-MÉLYFÚRÓ VÁLLALAT 1991: Befejező jelentés a Dőr-1 alapfúrásról; Miskolc, 1991. március
- GNOJEK I. 1977: Technikai zárójelentés a Pápa-ÉNY térségében, Magyarországon végzett légi geofizikai kutatásról; Geofizika n. p. Brno, 1977. július. Kézirat. ELGI Adattár
- HAMAR D., TARCSAY GY. 1978: Kráterek mágneses kimutathatóságának vizsgálata és a légi mágneses mérések feldolgozása; ELTE jelentés. Kézirat. ELGI Adattár
- HOBOT J. et al. 1985: Jelentés a Kisalföldön 1984–85-ben végzett geofizikai kutatásról; Kézirat. ELGI Adattár
- HOBOT J., DUDÁS J., FEJES I., MILÁNKOVICH A., PÁPA A., NEMESI L., VARGA G. 1990: A Kisalföld regionális geofizikai kutatása; ELGI 1988–89. évi jelentése. pp. 19–47
- JÁMBOR Á., SOLTI G. 1974a: Tájékoztató a pulai alginit (olajpala) előfordulásáról. MÁFI Adattár, Kézirat
- JÁMBOR Á., SOLTI G. 1974b: A kemenesháti alginit felderítő kutatási terve. Kézirat, MÁFI Adattár
- JÁMBOR Á., SOLTI G. 1976: A Balaton-felvidéken és a Kemenesháton felkutatott felső-pannóniai olajpala előfordulás földtani viszonyai; MÁFI évi jelentése az 1974. évről. pp. 193–219
- KOMÁROMY I., HAÁS I. 1966: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térrősség anomáliái, 1:200.000. Kézirat, ELGI, Budapest
- LOMNICZI T., KISS K., MESKÓ A. 1977: Mélyben rekedt magmás tömegek kutatása gravitációs és mágneses vertikális komponens (Z) anomáliák segítségével. Geotermikus rezervoár kutatás; ELTE kutatási jelentés. Kézirat
- OKGT SZKÜ 78. és 84. sz. jelentései (1960–1965). Kézirat, ELGI Adattár
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata; Geofizikai Közlemények XVI. 4
- RÁNER G., ÁDÁM O., HAÁS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., VARGA G.: 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata; ELGI 1983. évi jelentése, pp. 37–42
- SOLTI G. 1985: Prospecting and utilization of alginites and oil shale in Hungary. *In: Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin*, Budapest. VIIIth RC MNS Congress Hungary, pp. 503–517
- SOLTI G. 1987: Az alginit; MÁFI alkalmi kiadvány. Kézirat, MÁFI Adattár
- SOLTI G. 1990: Chapter 30. Hungary. *In: Oil Shales of the World: Their Origin, Occurrence, and Exploration* (Edited by RUSSEL P. L.). Pergamon Press, London, 1990, pp. 412–451

- SOLTI G., TÓTH Cs. 1991: Dunántúli bazaltvulkáni szerkezetek földtani-geofizikai előkutatása (MÁFI-ELGI programjavaslat), MÁFI Adattár
- SIMON A. 1976: Jelentés az 1975. évi kemenesháti geofizikai mérésekről; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1974: Jelentés az 1974. évi alginitkutató geofizikai mérésekről; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1978: Jelentés a Kemenesháton (Várkesző-Egyházaskesző) 1976-78 között végzett olajpala célzatú geofizikai mérésekről; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1989: Jelentés „a bentonit-és alginitlepek komplex geofizikai kutatási módszertanának kidolgozása” tárgyú témáról; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1990a: Jelentés a bentonit és olajpala telepek 1989. évi geofizikai kutatásáról; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1990b: Bazaltbentonit telepek geofizikai kutatása; Kézirat. Bazaltbentonit Szimpózium, Budapest, ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1991a: Jelentés az „Ásványbányászati nyersanyagkutatás (bentonit és olajpala telepek kutatása) geofizikai módszerekkel” tárgyú szerződés feladatainak megoldásáról; Kézirat. ELGI Adattár
- TÓTH Cs. 1991b: Kutatási program a Szany-Csorna közötti terület kismélységű vulkáni képződményeinek geofizikai jelzésére; Kézirat. ELGI jelentés
- TÓTH Cs. 1991c: Jelentés a Dőr-1 fúrás körzetében végzett kísérleti elektromágneses szondázásokról; Kézirat. ELGI jelentés
- TÓTH Cs. 1992: Geophysical prospecting of maar-type basaltic craters in Hungary; 54th Annual Meeting of EAEG, 1992, Paris, Kézirat, ELGI Adattár
- VARRÓK K. 1955: Felsőcsatár környékének földtani felépítése, talkum és vasércelőfordulásai; MÁFI évi jelentése az 1953. évről II. rész, MÁFI Adattár

GEOPHYSICAL INVESTIGATION OF TUFF RINGS IN THE KEMENESHÁT

Csaba TÓTH

1. Introduction

The first alginite deposit in Hungary (Pula, November 1973) was found by JÁMBOR and SOLTI [1974a]. Parts of the path leading to the result were — in addition to the discovery of the material and its identification as alginite — recognition and detection of the volcanic crater lake which was the place of raw material accumulation. At this stage of exploration (1974), the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI) played a role when the craters at Pula, then at Gércse were detected by resistivity mapping [TÓTH 1974]; thus supporting the validity of the assumption of a ‘one-time crater lake’.

During the some 20 years that have passed since then two further volcanic craters (Várkesző, Egyházaskesző) (*Fig. 1*) have been detected in the Kemeneshát. In these craters — although covered by a thicker overburden — two

raw materials, alginite and basalt bentonite, have deposited; the in situ value of the resources is more than 500 million USD, their applicability covers a very wide range [SOLTI 1987].

In the course of measurements to prospect for alginite and bentonite, we have made efforts to develop geophysical methods which are equally capable of solving reconnaissance and detailed tasks: from determining the extent of the Late Pannonian volcanic formations to classifying the sedimentary sequence filling up the detected maar-type tuff craters.

2. Geological setting

The basalt volcanic activity along the Rába line at the end of the Upper Pannonian stage broke through the thick Paleogene–Neogene sedimentary sequence and resulted in a stratovolcanic sequence. The basalt intrusions penetrated from the deep crust up to the level of sedimentation along insignificant — not more than a few meters in the Pannonian formations — faults or at the crossing of such faults.

In the vicinity of the eruption centres the most intensive pyroclastics eruptions created volcanic rings (*Fig. 2*). Double raw material deposits (alginite and bentonite) can be found in these maar-type basalt tuff rings or twin tuff rings below the soil cover and coarse fluvial sediments (gravel) of Pleistocene age which cover large areas (*Table I*).

The rings are overlain by Pleistocene and Holocene sediments, outside the rings Early Pleistocene fluvial formations can be found on the surface.

Basalt volcanic formations can be found on the surface or buried at shallow depth (e.g. the rings at Gércse and Egyházaskesző), but deeper occurrence (at 100–200 m) cannot be excluded (e.g. the Dőr-1 well). In some places (e.g. between Magyargencs and Malomsok) fine clay of Pleistocene age has deposited on the surface of the basalt tuffite, fitting to the outer rim of the maar tuff rings.

Based on the above features the uppermost 5–10% of the several km thick Pannonian sediments had to be investigated to decide:

- whether there are volcanic formations and at what depth;
- whether ring structures occur in the area of volcanic formations;
- what kind of formations might be expected in different units (depressions or rings) on the surface of the volcanic basalt tuff;
- whether the subareas promising for raw material could be chosen for drilling?

3. Geophysical investigation

Geophysics can distinguish [TÓTH 1974, 1989, 1990b] the volcanic formations, the useful materials of bentonite and alginite and the neighbouring rocks based on their physical properties (*Table II*). The young volcanic products, for example, have high magnetic susceptibility and this renders possible the detection of their occurrence and extent. On the other hand, bentonite has a resistivity by orders of magnitude lower than that of the neighbouring rocks and thus it can directly be detected.

Geophysical surveys carried out in the framework of this project can be arranged in groups as follows (*Table III*):

- a. 1974-1978: — study of the geological-geophysical model of the two discovered craters (Gérce and Várkesző);
— assuming a new crater based on the ground and airborne geophysical mapping at Várkesző;
- b. 1989-1991: — detailed study of the model of the new crater (Egyházaskesző);
— areal investigation of the NW and SE neighbourhood of the twin tuff ring (*Fig. 2*);
- c. Experimental measurements from time to time with new methods and instruments.

Gravity and magnetic survey

The Bouguer anomaly map of the Kisalföld (*Fig. 3a*, Szany, detail) reflects the regional changes in the basement. Anomalies in the vertical component of the magnetic field along the Szombathely — Csorna line (including the circular maximum at Csorna (*Fig. 3b*)) are caused by the products of 'younger than Devonian', likely Paleozoic magmatic activity. The sources of the numerous anomalies of small extent but high value (*Fig. 3b*) which indent the large, smooth anomaly of the above mentioned bodies are near-surface volcanic products of Pliocene and Late Pannonian age. The extent of these was investigated in several subareas using the magnetic method.

The isolines in the map of the total magnetic field intensity constructed from the airborne measurements over an area of 80 km² around Szany (*Fig. 4a*) show a complex anomaly system. Its interpretation was performed in collaboration with the Geophysics Department of the Eötvös Loránd University, Budapest [HAMAR et al. 1978]:

- the total magnetic field of the buried crater-like formations was calculated;
- after that, using a statistical method of parameter estimation a prism was fitted to the data, and residuals of field intensity were calculated (*Fig. 4b*);

— finally, parameters of the prisms fitting most closely to the anomalies in the measured airborne magnetic map and the residual anomalies were determined.

Figure 4c. shows the results of the common investigations for anomalies III, IV, and V. Later it was confirmed that the source of the two high-intensity (>1800 nT) positive anomalies of isometric shape (anomalies III and IV) is the twin tuff ring at Várkesző and Egyházaskesző (Fig. 2). The interpreted magnetic map provides a good basis for planning the follow-up survey in the area.

Geoelectric survey

At the beginning it was difficult to deduce the assumption of the 'one-time crater lake' from the location and position of the basalt tuff outcrops on the surface in the Bakony and Kemeneshát. Finally, it was established by integrated interpretation of first ground geoelectric measurements and wells drilled for mapping purposes.

At first, the *geoelectric model* was constructed in each survey area using the results of *vertical electric soundings* (VES) of Schlumberger array. Layer parameters obtained in this way contributed to the planning of further investigations.

Figure 5 shows two characteristic VES curves from the area of the occurrence at Gércé. The rim of the crater consists of basalt and basalt tuff formations and lies on the surface or close to it. It is characterized by curves (1) of *K* type ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$); this *K* type section suggests the lateral inhomogeneity of the volcanic sequence. Thickness of the basalt and the basalt tuff below the thin, low resistivity overburden is at least 100 m at the sounding site, their resistivity is significantly higher ($\rho = 80\text{--}200 \Omega\text{m}$) than that of their vicinity. The Pannonian sequence underlying them is of significantly lower resistivity ($\rho = 25\text{--}30 \Omega\text{m}$). Data obtained from the *HA* type ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$) curves (2) measured in the crater are in good correlation with well data (Table IV).

The model of the crater at Várkesző is supplemented with the bentonite overlying the alginite; its resistivity is extremely low and therefore it can easily be detected. Unfortunately, the resistivity of the alginite and basalt tuff underlying it is the same at several sounding sites, therefore determination of the depth of the crater is possible only with uncertainty (Fig. 6).

For the first assumption of the deposition of alginite in maar-type tuff rings [JÁMBOR, SOLTI 1974], *ground resistivity profiling* (DC-RES) helped to demonstrate the existence of these rings and provided their approximate shape and size [TÓTH 1974].

Resistivity values measured with fixed electrode separation profiling give information about the average resistivity of the sedimentary sequence filling up the crater lake (soil, gravel, basalt bentonite, tuff interbedding, alginite) below the site of measurement.

In the resistivity distribution map constructed from these data (Fig. 7, Gércé) the image of an oval ring, elongated in NW–SE direction can be outlined. Results of the wells drilled later have confirmed this preliminary geophysical image of the crater's shape and size.

Electromagnetic low frequency profiling (VLF–EM) was carried out for relatively quick and cheap reconnaissance investigation of the near-surface formations over large areas. In the measurements, radio waves from two transmitters of perpendicular direction were used:

- GBR (Rugby, England, 16.0 kHz);
- JXZ (Helgeland, Norway, 16.4 kHz).

By means of the experiments carried out in the Várkesző-Egyházaskesző rings [TÓTH 1989] the outer and inner rims of the crater can be outlined using either the electric (ρ_a and ϕ_{EH}) or magnetic (H_z/H_ϕ and ϕ_{HH}) parameters.

Results of areal measurements have been presented as maps and profiles [TÓTH 1990, 1991]. Distribution of resistivity (ρ_a) and phase (ϕ_{EH}) values for a given subarea (Fig. 8) gives information about the near-surface layers. Thus, for example, a zone promising near-surface bentonite can be outlined in Fig. 8b.

Time domain electromagnetic soundings (TDEM) with central induction loop array (CIL) were carried out at Gércé [TÓTH 1989], and between Várkesző and Magyargencs [TÓTH 1990, 1991] as part of geophysical mapping, to investigate the applicability of the method.

Apparent resistivity (ρ_a) curves calculated from the decaying magnetic field measured during the soundings [$\dot{B}(t) = dB(t)/dt$] were interpreted in two different ways (Fig. 9):

- with the TRH technique when the resistivity–time function [$\rho(t)$] is transformed into a resistivity–depth [$\rho(h)$] function (Fig. 9.b). Whereas the boundary between the alginite and the conducting bentonite can accurately be determined, the alginite-basalt tuff boundary can be given less accurately. The effect of the basalt tuff interbedding within the bentonite can be recognized (and its depth can be determined), similarly to the horizons in the Pannonian sequence underlying the volcanic sequence.
- using an interactive curve fitting, the resistivity and thickness of the layers can be calculated. The internal part of the crater is characterized by *H* type curves, whereas its outer rim by *K* or *Q* type ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) curves (Fig. 9.c).

Transient soundings carried out along profiles in the survey area — replacing cost-effectively the VES measurements — significantly contributed to the determination of the extent and thickness of the volcanic sequence.

In Várkesző a section of half of the crater [TÓTH 1989, 1992], in Egyházaskesző the whole of the internal section of the crater [TÓTH 1991] were

detected by *electromagnetic sounding using the Maxi-Probe system (CSFS)* developed in the 1980s.

In both areas (*Fig. 10*):

- resistivity of the bentonite sequence is very low (3–10 Ωm);
- based on the break points the boundary between the bentonite and basalt tuff, and between the bentonite and alginite can be marked out accurately whereas that between the alginite and basalt tuff only inaccurately (the accuracy is higher where the transmitter-receiver separation (L) is smaller than twice the depth (H), i.e. $L < 2H$);
- the relief of the basalt tuff under the young Pleistocene sediments can reliably be mapped both within and outside the crater;
- zones of different resistivity can be delineated within the basalt tuff sequence which follow the arc of the bottom of the crater.

Shallow seismic refraction survey was carried out within the crater at Várkesző [TÓTH 1978]. Our intention with the experimental measurements was to determine the internal relief of the crater whose size was known approximately. The lower high velocity horizon appearing with a velocity of 4000–4500 m/s (*Fig. 11a*) along the six profiles shows a characteristic crater structure (*Fig. 11c*). It can be assumed — although the drillings terminated in basalt tuff — that this lower high velocity horizon is the unweathered basalt, and the intermediate horizon follows the surface of the basalt tuff (*Fig. 11a*).

Along the majority of the profiles the velocity increased towards the centre of the crater (*Fig. 11b*) which might suggest the presence of an eruption centre. The characteristic average velocity of the bentonite–alginite sedimentary sequence filling up the crater is 600–1500 m/s.

Experimental *engineering geophysical soundings (EGS)* were carried out in the craters of Kemeneshát to determine the properties of the bentonite and alginite. The measured parameters (total pressure, cone resistance, natural gamma and gamma-gamma activity) are linked with independent properties of the penetrated layers. According to the statistical analysis of measured data [TÓTH 1991] the individual rock types can be characterized by a more or less wide range of parameters (*Table V*).

Based on the results of experiments it can be said that EGS provides useful information on the overburden, on the utilizable material, on the interbeddings in it, and on the hydraulic conductivity of the penetrated layers. This method — due to its high productivity and the possibility of soil sampling — can substitute follow-up shallow drillings as well.

4. Summary and conclusions

The resistivity profiling carried out at Pula and Gérce [TÓTH 1974] helped in the development of the 'crater lake theory'. Airborne and ground magnetic and geoelectric surveys performed later contributed to the discovery of a new crater in the Kemeneshát containing alginite and bentonite deposits.

In *Table VI* the role that the different geophysical methods played in exploring for bentonite and alginite is summarized based on the experiments carried out up to now. It can be seen that geophysics might take place in the process of discovery, from detection and delineation of volcanic rocks, through detection of the circular structure, the utilizable material in it and determination of its geometry, to mine openings.

The extent of the basalt volcanic formations in the Kemeneshát is supposedly much larger than assumed earlier — as is demonstrated by the reconnaissance surveys presented in the previous paper. Because industrial raw material might be associated with these formations, a reconnaissance survey of the whole region may well be worthy of consideration [SOLTI et al. 1991; TÓTH 1991b].

A KISALFÖLDI MEDENCE ALJZATÁNAK ÉS KÉREGSZERKEZETÉNEK KUTATÁSA AZ ELGI-BEN 1982-90 KÖZÖTT

NEMESI László, HOBOT József, KOVÁCSVÖLGYI Sándor,
MILÁNKOVICH András, PÁPA Antal, STOMFAI Róbert, VARGA Géza

1. Bevezetés

A Kárpát-medence ÉNy-i részmedencéjének, a Kisalföldnek a mélyszerkezetét 1933-34-ben gravitációs és földmágneses mérésekkel az Eurogasco kezdte kutatni. Az első szeizmikus méréseket 1934-ben a Seismograph Service Corporation végezte. Méréseik legfontosabb eredménye az ún. Mihályi-szerkezet kimutatása volt, amelyre szénhidrogénkutató fúrások mélyültek, de csak széndioxidot találtak. A kutatások azóta több hullámban megismétlődtek. Így Sopron körül történtek az első hazai kísérleti tellurikus mérések az 50-es évek elején. (Geodéziai és Geofizikai Munkaközösség). Jelentős volt az ELGI 1952-ben kezdett reflexiós szeizmikus mérésorozata, amelyhez kapcsolódva 1953-ban lemérték az első tellurikus szelvényt is Mihályi-Szany, majd 1955-ben Devecser-Sopron között. Az 1960-as évektől az ELGI graviméteres áttekintő mérései folytak, és 1960-66 között a magyar kőolajipar Szeizmikus Kutatási Üzeme kutatott nagy erővel refrakciós és reflexiós szeizmikus módszerekkel. Ez a magnetofonos analóg mérések korszaka volt, amelyet 1969-től a többszörös fedésű digitális reflexiós mérések követtek, szintén a magyar kőolajipar részéről. Közben az ELGI a Kisalföld és a Dunántúli-középhegység peremén szerzett ismereteket bauxit- és szénkutatási célú geofizikai méréseivel. A 70-es évek során a földtani, geofizikai alapvonalak szeizmikus, magnetotellurikus programja már a harmadkori medencealjzat belső szerkezetének kutatását is célul tűzte ki, amiből néhány vonal a Kisalföldre is jutott.

Az utolsó nagy kutatási roham a 80-as évek elején kezdődött. A magyar kőolajipar Geofizikai Kutató Vállalata (GKV) a kor legmodernebb vibroseiz és robbantásos szeizmikus mérési eljárásaival szinte az egész medencét 1-2 km-es (néhol sűrűbb) szelvényhálózattal fedte le. Magnetotellurikus méréseiket a Kisalföld egy-egy területén a Phoenix cég műszereivel végezték. Kutatásaik nyomán a neogén összlet szeizmosztratigráfiai képe minden eddi-

ginél szebben tárult elénk. Az értelmezésbe, a medenceanalízisbe bekapcsolódtak az US Geological Survey (USGS) tanácsadói is. Szép eredményeik részleteibe előadások, szakcikkek, disszertációk révén pillantottunk be. A GKV mérési eredményei azonban nem állnak rendelkezésünkre, így a tanulmányunkban közölt térképek előállításához kizárólag az ELGI méréseit használhattuk fel.

Az ELGI-nek a Kisalföld komplex kutatási programja keretében 1982–90 között történt mélyszerkezeti vizsgálatait az itt elvégzett komplex kutatómunkáknak csak egy kisebb részét képezték. Így különös hangsúlyt fektettünk az egész medencére kiterjedő geoelektromos (tellurikus és magnetotellurikus) mérésekre, szeizmikus vonalainkon pedig vibrátoros hullámkeltési eljárással 12 s-ig regisztráltunk, ami lehetőséget ad a Mohorovičić diszkontinuitás kövétésére is. A reambulált (minden eddigi mérést felhasználó) gravitációs és földmágneses térképeinket pedig a kéreg-köpeny szerkezeti kérdések értelmezéséhez is figyelembe vettük

Jelen tanulmányban a medencealjzat mélységére és minőségére, valamint a kéregszerkezetre vonatkozó eredményeinket szeretnénk bemutatni a 6000 km²-nyi medence területén. Értékelésünk az aljzatot ért fúrásokra, mintegy 2000 tellurikus (TE) mérési pontra, 224 magnetotellurikus szondázásra (MTS) és 254 km összvonalhosszúságú szeizmikus mérésre támaszkodik.

Megjegyzés: Ezek a számadatok nem teljesen egyeznek a bevezetőben közölt számokkal. Ugyanis a 10 000 km²-re kiterjedő Kisalföld program mélyszerkezeti munkái nem terjedtek ki a DNY-i medencereszre. Másrészt szeizmikus és magnetotellurikus mérések már a Kisalföld program előtt az ún. Földtani alapszervény programban is készültek, amelyek eredményeit most is felhasználjuk térképeink szerkesztésénél.

2. Újabb adatok a kisalföldi medencéről és aljzatáról

2.1. A leegyszerűsített földtani modell

A medencét kitöltő üledék döntően agyagos-homokos kifejlődésű pliocén, miocén korú összlet, amely a medencealjzatnál kisebb sebességű, kisebb sűrűségű és kisebb fajlagos ellenállású. A nagymélységű medencékben a rétegerhelés miatt 2–3 km-es mélységtől lefelé általában már minden paraméter folyamatosan növekszik. A medence legmélyebb részein nincs aljzatot ért fúrás, ezért itt csak feltételezéseink vannak. A pliocén vastagságviszonyait jellemzi, hogy a Kisalföld legmélyebb fúrása Bósárkánynál csak 4200 m-ben érte el a miocén összletet, de 4500 m-ig abból nem jutott ki. A Duna völgy legmélyebb részén a Szigetközben egy 2 km mélységű fúrás (Lipót: K-7) sem jutott ki a felső pliocénből. Miocénnél idősebb, paleogén, üledékek a terület DK-i pereméről ismertek. Ezek fizikai paraméterei átmenetet képeznek a

pliocén és az aljzat paraméterei között. A kvarter üledékek általában 10–30 m vastagságúak, de a Kárpátokból kilépő Duna 50–70 km hosszúságban többszáz méter vastag kavicsos, homokos összlettel fejezte be a medence feltöltését. Jelentős még az Alpokból kilépő Rába folyó hordalékkúpja is. (E kiadvány más cikkeiben az ezekre a képződményekre vonatkozó ismereteket külön is közreadjuk.)

„Medencealjzat” alatt a harmadkori medence aljzatát értjük. A mélyfúrások tanúsága szerint a medence ENy-i felén ez a fogalom a kelet-alpi takarók paleozoós–mezozoós metamorf képződményeit jelenti. Ezek nagysűrűséggel, viszonylag nagy fajlagos ellenállással és nagyhullámsebességgel jellemezhető kőzetek. A terület DK-i felén a Dunántúli–középhegység mezozoós korú, zömmel karbonátos, de márgás aleurolitos törmelékes kifejlődésű képződményei is ismertek. Ezekben a szeizmikus sebesség ugyan kisebb, mint a paleozoós képződményekben, de az 5000–5500 m/s sebesség így is lényegesen nagyobb, mint a medencét kitöltő terciér és kvarter üledékbeni 1500–3500 m/s sebesség. A mezozoós korú aljzat geoelektromos tulajdonságai már sokkal tágabb határok közt változnak. A karbonátos képződmények fajlagos ellenállása a többszáz, sőt többezer Ωm -t is eléri, de a márgás, törmelékes kőzeteké csak néhányszor tíz Ωm , ami összemérhető a törmelékes miocén, vagy akár a paleogén korú üledékes képződményekével. Mindez az aljzatot ért fúrások karotázs szelvényeiből derül ki.

A Dunántúli–középhegység aljzatszerkezetének egyik legérdekesebb tulajdonsága azonban, hogy a harmadkori aljzatszélvénnyel 4–10 km közötti mélységben igen kicsiny (1–5 Ωm), fajlagos ellenállású, ismeretlen korú és kőzetanyagú képződmények vannak. Ezeket már a 60-as évek végén jelezték a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékének és a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének (MTA GGKI)-nek mérései. A 70-es években pedig mind a magyar olajipar (GKV), mind az ELGI magnetotellurikus mérései alátámasztották ezt az eredményt.

A földtani–geofizikai modell lényege: egy preterciér aljzat fizikai paraméterei határozottan (vagy elégségesen) különböznek egy terciér–kvarter korú üledékes összlet paramétereitől. Ezért reményünk volt arra, hogy geofizikai módszerekkel a medencealjzat kutatható. A következőkben azt szeretnénk bemutatni, hogy ettől a globális képtől való helyi eltérések miként vehetők figyelembe és egyáltalán hogyan lehetséges egy mélységtérkép megszerkesztése alapvetően geoelektromos adatokból, amelyet persze bizonyos exponált helyeken koncentrálnó fúrások és a 4 db szeizmikus szelvény kontrollál.

2.2. A tellurikus relatív vezetőképesség-térkép

A Kárpát-medence gravitációs Bouguer-anomália térképeiről tudjuk, hogy éppen a legmélyebb néhány ezer km^2 kiterjedésű részmedencéinkben az aljzatban (kéregben) lévő nagysűrűségű testek olyan jelentősen befolyásolják a gravitációs erőteret, hogy a neogén medence hatása (a neogén képződmé-

nyeknél nagyobb sűrűségű pre-tercier aljzat elmélyülése) sokszor fel sem ismerhető (pl. a DK Alföldön).

A tellurikus mérések azonban ilyen esetekben is kvalitatíve leképezik a neogén medence mélységviszonyait. Az aljzat kutatásában ezért kapott különleges hangsúlyt ez a gyors és olcsó eljárás.

A méréseket az ELGI-ben kifejlesztett TEM-80 típusú számítógépvezérelt szinkron műszerekkel végeztük, amelyek real-time üzemmódban az ún. totális ellipszis módszerre épülő feldolgozást is elvégzik.

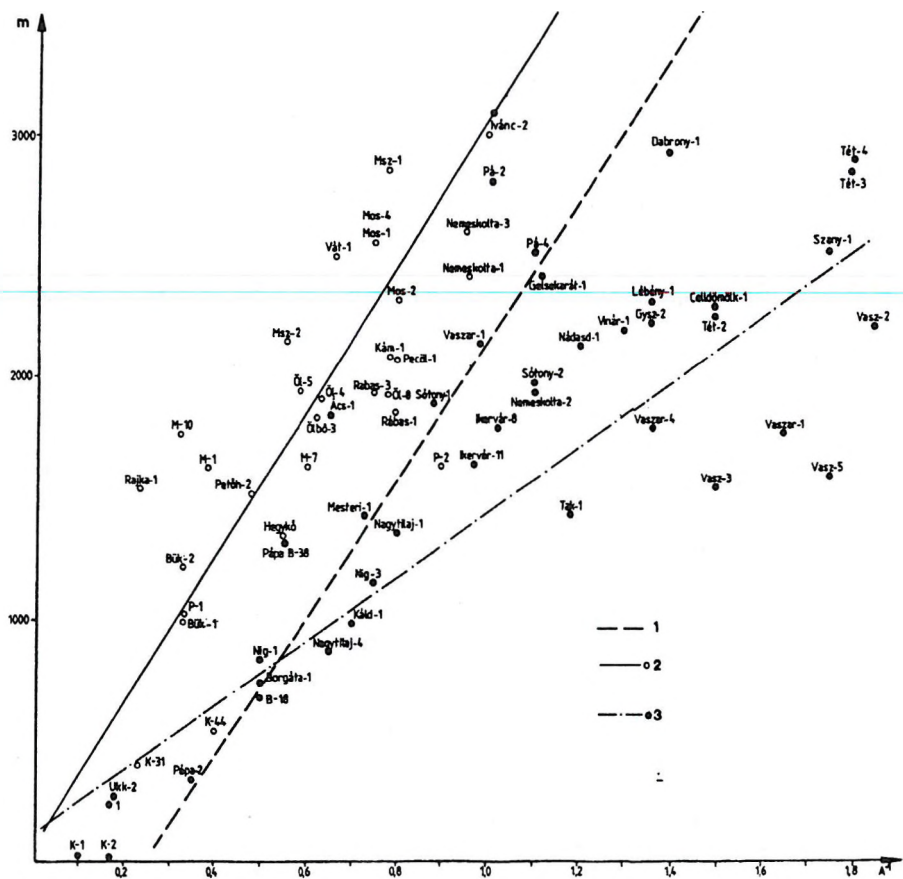
A Kisalföld tellurikus izoarea térképén (1. ábra) jól érzékelhetők az aljzat relativ kiemelkedései és bemélyedései, de a tellurikus area értékek és az aljzat mélysége közötti összefüggés nem lineáris, mint az ország több más medenceterületén. A 2. ábrán mintegy 65 fúráson mért tellurikus area értéket ábrázoltunk az aljzattmélység függvényében. Az ábrán megfigyelhető, hogy a terület ÉNy-i felére (az alpi takarókból álló aljzat területére) eső adatok határozottan elkülönülnek a Kisalföld DK-i felében található adatoktól (2. ábrán tömör karikák). Ez a tény is a magyar középhegységi típusú aljzatban előforduló elektromosan jól vezető (kis fajlagos ellenállású) képződmény létezésére utal, ugyanis a tellurikus vezetőképesség következetesen nagyobb, mint amit az üledékvastagság indokolna.

2.3. A magnetotellurikus mérések eredményei

Az 1960-as években a szénhidrogénkutatásban világszerte széleskörűen alkalmazott tellurikus módszer produkált olyan anomáliákat, amelyeket nem aljzatkiemelkedések (antiklinális szerkezetek) hoztak létre, hanem az üledékes összlet litológiájában vagy az aljzat fizikai paramétereiben bekövetkező változások okoztak. A később kifejlesztett magnetotellurikus módszer (ennek ún. szondázó változata) nemcsak egy összlet összegzett vezetőképességét adja meg, mint a tellurika, hanem az összletet rétegekre bontva azok vastagságát és fajlagos ellenállását is. Ezzel a módszerrel tehát nem fordulhat elő, hogy egy összlet kivékonyodását „összetéveszti” fajlagos ellenállásának megnövekedésével. E mérések költségei még ma is egy nagyságrenddel nagyobbak, mint a tellurikus méréseké. Ezért az 1,5–2,0 km-es kvázihálózatban mért tellurikus térkép anomáliáit egy sokkal ritkább magnetotellurikus szelvényhálózattal fedtük le. (Az 1. ábrán látható tellurikus izoarea térkép mintegy 2000 tellurikus állomáson alapul, az erre telepített magnetotellurikus hálózat kerekén 200 pontból áll.)

A magnetotellurikus méréseket is ELGI fejlesztésű DEF-7 típusú egyálmásos és VMTR-10 típusú real-time feldolgozó (többállomásos) szinkron műszerekkel mértük, amelyeknél a koherencia vizsgálatok után FFT sávszűrés és impedancia, majd látszólagos ellenállásgörbe számítás történik.

A magnetotellurikus mérések feldolgozásából megkaphatjuk az üledékes összlet jellemző geoelektromos „rétegeinek” vastagságát és fajlagos ellenállását. Esetenként az aljzat belső felépítésének (felső kéreg) bontása is lehetővé



2. ábra. Összefüggés a pre-tercier aljzat mélysége és a relatív tellurikus vezetőképesség között mélyfúrásokon. ÖI-5—mélyfúrás jele; 1—az összes adatból számított összefüggés; 2—A Rába-vonaltól ÉNy-ra eső területre érvényes összefüggés; 3—A Rába-vonaltól DK-re eső területre érvényes összefüggés

Fig. 2. Relationship between depth to the pre-Tertiary basement and relative telluric conductance at wells. ÖI-5—name of well; 1—relationship calculated using all data; 2—relationship for the region NW of the Rába line; 3—relationship for the region SE of the Rába line

valik. Így egy megfelelő hálózatban telepített mérésorozattól megszerkeszthető az egész medencének és aljzatának regionális geoelektromos modellje (3. ábra). Ezen a térképen a legszembeötlőbb az a jelentős szerkezeti változás, ami a Rába-vonallal azonosítható és ÉK-DNy irányban két eltérő aljzattípusú területet választ ketté. Ez földtanilag BALLA [1990, 1991] és mások szerint úgy értelmezhető, hogy a Kistalpi ÉNy-i felén az üledékes medence aljzatát az alpi takarók képezik, DK-i felén a dunántúli-középhegységi típusú mezozoós karbonátos kőzetek, márgás képződmények. Itt a felső kéregben (a felszíntől 4-10 km közötti mélységekben) 1-5 Ω m fajlagos ellenállású geoelektromos

réteg van, amelyet ÁDÁM et al. [1990] grafitos kőzetnek értelmez, mások sós oldattal telített kőzetet is el tudnak képzelni.

E rövid tényszerű megállapításon túl, a Rába-vonal kérdésével már csak azért is érdemes egy kicsit bővebben foglalkozni, mert 1949 óta ez a fogalom sűrűn előfordul a földtani szakirodalomban. (Hol, mint a térség legjelentősebb szerkezeti vonala; hol úgy emlegetik, mint egy tévedést, ami nem is létezik. Sőt van olyan variáció is, miszerint létezik ugyan, de nem Győr térségénél hagyva el az országhatárt, hanem 30–40 km-rel északabbra.)

BALLA [1991] a Kisalföld tektonikájával kapcsolatos tanulmányában a korábbi földtani irodalomban a Rába-vonallal kapcsolatosan közzétett állásfoglalásokat az újabb földtani-geofizikai ismeretek birtokában, szakmai érvek és ellenérvek ütköztetésével vizsgálta. Következtéseiben nem azonosul azokkal az állításokkal, amelyek a Rába-vonal kritériumát a Só-1 és Só-2 (Sótony) fúrásokban feltárt eltérő kőzettani és települési helyzettel vélik igazolni. BALLA e két fúrásnak eltérő kőzettani viszonyait egy törésvonallal oldja fel, amilyen a Középhegységi egység jobban tanulmányozott területén nagy számban ismert. Tisztán a földtani ismeretek újraértelmezésével ő a Rába-vonalat mintegy 3–4 km-rel nyugatabbra, az Ike-2 és Ike-10 (Ikervár) fúrások közt valószínűsíti. (Ez összhangban van eredményeinkkel). Azonban számára is alapvetően új felismerést jelent a medence délkeleti oldalán a magnetotellurikus módszerrel kimutatott kéregbeli, elektromosan jól vezető réteg. Ennek az alacsony fajlagos ellenállású (1–3 Ωm -es) mélybeli rétegnek bármilyen (litológiai, kőzettani, hidrokémiai) eredetet is tulajdonítunk, hiánya az ÉNy-i oldalon alapvető tény marad, s a Rába-vonal határ jellegét igazolja az aljzaton belül.

A magnetotellurikus adatok a Rába-vonalat mintegy 60 km hosszban 4–6 km széles sávon belülré szorítják. Ennél jobb kijelölési pontosságnak csak az MT szondázások pontsűrűsége és felbontóképesége szab határt. A geoelektromos jólvezető réteg litológiai ok esetén pontosabban, míg hidrokémiai ok esetén csak közelítően eshet egybe tektonikai határral. Magának a Rába-vonalnak a síkja a szondázásokkal nem érzékelhető, ami az öv kis szélességével egybevetve, a sík meredekségével is magyarázható. BALLA [1991] szerint az MT szondázások módszere mindeddig az egyetlen olyan geofizikai eljárás, amely e tektonikai öv határ jellegének alátámasztásában és követésében új információt adott, s az eredmények a Rába-vonalnak inkább az eltolódásos, mintsem a rátolódásos modelljével egyeztethetők össze.

A Rába-vonal szeizmikus tulajdonságait KILÉNYI et al. [1989] vizsgálta és mind az aljzat reflexiók képében, mind az aljzat reflexióinak dőlésviszonyaiban, mind a reflexiók követhetőségében jelentős különbségeket fedezett fel a Rába-vonal két oldalán lévő aljzatban. Sőt, mint később látni fogjuk, még az aljzatra települt üledékes összletben is nagyságrenddel több törésre, roskadásra, eltolódásra utaló „virágszerkezet” van a DK-i (középhegységi) oldalon, mint a Rába-vonaltól ÉNy-ra. Ezért a 3. ábrán feltüntetettük KILÉNYINEK [1990] a szeizmikus kép alapján meghatározott Rába-vonalát is, ami általában a magnetotellurikával kijelölt sávon belül húzódik.

A magnetotellurikából a medence mélységviszonyain és globális nagyszerkezeti képén túl még több információ is nyerhető. Így térképet szerkeszthettünk az üledékes medence aljzatának fajlagos ellenállásáról (4. ábra). Ezen vannak számunkra egyszerűen értelmezhető anomáliák, míg másokra fúrások hiányában csak következtethetünk. Így általában igaz, hogy az ismert mezozoós karbonátos aljzatú területeken DK-en, DNY-on legnagyobb az aljzat ellenállása. Elkülönülnek a kisebb fajlagos ellenállású márgás kifejlődésű mezozoós képződmények (30–50 Ωm , amelyeket pl. Pápa és Ravazd között tételezünk fel). Azután láthatók bizonyos sávokban rendeződő 50 Ωm -nél kisebb ellenállású zónák, amelyek sokféle módon értelmezhetők (pl. tektonikus, fellazult zónák, takaró határok, stb.), de amely anomáliakép esetleg másképp is megszerkeszthető lenne, főképp, ha sűrűbb lenne mérési hálózatunk.

Térképet szerkesztettünk a harmadkori üledékes összlet átlagos (összegzett) fajlagos ellenállásáról is (izoohm térkép, 5. ábra). Ennek a litológiai értelmezhetőségen túl abban van jelentősége, hogy segítségével megszabadíthatjuk a tellurikus térképet az üledékes összlet oldalirányú változásaiból eredő vezetőképesség anomáliáktól.

2.4. A medencealjzat mélységtérképe

A mélyfúrásokon túl a már említett 4 db szeizmikus szelvényben és a magnetotellurikus mérési pontokon (amelyek közel fele a szeizmikus vonalakba esik) közvetlenül kaptunk mélységadatokat a medencealjzatról. Ezen adatokból megszerkeszthető lenne a medencealjzat nagyvonalú mélységtérképe. A részletesebb térkép megszerkesztéséhez azonban felhasználtuk a tellurikus állomások adatait is a következőkben részletezett módon.

2.4.1. A relatív tellurikus A^{-1} térkép transzformálása vezetőképesség-térképpé (S_{TE})

A transzformáció alapját a 6a. ábrán látható összefüggések képezik. A függvénykapcsolat lényege, a számítás menete, hogy a magnetotellurikus mérésekből a felszíntől az aljzatig található összletnek kiszámítjuk az eredő hosszirányú vezetőképességét (S_{MT}) és a tellurikus A^{-1} függvényében ábrázoljuk. A különböző pontokon mért értékpárok a Pannon-medence legnagyobb részén általában egy $\pm 10\%$ -os szórással terhelt egyenessel közelíthetők. Itt azonban ez nem így van. Ennek több oka van. Az egyik, hogy az átlagosan 20–30 s periódusidejű tellurikus pulzációk a medence 6–8 km mélységű részein nem érik el az aljzatot. Ezek a pontok a 6a. ábra bal felső sarkában találhatóak, az V.sz. függvénnyel közelíthetők és földrajzilag durván a Szigetköz területén vannak (6b. ábra). A másik extrém eset az, amikor a 20–30 s-os pulzáció az aljzatba is behatol és „érzi” az aljzatnak 4–8 km mélységben ismert kisellenállású képződményét is. Ezek a pontok a 6a. ábra alsó felébe esnek és az I. sz.

függvénnyel közelíthetők. Ez földrajzilag a 6b. ábrán látható azonos színnel jelzett területekre jellemző.

A 6a. ábra IV. sz. egyenese az ideális eset, míg a II. és III. számú egyenesek az átmenetet képezik, ahol a középhegységtől távolodva egyre nagyobb szerepe van az üledékes összet vezetőképeségének és egyre kisebb az aljzati jólvezető képződményeknek.

Végül a tellurikus A^{-1} értékeket a 6b. ábrán definiált területekre érvényes (és a 6a. ábrán látható) függvények segítségével számoltuk át S_{TE} értéké.

2.4.2. Az üledék fajlagos ellenállása laterális változásainak kiküszöbölése

Az 5. ábra a harmad- és negyedidőszaki medenceüledékek összegzett fajlagos ellenállásának izoohm térképe, amely tükrözi az üledékes összet laterális változását. Ebből minden tellurikus pontra kaphatunk egy interpolált fajlagos ellenállás értéket (ρ_{σ}). Ezek ismeretével és a hagyományos

$$H_{TE} = S_{TE} (\rho_{\sigma})$$

összefüggés felhasználásával minden tellurikus mérési pontra H_{TE} aljzati mélység számolható. Az így számolt adatokkal részletesebbé tehető a harmadkor előtti aljzat mélységtérképe, amely a 7. ábrán látható. Ez természetesen összhangban van a mélyfúrásokban meghatározott adatokkal is. Legnagyobb mélységű részein a 8–10 km-t is eléri, ami a Kárpát-medencének talán legmélyebb üstje. Térképünk ezen kívül a legtöbb új információt az ÉNy-i, Ny-i határterületekről tartalmazza.

A medencealjzat mélységtérképével összefüggésben szólnunk kell egy jelenségről, amely Győr–Győrszentiván–Ásványráró térségét jellemzi. Itt a szeizmikus eredmények szerint aljzatnak értelmezett szint több mint 2000 m-rel kisebb mélységben van, mint a geoelektromos „aljzat” mélysége. Ezt a medencealjzat mélységtérképén is érzékeltetjük (a szeizmikus vonal jellegzetes pontjain feltüntetjük a szeizmikus mélységadatokat, a magnetotellurikus pontokon a magnetotellurikából kapott aljzati mélységadatokat, miközben az izovonalakat a transzformált tellurikus értékekre szerkesztettük meg). Ez az eltérés lehet értelmezési probléma, de lehet az átlagosnál nagyobb geoelektromos mérési és kiértékelési hiba is, hiszen az iparilag legzavartabb területről van szó. Ráadásul itt az MTS szondázási görbék a Rába-vonal torzító hatásait is magukon viselik. A szisztematikus jelleg más földtani okot sem zár ki. Nevezetesen e térségben az aljzat is szokatlanul kisellenállású. Azaz lehet, hogy a szeizmika jelzi jól a harmadkori medence aljzatának mélységét, amely tehát ebben a térségben az aljzat közzettani összetétele és a fellazult zóna (Rába-vonal) miatt is lehet kis fajlagos ellenállású, vagyis a pretercier aljzat nem egy markáns fizikai határ. Ilyesmiről egyébként már a Geofizikai Kutató Vállalat (GKV) korábbi szeizmikus jelentéseiben is olvashattunk.

3. A pretercier aljzat és a kéreg tulajdonságai szeizmikus mérések alapján

A tanulmányban négy regionális szeizmikus reflexiós vonalon végzett kutatásaink eredményéről számolunk be. Ezek közül hármat e cikk valamennyi térképi mellékletén külön is feltüntettünk, mert ezek a „Kisalföld program” keretében születtek. Az MK-1 jelű vonalat (Sopron-Répcelak-Kemenesmagasi) korábban mértük.

A reflexiós mérések célja:

- a neogén medence aljzatának kimutatása;
- a keletalpi főegység és pelsői főegység mélybeli kapcsolatának és a neogén aljzat belső szerkezetének vizsgálata;
- a neogén medenceüledékek nagy szeizmosztratigráfiai egységeinek meghatározása. (Ez utóbbinál értelmezésünk és jelöléseink meg egyeznek a MOL medenceanalízisében és POGÁCSÁS [1991] disszertációjában is használt jelölésekkel).

3.1. Terepi mérési paraméterek, adatfeldolgozás

A terepi mérések során a rezgéskeltést 11 t csúcserőjű Failing Y típusú vibrátorokkal végeztük. A vibrátorokkal 8–83 Hz-es frekvenciasávban 20 s időtartamú, lineárisan növekvő frekvenciájú vezérjelet használtunk. Egy reflexiós felvétel előállításához 5 vibrátor szinkronizált üzemeltetésével, vibrátoronként 12 rezgést keltettünk 100 m-es hosszban, vonalirányban egyenletesen elosztva. A szeizmikus jeleket 50 m-es geofonbázisközön észleltük, felvételeként 96 csatornán. A geofonbázisközökhöz tartozó geofonsoport 26 PE-2 típusú 10 Hz-es, 100 m-es lineáris vonalmenti csoportosításban elhelyezett geofonból állt. A robbantópontokat a geofonterítés közepén helyeztük el. A minimális robbantópont-geofon távolság 125 m, ennek maximális értéke 2525 m. A szeizmikus felvevő műszer és korrelátor típusa 1985-ben CGS-1/SDA, 1986-tól modemebb, valós idejű (real-time) üzemmódban dolgozó DFS-V/Cs 2502 volt. A korrelált felvételhossz 12 s, mintavétel 4 ms, fedésszám 24×100 %.

A leírt terepi mérési paraméterektől a K-4 jelű szeizmikus vonal mérése során térünk el, ahol 10–72 Hz-es vibrátor vezérjelet használtunk.

A feldolgozás két fázisban történt. Az első fázisban a szeizmikus adatok szélessávú feldolgozását végeztük el 0–5 s-os időtartományban. Ez úgy történt, hogy a reflexiók dinamikai sajátosságainak megőrzésére irányuló eljárások alkalmazásával lehetővé váljon a neogén üledékek szeizmosztratigráfiai tagolása és a neogénnél idősebb képződmények felső zónájában a szerkezeti sajátosságok meghatározása.

A 0–5 s-os feldolgozás végeredményeit, a reflexiós és migrált időszelvényeket az ELGI évi jelentéseiben közöltük.

A második fázisban a mérési adatokat 0–12 s-os időtartományban dolgoztuk fel. Célja a kis energiájú aljzati reflexiók kiemelése és a régió kéregszerkezetének szeizmikus vizsgálata. A 12 s-os adatgyűjtés és feldolgozás második fázisának végrehajtása a szeizmikus mérések eredeti célkitűzéseit bővítette. Jelen kiadványunkban ez utóbbi feldolgozásokat közöljük.

3.2. A neogén medence aljzatának helyzete, szeizmikus jellege és kéregszerkezeti sajátosságai

A kislépföldi neogén medencealjzat képződményeinek szeizmikus jellegzetességei vonalanként csoportosíthatók. Hasonlóságuk alapján három regionális aljzati sávot korreláltunk, amelyeket szelvényeinken római számokkal jelzünk. Ezeket a zónákat a nagyszerkezeti egységek elterjedésének becslésénél használtuk. A reflexiós időszelvények leírásánál közölt mélységadatokat és szelvénymenti látszólagos dőlésértékeket szeizmikus sebességértékek felhasználásával számítottuk.

1. Kelet-alpi főegység — Alsó kelet-alpi takaró

A takaró belső szerkezetét a K-4/88–89 reflexiós időszelvény (8. ábra) Zsira–Bük közötti szakasza mutatja. A vonal ÉNy-i előterében az alsó kelet-alpi metamorfitek bukkannak a felszínre. A szelvény 0–11 km-es szakaszán a preneogén összlet belsejéből származó reflexiókat gyűrűt, íves formák jellemzik. Ezek a formaelemek kompressziós igénybevételre utalnak. A gyűrűt sáv horizontálisan és vertikálisan lehatárolható. DK-i irányban ez a határ a 11,5 km-es pontban mutatható ki. A gyűrűt reflexiós jelleg a felső kéreg mélyebb részei felé 2,53 km-es mélységben (1,6–2,2 s) egy kb. 6–10°-os dőlésű DK-i dőlésirányú felület mentén megszűnik. Ez a felület a Kőszeg–Rohonci tektonikai ablakban megjelenő pennini metamorfitek (júra, alsó-kréta) és a rátolódott kelet-alpi paleozoós metamorfitek választja el [SZTANÓ, TARI 1993].

A Szigetközben a K-1/85 reflexiós időszelvény (10. ábra) 22–24 km-es szakaszán Hédervár községtől Ny-ra, 7,5–8 km (3,8–4,0 s) vastagságú üledékek alatt feltolódási sík mentén végződnek el a takaró belső szerkezetére jellemző reflexiók. Ezek az aljzat alatt 1–1,5 s-os szeizmikus időtartományban található, ami maximálisan 35 km-es látszólagos vastagságot jelent. A becslés pontosságát csökkenti az, hogy a neogén medence kialakulásával kapcsolatos fiatal — alsó, vagy középső miocén korú — laposszögű normálvetők feldarabolják az aljzatot.

II. Kelet-alpi főegység — Felső kelet-alpi takaró

Összefoglalásunkban felső kelet-alpi takaró néven a neogén aljzat képződményeinek azt a zónáját tárgyaljuk, amely az alsó kelet-alpi takaró K-i határától a Rába szerkezeti vonalig tart.

Újabb irodalmi adatok szerint a takaró elterjedése és egységessége [KILÉNYI 1990], valamint képződményeinek besorolása és szerkezeti helyzete [BALLA 1991] is vitatott a Magyarország szerkezetföldtani térképén [FÜLÖP, DANK 1987] rögzített állapothoz képest. Ami miatt mégis így tárgyaljuk e zónát, annak legfőbb oka, hogy itt gyakorlatilag nincsenek az aljzataból jövő reflexiók. Nem tudtuk követni a Mohorovičić diszkontinuitást sem. Továbbá ebben a zónában kell az aljzatban, szinte a pre-tercier aljzat felszínéig felnyomuló gravitációs és földmágneses hatókat feltételezünk. (Lásd még a későbbiekben).

A takaró szeizmikus jellege nem egységes. A Szigetköz területén a K-1/85 reflexiós időszelvényben (10. ábra) a 24. vonalkilométertől KDK-re az időszelvény 43. vonalkilométeréig a neogén medence aljzataból nem regisztráltunk biztos reflexiókat. Hasonló jelmentes aljzatzóna található a K-3/87 reflexiós időszelvény (9. ábra) 0–18 km-es szakaszán. Mindkét reflexiós időszelvényben a „jelmentes” aljzati sáv DK-i határán a Rába szerkezeti zóna jelenik meg.

A K-4/88–89 reflexiós vonal Bük–Sótony közötti szakaszán több fúrás (Bük-1, -2, Ölbő-3, Ikervár-6, Sótony-2) tárta fel azokat a preneogén képződményeket, amelyeket a felső kelet-alpi takarót felépítő képződményekhez sorolnak Magyarország szerkezetföldtani térképén [FÜLÖP, DANK 1987].

A K-4/88–89 reflexiós szelvényben (8. ábra) az Ölbő-3, Ikervár-6 fúrások között a 28–29 km-es sávban az aljzati reflexiók szerkezeti inhomogenitására utaló dőlésváltozást jeleznek. A szelvényben a 28 km-től DK-re DK-i dőlésű reflexiók jelennek meg.

Megjegyezzük, hogy a K-4/88–89 reflexiós időszelvényen (8. ábra) a DK-i dőlésű aljzaton belüli reflexiók dőlésszöge és dőlésiránya meglepő egyezést mutat a Dunántúli-középhegység egység felső kérgében megjelenő jólvezető réteg felszínének DK-i irányú elmélyülésével. A fentiek alátámasztják BALLA [1990] azon meghatározását, amely szerint a Rába-vonal nem a Sótony-1 és a Sótony-2 fúrás között húzódik, hanem attól mintegy 3–4 km-rel nyugatra.

III. Pelsői főegység — Dunántúli-középhegység egység

A Kelet-Alpi főegység és a Pelsői főegység érintkezési zónáját a K-4/88–89 (8. ábra) és a K-3/87 (9. ábra) reflexiós időszelvényben mutatjuk be. Az alpi takarók metamorf képződményeit és a Dunántúli-középhegység egység üledékes paleozoós-mezozoós képződményeit a Rába szerkezeti vonal választja el. A két nagyszerkezeti egység eltérő szeizmikus sajátossága a középső kéreg markánsan különböző reflexiós jellegében nyilvánul meg. Ezek az eltérések a 12 s-ig feldolgozott szeizmikus szelvényeken egyértelműen megmutatkoznak a reflektáló és a jelmentes kéregzónák ugrásszerű közel függőleges mélységváltozásaiban. A két egység határán a szarmatánál idősebb miocén

képződményekben a szerkezeti mozgások mindegyik regionális szeizmikus szelvényben megjelennek, de ezek a preneogén aljzati mozgásokhoz képest lényegesen kisebb méretűek. Jellegük változó: kisméretű oldaleltolódást jelezhet a K-1/85 reflexiós időszak szelvény (11. ábra) virágszerkezet zónája.

A fentiek szerint a Rába-vonal egy gyengült kéreg-zóna, amely mentén a tektonikai mozgások több földtörténeti időszak során kiújultak. Alapvetően oldaleltolódás jellegű. Az oldaleltolódás a preneogén képződményeket érintette a legnagyobb mértékben.

A Dunántúli-középhegység egység K-i peremén, a karbonátos triász képződmények sávjában a neogénnél idősebb belső szerkezeti elemek szinte zavarmentesek a K-3/87 reflexiós időszak szelvény 22-30 km-es szakaszán a 2,2-3,5 s-os reflexiós időtartományban (9. ábra). Jellemző a 8-10°-os látszólagos dőlésű DK-i dőlésirányú reflexiók ismétlődése, amelyek a preneogén felszint meghatározó diszkordanciafelületen elvégeződnek. A dőlt reflexiók sorozatát KILÉNYI [1990] pikkelyes szerkezetként, kompressziós feltolódási síkként értelmezte. A K-4/88-89 reflexiós szelvényen Sótontól DK-re a feltolódásos belső szerkezet csak gyengén látható. Itt a hegységperemi alsó-középső miocén extenziós normálvető jellemző (8. ábra).

3.3. A kéreg reflexiós jellemzőinek összefoglalása

Mint már utaltunk rá, a kislalföldi neogén medence aljzata a Mohorovičić-diszkontinuitás mélységéig vizsgálva, horizontálisan három sávra osztható [PÁPA et al. 1990]. A szeizmikus időszak szelvényeken jelölt zónák közül az I. és II. zóna határa jó egyezést mutat a gravitációs vizsgálatokkal jelzett köpeny alsó kéregbeli felnyomulásának Ny-i peremével (lásd még később is). A II.-III. zóna határa a köpeny- alsó kéreg felnyomulás K-i határát, valamint a középső kéreg, alsó kéreg mélységtartományban a Rába szerkezeti zóna K-i peremét jelzi.

I. zóna

A K-1/85 reflexiós időszak szelvény 0-21 km-es szakasza (10. ábra), a K-4/88-89 reflexiós időszak szelvény (8. ábra) 0-12 km-es szakasza tartozik ide. Az I. zóna vertikálisan három sávra tagolódik.

I.1. sáv (a felső rész)

ÉK-i csapású DK-i dőlésű ismétlődő reflexiók, melyek a teljes felső kérget átszelve elvégeződnek az I.2. sáv felső felületén és azt nem harántolják. Kiindulópontjuk a preneogén aljzat, esetenként meredekebb dőléssel az idősebb miocén (M₁ -M₅) képződmények felszíne. Egy lehetséges értelmezés szerint az I.1. sávban jelölt reflexiók laposságú normálvetők. Ebben a sávban

a felsőkéreg rideg, töréses alakváltozást szenvedett. A normálvetők mentén a felsőkéreg lépcsőzetesen süllyed. A mozgás nagymértékű tértágulást jelez.

I.2. sáv (a középső rész)

A 4,5–6 s-os szeizmikus időtartományban megjelenő nagy energiájú reflexiósáv NyÉNy irányban az Alpok felé dől. Mélysége DK-en 12–13 km, az alpi hegységperemen 14–18 km. Ez a mélység megfelel a kéreg rideg-képlékeny átmeneti zónájának, ahol egyes közetalkotó ásványok már megolvadnak, mások még szilárdak (milonitos zóna). A rideg-képlékeny átmeneti zóna alatt a belső sűrűlódás csökkenésének függvényében a ridegtöréses alakváltozás megszűnik. Az elmozduló mikro kéreglemezek a milonitos zóna nyírási deformációját okozzák. A zóna felszíne a laposközű normálvetők alsó elvégződésének gyűjtőfelülete (10. ábra).

I.3. sáv (az alsó rész)

A Mohorovičić diszkontinuitás dőlése megegyezik az I.2. sáv reflexióinak dőlésével. Reflexiós képe zónás. Az I. jelű kéregzóna DK-i határa a nagysűrűségű aljzati hatók megjelenésével esik egybe. A gravitációs és mágneses hatószámítással meghatározott nagysűrűségű kéreganyag felnyomulása az extenziós neogén medence kifejlődésével kapcsolatos kéreggyengüléssel és izosztatikai hatásokkal magyarázható. Ezt támasztja alá, hogy a Kisalföld központi medencéjében (Szigetköz, Csallóköz) az üledékhatástól megtisztított gavitációs maximum tengelyvonala a közel 8 km mély neogén üledékgyűjtő tengelyvonálával megegyezik.

Ebben az értelemben a hatók a középső miocén alsó részétől kezdve, azaz a medencefejlődés megindulásától kerültek jelenlegi helyzetükbe.

II. zóna

A K-1/85 reflexiós időszelvény 21. km-étől a szelvény DK-i végéig (10. ábra), illetve a K-3/87 reflexiós időszelvény (9. ábra) ÉNy-i kezdőpontjától a 18 szelvénykilométerig tart. Mindkét szelvény a pretercier aljzat felszínétől lefelé jelmentes. A jelhiány okát a felső kelet-alpi takaró leírásánál tárgyaltuk. A K-4/88–89 reflexiós időszelvény Bük-Sótony közötti szakaszán csak az alsó kéregsávban 4,5–4,8 s-tól mutatkozik jelhiány.

III. zóna

A Dunántúli-középhegység egység ÉNy-i peremének kéregszerkezetére jellemző. A K-3/87 reflexiós időszelvényben (9. ábra) a 20–30 km-es szelvényszakaszon az 4,8–5,1 s-os időtartományban körülbelül 12–13 km-es mélységben jelölhető ki a felsőkéreg szerkezeti elemeinek gyűjtőfelülete. A K-4/88–89 reflexiós időszelvényben Sótonytól DK-re 5–6 s között jelölhető hasonló reflexiós sáv.

3.3. Neogén üledékek

A Kisalföldet a magyar olajipar (OKGT-GKV) több ezer kilométernyi szeizmikus reflexiós vonallal kutatta és külső szakértők bevonásával részletes szeizmosztratigráfiai analízisnek vetette alá. Csupán a mi négy szelvényünk alapján az üledékes összlet ilyen elemzésére nem vállalkozhatunk, de megemlítjük, hogy bemutatott szelvényeinken a nagyobb szeizmosztratigráfiai egységeket elkülönítettük és ezeket POGÁCSÁS [1984] nyomán a 8. 9. 10. ábrákon jelöltük is az ABC betűivel.

Az egységekhez tartozó képződési környezetek:

E—folyóvízi, szárazföldi deltasíkság,

D—deltafront, deltalejtő,

C, B—prodelta,

M₁—az idősebb miocén képződményeket összefoglaló jelölése.

Becsült vastagságadatok a neogén medence tengelyvonában:

K-1/85 reflexiós időszelvény — Ásványráró térsége

E—2800 m

D—1000 m

C, B—1600 m

M₁—2300 m

A K-1/85 vonaltól 20 km-re D-re a neogén medence tengelyvonában a következő vastagságértékeket becsültük (K-3/87 szelvény 6 km-es pontja):

E—2600 m

D—600 m

C, B—1600 m

M₁—2000 m

4. A gravitációs és földmágneses anomáliák értelmezése

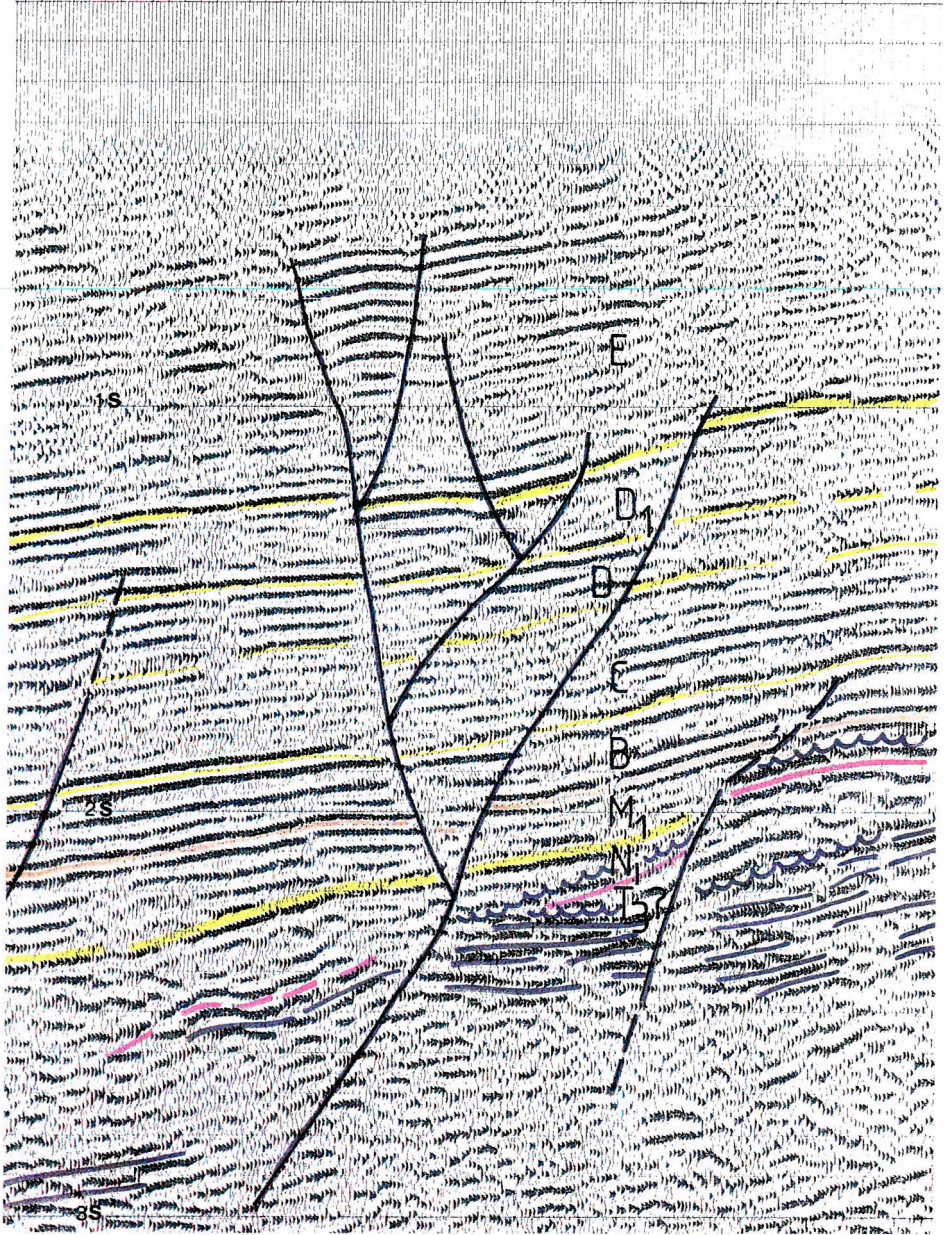
A geoelektromos és szeizmikus mérések tervezésénél mindig a már korábban elkészült gravitációs és földmágneses mérések eredményeiből indultunk ki. Az ebből kialakított képet, főleg a mélymedencében, az újabb mérések után módosítani vagyunk kénytelenek. Erre csak egyetlen példát említünk. A Szigetköz nagy mágneses anomáliájának hatóját a korábbi irodalom szlovák és magyar szerzői [pl. POSGAY 1967] egy 4 km-es mélységű hatóval magyarázták. A K-1/85 jelű szeizmikus magnetotellurikus vonal a hatónak ilyen kis mélységét teljesen kizárja. A következőkben tehát azt szeretnénk megvizsgálni, hogy miként értelmezhetjük a kisalföldi gravitációs és földmágneses mérések adatait az eddig bemutatott geoelektromos és szeizmikus mérési eredmények tükrében.

11. ábra. A K-1/85 jelű szeizmikus időszelvényből egy tipikus virágszerkezet a Rábavonalnál
A, B, C stb.—szeizmosztratigráfiai egységek

Fig. 11. Characteristic flower structure at the Rába line in the seismic section K-1/85
A, B, C, etc.—seismostratigraphic units

GYÖRSZENTIVÁN

0 49500 50000 50500 51000 51500 52000 52500 53000 53500 54000 54500



4.1. Mélyszerkezetet tükrözö gravitációs anomália

A Kislélföld Bouguer-anomália térképének (12. ábra) és a harmadkor előtti aljzat mélységtérképének (7. ábra) formális összevetése azt sugallja, hogy a Bouguer értékek jó összefüggést mutatnak az aljzattmélységgel: a mély medencék felett minimumokat, a kiemelt területeken maximumokat kapunk. Várható tehát, hogy az anomáliákat egy sűrűségkontrasztal jellemzett felület (medencealjzat) geometriájával magyarázhatjuk, és egy empirikus mélység-Bouguer anomália függvény felállításával akár közelítő mélységtranszformációt is végezhetünk. A Kárpát medence más mély medencéin szerzett, a 2.2.1. fejezetben említett tapasztalatok azonban óvatosságra intenek és felhívják a figyelmet a kéreg-köpeny szerkezet gravitációs hatására. Felmerül tehát a kérdés, hogy a gravitációs anomáliák és az aljzattmélység között tapasztalt minőségi összefüggés milyen modell esetén értelmezhető, vagy értelmezhető-e egyáltalán mennyiségi szinten is.

Már az első számításaink bebizonyították, hogy a Bouguer-anomáliák nem magyarázhatók kizárólag az aljzat mélységével, szerkezetével. A szigetközi K-1 szelvény mentén a számítások azt mutatták, hogy az aljzat és a medenceüledékek között a valóságosnál nyilván lényegesen kisebb, $0,1 \text{ t/m}^3$ sűrűségkülönbséget feltételezve is, a számított Bouguer-anomáliák mintegy 12 mGallal kisebbek az észlelteknél. Tehát más mélymedencékhez hasonlóan itt is jelentös kéreg-köpeny szerkezeti hatásokkal kell számolnunk, bár ezek amplitúdója nem éri el azt az értéket, hogy látványos paradoxon (gravitációs maximum a legmélyebb területeken) lépjen fel, mint pl. a Békési medencében.

Modellszámítások

A területen viszonylag jól ismertnek tekinthetők a harmadidőszaki medencék mélységviszonyai. A medenceüledékek gravitációs hatását a Bouguer-anomáliákból kivonva olyan gravitációs anomália térképhez jutunk, mely az aljzaton belüli változásokat, valamint az alsó kéreg és a felső köpeny elhelyezkedését és sűrűségviszonyait tükrözi. A számításokat az Interpex cég Magix XL nevű programjával végeztük. A program közelítő 3-D számításokra képes, megkötés, hogy a hatók felszíne vízszintes, a szelvényre merőleges irányban metszett határoló síkok pedig függőlegesek és szelvényirányúak legyenek.

A számításokat a térképen jelzett (13. ábra) 11 vonalon végeztük el. A szelvények mért magnetotellurikus és/vagy szeizmikus szelvények nyomvonalára közelében, azokat kiegyenesítve haladnak, tekintettel arra, hogy mélységadataink ezeken a helyeken a legjobbak. A számításokhoz minden irányban a vonalak 30 kilométeres környezetét vettük figyelembe. A geometriai modellt úgy kaptuk, hogy a mélységtérkép által kirajzolt medencét a program számára egyszerűbben körvonalazott testekkel közelítettük. A Kislélföld területére a 7. ábrán közölt térképet használtuk, a környezet modelljét pedig KILÉNYI, ŠEFARA [1989]: „Pretertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary” alapján állítottuk össze.

Sajnos a sűrűségmodell meghatározására jóval kevesebb megbízható adat állt rendelkezésre, mivel a mély medencereszekben fúrások hiányában még a köztéfeleségekről is csak elképzeléseink vannak. Adataink alapján a felszínen található képződmények és az aljzatot alkotó kőzetek között $0,6\text{--}0,7\text{ t/m}^3$ sűrűségkülönbség tételezhető fel, ez azonban a mélységgel csökken, mivel a laza üledékeket a felettük települő több kilométer vastagságú összlet összenyomja. Ugyanakkor a Bouguer-anomáliák értékére gyakorolt hatás a mélység növelésével négyzetesen csökken, így a kevésbé ismert mélybeli sűrűségviszonyok viszonylag kisebb hibával terhelik a számításokat.

Tekintve a sűrűségmodell bizonytalanságait, valamint azt, hogy a mélyebb hatások kevésbé befolyásolják a számításokat, egyszerű sűrűségmodellel számoltunk: a medenceüledékeket $-0,3\text{ t/m}^3$ állandó sűrűségkülönbséggel vettük figyelembe. A Bouguer-anomáliatérkép és a számított hatás különbségét izovonalas térképen ábrázoltuk (13. ábra).

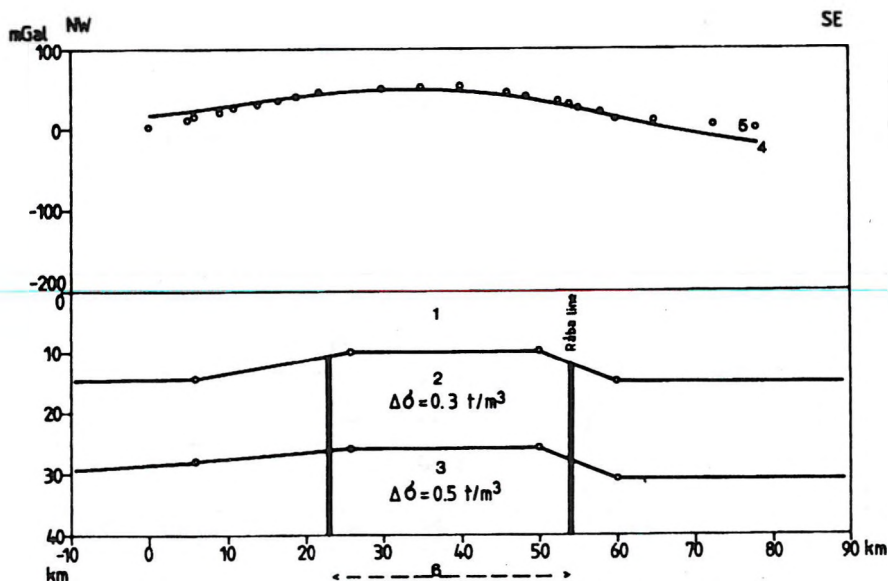
A medence legmélyebb részét metsző K-1/85 szelvény mentén ellenőrzésképpen egy bonyolultabb sűrűségmodellel is számoltunk. Itt a medenceüledékek sűrűségkülönbsége 500 méterig $-0,7$, 500–1000 méterig $-0,5$, 1000–3000 méterig $-0,3$, 3000 méter alatt pedig $-0,1\text{ t/m}^3$ volt. Ezt a modellt úgy tekintjük, hogy a lehetséges legkisebb sűrűségkülönbséget tételezi fel. Az így végzett modellszámításból levezetett mélyszerkezeti anomália maximuma mintegy 25%-kal kisebb a 13. ábrán látható értéknél, az anomália jellege azonban nem változik lényegesen. Mivel a mélyszerkezetet tükröző anomália mennyiségi értelmezésének számos akadálya van, szempontunkból a kimutatott hibalehetőség nem számottevő.

A medenceüledékek hatásától megtisztított anomáliatérkép (13. ábra)

A térképen a Kisalföldet délnyugatról északkelet felé növekvő értékekkel jellemezhető pozitív anomália fedí. (Az eredmény nagyon hasonló a MESKÓ által 1988-ban közölt térképhez.) Az anomália tengelye DNY-ÉK csapású, és Szombathelytől az É-i országhatárig követhető. Maximális értékét (50 mGal) éppen a határon tapasztaljuk, az anomália tehát Szlovákia területén folytatódik miként a kisalföldi medence is. Az anomália északnyugati szárnya laposabb, délkeleten a gradiens nagyobb. A Rába vonal a délkeleti csökkenő szárny közepén húzódik, így feltételezhető, hogy az egyben a nagymélységű ható keleti határa is.

A már említett alföldi analógiák alapján kézenfekvő a feltevés, hogy a kimutatott anomáliát a felsőköpeny és az általa felnyomott alsókéreg kiemelkedése okozza. Ez megfelel annak az elképzelésnek, mely szerint a medenceképződés a forró köpenyanyag benyomulásával kezdődik, majd a hűlés következtében bekövetkező térfogatcsökkenés hatására süllyed be a medence.

A mélyszerkezet által okozott anomália mennyiségi értelmezését sem sűrűség-, sem mélységadatokkal nem tudjuk kellőképpen megalapozni, ezért a 14., 15. ábrán közölt változatot megfelelő kritikával kell kezelni. Sűrűségadataink irodalmi világátlag adatok (a bazaltréteget $0,3$, a felsőköpenyt $0,6\text{ t/m}^3$ sűrűség-többséggel számoltuk). Szeizmikus mélységadatok a K-1/85, K-3/87 és

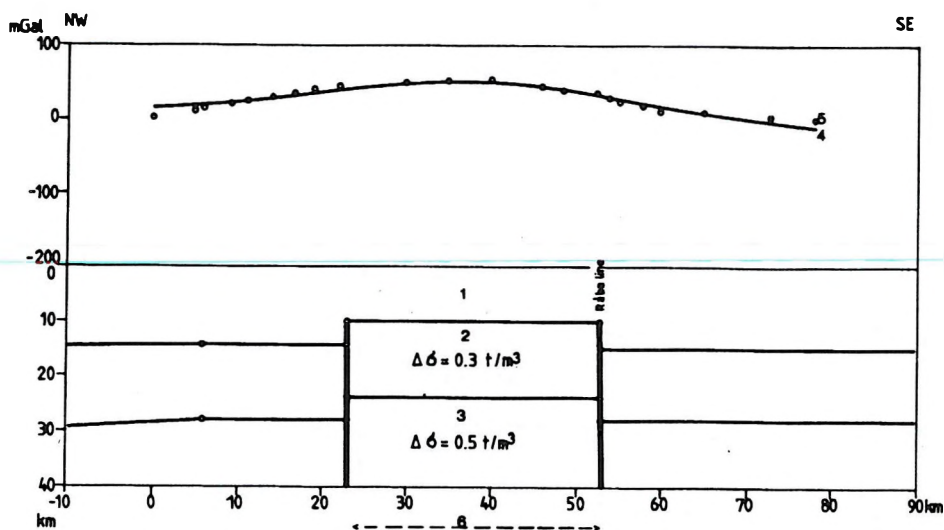


14. ábra. Gravitációs hatákszámítás a K-1 jelű szeizmikus szelvény metszetében (lassan mélyülő modellre). 1—az alaphegység és a kéreg gránit rétege; 2—a kéreg bazalt rétege (amelynek sűrűsége $0,3 \text{ t/m}^3$ -rel több, mint az alaphegysége); 3—A földköpeny (amelynek sűrűsége $0,5 \text{ t/m}^3$ -rel több, mint az alaphegysége); 4—a neogén medence hatásától megtisztított Bouguer-anomália érték (13. ábra alapján); 5—a kéreg köpeny kiemelkedés számított Bouguer hatása modellünkből

Fig. 14. Gravity model calculation along the seismic profile K-1 (for slowly descending model). 1—granite layer of basement and crust; 2—basalt layer of crust (its density is 0.3 t/m^3 higher than that of the basement); 3—mantle (its density is 0.5 t/m^3 higher than that of the basement); 4—Bouguer anomaly without the effect of the Neogene basement (based on Fig. 13); 5—calculated Bouguer effect of the crust-mantle elevation in the model

K-4/88-89 szelvény szélein állnak rendelkezésre, a reflexiók éppen a vizsgált kiemelkedésen szűnnek meg. (Ez, ha a kiemelkedés létre nem is, de valamilyen kéreg-köpeny változásra mindenképpen újabb bizonyíték.) Ahol a reflexiók még követhetők, az emelkedő tendencia kimutatható. A Moho felület reflexiói (ahol léteznek) viszonylag egyértelműek. A „bazaltréteg” felszínének feltételezve azt a reflektáló felületet fogadtuk el, ahol a takarók elvégeződnek.

Mint említettük, a szeizmikus adatok éppen a vizsgált anomália központi részén nem adnak megbízható mélyszerkezeti információt, ezért a 14. ábrán közölt változat lassan elmélyülő szerkezete mellett más típusú modellek is lehetségesek. A kiemelkedés mindkét oldala lehet függőleges fal (15. ábra) (törésses blokk szerkezet). Az ábrázolt háromréteges modell (alaphegység+ „gránitréteg”, „bazaltréteg”, felső köpeny) helyett a gravitációs anomália lehetőségét ad olyan értelmezésre is, melyben egy nagysűrűségű hatót, „idegen testet” tételezünk fel az anomália központi részén, az ezen kívül eső területen pedig a rétegzett modellt elhagyjuk, vagy vízszintes helyzetűnek tekintjük.



15. ábra. Gravitációs hatákszámítás a K-1 jelű szeizmikus szelvény metszetében (hirtelen mélyülő modellre). 1—az alaphegység és a kéreg gránit rétege; 2—a kéreg bazalt rétege (amelynek sűrűsége $0,3 \text{ t/m}^3$ -rel több, mint az alaphegysége); 3—A földköpeny (amelynek sűrűsége $0,5 \text{ t/m}^3$ -rel több, mint az alaphegysége); 4—a neogén medence hatásától megtisztított Bouguer-anomália érték (13. ábra alapján); 5—a kéreg köpeny kiemelkedés számított Bouguer hatása modellünkben

Fig. 15. Gravity model calculation along the seismic profile K-1 (for suddenly descending model). 1—granite layer of basement and crust; 2—basalt layer of crust (its density is 0.3 t/m^3 higher than that of the basement); 3—mantle (its density is 0.5 t/m^3 higher than that of the basement); 4—Bouguer anomaly without the effect of the Neogene basement (based on Fig. 13); 5—calculated Bouguer effect of the crust-mantle elevation in the model

4.2. Néhány adat a kisalföldi mágneses anomáliák értelmezéséhez

A Kisalföld területén négy nagyméretű földmágneses anomália ismeretes: a hédervári, a pásztori, a sárvári és a szombathelyi (16. ábra). Az utóbbi, valamint két kisebb anomália Kőszeg és Rátót környékén, melyek területének túlnyomó része Ausztriába esik, feltehetően egy zónát alkot. HOFFER et. al [1991] e zóna hatójaként a Kőszeg-Rohonci hegységben, valamint a környéken mélyfúrásokból ismert bázikus-ultrabázikus kőzeteket feltételezi. Az első három anomália értelmezésére az elmúlt évtizedekben számos kísérlet született egyfelől a modellszámítási eljárások fejlődése, másfelől a más földtani-geofizikai adatok felhalmozódásának megfelelően. A kisalföldi regionális kutatások keretében is tervbe vettük a gravitációs és földmágneses anomáliák közös-ható-szemléletű értelmezését, erről azonban a gravitációs eredmények birtoká-

ban le kellett mondanunk. A harmadidőszaki medence üledékeinek hatásától megtisztított gravitációs anomáliatérkép alapján ugyanis egyértelművé vált, hogy részint a mágneses anomáliák egyike sem hozható közvetlen összefüggésbe a kimutatott mélyszerkezeti gravitációs anomáliával, részint a különböző mágneses anomáliáknak a mélyszerkezeti gravitációs anomáliához viszonyított helyzete is különböző. A szlovák oldalon is folytatódó hédervári anomália a gravitációs anomália nyugati szélére esik, csapása eltér a gravitációs anomália ÉNy-DK-i csapásától. Az izometrikus pásztori anomália a gravitációs anomália tengelyébe esik, a sárvári anomália a gravitációs anomália nyugati szárnyán van, annak délnyugati elvégződésében.

A hédervári anomáliát a K-1/85 szeizmikus szelvény metszi, a sárvárt a K-4/88-89. Az MK-1 alapszelvény éppen a pásztori és a sárvári anomáliák között halad, ezért az értelmezést nem segíti.

A rendelkezésre álló számítástechnika ma már lehetővé tesz olyan gyors modellszámítást, melynek eredménye görbe formájában gyakorlatilag a bemeneti adatok megadásának pillanatában a képernyőre kerül. Ezt kihasználva olyan számítássorozatot végeztünk, melynek célja annak megállapítása volt, hogy az egyes anomáliák hatói milyen mélységtartományban képzelhetők el. Ehhez csupán azt tételeztük fel, hogy a remanens mágnesezettség elhanyagolható. A modell egyéb paramétereivel operálva addig növeltük illetve csökkentettük felszínének mélységét, amíg annak olyan szélsőértékeihez jutottunk, amelyet meghaladva a számolt tér már nem felelt meg az észleltnek.

Itt érdemes kitérni a mágneses hatók aljának kérdésére. Ismeretes ugyanis, hogy az anyagok az ún. Curie pontot (ez magnetit esetében 578 °C) meghaladó hőmérsékleten elvesztik mágnesezhetőségüket, tehát a mágneses hatók mélységének fizikai határa az a mélység, ahol a hőmérséklet eléri a Curie pontot. Konkrét hőmérséklet adatokat mélyfúrásokból szereztünk, ezek azonban csak a földkéreg felső néhány kilométerét harántolják, ezért ha el is tekintünk az adatok megbízhatóságától (a lyuk megléte ugyanis önmagában is megbontja a hőmérséklet viszonyokat), kérdéses marad, hogy a megismert hőmérséklet-változásokat milyen matematikai módszerrel, és főleg meddig szabad a mélység felé extrapolálni.

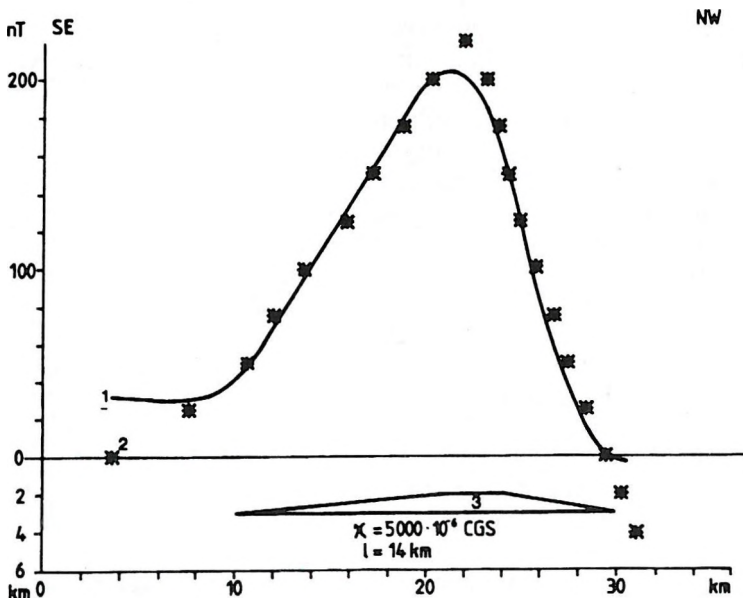
Másik lehetőség a földi hőáramok sok évtizedes vizsgálati eredményeire vonatkozó számítások felhasználása. JONES, ERTMAN [1992] munkájára alapozva közli a kontinentális és óceáni földkéreg mélységbeli hőmérséklet-változását leíró képleteket. Ezek alapján kontinentális kéregben 45 km, óceáni kéregben 19 km mélységben várhatunk 578 °C hőmérsékletet. Valószínűtlennek tűnik olyan feltevés, hogy Magyarország területén bárhol a kéreg egészében lényegesen „melegebb” lenne az átlagóceáninál, ezért úgy gondoljuk, hogy nincs fizikai akadálya annak, hogy mágneses hatóink alját akár 15-20 km mélységbe helyezzük. (Más kérdés, hogy egy konkrét földtani-fizikai szituációban ez lehetséges-e.)

A fenti szempontok szerint végzett modellszámítások azt mutatták, hogy mindhárom anomália esetében egyaránt feltételezhető egészében a szeizmikus-magnetotellurikus aljzat felett, alapjával az aljzatfelszínre illeszkedő vagy pedig már felszínével is az aljzaton belüli helyzetű ható, így pusztán mágneses

adatok alapján még a hatók tektonikai helyzete sem becsülhető. Minőségi értelmezés is csak más földtani-geofizikai adatok alapján lehetséges.

A K-1/85 és K-4/88-89 szeizmikus szelvények bizonyítják, hogy legalábbis az általuk metszett hédervári és sárvári anomáliák esetében a kimutatott szeizmikus aljzat felett a mágneses anomáliák hatója nem képzeltető el, mivel a sok nagyenergiájú, közel vízszintes helyzetű reflektáló felület nyugodt településű medenceüledékekre utal.

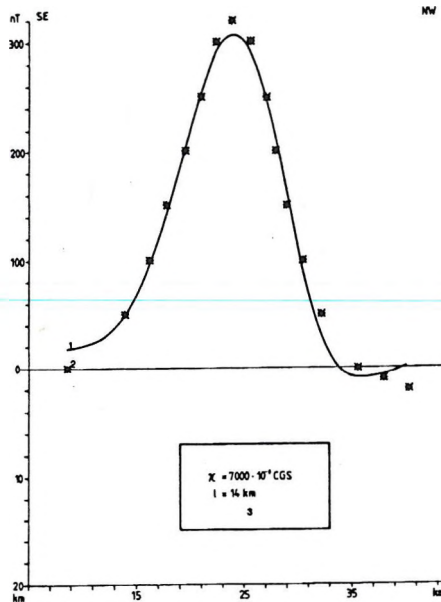
A sárvári anomália (17. ábra) területén több, a medencealjzatot elérő fúrás is mélyült (Ölbő Ö1-3, Ö1-5, Ö1-6). Sem ezek, sem a medenceüledékekben megállt Ölbő Ö1-1 illetve Ö1-2 fúrások nem tártak fel a medenceüledékek között vulkanitokat, melyek az anomáliák hatói lehetnének. Az Ö1-3 és Ö1-5 fúrások az üledékek alatt ópaleozoós képződményeket tártak fel, így a mágneses hatókat a paleozoikumban, vagy még idősebb kőzetekben kell keresnünk.



17. ábra. Földmágneses hatószámítás a sárvári anomáliára. K —a ható felvett mágneses szuszceptibilitása; l —a ható kiterjedése a szelvényre merőleges irányban; 1—a modellből számított érték; 2—a 16. ábráról leolvasott érték; 3—a ható

Fig. 17. Magnetic model calculation for the anomaly at Sárvár. K —assumed magnetic susceptibility of the body; l —extension of the body perpendicularly to the profile; 1—calculated values; 2—values taken from Fig. 16; 3—magnetic body

A pásztori anomália (18. ábra) környékén mélyült fúrások (Pásztori Pá-1, Pá-4) nem értek medencealjzatot. Az általuk feltárt miocén képződmények között ugyan ismeretesek vulkanitok (trachit, bazalt) is, melyek a mágneses anomália létrejöttében szerepet játszanak, de a magnetotellurikus mérések



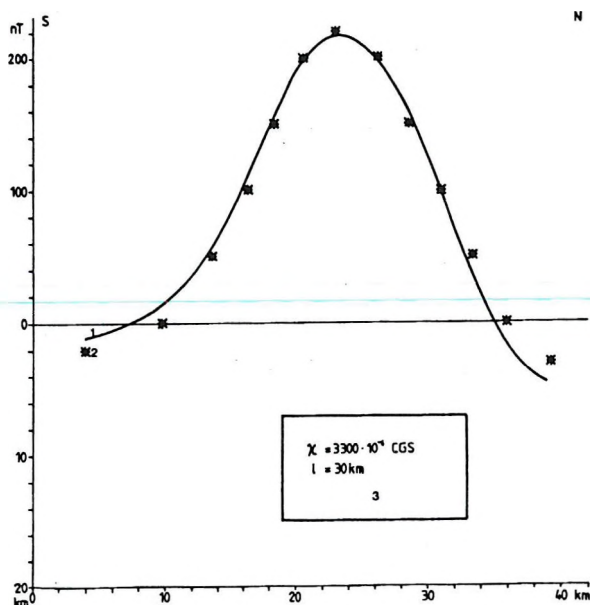
18. ábra. Földmágneses hatószámítás a pásztori anomáliára. K —a ható felvett mágneses szuszceptibilitása; l —a ható kiterjedése a szelvényre merőleges irányban; 1—a modellből számított érték; 2—a 16. ábráról leolvasott érték; 3—a ható

Fig. 18. Magnetic model calculation for the anomaly at Pásztori. K —assumed magnetic susceptibility of the body; l —extension of the body perpendicularly to the profile; 1—calculated values; 2—values taken from Fig. 16; 3—magnetic body

jelentősebb vulkáni testek létezését az üledékben kizárják, így a pásztori anomália fő ható teste is biztosan az aljzatban van.

A hédervári földmágneses anomália (19. ábra) területén, amely a kiscalföldi medence legmélyebb részén található, nincsenek az értelmezést segítő fúrásos adatok. Kiindulva abból, hogy a sárvári anomália területén még nem, a pásztori anomália esetében azonban már megjelennek, és a szlovák oldalon is követhetők a miocén vulkanitok, kézenfekvőnek tűnik, hogy a hédervári anomália hatóját is ezek alkotják. Ezek települési mélysége azonban legmagasabban a szeizmikus aljzat (6–7 km) közelében lehet.

A K -1 szelvény kérdéses szakaszán az aljzat kijelölése némileg bizonytalan, a reflektáló felületek követését dőlt törések zavarják. Tekintetbe véve, hogy nagyobb szubvulkáni testek, vagy vulkáni felépítményben résztvevő masszív láva képződmények szeizmikus tulajdonságai hasonlatosak lehetnek a medencealjzat képződményekhez, feltételezhető, hogy itt a szeizmikus aljzatként kijelölt szint nem a medencealjzat, hanem a mágneses anomália hatóját is képező vulkanitok felszíne, így a mágneses és szeizmikus értelmezés nincs egymással ellentmondásban.



19. ábra. Földmágneses hatószámítás a hédevári (Szigetköz) anomáliára. K —a ható felvett mágneses szuszceptibilitása; l —a ható kiterjedése a szelvényre merőleges irányban; 1—a modellből számított érték; 2—a 16. ábráról leolvasott érték; 3—a ható

Fig. 19. Magnetic model calculation for the anomaly at Hédevár (Szigetköz).

K —assumed magnetic susceptibility of the body; l —extension of the body perpendicularly to the profile; 1—calculated values; 2—values taken from Fig. 16; 3—magnetic body

5. Összefoglalás

Állami kutatási feladatként a Kisalföldön 8 éven át folytattunk kutatásokat. Az alkalmazott geofizikai módszerekkel a felső méterektől a kéreg aljáig igyekeztünk információkat szerezni. A kutatás egyik, és nem a leglényegesebb fázisa a medence pre-tercier aljzatának (mélységének, nagyszerkezeti viszonyainak) megismerése volt. Az ELGI több évtizedes gyakorlatának megfelelően ezt a kutatást a már ismert gravitációs, földmágneses eredmények figyelembevételével ugyan, de alapvetően geoelektromos (tellurikus és magnetotellurikus) módszerrel végeztük, amelyet a mélyfúrások mellett kb. 250 km összhosszúságú, 12 s-ig mért 4 db szeizmikus szelvény egészített ki. Az aljzattérkép mélységhibája a fúrásokkal ellenőrizhető területeken kisebb 10 %-nál. A 3000 m-nél mélyebb területre ilyen kontroll általában nincs, de a számítási módszerekből, a mérési és feldolgozási hibákból úgy ítéljük meg, hogy 5000 m-ig a hiba ± 10 %-nál nem nagyobb. Az eredményeket a kutatási költségekkel összevetve lényegesnek találjuk, hogy hasonló információsűrűségű, tisztán szeizmikus mérések költsége a tellurikus-magnetotellurikus együttes költségnek 15–20-szorosa.

Az üledék bontásában természetesen a szeizmika lényegesen többet tud a geoelektromos módszereknél. Az aljzat belső felépítésénél néhány lényeges információ, mint pl. a Rába-vonal kimutatása — már alapvetően elektromos eredmény. A szeizmikus és elektromos adatokat gravitációs és földmágneses eredményekkel kiegészítve az aljzat minőségéről és a kéreg szerkezetéről nyertünk új érdekes információkat. Kiemeljük a szeizmikus mérések azon eredményeit, amelyből következtetni lehet az alpi típusú aljzat takarós szerkezetére, a középhegységi típusú aljzat D-DK dőlésirányú pikkelyeire és tektonikájára.

A gravitációs és földmágneses modellszámításokból, valamint a 12 s-ig feldolgozott szeizmikus szelvényekből egyértelmű, hogy a térség három kéregszerkezeti egységre bontható, amelyek közül az ÉNy-i és a DK-i reflexiókban gazdag, a középső reflexiókban szegény. Ebben a zónában találjuk a 45–50 mGal-os gravitációs maximumot, a harmadkori medence legmélyebb része alatt. Méréseink és számításaink szerint itt mind a Mohorovičić szint, mind a kéreg bazaltos rétege kiemelkedett. Ebből az olvadt kéregköpeny anyagból a középső zóna szélein a kéregbeli reflexiók megszűnésének határvonalain bazikus, de az aljzat sűrűségével legfeljebb megegyező értékű anyag nyomult fel, legfeljebb a neogén összlet aljzáig, ami a mágneses anomáliák okozója.

IRODALOM

- ÁDÁM A., HOLLÓ F., VERÓ J. 1977: Jelentés a soproni Dudlesz erdő alatti kristályos pala medencealjzat tellurikus kutatásáról. MTA GGKI Adattár
- ÁDÁM A., VERÓ J. 1960: Tellurikus kutatás erősen töredezett tektonikájú területen. MTA Műsz. Tud. Közl. XXVIII
- ÁDÁM A., VERÓ J. 1964: A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon. Magyar Geofizika, 3, pp. 23–31
- ÁDÁM A., DUMA G., HORVÁTH J. 1990: A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological unit. *Phys. Earth Planet Inter.* 60, pp. 155–162
- ÁDÁM A., VARGA G. 1990: Distortions of the electromagnetic fields by shallow basins and by resistive outcrops. *Phys. Earth Planet Inter.* 60, pp. 80–88
- ÁDÁM A., NAGY Z., NEMESI L., VARGA G. 1990: Crustal conductivity anomalies in the Pannonian basin. *Acta Geod. Mont. Hung.*, 25 (34), pp. 279–290
- ÁDÁM O. 1953: Jelentés Nagytilaj környékén 1952–53-ban végzett szeizmikus mérésekről. ELGI Adattár
- ÁDÁM O. 1979: A Dunántúli-középhegység és előtereinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében. MÁFI évi jelentés 1977 évről, pp. 269–287
- BALLA Z. 1990: Rábavonal és az MK-1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése. ELGI Évi Jelentés 19–47 old.
- BALLA Z. 1991: A Dunakiliti térség tektonikai elemzése. Az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet megbízásából készített tanulmány. ELGI Adattár
- BALÁZS E. 1971: Kistalpai medence aljzatának rétegtani viszonyai. Kőolaj és földgáz-bányászat Tudományos Műszaki Közlemény, pp. 19–21
- BIELLA A. 1978: Regionál geológia. Zápodnych Kárpát Bratislava, pp. 212–224

- ELGI összefoglaló jelentései a Dunántúli középhegységben végzett komplex geofizikai kutatásokról (ELGI Adattár, SZÁF)
51. sz. Pápateszér-Bakonyszentlászló (1969)
 86. a. sz. Réde-Súr-Aka (1971)
 133. d. sz. Vértes Ny-i előtere (1973)
 140. l. sz. Gerecse Ny (1975)
 169. sz. Bakony É (Kisbér-Tárkány) 1976.
- JOÓ J. 1985: Explanatory text to the map of recent vertical movements in the Carpat-Balkan region, Budapest
- FÜLÖP J., DANK V. 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, MÁFI
- GKV összefoglaló jelentései a kistáplai szejmikus mérésekről (OKGT, GKV Adattár)
84. sz. az 1960-62. években végzett refrakciós mérésekről
 95. sz. Győrszentiván-Nagyigmánd térségében végzett reflexiós mérésekről
 3. sz. komplex geofizikai jelentés Győrszemere-Győrszentiván térségében végzett mérésekről
 173. sz. Bábolna-Pannonhalma-Győrszentiván kutatási területen 1980-81-ben végzett vibrószejmikus mérésekről
 - Vasvár környékének reflexiós és korrelációs refrakciós mérései (OKGT, 1960)
 - Pápa-Vasvár-Szőny szejmikus mérések (GKV 184. sz. jelentés, 1982)
- HÁMOR G. 1981: A Kisalföld regionális komplex földtani kutatásának programja. MÁFI Adattár
- HOFFER E. 1955: Jelentés a Celldömölk környékén végzett földmágneses mérésekről. ELGI Adattár
- HOFFER E., SCHÖNVISZKY L., WALACH G. 1991: Geomagnetic investigations in the Austrian-Hungarian border zone: the Kőszeg-Rechnitz Mts. area. Geophysical Transactions, **36** (1), pp. 67-91
- HOBOT J., DRASKOVITS P., DUDÁS J., NEMESI L., PÁPA A., VARGA G.: Jelentés a Kisalföldön végzett geofizikai mérésekről (ELGI Adattárban)
- 1982-83 (ELGI, 1983)
 - 1983-84. (ELGI, 1984)
 - 1984-85 (ELGI, 1985)
 - 1985-86 (ELGI, 1986)
 - 1986-87 (ELGI, 1987)
 - 1987-88 (ELGI, 1988)
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannon képződményei. MÁFI Évkönyve **62**, 259 p.
- JONES RW., PASCAL F., ERTMAN M. 1992: A Numerical Model of a Threedimensional Subducting Lithospheric Slab, its Thermal Regime and Electromagnetic Response. Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., **27** (1), pp. 517
- KÓRÖSSY L.: Nyugatmagyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. Földt. Közl. **XCIV** (1), pp. 22-36
- KÓRÖSSY L. 1985: A kistáplai kőolaj és földgázkutatás földtani eredményei. Általános földtani szemle, **22**, pp. 99-174
- KILÉNYI É., ŠEFARA J. 1989: Basement (pre tertiary) contour map of the Carpathian basin beneath Austria Czechoslovakia and Hungary. Geophysical Transactions, **36** melléklet
- Sz. dr. KILÉNYI É. 1990: A Dunántúli medencekitöltésének és medencealjzatának tektonikai vizsgálata, Geos gmk. MÁFI Adattár
- Magyarázók Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához
- L34I. Tatabánya MÁFI, 1968
 - L33VI. Győr MÁFI, 1971

- c) L33V. Sopron MÁFI, 1981
d) L33XI. Zalaegerszeg MÁFI, 1976
- MESKÓ A. 1988: Reduced Regional Bouguer Anomaly Map of Hungary. *Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* 23, 1, pp. 89-96
- Mélyfúrások adatai
a) OKGT Adattár
b) MÁFI Adattár
c) Magyarországi mélyfúrású kútjainak kataszttere (OVH)
- NEMESI L., STOMFAI R. : Néhány kiegészítés a Békési medence aljzatának kutatásához. *Magyar Geofizika*, 33 (23), pp. 70-80
- PÁPA A., RÁNER G., TÁTRAI M., VARGA G. 1990: Seismic and magnetotelluric investigation on a network of base lines. *Acta Geod. Geoph. Mont Hung.* 25(3-4), pp. 309-323, Akadémiai Kiadó, Budapest
- POLCZ I. 1972: Jelentés a Rábasömjén-Sárvár környékén végzett szeizmikus reflexiók mérésekről. ELGI Adattár
- PLESZKÁTS T. 1970: Sárvár-Ikervár környéki szeizmikus mérések. Jelentés. ELGI Adattár
- POGÁCSÁS GY. 1984: A Pannon medence neogén üledékeinek szeizmikus sztratifikai vizsgálata. *Geofizikai Közlemények*, 30 (4), pp. 373-410
- POGÁCSÁS GY. 1991: A Pannon medence rétegtani fácies és tektonikai viszonyai a szénhidrogénkutató geofizikai mérések tükrében. Kandidátusi értekezés. MTA Könyvtár
- POSGAY K. 1967: Magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. *Geofizikai Közlemények* XVI (4), pp. 1-118
- RÁNER G. 1983: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. Jelentés az MK-3/77 reflexiók szelvény újrafeldolgozásáról. ELGI Adattár
- RÁNER G., REDLERNÉ, VARGA G. 1983: Jelentés az MK-1 vonalon végzett magnetotellurikus és szeizmikus mérésekről. ELGI Adattár
- SZILÁRD J. 1966: Kistalpai áttekintő graviméter mérései (1965-66) ELGI Adattár
- SZTANÓ O., TARI G. 1993: Early Miocene basin evolution in northern Hungary: tectonics and eustasy. *Tectonophysics*, 226 (1-4), pp. 485-502
- WALLNER Á. 1977: Jelentés Fertőrákos-Fertőszentmiklós között végzett TE mérésekről, MTA GGKI Adattár, Sopron
- ZSILLE A. 1960: Jelentés a felsőcsatári és kőszegi földmágneses mérésekről ELGI Adattár

INVESTIGATION OF THE BASIN BASEMENT AND CRUST STRUCTURE BENEATH THE KISALFÖLD (PERFORMED IN ELGI BETWEEN 1982 AND 1990)

László NEMESI, József HOBOT, Sándor KOVÁCSVÖLGYI, András
MILÁNKOVICH, Antal PÁPA, Róbert STOMFAI, Géza VARGA

1. Introduction

In this paper results achieved in deep structural investigations carried out by ELGI (by far the greater part between 1982 and 1990) are presented. Our studies were focused on the prospecting of depth and composition of the pre-Tertiary basement, and of the crust and mantle structure; primarily using telluric and magnetotelluric methods and deep seismics along four profiles. Former gravity and magnetic measurements were also used in our interpretation.

2. Recent data about the Kisalföld basin and its basement

2.1. *The geological model*

This (presumably deepest) sub-basin of the Carpathian Basin has been filled up with low density, low velocity and low resistivity argillaceous and sandy Miocene but above all Pliocene sediments of marine and lacustrine origin to a thickness of 6–8 km. The filling up was finished by the Quaternary rivers, primarily by the Danube and Rába, depositing a 400–600 m thick detrital cone. In the NW part of the high density, high velocity basement the mainly Paleozoic formations of the Alpine nappe are known; in the SE part the deeply buried primarily Mesozoic carbonate rocks of the Transdanubian Middle Ranges can be found. Here the magnetotelluric (MT) soundings detected formations of 1–5 Ωm resistivity within the basement; their material and age are unknown.

2.2. Telluric relative conductance map

The telluric relative conductance map (the isoarea map) generally provides a more conform image of the depth and structural features of the basement than the gravity map. *Figure 1* shows the isoarea map of the Kistalföld; the basement elevations and depressions known from wells are clearly reflected on it. If depth to the basement data from wells are, however, plotted against the area values (*Fig. 2*) it can be seen that regions of Alpien nappe and Middle Range type basement are separated.

2.3. Results of magnetotelluric measurements

Figure 3 presents the deep structural features of the basin based on 10 magnetotelluric profiles. The most striking result is the detection of the Rába line, which separates the two different basement types. This could be achieved mainly because of the formations of 1–5 Ωm resistivity at a depth of 4–8 km within the basement of Transdanubian Middle Ranges type. According to the assumption of ÁDÁM et al. [1990] the low resistivity can be explained by a graphitic sequence, but other reasons are possible as well, e.g. low resistivity saline pore fluids BALLA [1990]. It is sure that this 4–6 km wide boundary zone exists but it can be interpreted in different ways. In our opinion the strike-slip assumed by BALLA [1991] is the most likely.

Another interesting result of the magnetotelluric survey is the map of basement resistivity (*Fig. 4*) and the isoohm map of the average resistivity of the sedimentary sequence (*Fig. 5*).

2.4. Map of depth to the basement

To construct this map data of wells terminating in the basement and depth data from four seismic profiles were used as control data but it was constructed basically from telluric and magnetotelluric results in the following way.

2.4.1. Transformation of the relative telluric A^{-1} map into a conductance (S_{TE}) map

The principle of transformation is that the relative telluric conductance (A^{-1}) obtained at a site is plotted against the summarized conductance of the sedimentary sequence (S_{MT}) obtained from magnetotelluric measurement at the same site. Thus, the diagrams shown in *Fig. 6a* can be constructed. Comparing *Figs. 6a* and *6b*, one can see that a given $S_{MT} - A^{-1}$ relationship is valid for which of the geographic regions. These relationships and this map

render possible the transformation of relative telluric conductance values into (absolute) S_{TE} values which reflect the conductance of the sedimentary sequence only and do not contain conductances of basement origin.

2.4.2. Elimination of the effects caused by lateral changes in sediment resistivity

Using the isoohm map shown in Fig. 5, a resistivity value (ρ_{σ}) is determined for each telluric station by interpolation, and a depth value is calculated for each station using the formula

$$H_{TE} = S_{TE} (\rho_{\sigma}).$$

From this set of values the map of depth to the basement shown in Fig. 7 was constructed. This map generally correlates well with depth data from wells, magnetotellurics and seismics, with the exception of the vicinity of Győr where these depth values are systematically (about 2000 m) deeper than the seismic ones. This phenomenon might stem from geological reasons as well (e.g. low resistivity basement).

3. Properties of the pre-Tertiary basement and crust from seismic measurements

3.1. Parameters of field measurements, data processing

The measurements were carried out with 11 t peak force Failing type vibrators in the frequency range between 8 and 83 Hz, with 50 m geophone offset and with 20 s sweeps; for data acquisition CGS-1/SDA and DFS-V/CS 2502 instruments were used. Measurements were processed in two versions; up to 5 s (to resolve the sediments) and up to 12 s (this will be presented).

3.2. Location, seismic character and crust structural features of the basement of the Neogene basin

Based on the seismic sections three zones of the basement can be distinguished:

1. East-Alpian main unit, lower East-Alpian nappe

The NW part of our survey area, the 0-11 km section of profile K-4/88 (Fig. 8), the 0-24 km section of the profile K-1/85 (Fig. 10) belong to this

unit. Reflections from the pre-Neogene sequence are characterized by folded, archy forms in the time interval of 1–1.5 s below the surface of the basement.

II. East-Alpian main unit, upper East-Alpian nappe

This zone is almost parallel with the previous one lying SE of it, and its boundary is the Rába line. This zone can be found along the K-1/85 profile between 24 and 42 km (Fig. 10), along the K-3/87 profile between 0 and 18 km (Fig. 9) and along the K-4/88 profile between 14 and 29 km (Fig. 8).

This zone can be characterized by lack of arrivals from the basement.

III. Pelsonian main unit, Transdanubian Middle Ranges unit

This zone lies SE of the Rába line. The seismic image of the Rába line shows basically a strike-slip pattern.

The side of the Middle Ranges is rich in reflections. The structure of the basement exhibits imbricate features, these suggest compressional reverse fault planes. Such phenomena can be observed, for example in the 22–30 km section of profile K-3/87, in the time interval between 2.2 and 3.5 s (Fig. 9).

3.3. Summary of the reflection characteristics of the crust

Based on the seismic sections presented (Figs. 8, 9 and 10), and first of all in the main unit I discussed above the crust can vertically be divided into three parts. In Figs. 8 and 10 the upper part marked I.1 can be characterized by steeply dipping reflections which can be interpreted as low-angle normal faults. In this zone the crust went through deformation of rigid fracture nature.

The middle zone marked I.2. (in Figs. 8 and 10) can be characterized by high-energy reflections. This is the so called mylonite zone.

The lower zone marked I.3 is the Mohorovičić discontinuity (Figs. 8 and 10), the reflections within this have the same dip as those in the mylonite zone.

In the main zone II discussed in the previous chapter the crust is practically reflection-free, even the Mohorovičić discontinuity cannot be seen (Figs. 8, 9 and 10). The sources of gravity and magnetic anomalies will be found within the crust in this zone, beneath the deepest part of the young basin.

3.4 The Neogene sediments

In the practice of the Hungarian oil industry (MOL Geophysical Research Company), seismostratigraphic units are distinguished within the Neogene sediments and these are marked with A, B, etc. In the upper part of Figs. 8, 9

and 10 we used these marks and indicated the resistivity of the sedimentary sequence as well, based on the magnetotelluric measurements.

4. Interpretation of the gravity and magnetic anomalies

Earlier interpretation of the gravity and magnetic maps had to be reviewed in the light of the above discussed geoelectric and seismic results.

4.1. Gravity anomaly reflecting the structure of the crust

In *Fig. 12* the Bouguer anomaly map of the study area is shown. As a first approximation, it seems to reflect qualitatively the depth and structural conditions of the Neogene basin. Comparing it with the map of the basement depth (*Fig. 7*) it is striking that in the deepest part of the basin (Szigetköz) the gravity low is much less intensive than might be expected from the depth of the Neogene basin. Therefore model calculations were performed. We calculated the Bouguer effect of the sedimentary basin using the map shown in *Fig. 7* and this effect was subtracted from the Bouguer anomaly map of *Fig. 12*. The Bouguer map, which is free of the effect of sediments, can be seen in *Fig. 13*. This shows a high of 50 mGal just at the deepest part of the basin. The source of this anomaly must be in the crust, below the basement. Those density–depth models are shown in *Figs. 14* and *15* whose calculated gravity effects equal the anomaly pattern shown in *Fig. 13* (“measured”). The upper boundary of the anomalous body lies close to the surface of the pre-Tertiary basement, spatially in the zone marked II along the seismic profiles.

4.2. Some data concerning the interpretation of magnetic anomalies in the Kisalföld

There are four significant anomalies on the study area: at Hédervár, Pásztori, Sárvár and Szombathely (*Fig. 16*). We deal only with the first three. Our starting point was that the seismic profiles give an upper limit; it is well known that the volcanic intrusions in the sedimentary thickness have a characteristic seismic image. Because such images cannot be observed in the Neogene sediments the presence of significant volcanic bodies (massive lava flows) in the Neogene sequence can be excluded. It means that, for example the source of the anomaly in Szigetköz (Hédervár) can by no means be at a depth of 4 km as published earlier but at the depth of the basement, i.e. at 6–8 km. The lower boundary of the bodies can be at a depth where the temperature reaches the

Curie point. According to published data this takes place not deeper than 18–20 km in this region. Results of the calculations are shown in *Figs. 17, 18 and 19*. The common feature of the models is that their top is close to the basement. They are connected with the gravity sources but are not identical with them.

Summary

The deep structural investigations (using telluric, magnetotelluric and seismic measurements) provided several new pieces of information about the structure of the basement and crust beneath the Kistalföld. One of the most important results is the detection of the Rába line which separates the Alpien nappe type basement from the basement similar to the Transdanubian Middle Ranges. On the other hand, based on the earlier mentioned measurements, the re-interpreted gravity and magnetic anomalies, and the model calculations it was demonstrated that gravity and magnetic bodies suggesting a mantle diapir can be found beneath the deepest part of the basin. In the seismic image they can be characterized by the lack of reflections.

Copyright

Authorization to photocopy items for internal or personal use in research, study or teaching is granted by the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for individuals, instructors, libraries or other non- commercial organizations. We permit abstracting services to use the abstracts of our journal articles without fee in the preparation of their services. Other kinds of copying, such as copying for general distribution, for advertising or promotional purposes, for creating new collective works, or for resale are not permitted. Special requests should be addressed to the Editor. There is no charge for using figures, tables and short quotes from this journal for re- publication in scientific books and journals, but the material must be cited appropriately, indicating its source.

Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet hozzájárul ahhoz, hogy kiadványainak anyagáról belső vagy személyes felhasználásra kutatási vagy oktatási célokra magánszemélyek, oktatók, könyvtárak vagy egyéb, nem kereskedelmi szervezetek másolatokat készítsenek. Engedélyezzük a megjelentetett cikkek összefoglalóinak felhasználását referátumok összeállításában. Egyéb célú másoláshoz, mint például: terjesztés, hirdetési vagy reklám célok, új, összefoglaló jellegű anyagok összeállítása, eladás, nem járulunk hozzá. Az egyedi kéréseket kérjük a szerkesztőnek címezni. Nem számolunk fel díjat a kiadványainkban szereplő ábrák, táblázatok, rövid idézetek más tudományos cikkben vagy könyvben való újrafelhasználásáért, de az idézés pontosságát és a forrás megjelölését megkivánjuk.