

<b>Tisztelt Kollégák !</b> .....	101
<b>MGE</b>	
A Szeniorok Bizottságának hírei.....	103
<b>EAGE</b>	
Glasgow-1995 .....	104
<b>SZAKCIKKEK</b>	
A gerjesztett potenciál elvi alapjairól, különös tekintettel a porózus képződményekre <i>Dankházi Gyula</i> .....	107
A földmágneses tér irányának változásai Magyarországon az archeomágneses mérések szerint <i>Márton Péter</i> .....	121
Az új magyarországi gravimetriai alaphálózat (MGH-2000) <i>Csapó Géza</i> .....	125
A felszín alatti vízmozgás hatása a földi hőáramra. Numerikus modellek <i>Bodri Bertalan</i> .....	132
A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása II., a mérési adatok interpolációja <i>Kis Károly, Wittmann Géza</i> .....	140
Felszínközeli inhomogén összetételben terjedő Love-típusú felületi hullámok diszperzió adatainak inverziója <i>Ahmed Amran</i> .....	146
A vertikális mágneses dipólus teréből a MELIS-eljárással számított látzólagos fajlagos ellenállás görbék túllövéseinek vizsgálata <i>Hursán Gábor</i> .....	151
<b>CIKKEK</b>	
Adalékok a szénbányászatban alkalmazott geofizikai kutatások történetéhez — <i>Baráth István, Gyulai Ákos, Hermann László, Rezessy Géza</i> .....	159
<b>HÍREK, BESZÁMOLÓK</b>	
A Magyar Tudományos Akadémia 1995. évi Közgyűlése — Theodor Krey emlékülés — Az SPWLA 1995. évi szimpóziuma — Az IUGG XXI. általános ülésszaka — A geofizikai egyesületek második világtalálkozója — Konferencia-hírek.....	166
<b>IN MEMORIAM</b>	
Dr. Tóth Géza.....	172

36. évfolyam 2. szám



1995

## CONTENTS

Foreword of the Editors.....	101
<b>MGE (Association of Hungarian Geophysicists)</b>	
News.....	103
<b>EAGE (European Association of Geoscientists &amp; Engineers)</b>	
News.....	104
<b>Geophysical Papers</b>	
On the theoretical basis of induced polarization, with especial regard on porous rocks <i>Gy. Dankházi</i> .....	107
Variations of the direction of the geomagnetic field in Hungary as revealed by archeomagnetic measurements <i>P. Márton</i> .....	121
The new Hungarian Gravity Base Network (MGH-2000) <i>G. Csapó</i> .....	125
Numerical models of the influence of underground water circulation on the terrestrial heat flow <i>B. Bodri</i> .....	132
Interpretation of the magnetic measurements of the MAGSAT, part II., interpolation of the magnetic measurements <i>K. Kis, G. Wittmann</i> .....	
Inversion of dispersion data of Love-surface waves propagating in an inhomogeneous near-surface media <i>A. Amran</i> .....	146
Examination of overshootings occurring on MELIS apparent resistivity curves calculated from the field of vertical magnetic dipole <i>G. Hursán</i> .....	151
<b>Papers</b>	
Contributions to the history of geophysical investigations applied in coal mining— <i>I. Baráth, Á. Gyulai, L. Hermann, G. Rezessy</i> .....	159
<b>News and Reports</b> .....	166
<b>In Memoriam</b>	
Dr. Tóth Géza.....	172

A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességéért, illetve közölhetőségéért a felelősséget kizárólag a szerzők viselik.

## MAGYAR GEOFIZIKA

Kiadja: Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Telefon: 252-4999

Felelős kiadó: dr. Bodoky Tamás igazgató

Lombos Nyomda Kft., Budapest — Felelős vezető: Juhász Péter



Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél 1371 Budapest, Pf. 433., Telefon: 201-9815  
Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében. Megjelenik évente négyszer.

HU ISSN 0025—0120

---

*Főszerkesztő:* dr. Bodoky Tamás  
*Szerkesztő:* Tóth Lajos  
*Szerkesztőbizottság:* dr. Ádám Oszkár, dr. Ferenczy László, Kakas Kristóf, dr. Kis Károly, Verő László,  
Zelei András  
*Szerkesztőség címe:* Budapest, II., Fő u. 68. (1371 Budapest, Pf. 433)  
Telefon: 201-9815

---

A lapot

Magyarország legnagyobb médiafigyelője, a



» **OBSERVER** «

MAHIR OBSERVER MÉDIAFIGYELŐ KFT.

1091 Budapest, IX. Üllői út 51.

Tel.: 215-4713, 215-3421, 215-9932, Fax: 216-0688, 215-9934

[www.observer.hu](http://www.observer.hu)

rendszeresen szemlézi



## Tisztelt Kollégák !

### SZERVEZETI VÁLTOZÁSOK A MOL RT.-BEN

A MOL Rt. Kutatás—Termelési Ágazatában (KTÁ) 1995. július 1-vel befejeződött az utóbbi öt év harmadik nagyobb szervezeti átalakítása, amely az olajiparban dolgozó geozakemberek legnagyobb részét érintette. Míg az eddigi átalakulások során a szakmai egységek többnyire együtt maradtak, csak a névtábla változott, addig a mostani, több esetben, az évek óta együtt dolgozó csapatok megbontását, a szakemberek más szervezetekhez való áthelyezését is eredményezte. Ahhoz, hogy a jelenlegi átszervezés méretét és jelentőségét át tudjuk tekinteni, nézzünk egy kicsit az időben vissza.

1990-ben az akkor még „egyben” lévő OKGT-ből kivált a két fűrővállalat Kőolajkutató Vállalat (Szolnok) és Rotary Kft. (Nagykanizsa) néven és az ott dolgozó geozakemberek a Geofizikai Kutató Vállalathoz (GKV, majd GKE) kerültek. 1992-ben, a MOL Rt. (1991. október 1-i) megalakulása után a felszíni geofizikai mérések és az adatfeldolgozás a MOL Rt. tulajdonú Geofizikai Szolgáltató (GES) Kft.-be, a mélyfűrészi információszerzés: a karotázs (az értelmezési tevékenység nélkül), a geoszervíz, a kútvizsgálatok szintén a MOL Rt. tulajdonában lévő GEOINFORM Kft.-be került. Az értelmező geozakemberek szinte teljes egészében a KTÁ Kutatási—Művelési Igazgatóság (később, 1993 közepétől Kutatás—Mezőfejlesztési Üzletág) különböző szervezeteiben, elsősorban a Kutatási Főosztály (kb. 180 fő) budapesti, nagykanizsai és szolnoki egységeiben folytatták munkájukat. Lényegesen kevesebben ugyan, de geozakemberek kerültek az Igazgatóság Geoműszaki Kivitelezési Főosztályára és más igazgatóságokhoz (pl. Műszaki Fejlesztési Igazgatóság). Ezzel egyidejűleg az SZKFI önállósága megszűnt és (újra) OGIL néven integrálódott a Kutatási—Művelési Igazgatóságba, ahová a fentiekén kívül még a Művelési Főosztály, a Külföldi Vállalkozási Főosztály és a Bányamérési Osztály tartozott.

Az 1992 utáni változások szakmánk fenti módon kialakított egységét kevésbé érintették: egyes igazgatóságok üzletgá (pl. Kutatás—Mezőfejlesztési Üzletág), egyes szervezetek pedig ún. szolgáltató egységé alakultak (pl. OGIL, Műszaki Fejlesztési Központ). 1994 végén a MOL Rt. új vezérigazgatójának (dr. SZABÓ György), majd a KTÁ új vezetőjének (MAGYARI Dániel) kinevezése után, a megkezdett üzletági átalakítást és profiltisztítást folytatandó, indult meg a sokakat érintő, de szerencsére létszámcsökkentés nélküli, újbóli átszervezés, amelytől az új vezetés a következő alapvető célok elérését reméli:

- a nemzetközi olajüzletbe való hatékonyabb bekapcsolódást,
- az irányítási, operatív és szolgáltatási funkciók egyértelműbb elhatárolását,
- a szervezeti egységek felelősségi körének egyértelműsítését,
- az egységek teljesítményének objektívebb mérését és értékelhetőségét.

Az átszervezés során, mint szervezet, többek között megszűnt a legtöbb geozakembert foglalkoztató Kutatás—Mezőfejlesztési Üzletág (KMÜ) és az OGIL. A műszaki fejlesztés a decentralizálás során az üzletágak, illetve a szolgáltató szervezetek hatáskörébe került. Szakmánkat leginkább érintően a következő szervezetek jöttek létre (lásd szervezeti ábra):

üzletági szinten

- Hazai Kutatási Üzletág (igazgató: BARDÓCZ Béla)
- Külföldi Kutatás—Termelési Üzletág (igazgató: GERECS László)

szolgáltatói szervezet szinten

- Kutatás—Művelési Mérnöki Iroda (igazgató: dr. BÉRCZI István)
- Geoműszaki Kivitelezési Iroda (irodavezető: SIMON Balázs).

A *Hazai Kutatási Üzletág* kb. 40 fős, nagyrészt geológusokból álló csapata végzi a hazai szénhidrogén-kutatási tevékenység irányítását Reginális Geológiai, Dunántúli, Dél-Alföldi, Észak- és Kelet-magyarországi régió szakmai egységekkel és egy, az önálló gazdálkodásért felelős Tervezés—Gazdálkodás egységgel.

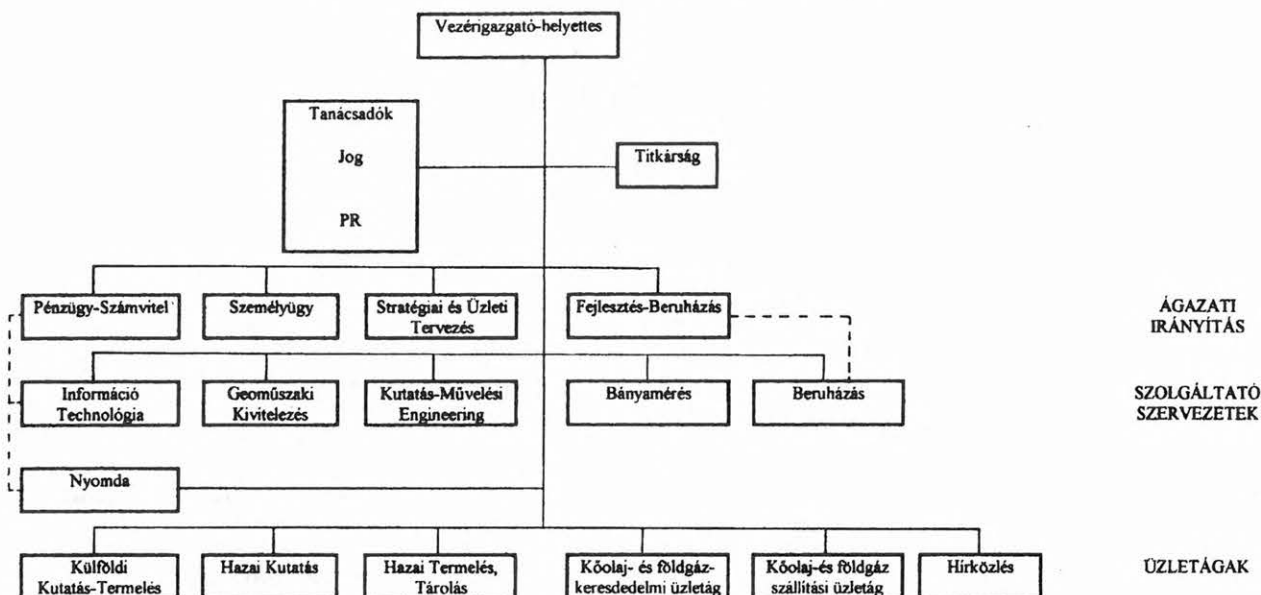
A *Külföldi Kutatás—Termelési Üzletág*, szintén kb. 40 fővel, a külföldi kutatás és termelés irányítását, felügyeletét látja el. Szervezetei: Tervezés—Gazdálkodás, Vállalkozás Előkészítés, Termelésfelügyelet egységek (termelési és művelési szakemberekkel), továbbá két geológiai régió, a FÁK országai és környezete, valamint Észak-Afrika és Közép-Kelet országai felosztásban.

A *Kutatás—Művelési Mérnöki Iroda*, amely az üzletági feladatok szakértői támogatását hivatott el látni, foglalkoztatja a volt Kutatási Főosztály és az OGIL szakembereit a következő szakmai egységekben:

Kutatási Engineering (kb. 160 fő, részlegvezető: SOMFAI Attila)

- Geológiai Osztály (kutatási és rezervoárgéológia)

## KUTATÁS-TERMELESI ÁGAZAT SZERVEZETE



- Felszíni Geofizikai Osztály (méréstervezés, geofizikai értelmezés, erőtér-geofizika, számítástechnika)
- Kútgeofizikai Osztály
- Művelési Engineering (kb. 150 fő, részlegvezető: dr. PÁPAI József)
- Művelési Osztály (műveléstervezés, tárolómodellezés, harmadlagos eljárások)
- Laboratóriumi Osztály (geológiai, áramlás-technikai, bányászati kémiai, tárolóvédelmi, korrózió- és környezetvédelmi)

A Tervezés—Gazdálkodás itt is önálló egységként funkcionál.

A Hazai Termelés—Tárolási Üzletág tevékenysége kiegészült a hazai művelés-irányítási funkcióval, amelyet a volt Művelési Főosztály szakemberei végeznek.

U.i. E sorok írása közben jelentették be, hogy ismét vezetőcsere lesz a MOL Rt. élén. Csak remélni merem, hogy mire a fenti változásokat olvassák kedves tagtársaim, azok még nem vesztik érvényüket.

*Ferenczy László*

### EIA CULPA...

Emlékeimben még él a májusi vándorgyűlés emléke, de — biztos ami biztos — előttem van a részletes program is, a hivatalos programfüzet 6. oldalán. A kevésbé, illetve teljes mértékben megbízható forrásból is egyértelműen az derül ki, hogy a Magyar Geofizika 36. évfolyama 1. számának 9. oldalán közölt vándorgyűlési beszámolóból valami kimaradt. Mivel folyóiratunk egyik célkitűzése, hogy hű

képet adjon az utókor számára tevékenységünkről, szeretném közölni, hogy a gyorsfényképes áttekintés után egy szakmai előadás is elhangzott, melynek címe „Nagy entalpiájú geotermikus rezervoárok kutatásának néhány szempontja a Kárpát-medencében” volt.

A társszerzők egyike, de mindhármuk nevében

*Verő László*

---

---

## A SZENIOROK BIZOTTSÁGÁNAK HÍREI

1995. május 10-én rendeztük a szeniorok 1995. évi baráti találkozóját a Magyar Geofizikusok Egyesületében. Az összejövetelen 35 tagtársunk vett részt. Az Egyesület vezetői is megtisztelték jelenlétükkel a találkozót: dr. KÉSMÁRKY István, a Magyar Geofizikusok Egyesületének elnöke üdvözölte a résztvevőket és megjelent dr. KISS Bertalan alelnök, valamint dr. FERENCZY László, a Magyar Geofizikusok Egyesületének titkára is.

A klubdélután résztvevői levélben üdvözölték dr. TÓTH Gézát, a magyar geofizikusok doyenjét, aki ez alkalommal nem jelenhetett meg személyesen, mivel hosszabb rokonlátogatáson Ausztráliában tartózkodik. Reméljük, hogy a legközelebbi rendezvényünkön már ismét körünkben üdvözölhetjük.

A Szeniorok Bizottsága ősszel tanulmányi kirándulást tervez a Celldömölk melletti Ság-hegyre, ahol EÖTVÖS Loránd az első torziós inga kísérleteit végezte. A tanulmányi kirándulás tervezett időpontja 1995. október 3.

*Aczél Etelka*

Írásunk megszületése után érkezett a nagyon szomorú hír, hogy Ausztráliában, családja körében váratlanul elhunyt dr. TÓTH Géza, a mindnyájunk által tisztelt és szeretett Géza bácsi.

Megőrizzük őt jó emlékezetünkben, nyugodjék békességben!



## GLASGOW — 1995 AZ EAEG 57. KONGRESSZUSA ÉS TECHNIKAI KIÁLLÍTÁSA AZ EAPG 7. KONFERENCIÁJA

Az EAEG 57. Kongresszusa és Kiállítása és az EAPG 7. Konferenciája, amely az egyesületeknek utolsó, még elkülönült rendezvénye volt, idén az egykor jobb napokat látott skót iparvárosban, Glasgow-ban került megrendezésre. Ezt a rendezvényt sok, az EAEG-ben egyébként szokatlan gond és nehézség előzte meg. Amikor ezt a várost az EAEG-ben szokásos öt éves előretartással kiválasztották, akkor még itt volt az északi-tengeri olajipar központja. Az olajipar időközben azonban átköltözött Aberdeenbe és az olajipari geofizika gyakorlatilag megszűnt Glasgow-ban. Glasgow-t azonban nemcsak az olajipar hagyta el, a város gazdagsága hajóépítő iparára és transzatlanti kereskedelmére épült, ezek közül az első világszerte válságban van, míg a másodikat átvették a gyorsabban fejlődő angliai városok. A gazdagságot sugárzó régi polgárházak nagy része ma üresen áll és a látogató a hanyatlás jeleit érezheti mindenfelé. Mindennek szomorú folyamánként aztán többen az eredeti helyi rendező bizottság (LOC) tagjai közül munkanélkülivé váltak, vagy más pályára, esetleg a világ más részére kényszerültek és nem vállalhatták tovább a már megkezdett szervező munkát. Már komolyan felvetődött egy új helyszín keresésének szükségessége, amikor az utolsó pillanatban aztán mégis sikerült egy megfelelő rendezőbizottságot verbuválni, amelynek kitűnő munkáját a rendezvény sikere bizonyította.

A város pillanatnyi hanyatlása persze nem jelentette a Nagy-Britanniára egyébként jellemző, kitűnő infrastruktúra hiányát is egyben. A Scottish Exhibition and Conference Center (SECC) és a vele összeépült Moat House International Hotel a legteljesebb mértékben megfelelt a rendezvény céljaira, nemcsak a rendkívül nagy technikai kiállítást voltak képesek egyetlen óriási kiállítócsarnokban elhelyezni, hanem a poszter szekció helyisége is lehetővé tette az összes poszter egyidejű bemutatását. El kell ismerni, hogy a külső megjelenésében nem túl impozáns SECC alkalmasabb helyszíne volt a rendezvénynek, mint akár a párizsi Kongresszusi Palota, akár a bécsi Austria Center.

A rendezvény regisztrált résztvevőinek száma 3708 fő és ebből a teljes hétre regisztráltak száma 2696 volt. Ezek a számok gyakorlatilag megegyeznek az 1994. évi bécsi rendezvény hasonló számával.

A rendezvény programja majdnem a szokásos foratókönyv szerint zajlott, egyedül a hétfő kora délutáni „Business Meeting” eltérő rendje utalt az egyesületek év elején végbement fúziójára és az új egyesület (EAGE) megalakulására. Az elnökség állás-

pontja ugyanis az volt, hogy Bécsben ezt a rendezvényt még az eredeti egyesületek (EAEG, EAPG) hirdették meg, tehát még az ő szervezésükben kell megrendezni. Az 1996-os amszterdami rendezvényt viszont itt Glasgow-ban már EAGE rendezvényként hirdették meg. A Business Meeting, vagyis az Egyesület éves közgyűlése már az új egyesület, a European Association of Geoscientists & Engineers első közgyűlése volt, aminek részét képezte az EAEG Division, vagyis a Nyersanyagkutató Geofizikusok Szakosztályának, illetve az EAPG Division, vagyis a Kőolajkutató Földtani Szakemberek Szakosztályának éves közgyűlése is. A közgyűlésen beszámoltak az egyesület, illetve a szakosztályok tisztségviselői az előző év eredményeiről és kiosztották az 1995. évi kitüntetések.

Ugyancsak a közgyűlésen ismertették az 1995. évi választások eredményét, ennek alapján az EAGE új alelnökévé Ali AK török geofizikust választották meg, ő a török geofizikai egyesület alelnöke és a török nemzeti olajvállalat alkalmazottja. A szakosztályoknál az EAEG új alelnöke Markku PELTONIEMI, a helsinki műegyetem tanára, míg az EAPG új alelnöke Mrs. R. JOHNSON-SABINE, az egyesület történetének első női tisztségviselője lett, ezenkívül még az EAEG-ben az átalakulással kapcsolatban lemondott Niel GOULTY professzor főszerkesztői helyét is be kellett újra tölteni, ezzel a feladattal Derek MARCH nyugdíjas angol kollégát bízták meg. További tisztségeknél a választás idén nem volt esedékes.

Az éves közgyűlést a rendezvény hivatalos és ünnepélyes megnyitása követte.

A megnyitón elhangzottak a helyi szervezőbizottság elnökének, az SEG és az AAPG elnökeinek, az Egyesület saját elnökének, valamint a szakosztályelnököknek az üdvözlő szavai. Üdvözlő beszédet mondott még George KYNOCH skót ipari miniszter és elhangzott egy úgynevezett „keynote” előadás is. Chris FAY, a Shell UK Ltd. vezére „The UK continental shelf—old opportunities and new frontiers” címmel az idén rekord szintet elért északi-tengeri kőolaj- és földgáztermelésről és az eredmények hátteréről beszélt.

A hétfői napot a Kelvin Grove múzeumban megtartott „icebreaker” fogadás zárta.

Kedd délelőtt volt a „managerial session”, az az előadássorozat, amelynek Ingbret GAUSLAND, az EAGE most távozó első elnöke azt a feladatot szánta, hogy a vállalati vezéreket odacsábítsa a rendezvényre legalább arra az egy napra, amíg fogalmat alkothatnak maguknak a kongresszus jellegéről és méreteiről. Éppen ezért idén is igyekeztek igen érdekesnek



ígérkező előadásokat megnyerni erre a délelőttre. A program a következő volt:

- The EU's Energy Policies with particular reference to hydrocarbons (J. M. MATERS, EU DG XVII)
- Europe's Future Energy Supply Opportunities and Challenges — The Role of Technology and Research Institutes (P. R. THOMASSEN, IKU Petroleum Research)
- Prospective Developments, Production and Revenues from the UKCS; 1995—2000: a Financial and Regional Simulation (A. G. KEMP, L. STEPHEN, University of Aberdeen)
- European gas reserves: a key to supply security in a growing market (B. CLEMENT, Elf Aquitaine)
- Environmental challenges in the western margin areas (A. NORREVANG).

Az előadások valóban nagyon érdekesek voltak, az érdeklődőknek a Magyar Geofizika szerkesztősége szívesen a rendelkezésére bocsátja különlenyomataikat.

Idén az elnökség engedett a szakmai programfelelősök nyomásának és lehetővé tette a „managerial session”-nel párhuzamos előadó szekciókat is. Így kedden délelőtt beindult a szokásos szakmai nagyüzem, amely a hét folyamán hat előadói szekcióban és a nagyon nagy területű poszter szekcióban folyt. A szakmai program kereteiben összesen 322 előadás (ebből EAEG: 232; EAPG: 90) hangzott el és 255 posztert (ebből EAEG: 160; EAPG: 95) mutattak be. Az előszekció során a programba felvett előadások, illetve poszterek úgynevezett „extended abstract”-jait (ez az előadás két nyomtatott oldal terjedelmű kibővített összefoglalása, amely ábrákat és irodalomjegyzéket is tartalmazhat) egy külön kötetben előre kiadták és a résztvevők a regisztráció tartozékaként megkapták.

Az EAEG előadói, illetve poszter szekciói (hogy hány ilyen és hány olyan volt, azt zárójelben jelölöm) a szokásos témák körül szerveződtek, úgymint:

Rock Physics/Thomography (2;1), Crustal/Ground Penetrating Radar/Environment (1;2), Interpretation (4;2), Data Acquisition (3;1), Migration (3;2), Modelling (2;1), Gravity and Magnetism (1;2), Processing (4;2), Electrical (1;1), Shear Waves/Anisotropy (2;1), Inversion(2), Borehole Geophysics/VSP (2;1), Engineering/Mining (1;1), Electromagnetics (1;1).

Ha a programot az előző évihez hasonlítjuk, akkor megállapítható, hogy szénhidrogén kutató szeizmika szokásos túlsúlya változatlan, és nem látszik a sekélykutatások terén régóta várt fejlődés sem. Az utóbbinak talán az EEGS (Environmental and Engineering Geophysical Society) európai szekciójának (EEEGS) megalakukása és 1995 szeptemberére meghirdetett első konferenciája az oka (erről 1994/3. számunkban már hírt adtunk).

Az EAPG szekcióinak témái a következők voltak: Integrated Basin Studies, Pressure Temperature and Fluid Flow (1;1), Basin Formation and Tectonics (2;2), Reservoir Monitoring and Management, Exploration and Production Case Histories (1;1), Basin Fill and Stratigraphy(1;1), Reservoir Rock and Fluid Properties, Hydrocarbon Generation and Accumulation(2;1), Advances in Sequence Stratigraphy, Re-

servoire Characterization (1;1), Chrono-, Ortho- and Sequence Stratigraphy (0;1), Reservoir Rock and Fluid Properties (0;1).

A szakmai programot négy workshop és három szakmai kirándulás egészítette ki. A szakmai programmal párhuzamosan egy külön előadóban folytak az üzleti bemutatók. Ez lényegében véve egy, a szakmai előadói szekciókhoz hasonlóan szervezett szekció volt, de az előadások célja általában egy-egy cég termékeinek előadásszerű bemutatása és reklámozása volt, így a felhasznált időért, amit előre meg kellett rendeljenek, az előadóknak fizetniük kellett.

A Glasgow-i nagy rendezvény másik része a nagyszabású geofizikai „Trade Show”, a kiállítás volt. Az óriási, egy helyiségben megrendezett kiállítás megszólalásig hasonlított a SEG hasonló kiállításaira. A kiállítás hasznosított alapterülete (amibe csak a kiállítás közlekedőfolyosók nélküli tényleges területét értjük bele) közel 4800 m<sup>2</sup> volt, ami rekord kiállítás méretet — na, és persze bevételt! — jelent az EAEG eddigi történetében. Ezen az alapterületen 190 kiállító volt jelen. A kiállításra általában jellemző volt, hogy a nagyon nagy alapterületű pavilonok eltűntek, még az olyan nagy cégek is, mint a Western vagy Geco-Prakla, megelégedtek szerényebb méretű „booth”-okkal, viszont nőtt a kis kiállítók száma. Úgy tűnik, hogy a nagyobb cégek körében végben integráció hatására ismét sok kicsi jelent meg a piacon.

A rendezvényhez természetesen idén is hozzátartozott az úgynevezett „social” vagyis a társasági program. Ennek elemei voltak az „icebreaker”-en túl a diákoknak rendezett fogadás, amely nagyon emlékeztet az MGE egykori Ifjúsági Ankétjai közül azokra, ahol vállalati, intézményi vezetők próbálták a szakma jövőjét felvázolni, a koncert, és a galaest. A koncerten hallhattuk a nagyon csinos Evelyn GLENNIE-t, a születésétől süket ütőhangszer-virtuózt és a Királyi Skót Nemzeti Zenekart. A galaesten pedig igazi skót ribizlibort és ribizlipezsgőt ihattunk. Bár a magam részéről én inkább a szőlőborok híve vagyok, azért mind a két alkalom nagyon jól sikerült sok skót dudával és vidámsággal.

Végül, mindent összefoglalva, megállapítható, hogy magyar elnök ide, magyar elnök oda, ez az utolsó EAEG kongresszus is egy nagyon jól rendezett és nagyon jól sikerült esemény volt, reméljük, hogy EAGE rendezvényként is folytatni tudja majd e jó hagyományokat.

### Magyar részvétel az EAEG—EAPG kongresszuson Glasgow-ban

Nem lenne teljes a beszámoló, ha a magyaroknak a glasgow-i kongresszuson való részvételére nem térnénk ki néhány sorban.

1994-ről 1995-re a kongresszus a hozzánk legközelebb eső helyszínről a lehető legtávolabbira ment, a magyar előadások száma ennek ellenére lényegében véve nem változott. Egy előadással és nyolc poszterrel, illetve egy kilencedik poszterben olasz társszerzővel szerepeltünk.

*Az előadás:*

1. BODOKY T., JÁNVÁRINÉ KÁNTOR I., TÍMÁR Z., TÓTH T. (ELGI—ELTE): Sekélyszeizmikus kutatások a neotektonika vizsgálatára  
Az előadást TÓTH Tamás adta elő, rendkívül jól!

*A poszterek:*

1. KÜMMER I., TAKÁCS E., PÁPA A. (ELGI—MOL): A különböző mélységű gázos rétegek jellemzése a Pannóniai medencében
2. TÁTRAI M., SÜLE S., VARGA G. (ELGI): A Dunántúli-középhegység „Bright Spot”-jainak nyíró hullámos vizsgálata
3. TÓTH T., BODOKY T., GILI L., LUKÁCSY J. (ELTE—ELGI): A sekélyszeizmikus reflexiós adatok feldolgozásának tapasztalatai
4. PRÓNAY Zs., HERMANN L., NEDUCZA B., PATTANTYÚS-ÁBRAHÁM M. (ELGI): Felszínközeli diszkontinuitások detektálása szeizmikus hullámokkal
5. KIS M., AMRAN A., DOBRÓKA M. (ME): Geoelektromos, refrakciós és szeizmikus felületi hullám mérések robusztus együttes inverziója
6. CSÖRGEI J., NEMESI L., KOVÁCSVÖLGYI S., MILÁNKOVICH A., VARGA G. (ELGI): A tellurikus és magnetotellurikus módszerek lehetőségei a mélyszerkezeti kutatásokban

7. BALÁZS E., KONCZ I. (MOL): Forráskőzet értékelés és termikus érettség a dél-alpi régió kibúvásaiban

8. KISS-PARCIU P., D. LŐRINCZ K., R. TÁTRAI M. (ELGI): A Pannóniai medence középső részének tektonikai fejlődése

és végül a közös poszter:

9. PATTANTYÚS-ÁBRAHÁM M., PICCOLO M., PRÓNAY Zs., TÖRÖS E., VERBÓCI J. (ELGI—társ-szerzők): Közelfelszíni geológiai szerkezetek kutatása.

Bár mindkét geofizikai tanszékünk képviseltette magát előadásokkal, megint szeretném elmondani, hogy nagy kár, hogy az úgynevezett „University Poster”-ek között nem szerepeltek, mert ez az egyetemnek jó reklám lett volna és erre egy diák kiutazási költségeit az EAEG-től meg lehetett volna szerezni. Egy poszter összeállítása talán megéri, hogy egy hallgató számára megnyíljon egy ilyen lehetőség.

A magyar részvétel kapcsán meg kell említeni még, hogy az ELGI, az egyetlen magyar kiállítóként, a kiállításon is részt vett. 1994-ben Bécsben úgy éreztük, hogy meg nem jelenésünknek kifelé nagyon negatív hatása volt, ezt 1995-ben el szeretnénk volna kerülni.

*Bodoky Tamás*



# A gerjesztett potenciál elvi alapjairól, különös tekintettel a porózus képződményekre<sup>1</sup>

DANKHÁZI GYULA<sup>2</sup>

A tanulmány az indukált polarizációs (IP) módszer alapkérdéseivel foglalkozik, különös tekintettel a porózus tárolókra. A kiindulási pont az, hogy az IP-t ionpolarizáció kelti. Ugyanakkor még nem publikáltak olyan elfogadott elméletet, amely az ionpolarizációra vonatkozó közefizikai paraméterekkel írná le az IP folyamatot. Az elmúlt közel ötven év alatt a szerzők vagy új, tisztázatlan, „ködös” fizikai paraméterekre, mint az „m” tölthetőség vagy az „FE” frekvenciahatás, építettek szubjektív modelljeiket, vagy már ismert fizikai paraméterekre, mint például a dielektromos állandó vagy a fajlagos ellenállás, próbálták rákényszeríteni az IP jelenséget. Ez utóbbi esetben elfogadhatatlanul nagy dielektromos állandóra vagy a komplex impedanciára volt szükség, de nem tisztázták megnyugtatóan az ezekhez kapcsolódó fizikai vagy elektrokémiai hátteret. Újabban sokan alkalmazzák a Cole-Cole modellt, mivel a sok paramétert tartalmazó (a fajlagos ellenállás függ az egyenárammal mért fajlagos ellenállástól, az „m” tölthetőségtől, az időállandótól, a frekvenciától és a frekvencia kitevőjétől) függvénykapcsolattal sokféle — sajnos szubjektív feltételeket is kielégítő — modell valósítható meg.

Először a szilárd-folyékony fázishatáron fellépő jelenségeket írjuk le, majd a porózus kőzetek, agyagok fajlagos ellenállását — vezetőképességét — tárgyaljuk. Ezután azt vizsgáljuk, hogy mi indokolja az új közefizikai paraméterek bevezetését.

Az alapgondolat az, hogy minden elektrolit — és elektrolittal telített kőzet is — jellemezhető a fajlagos töltéskapacitással, és ennek alapján három közefizikai paramétert vezetünk be. Az első a  $C_e$  ekvivalens töltéskapacitás (dimenziója F/m), amely információmentes szempontjából megegyezik a fajlagos vezetőképességgel és igazodik az SI egységrendszerhez. Az áramot közvetítő ionokat két csoportra bonthatjuk, mégpedig az indukált polarizációt keltő „kötött” ionokra és „szabad” ionokra. A kötött ionokkal definiált és az ionpolarizációra érzékeny paraméter a  $\kappa_{ip}$  (dimenzió nélküli) ionpolarizációs szuszceptibilitás. Ebből származtatható a szabad ionokra jellemző  $C_r$  relatív töltéskapacitás. A  $\kappa_{ip}$  megegyezik a már említett „m” tölthetőséggel és az „FE” frekvenciahatással. Ezzel tisztázódott ezen paraméterek fizikai jelentése.

A bevezetett új paraméterekkel az IP leírására kapott összefüggések összhangban vannak a tapasztalati megfigyelésekkel, és lehetőséget teremtenek a terepi és laborműszerek egységes hitelesítésére, függetlenül attól, hogy azok idő- vagy frekvenciatartományban működnek.

**Gy. DANKHÁZI: On the theoretical basis of induced polarization, with especial regard on porous rocks**

*Fundamental questions of the induced polarization method are discussed, with especial regard on porous reservoirs. The starting point is that IP is generated by ion polarization. At the same time, no widely accepted theory has been published yet which would describe the IP phenomenon using petrophysical parameters relating to ion polarization. In the last nearly 50 years authors either founded their subjective models on new unexplained vague physical parameters like chargeability (m) or frequency effect (FE) or tried to force the IP phenomenon on already known physical parameters like e.g. the dielectric constant or resistivity. In the last case unacceptably high dielectric constants or complex impedance was needed but the physical or electrochemical background associated with these was not satisfyingly explained. Recently the Cole-Cole model has been widely used because with a function having many parameters (the resistivity depends on the DC resistivity, the chargeability, the time constant, the frequency and its exponent) many different models can be described, unfortunately, models satisfying subjective requirements as well.*

*Firstly, the process taking place at the solid liquid phase boundary are described, then the resistivity (conductivity) of porous rocks and clay is discussed. After that, justification for introducing new petrophysical parameters is analysed.*

*The basic idea is that each electrolyte or electrolyte saturated rock can be characterized by specific charge capacity and based on this three petrophysical parameters are introduced. The first one is the equivalent charge capacity,  $C_e$  (its dimension is F/m) which bears the same information as the conductivity and fits to the SI system. The ions conducting the current are divided into two groups, the bound ions responsible for induced polarization and the free ions. The ion polarization susceptibility  $\kappa_{ip}$  (dimensionless) is defined by the bound ions and it is sensitive to ion polarization. The relative charge capacity  $C_r$  characteristic of free ions can be deduced from  $\kappa_{ip}$ .  $\kappa_{ip}$  equals to the already mentioned chargeability and frequency effect. Thus, physical meaning of these parameters have been explained.*

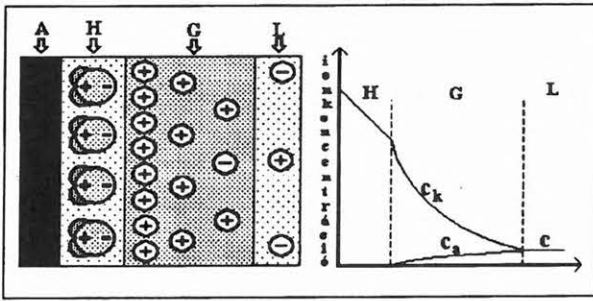
<sup>1</sup> Beérkezett: 1995. április 20-án

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Mielőtt a porózus tárolókban fellépő indukált polarizációs folyamatokkal foglalkoznánk, térjünk ki a szilárd és folyékony fázishatáron fellépő elektrokémiai folyamatokra, majd az agyagok és a porózus képződmények — homokok, homokkövek — fajlagos ellenállását (vezetőképességét) meghatározó néhány kérdésre. Az agyag komplexumot alkotó, főleg kémiai kötással egymáshoz illeszkedő lapocskák — rétegszilikátok — szabadon maradt felületein, a kapcsolódó atomok hiánya miatt szabadon maradt vegyérték elektronok negatív töltései, az agyag körül negatív potenciál mezőt alakítanak ki. Ezt a potenciál mezőt — a ma még sokak által elfogadott — kettős-réteg modellel szokás jellemezni, amelyet az 1. ábra bal oldala, az ioneloszlás változását pedig a jobb

hogy a  $c_k$  kation koncentráció az agyag felületétől távolodva exponenciálisan csökken, míg a  $c_a$  anionok száma a diffúz zónában fokozatosan nő, ahogyan ezt az 1. ábra mutatja.

Ennek a potenciál mezőnek a kialakításában lényeges szerepe van annak, hogy a lapocskák, de különösen ezek élének és sarkainak közelsége miatt, (a szomszédos atomok hiányában) a szabadon maradt vegyérték elektronok potenciál terei egymás erőterét erősítik, amelyet természetesen befolyásolnak a lapkákon belüli kémiai és fizikai potenciálok is. Igen jelentős a módosító hatása a lemezeket egymáshoz kapcsoló kémiai folyamatoknak, amelyek növelhetik, illetve csökkenthetik ezt az erőteret. Az agyagásványokat alkotó ~ 0,002 mm-nél kisebb szemcséket összekapcsoló kémiai kötőerők, — amelyek irányát és mértékét az elektroneutralitás elve, az anionok és kationok minimálpotenciál szerinti eloszlásra való törekvése határozza meg — nagyon eltérőek lehetnek. Ha pl. a lapkákon belüli fővegyértékek kiegyenlítették, a rétegeket  $H^+$  kötések kapcsolják össze. A kiegyenlítetlen kötődésnél, amikor az egyes atomok helyét nem azonos vegyértékű atomok foglalják el (pl. a Si atomot Al atom helyettesíti), és ha a negatív töltések mellett kiegyenlítetlen pozitív töltések — tehát vegyérték elektron hiányok — is jelen vannak, akkor a lemezek kapcsolódását főleg a van der Waals-erők határozzák meg. Amikor a rétegek komplexumokat — a szabadon maradt vegyérték elektronok miatt — a negatív töltés jellemzi, akkor ezeket ionkötések tartják össze, cserélhető kation, vagy szerkezeti víz beépülésével (stb.). E vázlatos áttekintésből is érzékelhető, hogy az agyagok elektromos tulajdonságait, következésképpen az agyagot körülvevő potenciálteret nagymértékben befolyásolja a lemezek szerkezeti elrendeződése — az igen nagy határoló és pórus irányú felületek — mellett a kémiai kötések jellege is, mivel nyilvánvalóan egészen más a hatása (pl. a pirofillitben) az elektrostatikus vonzást reprezentáló van der Waals-erőknek, mint (pl. a montmorillonitban) a lapocskákat összekötő szerkezeti víznek. Tovább bonyolítja a helyzetet az, hogy egy-egy jellegzetes szerkezet- és kötéstípus mellett a keletkezés idejétől és körülményeitől függően, különböző eloszlásban különböző kötéstípusok egyszerre is előfordulnak. Az agyag felületén — és pórusaiban — megjelenő potenciálmező tehát igen bonyolult, így napjainkban még nincs olyan modell, amely a szerkezeti sajátosságokkal, a kémiai kötések hatásaival, az ionsere folyamatokkal is számolni tud. A jövő feladata az lehet, hogy az 1. ábrán bemutatott ismert kettős-réteg modellt fogadjuk el kiindulásnak, — amely nagy vonalakban jellemző minden szerkezetre — és amelyeknek a kötéstípusoktól, az ionsere folyamatoktól való függését különböző laboratóriumi modell mérésekkel — a posteriori — pontosítjuk. A kettős-rétegek pontosabb megismeréséhez éppen az IP modellezéstől várhatunk új eredményeket, mivel — amint látni fogjuk — az IP amplitúdó-, frekvencia- és időfüg-



1. ábra. Kettősréteg az agyag felületén

Fig. 1. Electric double layer at the clay-electrolyte boundary

oldala szemlélteti. Az 1. ábrán az A agyag felületén közvetlenül — a vízmolekulák nagy dielektromos állandója miatt — néhány molekula vastagságú, H-val jelzett polarizált vízmolekula — Helmholtz-réteg található. A polarizált vízmolekulák szomszédságában helyezkedik el a kationokat tartalmazó ( $c_k$  kation és  $c_a$  anion koncentrációjú) G diffúz zóna — Gouy réteg —, amely az elektroneutralításra való törekvés következményeképpen jön létre, és amely a Nernst-törvény közvetítésével valósul meg. A Nernst-törvény szerint ugyanis, ha  $\langle c_d \rangle$ -vel jelöljük a diffúz zóna átlagos ionkoncentrációját, és  $c$ -vel a diffúz zónával érintkező folyadék L (elektrolit) ionkoncentrációját, akkor a diffúz zóna határán

$$U_k = \frac{R_g T}{qT} \log \frac{\langle c_d \rangle}{c} \quad (1)$$

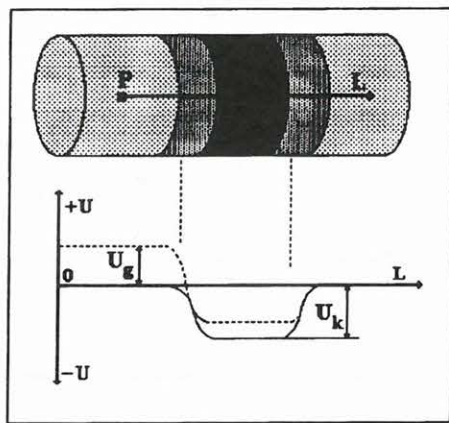
egyensúlyi potenciál lép fel, amelynek pozitív polaritása az agyag felőli oldalon van, így semlegesíti az agyag — vízmolekulák közvetítette — negatív potenciálját, a diffúz zónával határos L elektrolit felé. A képletben  $R_g$  a gázállandó,  $T$  az abszolút hőmérséklet,  $q$  a kationok töltése,  $F$  a Faraday-állandó. A diffúz zóna szerkezetére is különböző elméletek vannak, napjainkig még többnyire a kationok Boltzmann-statisztika szerinti eloszlását fogadják el, vagyis azt,



gése szoros kapcsolatban áll az agyag (fémszulfid, grafit) felületén kialakult kettősréteggel.

Ezek előre bocsátása után foglalkozunk röviden az agyagok áramvezetésével. A kristályos szerkezetű, elektromosan szigetelő ásványoknál — bár igen ritkán — de előfordulhat, hogy az áramot a Schottky- vagy a Frenkel-defektusból származó ionhiány vagy iontöbblet közvetíti. Valószínű azonban, hogy az agyagokon belül, — ahol a kristály lapocskák ebből a szempontból laza kapcsolatban állnak egymással — ilyen ionáram nem alakul ki, annál is inkább, mivel éppen ezek az ionok játszanak döntő szerepet az agyagásványok kémiai átalakulásában. Hogy mégis megemlítjük ezt az áramvezetési formát, annak az oka, hogy néhány irodalmi közlés, de hazai megfigyelés alapján is úgy tűnik, hogy az agyagon átvezetett relatív nagy áram (néhány mA/cm<sup>2</sup>) az agyagkomplexumon belül irreverzibilis kémiai folyamatot indít el. Ma még nem tisztázott az, hogy az elektromos áram milyen szerepet játszik az ilyen kémiai változásokban, egyelőre feltételezzük, hogy az IP mérésnél az agyagon átfolyó — viszonylag kis — gerjesztő áram csak elhanyagolható töredéke fordítódik kémiai átalakításra. Az áram döntő részét a pórusokban található ionok közvetítik, amelyek kétféleképpen juthatnak a pórusokba. Egyrészt az agyag által felvett vízzel, amely mindig tartalmaz ionokat, másrészt pedig a kémiai átalakulásokat kísérő ioncsere folyamatokkal, amikor nagy számú inaktív — ionatmoszférával leárnnyékolt — kation keletkezik. Az ionok mozgása a pórusokban azonban közel sem olyan egyszerű, mint az elektrolitekben, mivel az agyagkomplexumoknak a pórusok felé mutató potenciáltere is van, és ezek hatékony része már összemérhető a pórusok méreteivel. Az ionok így az agyag pórusaiban gyakorlatilag egy magas ozmózis nyomású diffúz (Gouy) zónában áramlanak. Ennek ellenére mégis elég jó az elektromos vezetőképességük, aminek valószínű oka az, hogy a teljes pórus térre kiterjedő kettősréteg potenciál elég homogén, így az ionoknak az áram közvetítéséhez csak kisebb potenciálszinteket kell átugraniuk, — amit a hőmozgás következtében könnyen megtehetnek —, másrészt pedig az, hogy a kémiai átalakulás során nagy mennyiségű ion szabadul fel, és a kémiai kötés szempontjából semlegesítődik, ami szintén a vezetőképesség növekedéséhez járul hozzá. Az agyagok vezetési mechanizmusa emlékeztet a fémes vezetésre, ahol a szabad elektronok a fématomok közös energiaszintjein szabadon mozoghatnak. Különbség a hőfüggésben van, a fémek esetében a hőmérséklet növelése valószínűsíti az elektronoknak az atomokkal való ütközését, így vezetőképességük csökken, az agyagoknál pedig növeli a különböző potenciálszintek átlépésének valószínűségét, következésképpen vezetőképességük nő. Az agyagokkal kapcsolatosan térjünk ki most még egy, a továbbiak szempontjából fontos kérdésre.

Kövessük a pórusban folyó áram útját azzal a feltételezéssel, hogy a pórust egy szakaszon agyag tölti ki, és a pórust egyszerűség kedvéért egy csővel modellezzük, amint ezt a 2. ábra szemlélteti. Ha a P pontból kiindulva a cső tengelyén haladva mérjük a P ponthoz viszonyított potenciált, akkor a kettősréteg eléréséig nem észlelünk potenciálkülönbséget, ahogy ezt a 2. ábra alsó részén a folytonos vonal

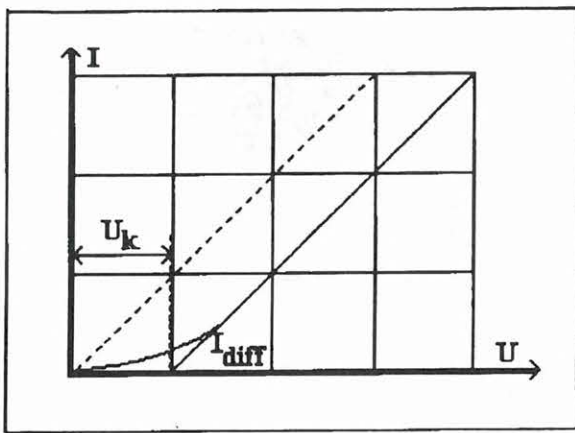


2. ábra. Agyaggal elzárt pórus modell, és a potenciál változása a póruson

Fig. 2. Tube model of a pore blocked with clay and the potential distribution along the pore

mutatja. Elérve a diffúz zónát az ionkoncentráció növekedése miatt (pl. 1. ábra) a potenciál az (1) összefüggés szerint fokozatosan csökken és az agyagban változatlan ( $U_k$ ). A második kettősrétegben a változás ellentétes irányú, végül továbbhaladva megszűnik a potenciálkülönbség. Ha a csőre  $U_g$  feszültséget kapcsolunk, akkor két eset lehet, és pedig ha abszolút értékben  $U_g < U_k$ , illetve ha  $U_g > U_k$ . Az első esetben az áram azonnal megindul — a kationok egy része belép az agyagba, illetve a másik oldalon elhagyja a diffúz zónát — azonban ez fokozatosan csökken, mert amikor teljesülnek az egyensúlyi feltételek, — tehát amikor a lecsökkent diffúziós potenciál egyenlő lesz a gerjesztő potenciállal —, második potenciállal már megakadályozza az ionok kilépését. Az egyensúlyi feltételek beállta után a diffúz zónából az agyagba került kationok csökkentik az agyag negatív potenciálját, ahogyan ezt a 2. ábrán — az  $U_k$ -nál abszolút értékben kisebb potenciált — a szaggatott vonal jelzi. Az ionátrendezés után az ionáram megszűnik. Ha felcseréljük a gerjesztő jel polaritását, akkor a folyamat az előzőhöz hasonlóan zajlik le, csak most a másik oldalról kerülnek az ionok az agyagba. Ebből viszont következik, hogy amennyiben  $U_g < U_k$  amplitúdójú változóáramot vezetünk a póruson — csövön — át, úgy a pórus vezetővé válik, vagyis a pórus változóáramú impedanciával jellemezhető. Ezt a jelenséget WARBURG már a múlt század végén észlelte, így ezt az irodalomban Warburg-impedancia néven szokták említeni. WARBURG megfigyelései szerint ez az impedancia közel a frekvencia négyzetgyökével fordítottan arányos. ( $W = (i\omega X)^{-1}$ ). Ha  $U_g > U_k$ , akkor a diffúz zónából már az összes ion beléphet az agyagba, ami ezáltal elveszti negatív töltését, az ionáramot semmi nem akadályozza. Az ionátrendezés után az áramot az elektrolit és az agyag sorba kapcsolt ellenállása határozza meg. A kettősréteg viselkedése tehát egyen- és váltóáramon eltérő, ezért gyakran (helytelenül) szétválasztják a kettősréteget és a Warburg-impedanciát [PELTON et al. 1983], amiben valószínűleg szerepet játszik az is, hogy a kettősréteg szerkezete igen bonyolult, ahogyan ezt a korábbiakban vázoltuk. Az agyaggal elzárt póruson átfolyó áram és feszültség függvénykapcsolatát a 3. ábra szemlélteti. A szaggatott vonal a ket-





3. ábra. Áram—feszültség függvény az elektrolit-agyag fázishatáron

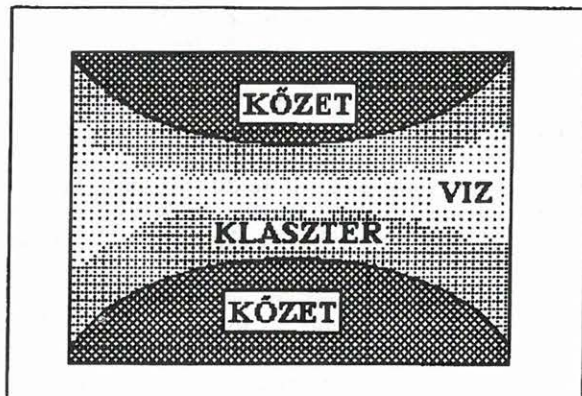
Fig. 3. Current as a function of potential at the clay-electrolyte boundary

$$I = \{ U(k) - U_k + U_{diff} \} / (R_w + R_{clay})$$

$$U(k) = U_k \text{ if } U < U_k \text{ and } U(k) = U + U_k \text{ if } U > U_k$$

tősréteg mentes lineáris függvény kapcsolatot mutatja, a folytonos pedig a ténylegest. Ahhoz, hogy az áram meginduljon,  $U_k$  túlfeszültséget kell kapcsolni a modellre (kőzetre). Sokan ezzel a túlfeszültséggel magyarázzák — jogosan — az IP kialakulását. Az  $U_k$ -nál kisebb feszültségnél fellépő áramot az ionok diffúziós mozgása okozza.

Lényegesen megváltoznak a potenciál viszonyok a szilárd—folyékony fázishatáron, amikor a kőzetalkotó szemcse méretek már meghaladják a 0,02 mm-t. Ekkor a szemcsék között már nem jönnek létre az agyagoknál említett kémiai kötések, a fővegyértékek a szemcsén belül kompenzálódnak, és jelentősen csökken a — térfogat egységre jutó — szemcse felület is, következésképpen megváltoznak a minimálpotenciál szerinti eloszlás feltételei is. A kőzetalkotók dielektromos — tehát dipólos — tulajdonságai kerülnek előtérbe. Ismeretes, hogy a pórusokat kitöltő víz relatív dielektromos állandója ( $\epsilon_r$ ) 80, ugyanakkor a kőzet (kvarc) szemcséké 3—4 körüli. Ez a több mint nagyságrendi különbség természetesen kihatással van a folyadék—szilárd fázishatáron tartózkodó dipólokra, mivel ezek dipól momentumai már nem tudják egymás erőtereit kompenzálni, az egyensúlyi feltételek pedig a két fázis közötti kölcsönhatás eredményeképpen teljesülnek. A minimálpotenciál szerinti egyensúly úgy alakul ki, hogy a vízmolekulák gerjesztik a szilárd fázis dipóljait, azokban másodlagos indukált — megnövekedett — dipólmomentumot hoznak létre, ugyanakkor a vízmolekulák egy energetikailag alacsonyabb szintre kényszerülve mezomorf állapotba kerülnek, vagyis a szemcse körül, jégkristály szerkezetű klaszter (Helmholtz-szerű) réteget alakítanak ki, amint ezt a 4. ábra szemlélteti. A klaszter zónában azonban — ennek kötöttebb szerkezete miatt — nagyon megnövekszik a viszkozitás, következésképpen lecsökken az ionmozgékonyosság, így a pórusokat kitöltő elektrolit  $\rho$  fajlagos ellenállása, amely azonos töltésű ionokat feltételezve a következő összefüggéssel adható meg:



4. ábra. Klaszter zóna a homokszemcse körül  
Fig. 4. Cluster zones around sand grain

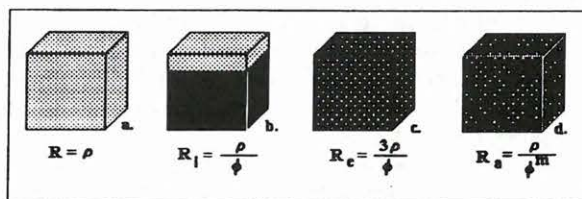
$$\rho = \frac{aF}{n^+ e (\mu^+ + \mu^-)}, \quad (2)$$

jelentősen megnövekszik. A képletben  $a$  az ionaktivitástól függő konstans,  $F$  a Faraday-állandó,  $n^+$  a pozitív ionok száma,  $e$  a vegyértéke,  $\mu^+$ ,  $\mu^-$  pedig a pozitív és negatív ionok mozgékonyága. Mivel a porozitás és a szemcsék belső felülete között megközelítőleg fordított arányosság van, a porozitás csökkenésével a pórustérből egyre nagyobb helyet foglal el a klaszter zóna — ennek vastagsága ugyanis nem változik lényegesen —, ami pedig a vezetőképesség csökkenését, illetve az ellenállás növekedését eredményezi. Az említett két szemcseméret (~0,002, ~0,02) között a kettősréteg és a klaszter zóna és ezek bonyolult kombinációi egyaránt megtalálhatóak.

A továbbiakban foglalkozunk a tiszta porózus (agyag- és hasadékmentes) tárolók fajlagos ellenállásával. Az 5. ábra négy, egységnyi térfogatú kőzetmodellt (1 m élhosszúságú kockát) mutat be, amelyből az 5a. ábra egy vízzel (elektrolittal) 100 %-osan telített modellt reprezentál. Amint ismeretes, ennek a modellnek az  $R_w$  fajlagos ellenállása

$$R_w = \frac{\rho l}{l^2},$$

ahol  $\rho$  az elektrolit fajlagos ellenállása,  $l$  a minta hossza, és  $l^2$  a felülete. Mivel  $l = 1$ , így



5. ábra. Porózus kőzet modellek. (a) elektrolit, (b) ideális, (c) elméleti, (d) Archie

Fig. 5. Porous rock models. (a) electrolyte, (b) idealized, (c) theoretical, (d) Archie

$$R_w = \rho, \quad (3)$$

vagyis a kocka ellenállása megegyezik az elektrolit fajlagos ellenállásával. A 5b. ábrán csak a modell egyik részét tölti ki az elektrolit, a másik része porusmentes tömör képződmény.

Ha az elektrolit csak a  $p$ -ed részét képezi a teljes  $l^2$  felületnek, következésképpen a teljes térfogatnak is, akkor az 5b. formáció ellenállása

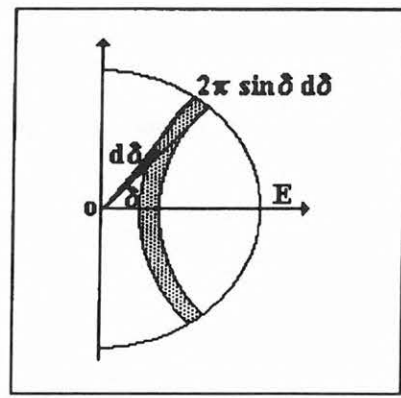
$$R_i = \frac{\rho}{\varphi}, \quad (4)$$

mivel a  $\varphi$  porozitás így adódik:

$$\varphi = \frac{pl^2l}{l^2l} = p.$$

A valóságos viszonyok azonban lényegesen eltérnek ettől a modelltől, mivel ebben az ionok mozgási iránya — a homogenitás miatt — egybeesik a térerő irányával. A valóságban azonban a közetszemcsék akadályozzák az ionok térerő irányú mozgását. (5c. ábra). A továbbiakban tegyük fel, hogy az elektromos térerő hatására a közetszemcsék akadályozó szerepe miatt az ionok minden irányba egyforma valószínűséggel mozoghatnak. Az ionok természetesen csak a térerő irányú  $2\pi$  térszögben mozognak, amelynek egy metszetét az 6. ábra szemlélteti. Könnyen belátható, hogy a  $\delta$  szöghöz tartozó  $d\delta$  szög által kijelölt felületen a  $v$  sebességű,  $q$  töltésű ionokból éppen  $2\pi qv \cos^2 \delta \sin \delta$  áram folyik át, a teljes áramot átlagolással kapjuk,

$$\langle j \rangle = \frac{2\pi qv \int_0^\pi \cos^2 \delta \sin \delta \, d\delta}{\int_0^\pi \sin \delta \, d\delta} = \frac{qv}{3},$$



6. ábra. Ábra az áramátlag számításához  
Fig. 6. Figure to compute the current average

ami azt jelenti, hogy a porózus képződményekben az ionok 100%-a csak formálisan vesz részt az áramvezetésben, az effektivitásuk azonban a közetszemcséken való ütközések miatt harmadára csökken. Ebből viszont következik, hogy a (4)  $R_i$  ideális ellenálláshoz viszonyítva az elméleti modell ellenállása háromszorosára nő, vagyis az  $R_e$  így írható:

$$R_e = \frac{3\rho}{\varphi}. \quad (5)$$

Az 5d. ábrán az Archie-formula szerinti modellt kívántuk szemléltetni, amely amint ismeretes, teljes víztelítettség esetén a következőképpen írható:

$$R_a = \frac{\rho}{\varphi^m}, \quad (6)$$

ahol az  $m$  a cementációs tényező. Néhány további következtetés céljából táblázatot állítottunk össze, amelyen a különböző képletekkel számított fajlagos ellenállást adtuk meg arra az esetre, amikor változik a porozitás, a cementációs tényező, a rétegvíz ellenállása pedig  $\rho = 1 \Omega m$ . A táblázatból néhány fontos következtetést lehet levonni.

$m$	$\varphi=5\%$			$\varphi=10\%$			$\varphi=20\%$			$\varphi=30\%$		
	$R_i$	$R_e$	$R_a$	$R_i$	$R_e$	$R_a$	$R_i$	$R_e$	$R_a$	$R_i$	$R_e$	$R_a$
1,367	20	60	60,0	10	30	23,3	5	15	9,02	3,33	10	5,19
1,4	20	60	66,3	10	30	25,1	5	15	9,52	3,33	10	5,40
1,478	20	60	83,7	10	30	30,0	5	15	10,8	3,33	10	5,93
1,6	20	60	120,7	10	30	39,8	5	15	13,1	3,33	10	6,86
1,683	20	60	154,7	10	30	48,2	5	15	15,0	3,33	10	7,59
1,8	20	60	219,7	10	30	63,1	5	15	18,1	3,33	10	8,73
1,913	20	60	308,2	10	30	81,8	5	15	21,7	3,33	10	10,0
2,0	20	60	400,0	10	30	100,0	5	15	25,0	3,33	10	11,1
2,2	20	60	728,2	10	30	158,5	5	15	34,5	3,33	10	14,1



Konzolidált szénhidrogén-tárolókban a cementációs tényező 10% körüli porozitás esetén  $m \approx 2$  értéket vesz fel, laza homokokban 30% körüli porozitásnál az  $m = 1,5$  körüli érték egyezik a tapasztalattal. Az természetes, hogy az  $R_i$  — ami tortuozitásmentes viszonyokat tükröz — minden esetben sokkal kisebb, mint az elméleti ( $R_e$ ), vagy a valóságot közelítő Archie-összefüggés ( $R_a$ ). Érdekes azonban az, hogy az elméleti úton számított fajlagos ellenállás éppen ellentmond a tapasztalatnak, mivel 10%-os porozitásnál  $m \approx 1,5$ -nél egyezik az elméleti érték az Archie-összefüggéssel, míg a 30% porozitáshoz  $m \approx 2$  érték tartozik. Ez az ellentmondás részben azzal magyarázható, hogy a porózus kőzetek tortuozitása kisebb, mint az elméletileg becsülhető, vagyis a kőzetalkotó szemcsék rendezetlensége — amit az elméleti modell nem vett figyelembe — javítja a folyadékáteresztő képességet.

A másik lényegesebb tényező, ami az ellentmondást okozza, az a klaszter réteghez kapcsolódik. A porozitás csökkenésével az átlagos szemcseméret is csökken, de sokkal kevésbé csökken a klaszter réteg vastagsága, mivel azt a dielektromos állandók viszonya határozza meg, ami pedig nem változik lényegesen. A pórusréből a szemcse által lefoglalt térrész és a klaszter zóna által elfoglalt térrész aránya így (lebegő szemcsét feltételezve) a szemcseméret csökkenésével a klaszter zóna javára a harmadik hatvány szerint nő. A klaszter zónának ez a viszonylagos nagy térfoglalása eredményezi azt, hogy a kisebb porozitású rétegekben az elméleti modell szerint várható fajlagos ellenállásnál lényegesen nagyobb ellenállás értéket kapunk, mivel az elméleti modell a klaszter zónát nem vette figyelembe. A szemcseméret növekedésével a tortuozitás is nő, ami szintén hozzájárul az ellenállás növekedéséhez annak ellenére, hogy a tortuozitás hatása kisebb, mint az az elméleti számítás alapján várható. Bár jelentéktelennek tűnik, mégis érdemes gondolni az ionok közti mágneses kölcsönhatásra is. Tudjuk, hogy az ionok töltésüktől és sebességüktől függő mágneses teret keltenek maguk körül. Ha az ionok párhuzamos pályán homogén térben mozognak — vagy rezegnek —, akkor mágneses kölcsönhatás nem lép fel, mivel minden ion azonos irányú mágneses teret kelt. Ellenben ha a köztiszemcsék eltérítik a párhuzamos iránytól az ionokat, akkor a szomszédos ionok mágneses terei egymás pályáit is módosítani igyekeznek, kölcsönösen fékezve egymás mozgását, ami szintén hozzájárulhat az ellenállás növekedéséhez. Igaz, hogy — figyelembe véve az ionok mozgékonytását és töltését — ez a kölcsönhatás rendkívül kicsi, de ha azt is figyelembe vesszük, hogy pl.  $1,0 \text{ m}^3$   $1,0 \Omega \text{m}$  fajlagos ellenállású NaCl oldatban  $10^{27}$  nagyságrendű ion van, akkor ezek összegzett hatása valószínűleg már nem hanyagolható el. (Bár a hozzáférhető irodalomban erre utalás nem történt).

Az agyag- és hasadégmentes víztároló porózus kőzetek fajlagos ellenállásának kialakításában tehát meghatározó szerepük van a szemcsék körüli klasztereknek, a tortuozitásnak jelentősége pedig a tapasztalat alapján kisebb, mint azt az elvi megfontolások alapján várnánk és valószínű, hogy az ionok közti mágneses kölcsönhatást sem lehet figyelmen kívül hagyni. Az elmondottakból még egy igen fontos következtetést lehet levonni, éspedig azt, hogy a

porózus képződmények fajlagos ellenállása sokkal inkább a kőzet struktúrájától (pl. porozitás, cementációs kitevő) függ, mintsem a pórufolyadék ionkoncentrációjától. Ez a megállapítás pedig azért nagyon fontos, mert ha az IP kialakulása az ionok polarizációjához kapcsolódik — és a tapasztalat ezt igazolja —, akkor azok az elképzelések, amelyek a fajlagos ellenállással — pl. azt komplex impedanciának tekintve — kívánják összefüggésbe hozni az IP folyamatot, aligha szolgálhatnak megnyugtató megoldást.

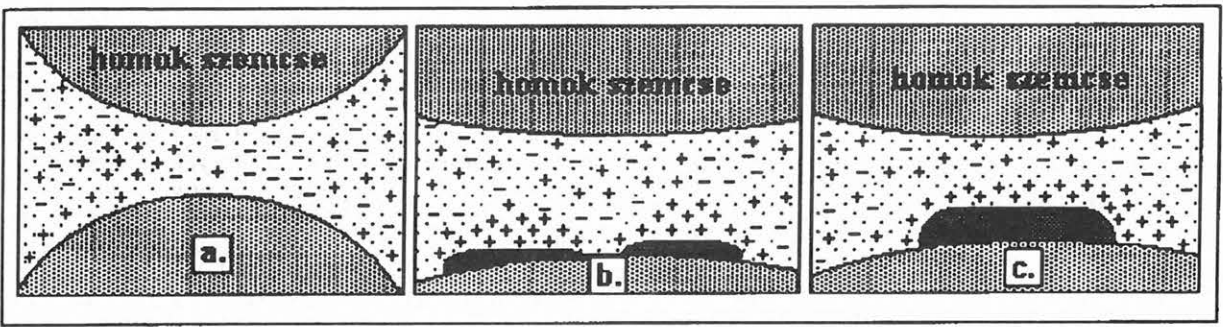
Lényegesen bonyolódik az áramvezetési mechanizmus akkor, ha a pórusokba agyag is települ. Az agyagos porózus tárolókban az agyag — mivel jó vezető — csökkenti a fajlagos ellenállást, megváltoztatja a tortuozitás és porozitás viszonyokat, és az agyag felületén megjelenő diffúzió zóna ionjai is hozzájárulnak az áram közvetítéséhez. Az ilyen tárolók bonyolultságát tükrözi azoknak az összefüggéseknek a nagy száma — ma már több mint ötven —, amelyeket a tárolók vezetőképességének a leírására kidolgoztak. Itt csak az 1968-ban publikált egyik legfontosabb modellt, a Waxman—Smith „kettős víz” modellt említjük, amely a vezetőképesség növekedését egy additív taggal veszi figyelembe, amelynek azóta több változata is ismeretes. Eszerint az agyagos formációk vezetőképessége a következő:

$$C_p = \frac{1}{F^*} (C_w + BQ_v), \quad (7)$$

ahol  $F^*$  a modell formációfaktora,  $C_w$  a pórus víz vezetőképessége,  $B$  hőmérsékletfüggő állandó,  $Q_v$  pedig a kationcsere-kapacitás ( $\text{meqv/cm}^3$ ). Itt most nem kívánunk agyagos formációk vezetőképességével foglalkozni, azonban az eddigi tapasztalatok azt bizonyítják, hogy a gerjesztett potenciál az additív taggal hozható kapcsolatba, így várható, hogy az agyagos formációk interpretációjához az IP sok új információval járul hozzá. Ez azonban a jövő feladata, az IP-t most csak általánosságban kívánjuk vizsgálni, így térjünk át a gerjesztett potenciál kialakulásával kapcsolatos fontosabb elképzelésekre.

A porózus képződményekben kialakuló IP-ről az irodalomban elég egységes az állásfoglalás. A pórusokat összekötő szűkületek — elsősorban a klaszter réteg miatt — akadályozzák az ionoknak a szűkületen való átjutását, így a szűkület egyik oldalán a pozitív, a másikon a negatív ionok halmozódnak fel, a pórus belsejében pedig csökken az ionkoncentráció — ahogyan ezt a 7a. ábra szemlélteti. A szűkület mentén tehát — a kondenzátorok feltöltődésére emlékeztető — ionkoncentrációs potenciál alakul ki. Az ionkoncentráció azonban nem nőhet korlátlanul, mivel a pozitív ionok ionkoncentrációs potenciálja segíti a negatív ionoknak a szűkületeken történő átjutását, és ami fordítva a negatív töltésű ionokra is igaz, ez végül is az egyensúlyi potenciálok által megszabott ionáram kialakulásához vezet. A gerjesztő áram kikapcsolása után ezen kis ionkoncentrációs elemek sokasága — sorosan és párhuzamosan kapcsolódva — kelti a gerjesztett potenciált, amely az ionok visszarendeződésével fokozatosan megszűnik. Mivel a szűkületek száma és mérete alapvető szerepet





7. ábra. Az IP kialakulása. (a) elektro-osmózis, (b) membrán, (c) ohmikus-diffúziós modell  
 Fig. 7. Development of IP (a) electro-osmotic, (b) membrane, (c) ohmic-diffusional coupling

játszik a permeabilitásban, várható, hogy az IP hasznos információt ad ennek meghatározásához. A permeabilitás és az IP közti függvénykapcsolatot COLLAR és GRIFFITHS [1976] homokkő mintákon vizsgálták, és következő függvénykapcsolatot találták:

$$m = \frac{0,33C_p^{0,45}}{(C_p^{0,45} + pK^{-0,34})(1 + C_p qK^{0,28})}$$

ahol  $m$  az IP mérésrel meghatározható tölthetőség (mV/V),  $K$  a permeabilitás milidarcy-ban,  $p$  és  $q$  empirikus konstansok. Az irodalmi hivatkozásokból ítélve valószínű, hogy ez az összefüggés általánosságban, minden porózus kőzetre nem alkalmazható — még akkor se, ha a  $p$  és  $q$  konstansok helyes megválasztásával néhány geológiai sajátosságot is figyelembe vehetünk — azt azonban mégis igazolja, hogy az IP permeabilitásfüggő.

Lényegesen nagyobb az ionpolarizáció, ha a pórusokban agyag is előfordul. Az agyagos formációkban a gerjesztett potenciál kialakulását az irodalom leggyakrabban a membrán polarizációval magyarázza. Amint ismeretes, a membrán polarizáció lényege az, hogy vannak olyan kémiai hártványok, membránok, amelyek az áramot közvetítő ionok egy részét zavaratalanul átengedik, más fajta ionoknak pedig fékezik, vagy megakadályozzák a mozgását. A membrán környezetében tehát ionkoncentráció változás alakulhat ki, ami a Nerst-törvény értelmében potenciálkülönbséget eredményez. A membránok mentén fellépő potenciál a következő összefüggéssel írható fel:

$$U_m = \frac{2kT}{q} \int_{m_1}^{m_2} T_{Na} d \ln(m\gamma), \quad (8)$$

ahol  $k$  a Boltzmann-állandó,  $T$  az abszolút hőmérséklet,  $q$  az ionok töltése,  $T_{Na}$  a membrán Na-ra vonatkozó átviteli száma,  $m_1$  és  $m_2$  a mólkonzentrációk (utóbbiak a kialakulás előtt és után),  $\gamma$  pedig az ionaktivitás. A modell szerint (7b. ábra) a pórusokba betelepült agyag negatív potenciálja fékezi az ionok egy részének a mozgását — megváltoztatva az átviteli számot, amely következtében olyan lokális ionkoncentrációs gradiensek alakulhatnak ki, amelyek a (8) összefüggés szerint kelthetik a gerjesztett potenciált.

A 7c. ábrán bemutatott (ohmikus-diffúziós) modell a membrán modelltől lényegesen eltérő módon magyarázza a gerjesztett potenciál kialakulását. Ha a pórusba települt agyag — áram irányba vett — átlagos hosszát  $\Delta l$ -el, az agyag melletti pórus átlagos keresztmetszetét  $\Delta s$ -el jelöljük, akkor az agyag melletti pórusfolyadék ellenállása

$$R_p = \frac{\rho \Delta l}{\Delta s}$$

Ha  $i$  áram folyik át a póruson, akkor az agyagbetelepülés mellett  $iR_p$  feszültség ébred. Ez a feszültség természetesen nem hagyja érintetlenül az agyagot körülölelő kettősrétegben található ionokat sem. A kettősréteg ionjai az elektroneutralitás követelményének megfelelően úgy rendeződnek át, hogy a kettősrétegen belül is éppen  $iR_p$  potenciálkülönbség lép fel (7c. ábra). Ha az  $iR_p$  potenciál meghaladja a kettősréteg potenciálját, akkor az ionátrendeződés már tovább nem folytatódik, hanem a betelepült agyag — a polarizált állapot fenntartása mellett — maga is vezetővé válik, csökkentve a pórus elektromos ellenállását. Ebből következik, hogy a gerjesztett potenciál az áram növelésével nem növelhető tetszés szerint, az agyagra jellemző áramsűrűségnél a telítődés jelei mutatkoznak, amelyet DACHNOV [1959] az 50-es években végzett laborméréseivel már kimutatótt. Mindkét modell akkor is alkalmazható, ha az agyagot pl. fémszulfid vagy grafit helyettesíti, a különbség abban van, hogy ezeknél a kettősréteg potenciál lényegesen nagyobb, így polarizációjuk lényegesen meghaladja az agyagok környezetében fellépő ionpolarizációt. Ezek után térjünk ki az IP-t érintő néhány igen fontos elvi kérdésre.

Kiindulásképpen először foglalkozzunk VINEGAR és társai [VINEGAR, WAXMAN 1984, valamint VINEGAR et al. 1986] munkáival, akik egy fontos összefüggést kaptak az IP és a kettős rétegekben szereplő  $Q_v$  kationcsere kapacitás között. Feltételezték, hogy az IP miatt az agyagos formáció komplex vezetőképességgel jellemezhető, amelynek komplex komponensét a (8) képlet szerinti membrán potenciálból származtatták. Ezen komplex komponensnek, valamint a (7) egyenletnek mint reális komponensnek a hányadosát tekintették az IP-re jellemző mennyiségnek, amely az  $m$  tölthetőséggel a következőképpen írható fel:

$$m = \frac{\lambda Q_v}{\varphi (C_w + BQ_v)},$$

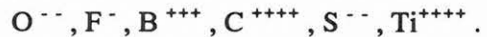
ahol  $\lambda$  az elektrolit ekvivalens vezetőképességétől és a kation átviteli számtól függő komplex vezetőképesség, a többi paraméter azonos az előzőekkel. Ez az összefüggés azért lenne fontos, mert így a  $Q_v$  ioncsere kapacitás mérésével is meghatározható lenne, amit eddig érdemben csak igen költséges magminták felhasználásával tudtak megadni. A rendelkezésünkre álló irodalom alapján azonban ennek az összefüggésnek az alkalmazására nem találtunk utalást, aminek valószínű oka az, hogy a gyakorlatban nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket. Az előzők alapján ez várható is. A szerzők a (8) összefüggésben szereplő transzfer számot a vezetőképességre vonatkoztatták, de — amint láttuk — az elektromos szempontból legegyszerűbb szerkezetű porózus képződmények vezetőképessége is sokkal inkább a közetstruktúrától (pl. porozitás, cementációs kitevő) függ, mintsem a porusfolyadék vezetőképességét meghatározó ionok számától, illetve mozgékonyaságától. A közetekben vezetőképesség alapján tehát nem ismerhetjük a tényleges átviteli számot, mivel valószínű, hogy a polarizációban azok az ionok is részt vesznek, amelyek hatékonysága a vezetőképesség szempontjából jelentéktelen. Az átviteli szám megváltozásából eredő ionkoncentrációs potenciálnak a membrán potenciállal való modellezése is — jobb híján — kényszerű (valószínűleg csak feltételeken alkalmazható) megoldásnak tűnik. További negatív példa lehet a komplex impedanciára a Cole-Cole modell, amelyet többnyire a következőképpen szoktak megadni

$$R(\omega) = R_{dc} \left[ 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right], \quad (9)$$

ahol  $R_{dc}$  az egyenáramon mért fajlagos ellenállás,  $m$  a tölthetőség,  $i$  a komplex egység,  $\omega$  a körfrekvencia,  $\tau$  az időállandó,  $c$  a frekvencia kitevő. Ebben az egyenletben elvileg minden paraméter külön-külön megmérhető, vagy a mérésekből számítható, azonban arról az egyenlet semmit sem árul el, hogy az egyes paraméterek milyen petrofizikai sajátságot takarnak. Azt sem tudhatjuk, hogy van-e valamilyen függvénykapcsolat az egyes paraméterek (pl.  $m$  és  $\tau$ ), vagy a paraméterek és a közet jellemzők (pl.  $m$  és porozitás) közt? Hogyan változnak a képlet paraméterei a hőmérséklettel? Mindezek együttesen azt sugallják, hogy a Cole-Cole modellben szereplő nagyszámú paraméter, továbbá a hőmérsékletfüggés miatt alig van lehetőség arra, hogy ebből az összefüggésből szubjektivitástól mentes megbízható földtani következtetésekre jussunk. A Cole-Cole függvénykapcsolat pedig igen hasznos segítséget adhatna az IP mérések értelmezéséhez, de csak akkor, ha sikerül a paraméterek petrofizikai jelentését tisztázni.

Amint az előzőekben láttuk, a dielektromos tulajdonságok közvetve befolyásolják a közetek elektromos viselkedését, azonban közel sem olyan mértékben, mint ezt sokan feltételezik. Több szerző — elsősorban labor mérések alapján — arra a következ-

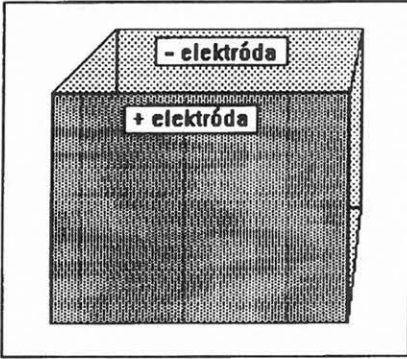
tetésre jutott, hogy az ioncsereelő agyagfélések rendkívül nagy „effektív dielektromos állandóval” rendelkeznek. SAMSTAG és MORGAN [1991] mérései szerint is egyes ioncsereelő agyakok dielektromos állandója a 0,1–1,0 meq/ml (CEC) tartományban  $10^5$ – $10^6$  értéket is felvesz, ami gyakorlatilag nehezen képzelhető el. Úgy tűnik, hogy ez a kísérleti eredmény csak a dielektromos állandó helytelen értelmezésének a következménye. Igaz, hogy nehéz ezt az értelmezést cáfolni, mert a dielektromos polarizációt a kristályokban, molekulákban, amorf anyagokban az ionos vagy kovalens kapcsolódás jellege nagymértékben meghatározza, mégis bizonyos — nagyságrendi — tájékoztatást kaphatunk a várható dielektromos állandóról, ha a közetalkotó atomok polarizációját külön-külön vizsgáljuk. Tudjuk, hogy a nemesgázok nem polarizálódnak, így jogos a feltevés, hogy a dielektromos polarizációt a vegyérték sávban tartózkodó elektronok keltik. Várható tehát, hogy a polarizációért felelős vegyérték elektronok számával arányosan nő az atomok polarizációja is. A valóságban azonban ez nem így van. Azok az atomok, amelyek a periódusos rendszerben a nemesgázok melletti oszlopban helyezkednek el, viszonylag gyengén polarizálhatóak, mivel ezeknél kevés a vegyérték sávban található elektronok száma. Hasonlóan gyengébben polarizálhatóak a periódusos rendszer ellenkező oldali oszlopában levő atomok is, mivel a nagyszámú elektronra nagy a mag vonzereje, ezáltal lecsökken az atomsugár, ezzel együtt a polarizáció is. Legjobban a periódusos rendszer középső oszlopában található atomok polarizálhatóak, ilyenek:



Ezeket az elvi következtetéseket a kísérletek igazolták, ami egyben azt is jelenti, hogy a dielektromos polarizációban a vegyérték elektronoknak van meghatározó szerepük. A felsorolt elemek a „C” és „O” kivételével viszonylag ritkán fordulnak elő a közetekben, de ha gyakoriak lennének, akkor is nehezen képzelhető el az, hogy a vegyérték elektronokkal egymáshoz kapcsolódó atomok polarizációja nagyságrendekkel haladja meg az atompolarizációt. Így el kell fogadnunk pl. KNIGHT és NUR [1987] által közölt eredményeket, amely szerint a közetek nagyobb részének a relatív dielektromos állandója ( $\epsilon_r$ ) 8-nál kisebb, agyakok esetében pedig 14 körül van. A dielektromos polarizációért tehát az elektronok a felelősek, amelyek mozgékonyasága  $10^{-3}$  nagyságrendű, az ioncsereelő közet formációk polarizációjában pedig minden bizonnyal az elektronoknál éppen 5–6 nagyságrenddel kisebb ( $10^{-8}$ ) mozgékonyaságú ionok játszanak szerepet, ami már sejteti azt, hogy az elektron- és ionpolarizáció egymástól (idő- és frekvenciafüggésben) igen eltérő folyamat. A kutatókat az kényszerítette a szélsőségesen nagy „effektív” dielektromos állandó bevezetésére, mert az elektrodinamikában jelenleg ez az egyetlen paraméter, amellyel az elektromos polarizáció jellemezhető. Ez a kényszerhelyzet csak akkor oldható fel, ha külön kezeljük a dielektrikumokat, és külön a közeteket. Sajnos azonban a geofizikában sincs olyan — általánosan elfogadott — petrofizikai paraméter, amely a

dielektromos állandóhoz hasonló módon jellemezni a közetekben kialakuló polarizációs (IP) folyamatokat. Ennek a dolgozatnak a célja ilyen paraméter, illetve paraméterek bevezetése.

Az új paraméter bevezetéséhez induljunk ki a 8. ábrán feltüntetett modellből, amely egy egységnyi térfogatú kockát kíván ábrázolni, amelynek két szemben fekvő oldala elektródnak van kiképezve. Ha ezt a modellt vákuumba helyezzük és  $U$  feszültséget kapcsolunk a két elektródra, akkor a két elektród úgy



8. ábra. Modell a térfogati töltéskapacitás bevezetéséhez  
Fig. 8. Model for introduction of volume charge capacity

viselkedik, mint egy kondenzátor, és rövid idő alatt  $U$  feszültségre töltődik fel. A két lemezen felhalmozódott  $q$  töltés pedig így írható:

$$q = CU,$$

ahol  $C$  arányossági tényező a kondenzátor kapacitása, amely megadja, hogy a kockát kitöltő fotonok közvetítésével mekkora töltés halmozódik fel a kondenzátoron 1 V feszültség hatására. Jelöljük a kocka élhosszúságát  $l$ -el — esetünkben  $l=1$  — és osszuk el az egyenlet mindkét oldalát az elektród felületével,  $l^2$ -el, ekkor a fenti egyenlet — a jobb oldal dimenzióját is kiírva — így írható:

$$\frac{q}{l^2} = \frac{C}{l} \cdot \frac{U}{l} \left[ \frac{\text{F}}{\text{m}} \right] \cdot \left[ \frac{\text{V}}{\text{m}} \right].$$

Ezután, ha meghatározzuk SI mértérendszerben hitelesített kapacitásmérővel a  $C$  kondenzátor kapacitását, akkor azt találjuk, hogy az éppen 8,8 pF, vagyis éppen  $\epsilon_0$ -val ( $8,8 \cdot 10^{-12}$ ), a vákuum dielektromos állandójával egyezik meg, ekkor a fenti egyenlet így írható:

$$\sigma = \epsilon_0 E \quad (10)$$

ahol  $\sigma$ -val az elektródokon fellépő felületi töltéssűrűséget jelöltük. Ezután végezzük el a következő gondolat kísérletet. Oldjunk fel kevés NaCl-ot a desztillált vízben, és töltsük meg vele a 8. ábrán látható kockát, és vonjuk be annak mindkét elektródját elhanyagolható vastagságú szigetelővel abból a célból, hogy az áram közvetítésében az elektródokon keletkező, illetve kompenzálódó ionok ne vegyenek részt. Az elekt-

romos térerő mindig kölcsönhatásba lép a töltésekkel akkor is, ha galvanikus kapcsolat nincs az elektródok és az elektrolit között, az ionáram tehát — ha feszültséget kapcsolunk a két elektródra — elvileg ebben az esetben is kialakulhat. Mivel nincs töltés emisszió, sem kompenzáció, az elektródokra kapcsolt feszültség a nyugalmi viszonyok közt egyenletes eloszlású ionkoncentrációt változtatja meg, a pozitív elektród környezetében a negatív töltések, a negatív elektródnál a pozitív töltésű ionok halmozódhatnak fel. A két elektród környezetében — félterében — tehát a kondenzátorok feltöltődésénél megfigyelhető folyamat zajlik le. Amikor már elegendő ion halmozódott fel ahhoz, hogy az elektródok potenciálját semlegesítsék, vagyis teljesülnek a potenciálokra vonatkozó egyensúlyi feltételek, akkor megszűnik az ionáram. Ha a térerőt növeljük, akkor egyre több ionra van szükség a térerő kompenzálására, és amikor már minden ion átrendeződött, akkor bekövetkezik a telítődés, a térerő további növelése már nem növeli az ionáramot. Most hívjuk segítségül a Gauss-törvényt, amely esetünkben azt mondja ki, hogy az áram irányában elmozduló ionok térfogati töltéseloszlása kifejezhető a ( $l^2$ -re vonatkoztatott) felületi töltéssűrűséggel, így joggal tételezhető fel, hogy a térfogat egységben található ionok mennyiségére jellemző  $\sigma$  felületi töltéssűrűség annál nagyobb lesz, minél nagyobb a telítődéshez tartozó térerő. Felírhatjuk tehát a következő arányosságot:

$$\sigma_t = C_t E_t, \quad (11)$$

ahol  $\sigma_t$  a telítéshez tartozó felületi töltéssűrűség,  $C_t$  arányossági tényező,  $E_t$  pedig a telítési térerő. A  $C_t$  tehát — összevetve a (10) egyenlettel — fajlagos kapacitás [F/m] dimenziójú és a térfogategységben található töltéskapacitást kifejező mennyiség. A most kapott összefüggéssel kapcsolatban hangsúlyoztuk, hogy csak gondolat kísérletről van szó, ennek pedig oka az, hogy a tényleges töltéskapacitás csak az  $E_t$  méréssel lenne mérhető, azonban már egy 10  $\Omega\text{m}$  fajlagos ellenállású NaCl elektrolit oldatnak is olyan nagy a fajlagos töltéskapacitása ( $C_t = 1,53 \cdot 10^6$  F/m), hogy az  $E_t$  telítési térerő meghaladja a millió V/m nagyságrendet. A térfogati töltéskapacitás így közvetlen méréssel nem határozható meg, talán ez az oka annak, hogy ezt a paramétert a geofizikában nem alkalmazták, annak ellenére, hogy ez a fizikában ismert mennyiség. Mivel a  $C_t$  fajlagos térfogati töltéskapacitást méréssel nem tudjuk meghatározni, más megoldást kell keresni ennek bevezetéséhez. Amint ismeretes, a fajlagos vezetőképességet ( $C_p$ ) — amit térfogati vezetőképességnek is nevezhetnénk — a  $j$  áramsűrűség és az  $E$  térerő arányával definiáljuk a következőképpen:

$$C_p = \frac{j}{E}, \quad (12)$$

a fajlagos vezetőképességet tehát egy egységnyi élhosszúságú, elektrolittal telített kocka vezetőképessége adja (8. ábra). A  $j$  áramsűrűség definíciója a következő:



$$j = \frac{q}{t^2} = \frac{\sigma}{t}, \quad (13)$$

ahol  $q$  most az átáramlott töltés mennyisége,  $t$  az árammérés időtartama,  $\sigma$  pedig a felületi töltéssűrűség. Ez utóbbi két képlet alapján  $\sigma$  — amely a Gauss-tétel közvetítésével szintén térfogati töltéssűrűségről reprezentál — a következőképpen írható:

$$\sigma = C_p tE. \quad (14)$$

Ha most összehasonlítjuk a (11) és a (14) egyenleteket, és ha ez utóbbinál figyelembe vesszük, hogy a vezetőképességet definíciója szerint  $t=1$  s alatt átáramlott töltésmennyiségre vonatkoztatjuk, akkor kézenfekvő, hogy létezik olyan feltétel, amely mellett — a nagyságrend áthidalásával — a  $C_t$  és  $C_r$  megegyezik. Ez viszont azt jelenti, hogy egy  $C_t$ -vel arányos mennyiség meghatározását ellenállás vagy vezetőképesség mérésére vezethetjük vissza, ami azzal az előnnyel is járhat, hogy az így bevezetésre kerülő töltéskapacitás nagyságrendileg is alkalmazkodik az egyéb ( $R$ ,  $E$  stb.) paraméterekhez, következésképpen az SI mértérendszerhez. Ilyen,  $C_t$ -vel arányos töltéskapacitást úgy vezethetünk be, hogy kiválasztunk egy vonatkozási elektrolitot, amelynek a nyugalmi töltéskapacitását egységnyinek tekintjük. A mélyfűrési geofizika gyakorlatából kiindulva, érdemes a töltéskapacitás egységének a tiszta, 1 S/m vezetőképességű, 25 °C hőmérsékletű NaCl oldatot választani. A 25 °C-os NaCl oldat választását tehát gyakorlati szempontok írják elő, az 1 S/m választását pedig a (14) egyenlet, mert ekkor áll fenn az, hogy (1 s alatt) 1 V/m térerő hatására 1 Coulomb töltés emittálódik az oxidáló oldalon és kompenzálódik a redukáló oldalon, vagyis 1 V/m térerő hatására 1 F/m töltéskapacitásnak megfelelő töltésmennyiség okoz ionátrendeződést. Ezt a töltéskapacitást a továbbiakban ekvivalens töltéskapacitásnak nevezzük, utalva arra, hogy a fajlagos vezetőképességgel azonos jellegű információt takar, és  $C_e$ -vel jelöljük. A különböző elektrolitok  $C_e$  töltéskapacitását a 25 °C-os NaCl ekvivalens értékre történő átszámítással határozhatjuk meg. A  $C_e$  értéke porózus képződményekben viszonylag egyszerűen számítható, ha ismerjük a porozitást, a cementációs kitevőt, a hőmérsékletet és az ionösszetételt. Ebben az esetben az Archie-formulából meghatározzuk a rétegvíz vezetőképességét, majd azt 25 °C-os NaCl ekvivalens elektrolitkorrigáljuk. Más közetekben  $C_e$  meghatározása már nem ilyen egyszerű, erre a későbbiekben mutatunk be példát.

A  $C_e$  ekvivalens töltéskapacitás bevezetésével további olyan új paramétereket definiálhatunk, amelyekkel újra értelmezhetjük a már bevezetett IP jellemzőket: az  $m$  tölthetőséget, a FE frekvenciaeffektust és tisztázhatjuk ennek fizikai jelentését is. Jelöljük a továbbiakban  $\theta$ -val az ionok térfogati töltéssűrűségét, amelyet az előzőek értelmében két csoportra bonthatunk, és pedig az IP-t előidéző, az elektrokémiai effektusok miatt mozgásukban korlátozott kötött ionokra, ezek térfogati töltéssűrűségét jelöljük

$\theta_b$ -vel, és szabad ionokra, amelyek töltéssűrűségét jelöljük  $\theta_f$ -el. Így

$$\theta = \theta_f + \theta_b. \quad (15)$$

Az előzőek alapján nyilvánvaló, hogy az IP értékét a kötött ionoknak, az összes ionhoz való viszonya alapvetően jellemezheti, így ezt az ionpolarizációra való érzékenységi arányt ionpolarizációs szuszceptibilitásnak nevezhetjük és  $\kappa_{ip}$ -vel jelöljük, amelynek a definíciója a következő:

$$\kappa_{ip} = \frac{\theta_b}{\theta}. \quad (16)$$

Hasonló összefüggést írhatunk fel a szabad ionokkal, amit jelölünk  $C_r$ -el, így

$$C_r = \frac{\theta_f}{\theta}, \quad (17)$$

amit relatív töltéskapacitásnak nevezünk. A (15), (16) és a (17) egyenletekből adódik, hogy

$$\kappa_{ip} = 1 - C_r, \quad \text{illetve} \quad C_r = 1 - \kappa_{ip}. \quad (18)$$

A kötött ionok jelenléte azt jelenti, hogy — eltérően a térerő hatására polarizálódó dielektrikum dipóljaitól — az áramot közvetítő ionoknak az ionpolarizációt előidéző részére a közeten belüli elektrokémiai potenciál is hat, így a közeteket már nem tekinthetjük divergenciamentesnek, és a bevezetett paraméterekkel [DANKHÁZI 1993] a következő összefüggés írható fel:

$$\text{div } E = \frac{\theta_b}{C_e C_r}.$$

A töltésmegmaradást leíró kontinuitási egyenlet pedig a következő:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \text{div } j = 0.$$

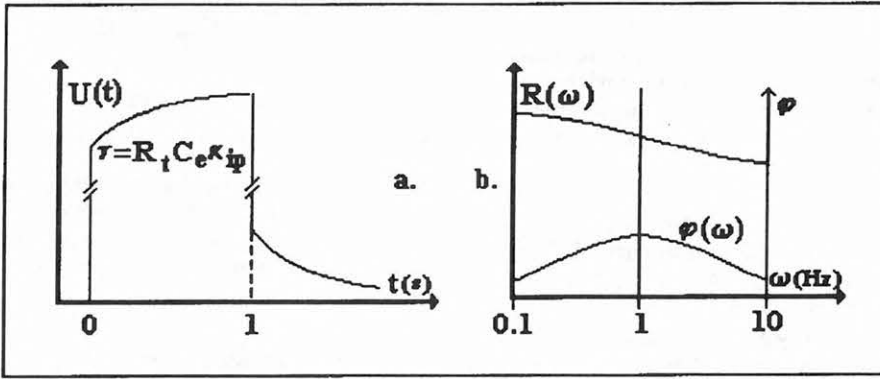
Ebből a két egyenletből meghatározhatjuk az  $U$  potenciál, valamint a most bevezetett paraméterek és a fajlagos ellenállás ( $R_t$ ) közötti függvénykapcsolatot. Ha feltételezzük, hogy az IP frekvencia tartományában a mágneses teret figyelmen kívül hagyva (mágneses tér rotációjától eltekintve) is jó becslést kapunk, ekkor az  $E$  térerő kifejezhető az  $U$  potenciál negatív gradiensével, továbbá kihasználva azt, hogy a szabad töltések térfogati töltéssűrűsége ( $\theta_f$ ) időben nem változik — egyenáramú áramgenerátor ( $I$ ) alkalmazásával — homogén izotróp közetben a következő összefüggést kapjuk:

$$U_g(r,t) = \frac{R_t I}{4\pi r C_r} \left[ 1 - \kappa_{ip} \exp - \left( \frac{t}{R_t C_r \kappa_{ip}} \right) \right], \quad (19)$$

ahol az AM elektród távolság  $r$  (B és N a végtelenben), és  $R_t$  az összes ion, tehát a szabad és kötött ionok összessége által jellemzett ellenállás. A polarizáció kialakulása és a gerjesztő áram kikapcsolása után pedig

$$U_m(r,t) = \frac{R_t I \kappa_{ip}}{4\pi r C_r} \exp - \left( \frac{t}{R_t C_r \kappa_{ip}} \right). \quad (20)$$

A potenciál időbeli változását a 9a. ábra szemlélteti, ahol  $\tau$ -val a gerjesztési és lecsengési szakaszban a potenciál változását meghatározó időállandót jelöltük.



9. ábra. (a) A potenciál változása az idő függvényében, (b) A kőzetellenállás és fázisszög változása a frekvencia függvényében  
Fig. 9. (a) Change of potential with time, (b) Variation of rock resistivity and phase angle with frequency

Most idézzük fel az H. O. SEIGEL [1959] által az IP jellemzésére bevezetett összefüggést, amelyet az elektrodinamika polarizációra vonatkozó elméletéből kiindulva kapott, és amely szerint a gerjesztő áram egy része a kőzeteket polarizálja — azaz elektromosan feltölti. A kőzeteknek ezt a tulajdonságát éppen ezért tölthetőségnek (chargeability) nevezte el és  $m$ -el jelölte, és amelyet a következő arány fejez ki:

$$m = \frac{U_m}{U_g}, \quad (21)$$

ahol  $U_g$  az IP méréseknél szokásos elektród elrendezéssel, az MN elektród páron a gerjesztő áram kikapcsolása előtt,  $U_m$  pedig közvetlen utána mért feszültség. Sajnos az elmélet csak általánosságban foglalkozik a polarizációval, így nem világos, hogy  $m$ -nek mi a közfizikai jelentése. Most térjünk vissza a (19) egyenlethez és írjuk azt fel a polarizáció kialakulása után — a gerjesztő áram kikapcsolása előtt —, ekkor

$$U_g(r,t = \infty) = \frac{R_t I}{4\pi r C_r},$$

ezután pedig a (20) egyenletet közvetlenül a gerjesztő áram kikapcsolása után,

$$U_m(r,t = 0) = \frac{R_t I \kappa_{ip}}{4\pi r C_r}.$$

Képezzük most az  $m$ -nek megfelelő arányt, akkor kapjuk, hogy

$$m = \frac{U_m}{U_g} = \kappa_{ip} = \frac{\theta_b}{\theta},$$

vagyis az  $m$  tölthetőség megegyezik az ionpolarizációs szuszceptibilitással, így tisztázódott annak közfizikai jelentése is, eszerint az  $m$  tölthetőséget a kőzetben található kötött és összes ion aránya határozza

meg. A váltóáramú megoldás

$$U(t,\omega,r) = \frac{I R_t}{4\pi r C_r} \cdot$$

$$\left[ \frac{\omega \tau \kappa_{ip} \exp - \left( \frac{t}{\tau} \right)}{\omega^2 \tau^2 + 1} + \left( \frac{\omega^2 C_r^2 \tau^2 + 1}{\omega^2 \tau^2 + 1} \right)^{\frac{1}{2}} \sin(\omega t + \varphi) \right],$$

ahol most is  $\tau = R_t C_r \kappa_{ip}$  jelölést alkalmaztuk az időállandóra, és ahol a  $\varphi$  fázistolás a következő:

$$\varphi = -\text{atn} \left( \frac{\omega \tau \kappa_{ip}}{\tau^2 \omega^2 C_r + 1} \right).$$

A 9b. ábra a kőzetellenállás és a fázisszög változását szemlélteti a frekvencia függvényében. Most idézzük fel az IP jellemzésére a frekvencia tartományban használt összefüggést a frekvencia effektust:

$$FE = \frac{U(\omega_1) - U(\omega_2)}{U(\omega_1)}, \text{ ahol } \omega_1 \ll \omega_2.$$

Határozzuk meg  $U(t, \omega, r)$  határértékeit:

$$U(t, \omega \rightarrow 0, r) = \frac{R_t I}{4\pi r C_r} \text{ és } U(t, \omega \rightarrow \infty, r) = \frac{R_t I}{4\pi r}.$$

Képezzük most ezekkel az  $FE$  frekvenciahatás értéket és használjuk ki a  $\kappa_{ip} = 1 - C_r$  egyenlőséget, akkor

$$FE = \frac{U(t, \omega \rightarrow 0, r) - U(t, \omega \rightarrow \infty, r)}{U(t, \omega \rightarrow 0, r)} = \kappa_{ip} = m = \frac{\theta_b}{\theta}.$$

Tehát az  $FE$  frekvenciahatás határértékben szintén a  $\kappa_{ip}$  ionpolarizációs szuszceptibilitást adja. Az irodalomban az  $m$  tölthetőséget és az  $FE$  frekvenciahatást külön paraméterként kezelték, és rendszerint a műszergyártók, a felhasználók tapasztalatai, szubjektív véleménye döntött abban, hogy melyik paramétert használják az IP jellemzésére.

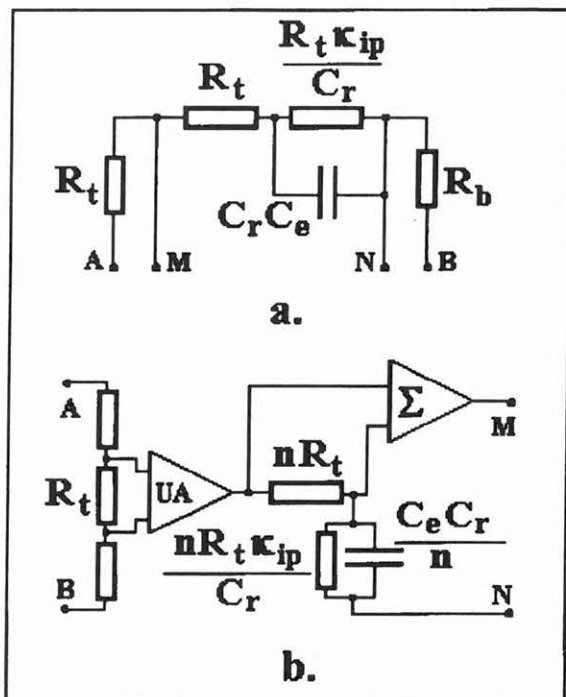
A most bevezetett paraméterek, és az ezekkel megadott — a homogén izotrop közetre vonatkozó — összefüggések lehetővé teszik olyan lineáris RC hálózat elkészítését, amellyel mind a laboratóriumi, mind pedig a terepi (felszíni és mélyfúrás) műszerek egységesen hitelesíthetők, függetlenül attól, hogy azok idő- vagy frekvenciatartományban működnek.

A 10a. ábra egy AMNB elektród elrendezéssel működő műszer hitelesítő egységét mutatja a paraméterek feltüntetésével. A 10b. ábrán egy, a gyakorlatban jobban hasznosítható megoldást mutat, ugyanis ha a közet által megszabott feltételekhez igazítjuk a hitelesítő egységet, akkor  $C_e C_r$  értéket igen nagyra kell választani, ami csak a hitelesítésre alkalmatlan (mF nagyságrendű) elektrolit kondenzátorral lenne megvalósítható. Az UA egységnyi erősítésű erősítő és a  $\Sigma$  összegző impedancia transzformációt tesz lehetővé, így az elektrolit kondenzátorok helyett hitelesítési célokra is alkalmas kondenzátorokat használhatunk.

A bevezetett paraméterekkel felírhatjuk a Cole-Cole impedanciát is, a mely a következő alakú:

$$R(\omega) = \frac{R_t}{C_r} \left[ 1 - \kappa_{ip} \left( 1 - \frac{1}{1 + i\omega R_t C_e \kappa_{ip}} \right) \right],$$

ahol az  $R_t/C_r$  éppen a közet egyenárammal mérhető fajlagos ellenállása,  $c$  frekvencia kitevőre pedig — az egyszerűsítő feltételek miatt —  $c=1$  adódik. Ha ezt az egyenletet összehasonlítjuk a (9) egyenlettel, akkor azonnal felismerhető a teljes egyezés azzal a döntő különbséggel, hogy ez utóbbi egyenletben ismerjük minden paraméter közetfizikai jelentését. Érdemes még egy megjegyzést tenni a képletekben szereplő  $\tau = R_t C_e \kappa_{ip}$  időállandóval kapcsolatban. Ebben a képletben  $R_t$  — az IP szempontjából — nagy frekvencián mért ellenállás mérésével,  $\kappa_{ip}$  pedig az előbbiek szerint meghatározható, a  $t$  időállandó pedig a lecsengő gör-



10. ábra. (a) IP hitelesítő hálózat, (b) ugyanaz impedancia transzformációval

Fig. 10. (a) Calibration network for IP, (b) the same with impedance transformation

ből vett mintákból számítható, vagyis a  $C_e$  az IP módszerrel is meghatározható. Végül az Archie-összefüggést helyettesítsük be az időállandó kifejezésébe, akkor

$$\tau = \frac{R_w C_e \kappa_{ip}}{\varphi^m}$$

vagyis, tiszta porózus közetekben, a  $\tau$  időállandó porozitásfüggő, míg  $\kappa_{ip}$  — az előzőekből következően — permeabilitásfüggő mennyiség. Az IP mérésektől tehát azt várhatjuk, hogy tiszta porózus — elsősorban kis permeabilitású (ahol  $\kappa_{ip}$  viszonylag nagy) — képződményekben jelentősen hozzájárulnak mind a permeabilitás, mind pedig a porozitás megbízhatóbb meghatározásához.

Végül írjuk fel a bevezetett paraméterekkel a Maxwell-egyenleteket:

$$\text{rot } H = C_{pf} E + \kappa_{ip} C_e \frac{\partial E}{\partial t} \quad \text{rot } E = -\mu_0 \mu \frac{\partial H}{\partial t}$$

$$\text{div } E = \frac{\theta_b}{C_e C_r} \quad \text{div } H = 0,$$

ahol  $C_{pf}$  az egyenárammal (a polarizáció kialakulása után) mért fajlagos ellenállás, további — kiegészítő — összefüggések a következők:



$$\operatorname{div} P = -\theta_b \quad P = \kappa_{ip} C_e E \quad C_r + \kappa_{ip} = 1$$

$$C_r = \frac{\theta_f}{\theta} \quad \kappa_{ip} = \frac{\theta_b}{\theta},$$

ahol az eddig még nem alkalmazott jelölések a következők:  $\mu_0$  és  $\mu$  a vákuum, illetve a közet mágneses permeabilitása,  $P$  pedig a polarizációs vektor.

A felírt Maxwell-egyenletek megoldásai — célszerűen megválasztott határfeltételekkel — adják az interpretációt segítő matematikai modelleket. Sajnos ennek a feladatnak a megoldásához az eddig közölt tanulmányok, a kidolgozott interpretációs eljárások csak részben — inkább csak ötletszerzés szintjén — használhatóak. A szimultán egyenletrendszer megoldásához kétféleképpen közelíthetünk. Először feltételezzük, hogy az IP frekvencia tartományában — az infrahang frekvencián — a mágneses tér nem befolyásolja lényegesen az ionáramot (vagyis az ebből adódó hiba elhanyagolható), ekkor  $H$  rotációjával nem kell számolni, így az egyenletrendszer egyszerűen a Poisson-egyenletre redukálódik, amelyben a potenciálfüggvény a térerőből gradiens képzéssel számítható. Ekkor homogén izotrop közetben a homogén (Laplace-) egyenlet általános, és az inhomogén (Poisson-) egyenlet speciális megoldásának összege adja a mérőelektrodokon mérhető potenciált. Ha réteghatárokat vagy fűrólyuk falat is feltételezünk, akkor a hagyományos ellenállásmérésekhez viszonyítva lényegesen megnőnek a peremfeltételekből adódó problémák. Számolni kell azzal, hogy a (pl. agyag—homokkő) réteghatárokon jelen lévő felületi töltéssűrűség által keltett túlfeszültség (3. ábra) miatt, már a potenciálfüggvények sem folytonosak a réteghatáron. Azt is figyelembe kell venni, hogy a térfogati töltéssűrűség által generált járulékos potenciál fázisban késik a gerjesztő áramhoz viszonyítva, így a felületi töltéssűrűség miatt keletkezett túlfeszültség csak ezt a fáziskésésben lévő potenciált növeli stb. Valószínű azonban, hogy a Poisson-egyenlet megoldásai csak feltételesen alkalmazhatóak, mivel a gerjesztő áram mágneses tere által okozott potenciálváltozások kedvezőtlen esetekben — különösen nagy mágneses permeabilitású közetben — nagyságrendileg megközelíthetik az IP okozta változásokat. A pontos megoldást tehát csak az előzőekben felírt Maxwell-egyenletekből származtatható hullámegyenletektől várhatjuk. Ilyen hullámegyenletek írhatók fel pl. retardált potenciálok módszerével, vagy a Hertz-vektor célszerű megválasztásával, valószínű azonban, hogy a korszerű számítógépes matematikai modellezés szolgáltatja a legkedvezőbb eredményeket. A peremfeltételek, ha lehet, még az előzőeknél is bonyolultabbak, mert az egyes rétegek mágneses permeabilitása is változhat. Itt érdemes egy nagyon fontos megjegyzést tenni. A hullámegyenletek megoldásai a mágneses teret is leírják, így a mágneses tér komponenseinek mérésével (pl. a magnetotellurikában használt mérőtekerccsekkel) az IP-re — következképpen a közet jellemzőkre — további információt gyűjthetünk. Ezt a lehetőséget SEIGEL és munkatársai már igyekeztek hasznosítani a mágneses IP mérések bevezetésével.

Az idézett és a nem idézett összefüggések, a nagyszámú tanulmány, doktori értekezések (pl. SEIGEL, TOURNIER [1972], COLLAR stb.) egyértelműen azt sugallják, hogy mind a felszíni, mind pedig a mélyfűrési geofizika számára az IP módszer gazdag információt tartalmaz, csak a benne rejlő lehetőségeket — pl. az elektromos és mágneses térerő idő- és frekvenciafüggését — egyelőre nem tudjuk kellő eredménnyel hasznosítani. Ennek alapvető oka az, hogy hiányoztak azok a petrofizikai paraméterek, amelyek köré egy egységes IP elmélet kialakulhatott volna, és ebből következik, hogy az idő- és frekvenciafüggés miatt az ellenállásméréseknél sokkal nagyobb információtartalmú IP módszer még napjainkban is — főleg a mélyfűrési geofizikában — többnyire a mellőzött eljárások közé tartozik. Hátráltatta az IP módszer elterjedését az is, hogy a megfelelő paraméterek hiányában nem készülhetett olyan hitelesítő modell, amellyel — a műszer működési elvétől függetlenül — azok egységes hitelesítése megtörténhetne, így érthető, hogy a különböző konstrukciójú, és különböző módon hitelesített műszerekkel mért terepi vagy labor mérési adatokból nehéz azonos következtetésekre jutni, vagy egységes szemléletet kialakítani. Igaz, hogy az irodalomban — különösen az orosz nyelvű publikációkban — elég sok labor mérési adatot közölnek, de ezek — a terepi mérések tapasztalatait is hozzávéve — még ahhoz sem elegendőek, hogy az IP módszerben rejlő lehetőségeket pontosan felbecsüljük. Ezt csak azután tehetjük meg, ha a publikált terepi és labormérési adatokat újra értékeljük, továbbá célszerűen kiválasztott modell- és közetmintákon laboratóriumban vizsgáljuk a bevezetett paraméterek közetek sajátságaitól (porozitás, permeabilitás stb.), az idő- és frekvenciától való függését, és a legkorszerűbb (hibaszámítási, statisztikai) módszerekkel értelmezzük azokat.

A közetek geológiai szerkezetére, milyenségi és minőségi sajátságaira vonatkozó következtetéseink annál megbízhatóbbak, minél több földtani információ, geofizikai mérési adat áll rendelkezésünkre, így az IP módszert is úgy kell tekinteni, mint ami (remélhetjük, hogy jelentősen) hozzájárul a földtani értelmezés megbízhatóságának növeléséhez. Azt várhatjuk, hogy az IP módszer a következő területeken szolgáltathat hasznosítható információt.

- *Környezetvédelem*: Eltemetett fémtárgyak kimutatása. Vegyszerrel, higannyal, szénhidrogénnel szennyezett területek behatárolása.
- *Felszíni geofizika*: A hagyományos ellenállásmérések helyett (VESZ, dipól-dipól stb.) is célszerű alkalmazni, mert a fajlagos ellenállás mellett az idő-, illetve a frekvenciatartományban további információt szolgáltat (pl. a réteghatárokon fellépő kettősréteg detektálásával stb.), ugyanakkor az elektronika mai fejlettsége mellett a műszerek árában mutatkozó többletköltségek már nem jelentősek. Új modellek és interpretációs eljárások kidolgozásával javítani lehet az érckutatás megbízhatóságát is.
- *Mélyfűrési geofizika*: Víz- és szénhidrogén-kutató fúrásokban az agyagtartalom, ioncsere kapacitás, permeabilitás pontosabb meghatározása, a porozitás, víztelítettség pontosítása várható. Érckutatató fúrásokban az érces zónák

kijelölése, esetleg egyes ércfajták megkülönböztetése is lehetséges. Szerkezetkutató fúrásokban a földtani rekonstrukció támogatása a tektonikai zónák, hasadékok, mikrorepedések karakterisztikus detektálásával.

- *Agrogeofizika*: A termőtalajok ioncsere kapacitásának, nedvességtartalmának és szivárgási tényezőjének meghatározása.

## HIVATKOZÁSOK

- COLLAR F. A., GRIFFITHS D. H. 1976: A laboratory study of the relationships between induced polarization, permeability and matrix electrical conductivity in Bunter sandstones. *Q. J. Eng. Geology* **8**, 57-63
- DACHNOV V. N. 1959: *Promiszlovaja Geofizika*. Moszkva
- DANKHÁZI GY. 1993: A new approach to induced polarization in porous rock. *The Log Analyst* **34**, 4
- KNIGHT R. S., NUR A. 1987: Geometrical effect in the dielectric response of partially saturated sandstones. *The Log Analyst* **28**, 6
- PELTON W. H., SILL W. R., SMITH B. D. 1983: Interpretation of complex resistivity and dielectric data. *Geophysical Transactions* **29**, 4
- SAMSTAG F. J., MORGAN F. D. 1991: Induced polarization of shaly sands: Salinity domain modeling by double embedding of the effective medium theory. *Geophysics* **56**, 11
- SEIGEL H. O. 1959: Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics* **24**, 3
- TOURNIER D. 1972: Elméleti és kísérleti kutatási eredmények a gerjesztett potenciál jelenség geofizikai alkalmazásának köréből (magyar fordításban). *Annali di Geofisica* **25**, 2
- VINEGAR H. J., WAXMAN M. H. 1984: Induced polarization of shaly sands — the effect of clay cunterion type. *The Log Analyst* **25**, 6
- VINEGAR H. J., WAXMAN M. H., BEST M. H., REDDY I. K. 1986: Induced polarization logging: borehole modeling, tool design and field tests. *The Log Analyst* **27**

# A földmágneses tér irányának változásai Magyarországon az archeomágneses mérések szerint<sup>1</sup>

MÁRTON PÉTER<sup>2</sup>

*A jelenleg rendelkezésre álló archeomágneses irányadatok mennyisége, minősége és időbeli eloszlása lehetővé tette, hogy az adatok feldolgozásával megrajzoljuk a földmágneses térirány évszázados változásának főbb vonásait Magyarországon az elmúlt mintegy 2000 évre vonatkozóan. A feldolgozás lényegében a mozgó ablak átlagolási módszer és egy (több lehetőségből kiválasztott) súlyozási séma alkalmazásából állt. Az eredmény az évszázados irányváltozás 2. ábrán bemutatott modellje, amely nagy hasonlóságot mutat a franciaországi archeomágneses irányadatok [BUCUR 1994] azonos feldolgozásával előállított, Franciaországra érvényes évszázados változási modellhez.*

**P. MÁRTON: Variations of the direction of the geomagnetic field in Hungary as revealed by archaeomagnetic measurements**

*The present quantity of archaeomagnetic directional data from Hungary for the last two millennia allows an analysis of these data in terms of the directional secular variation of the geomagnetic field over the given region. Applying the moving window technique and a weighting scheme described in the article a model of directional secular variation was obtained for Hungary (Fig. 2) which compares favourably with that derived from the French archaeomagnetic data for France by the same method.*

## Bevezetés

Az archeomágneses mérések tárgyai azok az általában agyagból készült kiegészítő vagy kiegészítő régészeti maradványok, amelyek diszlokáció nélkül vészték át az utolsó kiegészítő óta eltelt időt. Az ilyen objektumok az utolsó felmelegítést követő hűlés folyamán a lokális földi mágneses tér irányával párhuzamos, ún. thermoremanens mágnesezettségre (TRM) tesznek szert. A TRM nagy stabilitású remanens mágnesezettség, azaz eredeti irányát hosszú idő elmúltával is megőrzi és így felhasználható a földi mágneses tér múltbeli irányának rekonstrukciójára. A TRM irányának meghatározása szabvány paleomágneses módszerekkel történik. A mérések nyomán egy-egy objektumra jellemző mágneses irányt kapunk, amelynek szórását, illetve FISHER [1953] nyomán pontosságát ( $k$ ) és konfidenciaszögét ( $\alpha_{95}$ ) is meghatározzuk. A TRM korát általában a vizsgált objektum (pusztulási) korával azonosítjuk, amelyre nézve legtöbbször régészeti módszerű becslésekre vagyunk utalva. Ezek bizonytalansága (sajnos) sokszor igen nagy (akár néhány száz év) is lehet.

E rövid összefoglaló célja egyrészt a történelmi korokra eső magyarországi archeomágneses irányadatok bemutatása, másrészt ezek értelmezése a földmágneses tér helyi évszázados változásának szempontjából (az előzményekre nézve I. MÁRTON 1990).

## Az archeomágneses adatok

Országnyi nagyságú területen mért archeomágneses irányok időben rendezett sorozata egy centrális helyzetű mágneses obszervatórium idősorának múltbeli folytatásaként tekinthető. Az obszervatóriumi adatsorokkal összevetve azonban az archeomágneses adatrendszer egyrészt jóval pontatlanabb, másrészt nem folytonos, időben egyenetlen eloszlású és jelentős hézagokat is tartalmazhat. Mindezen hátrányok ellenére egyedül az archeomágneses adatrendszer alkalmas arra, hogy értelmezésével a földmágneses tér korábbi, az obszervatóriumi észlelések megkezdése előtti változásairól képet alkossunk.

Az archeomágneses adatok bizonytalanságának két fő oka van. Az egyik a TRM irányának különféle, itt nem részletezett hatásokra visszavezethető kisebb-nagyobb eltérése az egykori, helyi földmágneses tér irányától. A másik a TRM korának pontatlansága, amely az archeológiai keltezés bizonytalanságából fakad. A bizonytalanságok sajnos a jelenlegi archeomágneses adatok velejárói, csökkentésük koronként több, alkalmas és jól datált újabb objektum vizsgálatával lehetséges.

Az 1995 májusáig mért, régészeti korokra keltezett archeomágneses irányadatokat az 1. táblázat tartalmazza. Az 1. táblázatban a mintavételi helyeket közelítő földrajzi koordinátaikkal adtuk meg. Az archeomágneses irányadatokat a helyi középírányokból centrikus dipóltér feltételezéssel Budapestre ( $\varphi = 47,5^\circ$ ,  $\lambda = 19,1^\circ$ ) számítottuk át. Szerepelnek még a  $k$  és  $\alpha_{95}$  statisztikai paraméterek és az adat archeológiai korát jelző időintervallum naptári években. A táblázat utolsó hét tétele közvetlen megfigyelési adatokból szelektált, nem archeomágneses eredmény.

<sup>1</sup> Beérkezett: 1995. június 12-én

<sup>2</sup> ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

$\varphi$ (°)	$\lambda$ (°)	N/n	D	I	k	$\alpha_{95}$	Age range
47.68	16.62	6/34	347.7	67.4	188	4.9	-250 -150
		4/24	359.7	67.9	645	3.6	-150 -50
46.38	17.97	14/28	1.6	60.3	1143	1.2	-50 50
		14/28	7.6	61.6	1078	1.2	-50 50
47.50	19.10	4/4	353.2	64.9	191	6.7	0 100
46.85	16.58	7/17	355.6	58.0	347	3.2	85 117
		6/12	349.4	63.2	280	4.0	85 117
47.50	19.10	7/7	348.8	58.2	543	2.6	100 200
47.58	16.87	5/15	7.0	62.2	270	4.7	100 300
		5/10	358.8	61.2	586	3.2	100 300
47.50	19.10	6/6	356.8	58.3	340	3.6	150 300
		5/5	7	54.6	218	5.2	150 300
47.12	18.30	3/3	358.4	56.4	201	8.7	200 300
47.68	16.62	10/11	355.8	60.3	416	2.4	200 300
46.70	17.20	3/5	2.7	62.2	1359	2.7	340 360
48.18	22.52	4/6	1.9	61.4	389	4.7	375 425
46.85	16.58	8/15	352.4	56.5	138	4.7	350 450
47.68	16.62	8/8	3.8	64.2	250	3.5	375 500
46.70	17.20	4/14	4.5	59.1	437	3.7	450 460
45.92	18.68	3/6	346.2	69.6	1142	3.6	600 800
		5/10	351.5	71.0	345	4.1	600 800
		5/10	356.4	73.4	558	3.2	600 800
		7/13	350.1	69.8	311	3.3	600 800
		10/10	352.5	70.4	823	1.7	600 800
		6/12	3.5	73.2	335	3.7	600 800
46.90	18.07	10/28	346.1	72.3	673	1.9	660 780
		3/6	358.2	66.5	3223	2.2	660 780
		7/14	353.6	71.0	429	2.9	660 780
		3/5	341.6	69.5	272	7.5	660 780
		4/7	357.1	72.4	1043	2.8	600 800
		5/10	357.7	69.5	414	3.8	600 800
47.40	17.00	4/11	342.4	69.7	556	3.9	700 900
		4/21	2.3	71.7	480	4.2	700 900
48.30	21.78	9/15	353.6	70.0	401	2.6	800 900
		10/10	4.5	70.1	238	3.2	800 900
48.30	21.78	8/8	351.8	71.3	243	3.6	700 900
		6/6	344.5	69.6	795	2.4	700 900
		6/6	352.6	72.7	1356	1.8	700 900
		8/13	14.8	64.2	329	3.1	900 1000
		8/8	22.8	66.2	482	2.5	900 1000
		10/10	18.7	68.6	271	2.9	900 1000
47.68	16.62	4/4	8.8	69.8	248	5.8	900 1000
		8/8	28.5	69.3	158	4.0	900 1000
46.58	17.67	7/7	11.0	70.3	274	3.7	900 1000
		8/8	10.3	68.6	675	2.1	800 1000
		5/5	14.0	70.6	734	2.8	800 1000
		7/7	12.6	69.2	601	2.5	800 1000
48.27	20.75	9/18	20.3	68.8	376	2.7	900 1000
		6/12	7.1	66.3	923	2.2	900 1000
47.73	16.52	8/32	22.6	68.5	497	2.5	895 1045
46.50	17.62	10/10	21.0	63.6	198	3.4	900 1100
		8/8	21.7	67.1	201	3.9	900 1100
47.40	16.74	5/7	24.4	66.2	60	3.8	1000 1050
		4/8	32.5	67.8	135	7.9	1000 1050
		4/11	34.6	64.4	255	5.8	1000 1050
		4/14	29.0	67.7	58	12.1	1000 1050
47.68	16.62	5/10	17.3	64.7	184	5.6	1000 1100
		6/12	17.6	66.9	308	3.8	1000 1100
		5/10	22.3	66.3	1642	1.9	1000 1100
47.58	16.86	9/27	18.6	69.7	246	3.3	1000 1100
		5/16	20.8	68.8	82	8.5	1000 1100
		4/13	18.2	62.9	171	7.0	1000 1100
47.40	16.68	8/28	19.1	63.7	739	2.0	1000 1100
		15/52	17.7	64.7	251	2.4	1000 1100
46.50	20.08	11/11	23.2	64.3	442	2.2	1075 1125
		6/10	16.4	62.1	347	3.6	1100 1150
47.50	19.10	5/10	13.6	66.7	716	2.9	1100 1150
		5/5	9.6	59.9	613	3.1	1100 1150
		4/4	16.2	60.7	450	4.3	1100 1150
		5/5	6.9	61.3	484	3.5	1100 1150
		6/6	15.6	62.7	471	3.1	1100 1150
		5/5	13.3	61.0	757	2.8	1100 1150
		5/10	12.9	58.6	1224	2.2	1100 1150
		6/6	17.0	59.7	730	2.5	1100 1150
		9/9	15.6	60.7	162	4.1	1100 1150
		5/15	13.0	61.8	933	2.5	1100 1150
47.63	16.74	12/71	12.4	62.9	433	2.1	1170 1200
		8/12	18.3	58.9	296	3.2	1170 1200
		10/12	20.2	59.1	222	3.2	1170 1200
47.50	19.10	8/16	14.1	58.2	1608	1.4	1160 1240
47.50	19.10	12/12	12.9	57.0	474	2.0	1242 1258
47.78	19.00	6/12	10.6	59.6	659	2.6	1240 1260
46.72	20.20	24/53	16.2	56.4	253	1.9	1280 1320
47.50	19.10	16/28	6.1	58.1	187	2.7	1340 1360
47.80	18.90	5/8	4.8	59.8	292	4.5	1375 1425
		10/15	3.4	62.2	458	2.3	1375 1425
47.23	16.63	5/10	8	61.1	1758	1.8	1390 1410
		5/9	356.4	63.4	467	3.5	1400 1420
		11/24	352.1	62.8	706	1.7	1410 1430
47.65	18.37	12/24	358.0	72.6	514	1.9	1450 1500
		4/4	354.0	66.5	151	7.5	1450 1500
47.78	19.00	8/8	5.9	67.5	374	2.9	1538 1570
		6/6	7.3	66.9	627	2.7	1538 1570
		6/8	5.0	65.5	423	3.3	1538 1570
		3/6	5.2	68.6	1848	2.9	1538 1570
46.92	19.92	11/11	16.7	67.1	430	2.2	1591 1606
47.50	19.10	11/22	6.4	71.0	794	1.6	1530 1690
		6/12	5.9	69.7	647	2.6	1530 1690
		7/14	10.9	68.3	344	3.0	1530 1690
46.80	17.43	9/17	359.6	71.4	525	2.2	1620 1680
		9/17	10.5	71.0	533	2.2	1620 1680
46.93	20.25	10/10	353.9	67.1	335	2.8	1600 1700
47.50	19.10		350.0	68.0	100000		1699 1701
			344.5	66.3	100000		1779 1781
			347.7	63.5	100000		1849 1851
			350.7	62.7	100000		1874 1876
			352.9	62.3	100000		1899 1901
			359.6	63.6	100000		1949 1951
			1.6	64.0	100000		1989 1991

1. táblázat. Budapestre redukált archeomágneses irányadatok Magyarországon (1995. májusi állapot) és hét kiválasztott közvetlen megfigyelési adat (a táblázat végén)

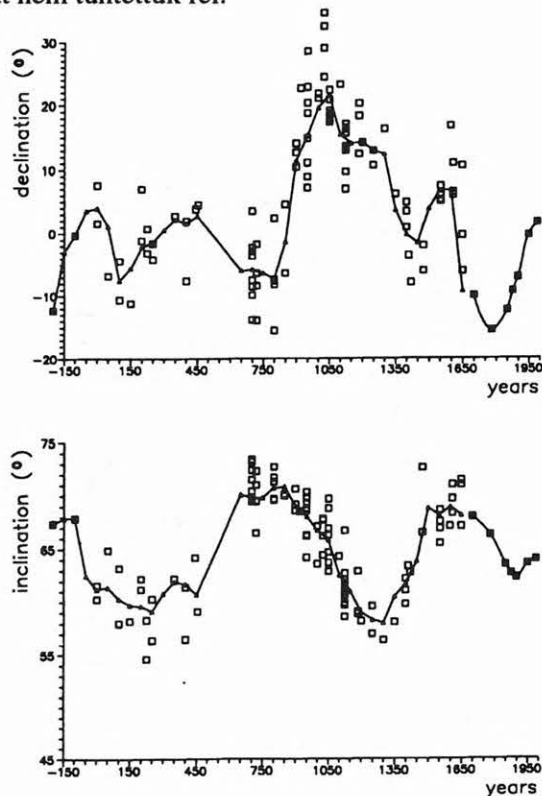
Magyarázat:  $(\varphi, \lambda)$ —a mintavételi hely közelítő földrajzi koordinátái;  $N/n$ —függetlenül orientált minták száma/magnetométeres, azaz mért minták száma;  $D(^{\circ})$ —az archeomágneses irány deklinációja;  $I(^{\circ})$ —az archeomágneses irány inklinációja;  $k, \alpha_{95} (^{\circ})$ —pontosság, illetve 95%-os konfidenciasugár [FISHER 1953]; Age range—régészetiileg becsült kor alsó, illetve felső határa években

Table 1. Archaeomagnetic directional data reduced to Budapest (present state) and seven additional directions from direct measurements (at the end of Table 1)

Explanations:  $\varphi, \lambda$ —approximate geographical coordinates of the sampling site;  $N/n$ —number of independently oriented samples/number of measured specimens;  $D(^{\circ})$ —mean archaeomagnetic declination;  $I(^{\circ})$ —mean archaeomagnetic inclination;  $k, \alpha_{95} (^{\circ})$ —FISHER [1953] precision parameter, resp. radius of confidence at 95% level; Age range—lower and upper limit of archaeologically estimated age.

Remark: The computation of the mean archaeomagnetic directions and statistical parameters was based on the number of samples ( $N$ )

Az 1. táblázat adatait az 1. ábra mutatja, amelyen a jobb áttekinthetőség kedvéért sem az időbeli bizonytalanságokat, sem a konfidencia-intervallumokat nem tüntettük fel.



1. ábra. Az 1. táblázat archeomágneses (–200)–1650 között) és közvetlen megfigyelési (1700–1990 között) adatai az idő függvényében (nagy négyzetek). A közvetlen megfigyelési adatokat sima folytonos vonal köti össze. A kis, egymással összekötött háromszögek az archeomágneses irányadatok súlyozott átlagai. (Az átlagolás módjára nézze a 2. táblázat magyarázatára utalunk)

Fig. 1. Graphical display of the data in Table 1 (big squares). Data from direct observations (1700–1990) are joined by a continuous line. Small triangles (also joined) are weighted averages of archaeomagnetic directional data as explained at Table 2



n	D	I	k	$\alpha_{95}$	Age
1	-12.3	67.4	188	4.9	-200
2	-3.0	67.9	146		-150
1	-3	67.9	645	3.6	-100
3	3.6	62.5	395	6.2	-50
3	4.0	61.2	1046	3.8	0
5	1.1	61.4	464	3.6	50
6	-7.6	60.3	504	3.0	100
7	-5.6	59.7	419	3.0	150
7	-2.2	59.6	482	2.8	200
6	-1.5	59.1	675	2.6	250
7	.5	60.8	804	2.1	300
4	2.1	61.9	1842	2.1	350
4	1.5	61.7	835	3.2	400
4	2.7	60.7	587	3.8	450
12	-6.0	70.1	702	1.6	650
17	-5.8	69.8	660	1.4	700
17	-6.4	69.8	613	1.4	750
22	-7.4	70.7	623	1.2	800
11	-1.4	70.8	384	2.3	850
21	11.3	69.0	490	1.4	900
14	15.2	68.0	662	1.5	950
26	19.5	66.7	592	1.2	1000
16	21.6	65.8	1071	1.1	1050
22	15.3	62.5	533	1.3	1100
16	14.0	61.0	800	1.3	1150
6	14.2	59.0	1283	1.9	1200
4	12.9	58.3	2555	1.8	1250
4	12.3	58.0	1098	2.8	1300
5	3.6	60.5	704	2.9	1350
6	-3	61.7	1069	2.1	1400
7	-1.6	63.8	288	3.6	1450
9	3.8	68.8	853	1.8	1500
8	6.6	68.1	1920	1.3	1550
11	6.7	68.9	1058	1.4	1600
8	-9.3	68.1	2850	1.0	1650

2. táblázat. Az archeomágneses irányok súlyozott átlagai 50 évenként az idő függvényében

Magyarázat: Az átlagolás 100 év hosszúságú, egymást 50%-kal átfedő ablakokban történt kombinált súlyozással. A súlyok egyrészt a  $k$  pontosság, másrészt  $\exp[-r\pi/2]^2$ , ahol  $r$  az adat korintervallumának középpontja és az ablak középpontjának távolsága osztva az ablak hosszának felével.  $n$ —az átlagolásban szereplő adatok száma;  $D(^{\circ})$ ,  $I(^{\circ})$ ,  $k$  és  $\alpha_{95}(^{\circ})$ — mint az 1. táblázatban; Age—az átlagoló ablak középpontja években

Table 2. Weighted averages of archaeomagnetic directions from Hungary

Explanations: The averages were computed in overlapping windows of 100 year length. The increment between successive windows was 50 years. Each feature was weighted by its precision parameter ( $k$ ) and by  $\exp[-r\pi/2]^2$ , where  $r$  is the distance in time between the centre points of the feature's age range and that of the window divided by half of the length of the window.  $n$ —number of features averaged;  $D(^{\circ})$ ,  $I(^{\circ})$ ,  $k$  and  $\alpha_{95}(^{\circ})$ —as in Table 1; Age—Centre of window in years

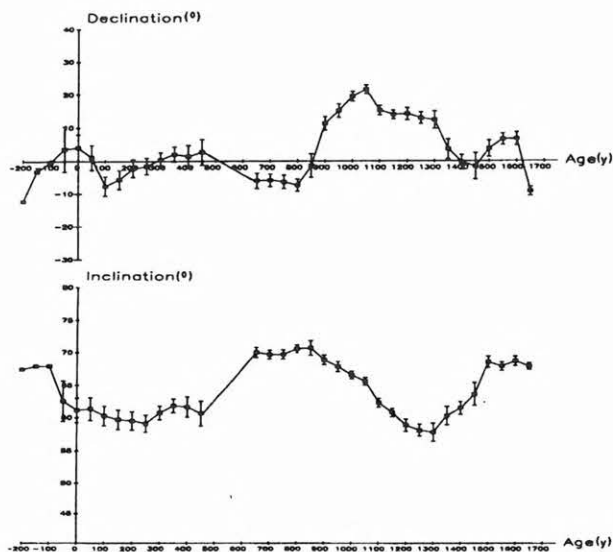
láthatók. (Az áttekinthetőség kedvéért az adatok konfidencia- és korintervallumait a 3. ábrán sem tüntettük fel.) Elvégezve az adatok súlyozott átlagolását, amelynek paraméterei ugyanazok voltak, mint a hazai adatok esetében, a 3. ábrán időben a -80-tól 1830-ig húzódó meneteket kapjuk. Az 1680-ban kezdődő folytonos szakaszok közvetlen megfigyelési adatokból készültek. Az 1. és 3. ábra anyagainak összevetésével jól látható, hogy az évszázados irányváltozás fő trendjei ebben a felbontásban mindkét területen azonosak. Az archeomágneses változások mind a deklinációban, mind az inklinációban kb. azonos nagyságúak és nagyjából fázisban is vannak, eltekintve az inklinációtól, amelynek középkori minimuma és azt követő felszálló ága Magyarországon mintegy 100 évvel siet a franciaországihoz képest. A deklinációkban az adott felbontás mellett nincs jelentős fáziskülönbség, viszont a korai és késői középkor

Az archeomágneses adatokban rejlő közös vonásnak, a földmágneses irány évszázados változásának kiemelésére simító szűrés alkalmazható, amelynek megvalósítása többféle — általában súlyozott — átlagolással történhet [pl. STERNBERG 1989]. Az irányokat adott hosszúságú időablakban ( $w$ ) átlagoljuk, majd meghatározott hosszúságú idővel ( $s$ ) továbblépünk a következő ablakra, amely a megelőzőhöz csatlakozik ( $s = w$ ), de részlegesen fedésben is lehet vele ( $s/w < 1$ ). Utóbbi esetben viszont az egymás után következő átlagok nem lesznek teljesen függetlenek egymástól. Ami a súlyokat illeti, a  $k$ -val való súlyozás a nagyobb pontosságú (kisebb szórású) adatokat részesíti előnyben, míg az időbeli pontatlanságról olyan súlyozás adhat számot, amelyben a súlyok pl. arányosak az ún. részleges fedéssel, amely az irány korintervallumának ablakot fedő része osztva magával a korintervallummal. Az itt alkalmazott ún. Gauss-féle súlyozásban a súlyokat az  $\exp[-(r\pi/2)^2]$  függvény értékei szolgáltatják, ahol  $r$  a súlyozandó irány korintervallumának középső pontja és az ablak középső pontja közti időbeli távolság osztva az ablak időbeli hosszának felével. Elegendően sima változást, de még megfelelő felbontást kitűzve, több próbálkozás után bizonyos fokig szubjektíven döntöttünk a Gauss-féle és a  $k$ -val történő kombinált súlyozás mellett.  $w = 100$  éves ablak-hosszat választva az  $s = 100$  év (független átlagok) és az  $s = 50$  év (50%-os fedés) lépésköz lényegében azonos eredményt szolgáltatott. A 2. táblázat az utóbbi esetben kapott adatokat tartalmazza.

A 2. táblázatban bármely  $t$  (év) időre vonatkozó adat a szomszédos ablakok 50%-os fedése miatt ( $s = w/2$ ) bizonyos mértékig függ a közvetlen szomszédjától, de teljesen független a tőle  $\geq 100$  évhez tartozó adatoktól. A 2. táblázat adatait grafikusán a 2. ábra közvetíti. A deklináció és inklináció értékeit a  $dD = \alpha_{95}/\cos I$ , illetve a  $dI = \alpha_{95}$  félszélességű, 95% szintű konfidencia-intervallumokkal együtt tüntettük fel az idő függvényében. Ugyanezeket a deklináció és inklináció meneteket, az illeszkedés bemutatása végett, az adatokat tartalmazó 1. ábrán is megrajzoltuk.

Mai ismereteink szerint az 1. ábra folytonos vonallal meghúzott görbéit tekinthetjük a hazai, többekévesbé simított földmágneses irányváltozás modelljeként. Az 1700-tól napjainkig tartó szakaszok ebben a felbontásban hibamentesek, a megelőző (-200) évtől 1650-ig terjedő — menetek megbízhatóságáról pedig a 2. ábrán feltüntetett konfidencia-intervallumok adnak tájékoztatást. Látható, hogy az elmúlt, mintegy 2000 évben a földmágneses irány mindkét komponense a meghatározási hibákat jelentősen meghaladó mértékben változott az idő függvényében. A deklináció (-15°) és  $\geq 20$ –25° között, az inklináció pedig 55 és 70° (75°) között variált. Az inklináció variációja majdnem monokromatikus volt, közel 900 éves periódussal, a deklinációban viszont emellett hosszabb és rövidebb periódusok is látszanak [MÁRTON 1995].

Kontinentális Európában a hazaival kb. azonos mennyiségű archeomágneses irányadat csak Franciaországból ismert [BUCUR 1994]. Ezek a 3. ábrán



2. ábra. A második táblázat adatai az idő függvényében 95%-os konfidencia-intervallumokkal.  $dD = \alpha_{95}/\cos I$ ,  $dI = \alpha_{95}$  a deklináció, illetve az inklináció 95%-os szintű konfidencia-intervallumának fele, ahol  $I$  az adott irány inklinációja

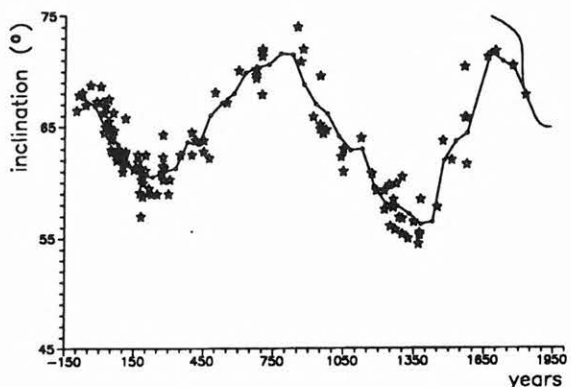
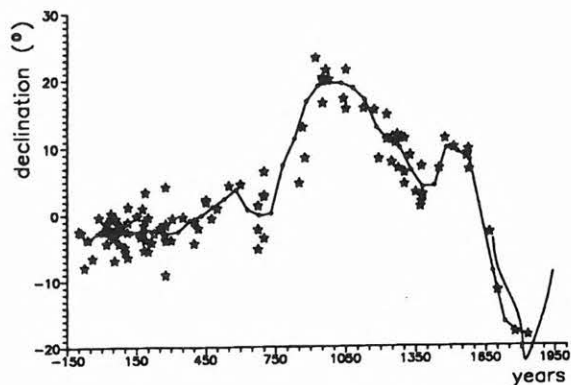
Fig. 2. Graphical display of the data in Table 2 with 95% confidence intervals. The half lengths of the 95% confidence interval for the declination and inclination are given by  $dD = \alpha_{95}/\cos I$ , resp.  $dI = \alpha_{95}$ , where  $I$  is the inclination

ri deklinációminimum Magyarországon kifejezettebben jelentkezik, mint Franciaországban.

Az archeomágnesség révén adatokat nyertünk a földmágneses tér múltbeli irányváltozásaira, mintegy 2000 évig visszamenőleg. Ezzel megteremtettük az ún. archeomágneses keltezés helyi alkalmazhatóságának alapjait olyan ismeretlen korú égett agyagobjektumokra, amelyek utolsó (kiégés utáni) lehűlése valamikor, a történelmi korok folyamán következett be. Az objektum archeomágneses irányának meghatározása után megkereshető az a kor (korintervallum), — ez lesz az objektum kora — amelyben a mért archeomágneses irány legjobban illeszkedik a földi mágneses tér irányához. Az évszázados irányváltozás jelenlegi ismerségi foka mellett az illesztést az 1. ábra teljes adatrendszerének figyelembevételével célszerű elvégezni.

## HIVATKOZÁSOK

BUCUR I. 1994: The direction of the terrestrial magnetic field in France, during the last 21 centuries. Recent progress. *Phys. Earth Planet. Inter.* **87**, 95–109



3. ábra. A Párizsra redukált franciaországi [BUCUR 1994] archeomágneses irányadatok (-100)–1830 között (nagyobb csillagok) és a közvetlen megfigyelésekből előállított évszázados változási görbe (1680-tól) az idő függvényében. A kis, egymással összekötött csillagok az archeomágneses irányadatok átlagai. (Az átlagolás módjára nézve a 2. táblázat magyarázatára utalunk)

Fig. 3. Archaeomagnetic directional data from France [BUCUR 1994] for the period (-100)—1830 között (large stars) and the directional secular variation from direct observations from 1680 years (continuous line). Starlets (also joined) are weighted averages of archaeomagnetic directional data obtained as explained at Table 2

- FISHER R. A. 1953: Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* **217**, 295–305
- MÁRTON P. 1990: Archaeometric Directional Data from Hungary: Some New Results. *In: PERNICKA E. and WAGNER G. (Eds.) Archaeometry '90.* 569–576, Birkhäuser Verlag, Basel
- MÁRTON P. 1995: Archaeomagnetic directions: the Hungarian calibration curve. *Spec. Publ. Geol. Soc. London* (megjelenőben)
- STERNBERG R. S. 1989: Secular Variation of Archaeomagnetic Direction in the American Southwest, A. D. 750–1425, *J. Geophys. Res.* **94**, B1, 527–546



# Az új magyarországi gravimetriai alaphálózat (MGH-2000)<sup>1</sup>

CSAPÓ GÉZA<sup>2</sup>

*Az elmúlt évtized új módszerek és technikai eszközök bevezetését eredményezte a geodéziában. Ez a tény, valamint a kiszélesedő nemzetközi együttműködés lehetővé tette a „Magyar Gravimetriai Hálózat” (MGH-80) korszerűsítését. A cikkben az új hálózatot ismerteti a szerző és annak alkalmazási lehetőségeire hívja fel a figyelmet.*

## G. CSAPÓ: The new Hungarian Gravity Base Network (MGH-2000)

*Due to the technical development of the last decade new methods were introduced to geodesy. This development and the widening international cooperation made it possible and necessary to up-date the former Gravity Base Network (MGH-80). The paper offers a brief survey of the parameters influencing the establishment of the new network, then sets forth the construction and the possibility of applications.*

## Bevezetés

A geotudományok egyik alapfeladata — a földalak folyamatos pontosítása — nem csupán elméleti jelentőségű kutatási téma, hanem egyre inkább gyakorlati, műszaki—gazdasági kérdés. A műholdas helymeghatározási eljárás (GPS) alkalmazása a nyolcvanas évek második felétől hazánkban is rohamosan szaporodik. Ennek alapvetően az az oka, hogy a technika kezelése (mérés) rövid idő alatt elsajátítható, az eljárás gyors, olcsó és a gyakorlati műszaki feladatok jelentős részénél elegendő pontosságú eredményeket (koordinátákat) szolgáltat. Hátránya, hogy a helymeghatározás magassági értelmű megbízhatósága jelentősen kisebb a vízszintesénél, ami miatt valószínűsíthető, hogy a költséges geometriai szintezés — nagy pontosságot igénylő feladatok esetében — még sokáig nem lesz pótolható ezzel az eljárással.

A GPS módszerrel nyert magassági értékek megbízhatósága szoros összefüggésben áll a földalakat jól közelítő és matematikai módszerekkel kezelhető geoid jelenlegi pontosságával. Többek között ezért került előtérbe a geoid pontosításának igénye, amely feladat azonban a geometriai adatokon (geodéziai koordináták) kívül fizikai adatok (nehézségi gyorsulás) meghatározását is szükségessé teszi. A földfelszíni gravimetriai adatok a Föld gravitációs modelljének (EGM) pontosításához szükségesek. A nehézségi erőteret tömegvonzási potenciálfüggvényét gömbfüggvénysorokba fejtvé határozzák meg (geopotenciál megoldás). A függvénysorok együtthatói értéksorozatának felbontása és tagszáma a rendelkezésre álló átlagos nehézségi rendelkezési értékek számától függ, amely értékek a felszíni gravimetriai

mérésekből számíthatóak. A jelenleg talán legkorszerűbb OSU91A elnevezésű geopotenciál modellnél a sorfejtést a 360. fokig és rendig végezték el [ÁDÁM 1993]. Hasonló korszerűsítési munkák folynak a NASA és DMA irányításával katonai vonalon is. A javított földmodellel számított geoid magasságait a WGS-84 referencia ellipszoidra vonatkoztatják [RAPP, NEREM 1994].

A gravimetriai adatrendszerrel több gond is van: az egyik az, hogy még olyan, viszonylag kisebb területen is, mint pl. Európa, a szükségesnél kevesebb az ismert nehézségi gyorsulási értékkel rendelkező pontok száma, a másik pedig, hogy a mért pontok eloszlása nem egyenletes, a mérési eredmények megbízhatósága pedig közel sem homogén. További gondot jelent, hogy az egyes országok gravitációs felméréseinek referencia-szintje sokszor jelentős mértékben eltér egymástól (méretarány probléma), ami megnehezíti kontinentális kiterjedésű egységes, homogén gravimetriai térképek (Bouguer-és Faye-féle anomália térképek) megszerkesztését. Ehhez járult az a további nehézség, hogy pl. térségünkben a gravimetriai adatokat — alapvetően politikai okok miatt — a legutóbbi időig „szigorúan titkos” minősítéssel kezelték, ami szinte lehetetlenné tette az amúgy sem könnyű adathozzáférést, a fejletlenebb technikai eszköztárral rendelkező országok számára pedig nagyon megnehezítette a gyakorlati együttműködést a fejlett országokkal.

Részben a geoid pontosításának igénye, részben a globális méretű geodinamikai kutatások megszorodása miatt napi feladattá lépett elő egy európai méretű, egységes gravimetriai alaphálózat létrehozása. A Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG) korábbi kezdeményezései egy abszolút állomásos rendszerre alapozott „Egységes Európai Gravimetriai Hálózat” (UEGN) létrehozására azáltal váltak napi aktualitássá, amiért egyrészt a cél eléréséhez szükséges technikai eszközök már rendelkezésre állnak, amennyiben megfelelő számú és minőségű mérőeszköz alkalmazható egy nemzetközi expedíció felállításához, másrészt az Európában bekö-

<sup>1</sup> Beérkezett: 1995. május 2-án

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

vetkezett politikai—gazdasági változások nagy területek bekapcsolását teszik lehetővé ebbe a munkába.

A vázolt célkitűzés megvalósíthatóságát az biztosítja, hogy az elmúlt évtizedben rohamosan fejlődtek mind a nehézségi gyorsulás, mind a nehézségi térerősség meghatározására szolgáló eszközök, berendezések. Az ún. „szupravezető” graviméterek [RICHTER 1987] belső pontossága  $10^{-9}$ — $10^{-10}$ , a legújabb generációs abszolút gravimétereké (AXIS) néhányszor  $10^{-8}$  (ismétlési megbízhatóságuk rövid időintervallumban  $5-8 \mu\text{Gal}$ ;  $1 \mu\text{Gal} = 0,01 \mu\text{ms}^{-2}$  és  $1 \text{mGal} = 10 \mu\text{ms}^{-2}$ ). Az elektronikus libellákkal és feedback rendszerrel [CSAPÓ 1991] felszerelt LCR, vagy Scintrex CG-3M Autograv relatív graviméterekkel terepi körülmények között  $5-15 \mu\text{Gal}$  ismétlési pontossággal lehet dolgozni [FALK 1995].

## Előzmények

Magyarország első, az egész ország területére kiterjedő gravitációs hálózatát az ötvenes évek első felében létesítette az ELGI egy Heiland gyártmányú graviméterrel [RENNER, SZILÁRD 1959]. Ez a hálózat megfelelő alapot biztosított az akkor indult, ún. „országos áttekintő gravimetriai felmérés” munkáihoz, azonban a hatvanas évek nagyarányú ipari és infrastrukturális fejlesztései miatt az utak mellé telepített pontok rohamosan pusztultak, vagy váltak mérésre alkalmatlanná.

A hatvanas években — akkor korszerűnek tekinthető — geodéziai típusú Sharpe-graviméterek beszerzésére nyílt lehetősége az ELGI-nek, ami lehetővé tette az I.-rendű hálózat újramérését és kibővítését. A repülőterekre telepített hálózat pontjain három Sharpe CG-2 típusú műszerrel, repülőgépes műszerszállítással végezték az észleléseket. A hetvenes években a FÖMI az ún. „nulladrendű” szintezési hálózat munkálataival kapcsolatban graviméteres méréseket igényelt a magasságmérések gravimetriai korrekciójának számításához, ami módot adott egy új II.-rendű gravimetriai hálózat gazdaságos létrehozására: a bázispontokat a szintezési vonalak „kötpontjainak” közelében kiválasztott „időtálló” építmények, általában templomok közelében állandósították és magasságukat a FÖMI szintezési munkáival összekapcsolva — jelentős költségmegtakarítással határozták meg. A hálózat graviméteres méréseire két Sharpe CG-2 és egy LCR-G típusú graviméterrel 1980—89 között került sor. A pontok átlagos távolsága homogénnek tekinthető területi eloszlásban  $15-25 \text{ km}$  volt, amelyek között a műszerek és észlelők szállítását személygépkocsival végezték. Az 1971. évi és az 1980—89 közötti mérések eredményeinek kiegyenlítésére és a pontkatalógus elkészítésére 1991-ben került sor. Az MGH-80-nak elnevezett új alaphálózat kiegyenlítés utáni hálózati középhibája ( $M_0$ )  $\pm 16 \mu\text{Gal}$  [CSAPÓ, SÁRHIDAI 1990].

A bevezetőben említett egységes, nagyobb területre kiterjedő gravitációs hálózat létrehozására irányuló törekvés a közép-kelet-európai országok geodéziai szolgálatainak korábban létezett együttműködési terveiben már a hatvanas évek közepén szerepelt, amely hálózat koncepciója nagyon hasonlított a jelenlegi elképzelésekhez. E terv részbeni megvalósulásának köszönhető az első öt abszolút módszerrel,

szovjet gyártmányú GABL abszolút graviméterrel mért  $g$  érték, illetve abszolút állomás létesítése Magyarországon éppúgy, mint a mára megvalósult közös cseh—magyar—szlovák gravimetriai alaphálózat (EGH). E közös alaphálózat kialakításához szükséges méréseket az ELGI szakemberei két- és többoldalú együttműködési keretben 1972 óta folyamatosan végezték [CSAPÓ et al. 1993].

1992—93-ban — ugyancsak kétoldalú együttműködésben hálózat-összekapcsoló graviméteres mérések történtek Ausztria és Magyarország alaphálózata között. Ez a munka relatív és abszolút méréseket tartalmazott. A relatív méréseket az ELGI két geodéziai típusú LCR graviméterrel végezte (osztrák részről 2—3 hasonló műszert alkalmaztak a munkában), az abszolút méréseket osztrák tulajdonú JILAG abszolút graviméterrel a bécsi „Földmérési és Hitelesítési Szövetségi Hivatal” (BEV) munkatársai hajtották végre [CSAPÓ et al. 1993].

Az EUGN gyakorlati munkái a közép-kelet-európai országokban 1993-ban kezdődtek a „Nemzetközi Gravimetriai Bizottság” (IAG) munkaterve szerint és nemzetközi együttműködés alapján. A nemzetközi expedíció felállítására azért volt szükség, mert a hálózat méretarányát biztosító nehézségi gyorsulás értékek meghatározására alkalmas abszolút graviméterekkel Európában csak néhány ország rendelkezik (Ausztria, Finnország, Németország és Olaszország). A munkához ezen országokon kívül Anglia és az USA Védelmi Térképész Szolgálat (DMA) bocsátott rendelkezésre berendezéseket. A magyarországi abszolút méréseket a DMA egyik AXIS FG5 típusú, valamint a BEV JILAG-6 abszolút graviméterével végzik [FRIEDRICH 1993]. 1995 végére 7 új abszolút állomás kialakítására és ezeken a nehézséggyorsulási érték meghatározására, valamint az 1978—87 között szovjet GABL graviméterrel meghatározott öt érték ellenőrző mérésére kerül sor [CSAPÓ 1994].

Az abszolút értékeknek az alaphálózati pontokra történő levezetése a lehető legnagyobb megbízhatósággal relatív graviméterekkel történik, esetünkben ugyancsak nemzetközi együttműködésben. A hálózat korszerűsítésének költségeit az ELGI nem tudja költségvetési pénzből finanszírozni, ezért az eddig elvégzett munkák alapvetően a Magyar—Amerikai Kutatási Alap (JFNo.369 sz. pályázat), valamint az OMFB támogatásával (MEC-94/0508 sz. pályázat) valósultak meg. Ezen túlmenően az ELGI és a DMA közötti tudományos együttműködési megállapodásnak megfelelően a DMA két geodéziai típusú LCR relatív gravimétert kölcsönzött hosszú távra az ELGI-nek a geoid pontosításával összefüggő gravimetriai munkákhoz és a magyarországi országos alaphálózat folyamatos korszerűsítéséhez.

## Az alaphálózatok koncepciója

A korábbi alaphálózatok létrehozásának legfontosabb szempontja az volt, hogy a különböző intézmények, vállalatok által különböző helyeken és időben, többféle típusú graviméterrel, zömmel nyersanyagkutatás céljából végzett graviméteres mérések eredményeit egységes keretbe lehessen foglalni, a geofizikai célú mérésekhez szükséges bázispontok száma

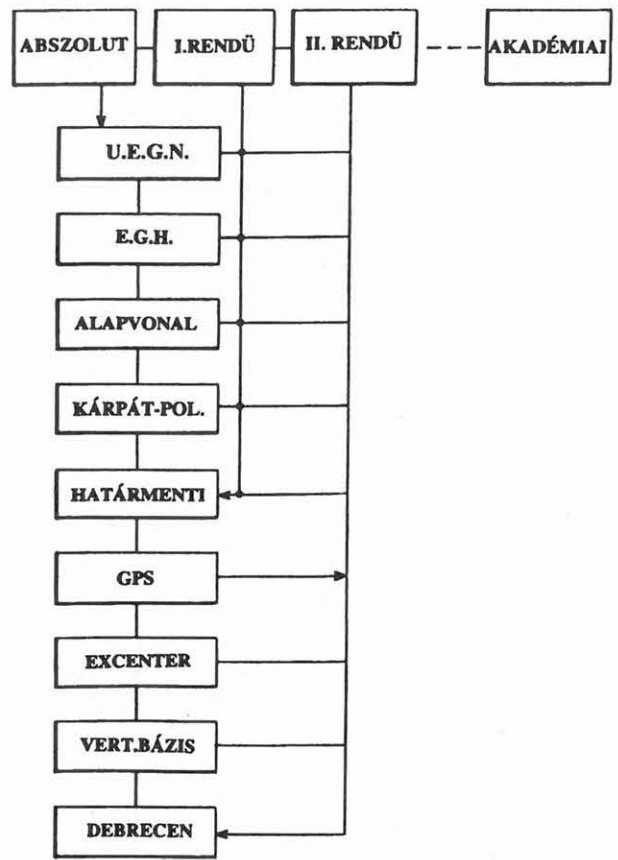
elendő legyen a gazdaságos munkavégzéshez. A nyersanyag-kutatási célú graviméteres méréseknél megkövetelt mérési pontosság furcsa módon nem növekedett a mérőeszközök fejlődésével, az egyre növekvő mennyiségű mérésre való törekvés függvényében inkább csökkent. Így azután az alaphálózat fejlesztése — a nyersanyagkutató geofizika szempontjából — perifériális kérdéssé vált. Ugyanakkor a volt szocialista országok geodéziai szolgálatai és ezen országok tudományos akadémiái közötti tudományos munkaprogram keretében 1969—74 között — egységes geofizikai térképek szerkesztésének céljából — létrehozott „Nemzetközi Gravimetriai Hitelesítő Poligon” (MEGP) előkészítő munkái során kiderült, hogy ezen országok gravimetriai alaphálózatának referenciaszintje (méretaránya) esetenként 100—150  $\mu\text{Gal}$  értékkel is különbözik. Éppen e tapasztalatok alapján dolgozták ki a már említett egységes hálózat tervét, amelynek megvalósítási munkái azonban alapvetően gazdasági okok miatt a 80-as évek második felében abbamaradtak.

Az MGH-2000 új alaphálózat létrehozásánál a következő szempontokat tartottuk fontosnak:

- Az országos gravimetriai alaphálózatot ugyanúgy geodéziai alaphálózatnak kell tekinteni, mint a vízszintes, magassági vagy 3D GPS alaphálózatot, következésképpen fenntartása és folyamatos fejlesztése állami feladat kell legyen.
- A hálózati pontok területi elhelyezésénél (konfiguráció) és azok kialakításánál (pont-állandósítás) figyelembe kellett venni, hogy egyrészt a nyersanyag-kutatási céllal végzendő mérések mennyisége a jövőben lényegesen csökken, másrészt, hogy általános törekvés az ún. „integrált hálózatok” kialakítása. Ez utóbbi azt jelenti, hogy ugyanazon a mérési ponton többféle felsőrendű mérést lehet végrehajtani, illetve az ilyen pontok valamennyi érintett alaphálózatnak pontjai.
- Új pont telepítésénél, valamint elpusztult pontok pótlásánál figyelembe kell venni a megváltozott tulajdonviszonyokat; fokozott mértékben kell ügyelni a pontvédelemre, amely feladat már a ponttelepítés tervezésével kezdődik.
- Az MGH-2000 része a közös cseh—magyar—szlovák alaphálózatnak, ezért a hálózattervezésnél csak részben lehetett figyelembe venni a korszerű hálózattervezési módszereket [SÁRHIDAI 1986], hiszen az együttes formát a három ország korábbi és használható hálózatrészei alapvetően determinálják. Egyébként is, tapasztalataink szerint, a hálózati mérések optimalizálásához alkalmazott hálózattervezés olyan távoli pontok közötti kapcsolatok létesítésének (mérésének) szükségességét is eredményezheti, amelyek kivitelezéséhez a jelenlegi gazdasági helyzetben nem lehet anyagi forrást biztosítani.

## AZ MGH-2000 felépítése

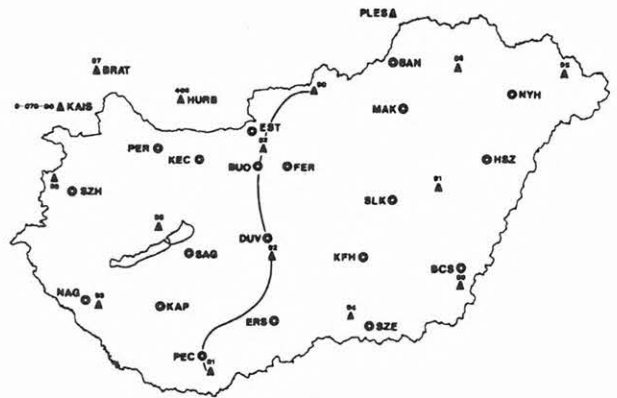
Szerkezeti felépítését az 1. ábra segítségével ismertetjük. A hálózat méretarányát az abszolút álló-



1. ábra. Az MGH-2000 szerkezeti felépítésének vázlata

Fig. 1. Sketch of MGH-2000

másokon meghatározott nehézségigorsulás-mérések eredményei biztosítják, ezért ezen pontok együttese alkotja a „0.-rendű” hálózatot. Hazánk területén jelenleg 12 nulladrendű pont található (2. ábra). Ezek minden esetben zárt, időálló épületek (várak, kastélyok, középületek) legalsó szintjén kialakított mérőállomások, amelyek kielégítik az abszolút mérésekhez szükséges feltételeket (önálló ipari és világítási hálózat, állandó hőmérséklet, megfelelő alap-



2. ábra. Az MGH-2000 abszolút állomásai és I.-rendű bázispontjai. ▲—abszolút pont; ○—I.-rendű bázispont; ~—Magyar Gravimetriai Hitelesítő Vonal

Fig. 2. The absolute and first order points of MGH-2000. ▲—absolute point; ○—1st order point; ~—Hungarian Gravity Calibration Line



terület stb.). Telepítésüknel figyelembe vettük, hogy egyrészt lehetőleg egyenletesen fedjék le az ország területét, másrészt minél közelebb kerüljenek az „Országos GPS Hálózat” (OGPSH) mozgásvizsgálati pontjaihoz azért, hogy nehézségi gyorsulási értéket az elérhető legkisebb pontosságvesztéssel lehessen átvinni ezekre az alapvetően globális geodinamikai vizsgálatokhoz használt GPS pontokra. Ugyancsak figyelembe vettük a szomszédos ország határainkhoz közel eső abszolút pontjait is (lásd 2. ábra), mert ezek minden nehézség nélkül hozzáférhetőek számunkra is, és részben már összemértük őket határ menti hazai pontjainkkal. A pontjelre vonatkozó Balti rendszerű magassági értéket az ELGI munkatársai vezették le legalább három országos szintezési alapponttól történő vonalszintezéssel, átlagosan  $\pm 4-5$  mm kiegyenlítés utáni középhibával. A pontok vertikális gradiens értékeinek meghatározását, valamint az épületeken kívül telepített excenterpontokkal történő összekapcsolást az ELGI Földfizikai Főosztályának munkatársai és az abszolút graviméteres külföldi észlelők végezték általában 3–4 LCR graviméterrel. A vertikális gradiens értékek átlagos meghatározási megbízhatósága  $\pm 1,5-3$   $\mu\text{Gal}$ , az excenterpontok  $g$  értékének az abszolút pont értékéhez viszonyított relatív hibája 2–5  $\mu\text{Gal}$ .

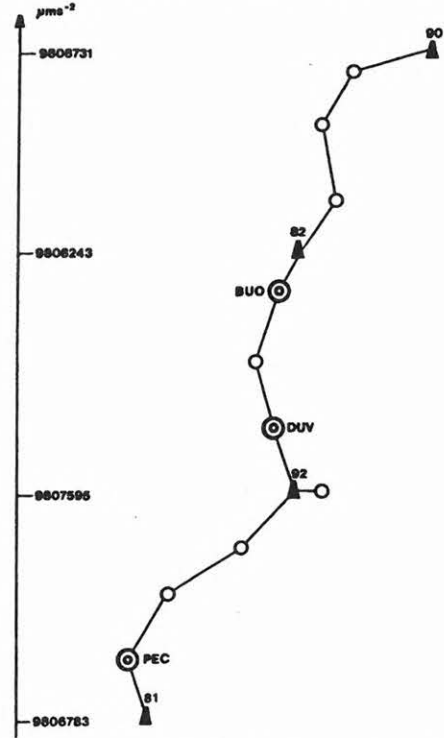
Az „I.-rendű” hálózat pontjai azonosak az MGH-80 megfelelő pontjaival. Ezeket repülőterekre telepítették (összesen 21 db) és közülük néhányat az elmúlt években összemértünk az abszolút állomásokkal és külföldi bázispontokkal. A továbbiakat a jövőben szükséges hozzákapcsolni azokhoz. Ezen pontokat szintén szeretnénk bekapcsolni az UEGN-be.

A „II.-rendű” hálózat pontjainak zöme szintén azonos a korábbi hálózat megfelelő pontjaival, csupán a pontpusztulások miatt létesített új pontokkal, valamint azokkal az OGPSH pontokkal, amelyeket bekapcsoltunk a hálózatba, egészítettük ki. A II.-rendű bázispontok száma 430.

Az ún. „akadémiai”, vagy őspontokat az 1950. évi alaphálózat létesítésekor különös gonddal kiválasztott helyekre, robusztus pontállandósítással telepítették abból a célból, hogy a későbbiekben kialakított hálózatok „méretarány-összehasonlító” pontjaiként szerepeljenek (ezt a 15 pontot — további 40 MGH-50-es bázisponttal együtt — az MGH-80 létesítésekor a két hálózat közötti transzformációs függvény meghatározásához használtuk). Tekintettel arra, hogy ezen pontok védelmére a mintegy  $120 \times 120 \times 10$  cm méretű felső márványlapra több száz kg-os beton fedlapot is helyeztek, ezért e pontokon a gyakorlati célú mérések nehézkesek, általában nem használatosak.

Az 1. ábrán látható a graviméteres bázishálózat különböző osztályú pontjainak felhasználási területe. Az abszolút pontok minden esetben szerepelni fognak mind az UEGN, mind az EGH pontkatalógusában, ami azt is jelenti, hogy ezeken a pontokon bárki bármikor végezhet méréseket és azok eredményeit szabadon publikálhatja. Ezek a pontok nem csupán a hálózat méretarányát biztosítják fizikai egységben ( $\text{ms}^{-2}$ ), de a rajtuk ismételt végzett mérésekkel alkalmasak a nehézségi erőter — feltételezett — nem árapály eredetű változásainak tanulmányozására is [RUESS 1993].

Az „Országos Gravimetriai Hitelesítő Alapvonal” pontjai 0., I., vagy II.-rendű hálózati pontok. A 3. ábrán feltüntetett, jelenlegi állapotára 1969 óta folyamatosan fejlesztett vonalról elmondható, hogy bár mérési tartománya kisebb a nagy európai hitelesítő vonalakénál, műszaki színvonalát tekintve a legjobbak közé sorolható. A vonal kb. 190 mGal



3. ábra. A „Magyar Gravimetriai Hitelesítő Vonal” vázlat  
Fig. 3. Location map of the Hungarian Gravity Calibration Line

intervallumában négy abszolút állomás található, melyek közül a budapestin 1980 óta 2-3 évente rendszeresen végeznek ellenőrző méréseket — mindhárom említett típusú berendezéssel (1. táblázat és 4. ábra). A vonalpontok közötti nehézségi térerősség különbségeket Sharpe, Worden és LCR műszer-csoportokkal határoztuk meg, és a vonalon évente valamennyi, geodéziai gravimetriai munkánál alkalmazott graviméterünk méretarány tényezőjét ellenőrizzük. Az egyes pontok relatív megbízhatósága 8–12  $\mu\text{Gal}$ .

Az 1973-ban telepített „Kárpát poligon” Siklós abszolút állomástól Budapesten, Zilinán és Zakopánén keresztül Krakkóig épült ki a nehézségi erőter regionális változásainak tanulmányozására a Kárpátok térségében. 1978–79-ben és 1987–89-ben voltak ismétlődő mérési ciklusok, miközben a vonal több abszolút állomással bővült. Az 1995-ben esedékes újabb mérési ciklusra az ELGI anyagi nehézségei miatt nem kerülhet sor.

Az ún. „határmenti pontok” a szomszédos országok hálózataival történő összekapcsolásra kiválasztott, általában II.-rendű bázispontok. Ezeket a pontokat használjuk az országos szintezési vonalak szomszédos országokhoz csatlakozó vonalszakaszain szükséges graviméteres mérések bázisaiként is.

A „GPS pontok” sajátos helyet foglalnak el a gravimetriai alaphálózatban: magát a GPS alapháló-

mérés ideje	graviméter	"g" érték μGal	változás μGal / év
<b>BUDAPEST</b>			
1980.08.	GABL	980824327.5	
1983.11.	GABL	980824318.2	- 2.9
1986.05.	GABL	980824308.8	- 3.8
1987.12.	GABL	980824313.4	+ 2.9
1991.12.	JILAG-6	980824310.2	- 0.8
1993.08.	AXIS FG5	980824295.8	- 8.6
<b>SIKLÓS</b>			
1978.10.	GABL	980678288.1	
1991.12.	JILAG-6	980678327.1	+ 3.0
1995.04.	JILAG-6	980678338.*	
<b>KŐSZEG</b>			
1980.09	GABL	980784739.1	
1993.05	JILAG-6	980784713.1	- 2.1
<b>SZERENCS</b>			
1980.08.	GABL	980872811.9	
1993.05.	JILAG-6	980872789.2	- 1.4
<b>GYULA</b>			
1987.12.	GABL	980766435.4	
1995.04.	JILAG-6	980766457.*	

I. táblázat. A magyarországi bázispontokon abszolút módszerrel mért nehézséggyorsulási értékek. \*—előzetes érték  
Table I. Absolute gravity values measured on Hungarian base points. \*—preliminary value



4. ábra. A budapesti abszolút állomáson észlelt nehézségi gyorsulási értékek. ○—előzetes érték

Fig. 4. Gravity values observed on the absolute point in Budapest. ○—preliminary value of 'g'

zatot, pontosabban annak ez ideig megvalósított részét a FÖMI Kozmikus Geodéziai Observatóriumának munkatársai tervezték, a pontállandósítás módjának kialakításában az ELGI is részt vállalt éppúgy, mint magában a pontállandósításban. A GPS alaphálózati pontok ún. MP pontjait (mozgásvizsgálati pontok) általában domb-, ill. hegyvidéki területeken, lehetőleg „kibúvások” szálban álló közeleire telepítették. Az ELGI-ben épített speciális észlelő-tányérnal a relatív graviméteres mérések ezeken a pontokon is központosan végezhetőek. Ezekre a pontokra lehetőség szerint közvetlenül abszolút állomásokról is

leveztük a nehézségi gyorsulás helyi értékét, de minden esetben legalább 3—3 szomszédos I.-, vagy II.-rendű bázispontból, 2—3 LCR graviméterrel. Miután ezeknek a kapcsoló méréseknek a relatív megbízhatósága néhány μGal, ezeket a pontokat egyúttal országos II.-rendű graviméteres bázisoknak tekintjük. Ezzel a módszerrel 1994 végéig 18 GPS pontot kapcsolunk be a hálózatba [ÁDÁM et al. 1994]. Az OGPSH-val párhuzamosan a Magyar Honvédség Tóth Ágoston Térképészeti Intézete megtervezte a katonai GPS alaphálózatot [TÓTH 1994]. Ennek pontjai fizikailag jórészt azonosak az ún. „civil” GPS alaphálózati pontokkal, azonban azokat sűrítve, 38 pontból álló hálózatot telepítettek az ELGI részvételével. Nem tartozik szorosan a tárgyhoz, de megjegyzem, hogy az ELGI és az MH TÁTI között kialakult munkakapcsolat jó példája a kölcsönös előnyökön alapuló tudományos együttműködésnek.

Az épületekben elhelyezett abszolút pontok és a repülőtereken lévő I.-rendű bázisok általában csak nehézkesen használhatóak a napi gyakorlatban végzett graviméteres mérésekhez. Ezért az ilyen pontok néhány száz méter körzetében ún. „excenterpontokat” telepítenek, amelyeket a lehető legnagyobb megbízhatóságú relatív graviméteres mérésekkel kötnek össze a központi ponttal.

A „vertikális bázisok” a gravimetriában speciális helyet foglalnak el. Lényegében a hitelesítő vonalak szerepét töltik be, a méretarány ellenőrzéséhez szükséges nehézségi térerősség különbségeket azonban nem a normáltér észak-déli irányú változásai, hanem a magasságkülönbségből adódó térerősség változások adják. Általában gazdaságossági szempontok miatt alkalmazzák (sokszor magas épületek különböző szintjein kijelölt pontok), megfelelő pontosságot azonban csak akkor biztosítanak, ha a mérésben alkalmazott graviméterek műszerleolvasási értékeit a barometrikus hatás nem befolyásolja károsan, illetve ismert az adott graviméter „barometrikus korrekciós függvénye”. Magyarországon három vertikális bázist telepített az ELGI: a budapesti és a szentendrei kb. 45 mGal-os, a dobogókői 100 mGal-os intervallumú. Bár pontjaik általában nem szerves részei az MGH-2000-nek, annak pontkatalógusában szerepeltetni fogjuk azokat, mert meghatározási megbízhatóságuk eléri a II.-rendű bázisokéit, így lokális jellegű graviméteres mérésekhez (pl. mérnökgeofizika) bázisként alkalmazhatóak.

Hasonló a helyzet a lokális geodinamikai, vagy tektonikai vizsgálatok céljára telepített graviméteres pontokkal (ilyen jelenleg hazánkban a Debrecenen átvezetett kísérleti vonal). Az ilyen szerepet betöltő pontok kiválasztásánál különös gonddal kell ügyelni a pontvédelmi szempontok betartására, mert ezeknél hosszú idejű, rendszeresen végzendő ismétlődő mérésekkel kívánjuk biztosítani a kitűzött feladat megoldását.

Az előzőekben vázoltuk az új alaphálózat felépítését és alkalmazási lehetőségeit. Hangsúlyozzuk, hogy az 1995-ben esedékes kiegyenlítés mindazokat a mérési anyagokat tartalmazni fogja, amelyek végleges eredménye 1994 végéig beérkezett (abszolút mérések végleges feldolgozása, külföldi műszerek mérési jegyzőkönyvei). Ebből következik, hogy a hálózatot a továbbiakban is fejleszteni kívánjuk (erre nemzetközi megállapodásaink is köteleznek), és az

újabb mérési eredmények birtokában a kiegyenlítést 3—4 évente megismételjük. Ennek szükségességét a következő példa is alátámasztja:

1994-ben a NATO Geofizikai és Geodéziai Munkabizottsága „civil” szakemberek bevonásával Budapesten tartotta a „Partnerség a békéért” elnevezésű programjával kapcsolatos második munkaülését. A tanácskozás zárójegyzőkönyvében a geoid fejlesztésével összefüggő gravimetriai munkák vonatkozásában fontos ajánlásokat fogalmazott meg:

- Kívánatosnak tartja, hogy a részt vevő országok területén telepített abszolút állomásokból célszerűen 100—150 km ponttávolságú hálózatot alakítsanak ki, és ezeken a pontokon három évnél nem ritkábban ismétlődő nehézségi gyorsulás meghatározásokat végezzenek.
- Az abszolút méréseket követően a lehető legnagyobb megbízhatóságú relatív mérésekkel kössék össze ezeket az abszolút állomásokat — lehetőleg ismételt GPS kampányokkal összehangolva.
- E hálózati pontok megfelelő sugarú környezetében sűrítsék a felszíni gravimetriai pontok számát a függővonal-elhajlási értékek pontosítása érdekében.

### Adatelőkészítés a hálózat kiegyenlítéséhez

Az MGH-2000 mérési anyagainak kiegyenlítését célszerűnek tartottuk összekapcsolni az EGH 1995-ben esedékes végleges kiegyenlítésével, miután a két hálózaton végzett mérések 30—40 %-ban átfedik egymást, a magyar országos hálózati pontok közül mintegy 70 szerepelni fog az EGH pontkatalógusában is. Az EGH előzetes kiegyenlítési változata 1994-ben elkészült. A mintegy 6700 napi mérési kapcsolatot, 980 körüli (cseh, magyar és szlovák) pontra vonatkozó ismeretlen  $g$  értéket tartalmazó kiegyenlítés előzetes értékelése szerint e hálózat kiegyenlítés utáni súlyegység középhibája mintegy  $\pm 21 \mu\text{Gal}$ , amiből következik, hogy az MGH-2000 ennél megbízhatóbb lesz, mert ez a „szabad hálózatként” kiegyenlített adathalmaz az 1994-ben mért abszolút állomások adatait és a bekötő mérések eredményeit nem tartalmazza.

Az adatelőkészítést azoknak a követelményeknek megfelelően végeztük, amelyek kielégítik az UEGN számára tervezett pontjainkra vonatkozó adatszolgáltatási kívánalmakat is. Ez utóbbi hálózat 1994. évi kiegyenlítésében 5 magyarországi pont már szerepel [BOEDECKER et al. 1994].

Három adatbázist állítottunk elő. Az első az ún. „pontkatalógus”, amely a mintegy 980 mérési pontra szabványos 80 karakteres rekordokban tartalmazza a pontok számát, nevét, földrajzi szélességét és hosszúságát (fok-perc-másodperc), Balti rendszerű magasságát (mm élesen), a magyarországi EOTR-beli 1:10 000 szelvényszámát, egy négy karakteres információs kódot, amely a pont jellegéről tájékoztat, továbbá a pont nehézségi gyorsulási értékét, ezen érték megbízhatóságát, valamint az érvényes epochát.

A második adatbázis az ún. „műszerkatalógus”, amely a különböző mérésekben alkalmazott valamennyi relatív graviméter (8—10 LCR, 4—5 Wor-

den, 10—12 Sharpe CG-2) számításokhoz szükséges adatát (gyári műszerállandók, skálakorrekciós függvények, barometrikus és hőmérsékleti koefficiensek stb.) tartalmazza műszertípusonként.

Végül a harmadik adatbázis a terepi mérési jegyzőkönyveket tartalmazza — napi mérési szakaszonként és műszerenként olyan könyvtárstruktúrában, hogy a különféle munkákhoz (pl. az 1988. évi Kárpát-polygon, vagy az 1990. évi alapvonalmérések stb.) tartozó jegyzőkönyvek önálló adatállományokként legyenek kezelhetőek akár vizuális adatkontroll, akár a gépi feldolgozás számára. A mérési jegyzőkönyvek az észlelési adatokat, a graviméter hét karakterből álló azonosító kódját (típus, műszerszám, termosztát hőfoka), a mérési kapcsolat nevét, a mért pontok számát, időzóna- és meteorológiai adatokat tartalmazzák, utalnak a szállítási módjára és rögzítik a szállítóeszköz azonosítóit is.

Az új hálózat műszaki paramétereinek ismertetésére a végleges kiegyenlítés után szeretnénk visszatérni.

### Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki a Magyar—Amerikai Kutatási Alapnak és az OMFB-nek a témában nyújtott támogatásért, amely nélkül a dolgozatban vázolt munkák nem készülhettek volna el, az MH TÁTI vezetőinek, akikkel gyümölcsöző együttműködést sikerült kialakítani közös célunk érdekében, valamint K. BURKE úrnak — a DMA Geofizikai és Geodéziai Divízió vezetőjének —, aki mindvégig támogatta és támogatja a témát.

Külön szeretném kiemelni a DMA abszolút graviméteres expedíciók tagjainak messze a tervben rögzített munkákon felüli együttműködési készségét és D. RUESS úr (BEV) részvételének fontosságát az abszolút és a hálózat-összemérésekben.

### IRODALOM

- ÁDÁM J. 1993: A magyar gravimetriai adatok bevonása a földi nehézségi erőter potenciálja gömbfüggvény-együtthatóinak legújabb meghatározásába. *Geodézia és Kartográfia* 45, 2, 73–82
- ÁDÁM J., KENYERES A., BORZA T., CSAPÓ G., LÉVAI P., NÉMETH ZS., TÓTH L. 1994: Some GPS Activities in Hungary Related to the Use of EUREF — National Report of Hungary. *Veröffentlichungen der Bayerischen Komm. für die Internat. Erdmessung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Astr.-Geod. Arbeiten* 54
- BOEDECKER G., MARSON I., WENZEL H. G.: The adjustment of the Unified European Gravity Network 1994 (UEGN 94). *Pres. at the IGC Meeting, Graz*
- CSAPÓ G., SÁRHIDAI A. 1990: Magyarország új nehézségi alaphálózata (MGH-80). *Geodézia és Kartográfia* 42, 3, 181–190
- CSAPÓ G. 1991: LaCoste-Romberg graviméterekhez épített szélessávú feedback-rendszer hitelesítése. *Geodézia és Kartográfia* 43, 5, 352–358



- CSAPÓ G., MEURERS B., RUESS D., SZATMÁRI G. 1993: Interconnecting gravity measurements between the Austrian and the Hungarian Network. *Geophys. Transactions* 38, 4, 251-259
- CSAPÓ G. 1994: Abszolút nehézséggyorsulási mérések Magyarországon 1978—94 között. *Geodézia és Kartográfia* 46, 4, 218-224
- FALK R. 1995: Erste Erfahrungen mit dem automatischen Gravimeter Scintrex CG-3M Autograv. *ZfV*. 120, 1, 26-34
- FRIEDRICH J. 1993: Absolute Gravity Campaign Hungary 1993. Publ. GGB-94-001 DMA, Aerospace Center, USA
- RAPP R. H., NEREM R. S. 1994: A Joint GSFC/DMA Project for Improving the Model of the Earth's Gravitational Field. Pres. at the Joint Symp. of Intl. Gravity Commission, Graz
- RENNER J., SZILÁRD J. 1959: Gravity Network of Hungary. *Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae* XXIII, 4
- RICHTER B. 1987: Das supraleitender Gravimeter. DGK, Reihe C, Heft Nr. 329
- RUESS D. 1993: Schwerevariationen im Alpenen Raum. Pres. at the 6th Alpengravimetrie Kolloquium
- SÁRHIDAI A. 1986: Design of fundamental gravity networks based on the approximation of the given variante-covariante matrix. *Bull. Geod.* 60, 355-376
- TÓTH L. 1994: A GPS gyakorlati alkalmazása az MH TÁTI-ban. *Geodézia és Kartográfia* 46, 2, 100-108



#### PÁLYAZATI FELHÍVÁS

A NOVOFER Alapítvány a Műszaki-Szellemi Alkotásért Kuratóriuma kéri a gazdasági szervezeteket, a kutatással-, oktatással foglalkozó intézményeket, a műszaki egyesületeket- és érdekvédelmi szervezeteket, hogy az évente átadásra kerülő belföldi

#### "GÁBOR DÉNES DIJ"-ra

terjesszék fel azokat a kreatív szellemű szakembereket, akik az alapítvány alapító okiratában foglalt feltételeknek megfelelnek.

Díjazásban részesülhetnek azok a szakemberek, akik:

- személyes tevékenységükkel közvetlenül segítik az innovatív munkát,
- kiemelkedő műszaki-szellemi alkotást hoztak létre,
- a környezetvédelem területén jelentős eredményt értek el,
- példamutató munkájukkal környezetükben élesztik a kreatív kedvet, az alkotó szellemet,
- a vezetésük alatt álló szervezetnél megteremtették az alkotó munka infrastrukturális feltételeit.

A felterjesztendő szakemberekről az alábbi adatokat kérjük:

- név (asszonyoknál leánykori név is)
- születési adatok (hely, év, hó, nap)
- pontos lakcím (irányító számmal)
- munkahely neve és címe
- beosztás
- rövid szakmai önéletrajz
- az alkotás(ok)/nak és a szakmai tevékenységnek pontos és részletes leírása, a tanulmányok-, szakmai tudományos cikkek-, szakmai előadások felsorolása (cím, rövid tartalmi ismertető, megjelenés éve, melyik folyóiratban és melyik számában, melyik hazai és/vagy külföldi szakmai rendezvényen hangzott el), amelynek alapján a szakembert díjazásra javasolják.

A pályázathoz csatolni kell két szakmai támogató ajánló levelét is!

A javaslatokat a NOVOFER Alapítvány, 1112. Budapest, Hegyalja út 86. címére kérjük megküldeni.

Beküldési határidő: 1995. október 20. Díjátadás: december 19.

Felvilágosítást ad: Garay Tóth János, a kuratórium elnöke  
Telefon: 186-9350 Tel/Fax: 186-8509

Budapest, 1995. június

Garay Tóth János  
a kuratórium elnöke

# A felszín alatti vízmozgás hatása a földi hőáramra. Numerikus modellek<sup>1</sup>

BODRI BERTALAN<sup>2</sup>

*A konduktív hőteret befolyásoló hatások közül a felszín alatti vízmozgás a legjelentősebb, a jelenséggel kapcsolatos advenziós hőszállítás nagy amplitúdójú lokális és esetenként regionális termikus anomáliákat okozhat. A hőmérsékleti gradiens mért értékeihez ezért fontos lenne megbízható advenziós korrekciókat számítani, mielőtt a gradiens adatok alapján hőárambecslés történik.*

*Különböző földtani viszonyoknak, környezeteknek (kristályos és vulkáni kőzetek, üledékes rétegsor, hegyvidéki területek és tengerparti zónák) megfelelő kétdimenziós numerikus modellekkel szemléltetjük az advenziós hőszállítás intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait. Olyan földtani környezeteket tekintünk, melyekre alkalmazható az ún. „ekvivalens porózus közeg” koncepció. Egyes modellek anizotróp vízvezetést is figyelembe vesznek, a permeabilitás-változások vizsgált tartománya számos nagyságrendet tesz ki ( $10^{-10}$ – $10^{-16}$  m<sup>2</sup>). Némely modellben a vízmozgás földi hőáramot módosító hatása akár több száz százaléknyi is lehet.*

**B. BODRI: Numerical models of the influence of underground water circulation on the terrestrial heat flow**

*Underground water circulation appears to be the most important factor among the processes that may have influence on the conductive geothermal field. The advective heat transfer associated with this process can give rise to large local and sometimes regional heat anomalies. It would be therefore important to assess the advection effects reliably and take them into account as corrections to the temperature gradients before the latter are used for heat flow estimations.*

*In present work, the intensity and features of spatial variations of the advective heat transfer are investigated by two-dimensional numerical models corresponding to different geological environments (such as crystalline and volcanic rocks, multilayered environment, mountainous terrain and coastal areas). Such environments are considered, which can be described by the conceptual model of 'equivalent porous medium'. Some models respond also for anisotropic hydraulic conduction, the considered range of permeability variations covers several orders of magnitude ( $10^{-10}$ – $10^{-16}$  m<sup>2</sup>). The advective effects on heat flow from underground water circulation may reach of hundreds per cent in some models.*

## 1. Bevezetés

A földi hőáramnak a hőmérsékleti gradiens és hővezető-képesség mérésével történő szokásos meghatározási módszere a tisztán konduktív hőtranszport hipotézisén alapul. Ennek értelmében a hőállapotot befolyásoló bármely nem konduktív eredetű hatás olyan perturbációnak tekintendő, amelyet a mérési eredményben korrekcióként figyelembe kell venni. A geotermikus adatok értelmezése során szóba jöhető tényezők közül a felszín alatti vízáramlások vannak legerősebb hatással a hőmérsékletre és hőáramra [pl. HAYAKAWA 1988]. A számszerű becslés azonban igen körülményes dolog, az eredmény megbízhatósága sokszor kétséges, gyakori nézet, hogy olyan területeken, ahol intenzív vízáramlás tételezhető fel, nem is célszerű hőáram méréseket végezni.

Jelen tanulmány célja az, hogy a nehézségek ellenére lehetőleg általános és amellett kvantitatív képet nyújtson a vízáramlások konduktív hőteret befolyásoló hatásáról. Ezért az alábbiakban különböző földtani viszonyoknak, környezeteknek megfelelő nu-

merikus modellek sorozatával vizsgáljuk, illetve szemléltetjük az advenziós hőszállítás intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait.

## 2. Matematikai modell

A felső kéreg kőzetei legtöbbször kisebb-nagyobb mértékben repedezettek, töredeztettek, úgy, hogy a valamilyen elsődleges porozitással rendelkező kőzettestet mikrorepedések, repedések, kisebb-nagyobb kőzetretek, töredezett zónák, nyírási zónák stb. át- meg átszövik, illetve tagolják, és ezek a szivárgó víz számára másodlagos vízvezető hálózatot alkotnak. Az áramlási jelenség pontos leírásához így egész sor különböző eredetű permeabilitást kellene ismernünk, és ez az információ gyakorlatilag sohasem áll rendelkezésre. Ezért a továbbiakban csak olyan földtani környezeteket fogunk vizsgálni, amelyekre alkalmazható az ún. „ekvivalens porózus közeg” koncepció. Ez azt jelenti, hogy a valós heterogén rendszert effektív, ekvivalens paraméterekkel jellemzett kontinuumnak tekintjük, és ezeket a paramétereket oly módon igyekszünk megválasztani, hogy az ekvivalens közegre adódó áramlási rendszerek lehetőleg hűen megfeleljenek a reális viszonyok közepette működő áramlásoknak. Ilyen fogalmi modell keretében lehetőségünk nyílik a kontinuum-

<sup>1</sup> Elhangzott az MGE Általános Geofizikai Szakosztálya Tudományos Anketjén Sopronban, 1995. január 19-én

<sup>2</sup> MTA-ELTE Geofizikai Tanszéki Kutatócsoport, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

umok mechanikája, a hidrodinamika egyenleteinek alkalmazására a problémakör vizsgálatában.

Kétdimenziós,  $(x, z)$  derékszögű koordinátákkal leírt stacionárius áramlásokat vizsgálunk, a feladatkörben jól ismert és általánosan alkalmazott közelítésekkel. A tömeg, impulzus és energia megmaradását definiáló egyenletek, a közelítő feltételezések, a határfeltételek, továbbá a numerikus megoldási módszer ismertetése megtalálható egy korábbi dolgozatunkban [BODRI 1994], ezek ismételt leírásától itt eltekintünk. Nézzük viszont az áramlási jelenség kialakulásához szükséges környezeti feltételek kérdését. Erre lehetőséget nyújt a  $Ra$  szivárgási Rayleigh-szám:

$$Ra = \alpha_f \rho_f c_{pf} \frac{H}{K} \Delta T L \quad (1)$$

értékének vizsgálata, ahol  $\alpha$ ,  $\rho$  és  $c_p$  sorrendben a porózus közeget kitöltő folyadék (erre utal az  $f$  index) hőtágulási együtthatója, sűrűsége és állandó nyomáson mért fajhője,  $K$  a kőzetmatrix hővezető-képessége,  $L$  a vizsgált tartomány kiterjedését jellemző karakterisztikus hossz,  $\Delta T$  a tartomány alsó és felső határainak hőmérséklet-különbsége, és végül  $H$  a közeg vízvezető-képessége. A jellegzetes kéregalkotó kőzetek vízvezető-képessége nagyon tág határok között változik, a karakterisztikus értékek az 1. ábra szerint a  $10^{-13}$ – $10^{-1}$   $m^2 s^{-1}$  tartományba esnek. Ezért a Rayleigh-szám nagyságát elsősorban ez a paraméter határozza meg, a többi közegállandó szóba-

jöhető változása sokkal mérsékeltebb. Egy olyan rétegre, amelynek  $L$  vastagsága 1 km és amelyben  $\Delta T=20$  K, továbbá  $\alpha_f=3 \cdot 10^{-3} K^{-1}$ ,  $\rho_f=1000$   $kgm^{-3}$ ,  $c_{pf}=4,19 \cdot 10^3$   $Jkg^{-1} K^{-1}$  és  $K=2,5$   $Wm^{-1} K^{-1}$ , a jellemző Rayleigh-szám értéke a vízvezető-képesség fenti tartományának megfelelően a  $10^{-5}$ – $10^7$  nagyságrendek között változik. Áramlások stabilitási sajátosságait vizsgálva NIELD [1968] arra az eredményre jutott, hogy horizontálisan végtelen, alsó és felső határan impermeábilis síkrétegekben csak olyan viszonyok mellett alakulhat ki konvekció, amikor a megfelelő Rayleigh-szám nagyobb, mint a  $Ra_{kr} \approx 40$  kritikus érték. Esetünkben ez azt jelenti, hogy legalább valamilyen gyenge áramlás csak olyan közegben képes kialakulni, amelynek vízvezető-képessége a  $10^{-7}$   $m^2 s^{-1}$  (permeabilitása  $10^{-14}$   $m^2$ ) nagyságrendet meghaladja.

### 3. A hóáram hidrológiai zavarai

#### 3.1. Kristályos kőzetek, mint földtani környezet

A mélységi magmás (gránitos) és metamorf kőzetek nagyon kevésbé vízáteresztők, ha a kőzetben nincsenek törések, repedések. Az esetleg előforduló repedéseket nagyon gyakran kalcit, kova vagy agyag lerakódások töltik ki, gátolva ezzel a repedések menti szivárgást. A szivárgási sebességek a közegben rendkívül alacsonyak, a kapcsolódó advekcións effektus gyakorlatilag elhanyagolható.

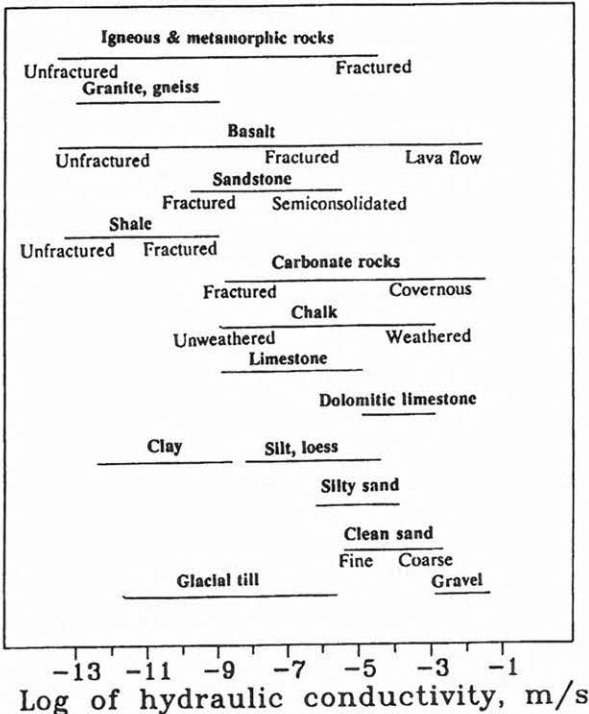
Repedezett kristályos kőzetekben az áramlások szerkezetét szinte teljes mértékben a repedések, törések rendszere határozza meg. Ilyen rendszerek modelljeihez vagy a közeg erős idealizálása, vagy az áramlást kontrolláló töréshálózat részletes leírása szükséges. Az alábbiakban két olyan példával szemléltetjük ezt a földtani környezetet, amikor a földi hóáram advekcións zavaraira viszonylag egyszerű modellek becslést adhatnak.

a. *Zúzott, szétmorzsolts zónák* hidraulikus áramlási modelljeiben a porózusok és kőzetrések komplex hálózata effektív hidraulikai paraméterekkel jellemzett folytonos porózus közeggel helyettesíthető [pl. ANDERSON, WOESSNER 1992]. A közeg permeabilitása izotróp és kis mélységen eléggé nagy. Mélyebben, a nyomás növekedésével a kőzetrések jórészt bezáródnak, a permeabilitás csökken. Kristályos kőzetek hidraulikus jellemzőinek vizsgálatai szerint [SNOW 1968; CARLSSON, OLSSON 1977] az effektív permeabilitás a 100–300 m-es mélységzónában egy, a következő kétszáz méteren két nagyságrenddel is eshet. Fenti szerzők a

$$k(z) = k_0 10^{-z/l} \quad (2)$$

törvénnyel írják le ezt a viselkedést, ahol  $k_0$  a  $k$  permeabilitás felszíni értéke és az  $l$  távolság legvalószínűbben a 100 és 500 m határok között változik. Ez a hatványkifejezés mind a függőleges, mind a vízszintes irányú permeabilitás mélységbeli változására érvényes.

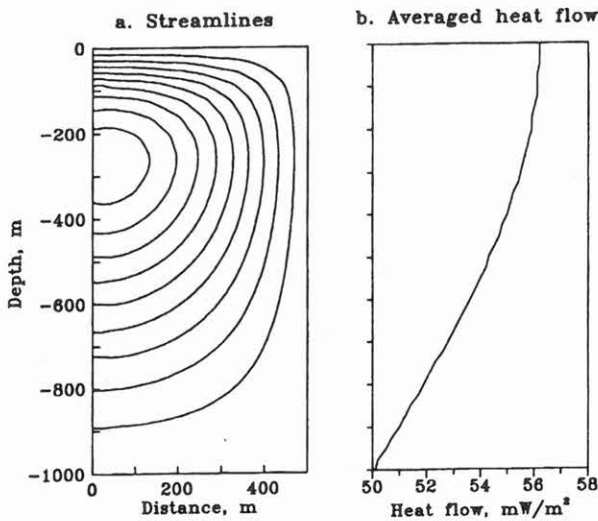
A 2. ábrán zúzott, szétmorzsolts zóna modelljére végzett számításunk eredménye látható. A kőzetmatrix hővezető-képessége  $2,5$   $W m^{-1} K^{-1}$ , az alsó határon bemenő hóáram nagysága  $50$   $mW m^{-2}$ . A model-



1. ábra. Jellegzetes kéregalkotó kőzetek vízvezető-képesség-adatai (Forrás: HEATH [1983] és MARSILY [1986])

Fig. 1. Ranges of hydraulic conductivity values for characteristic crustal rocks (based on data from HEATH [1983] and MARSILY [1986])





2. ábra. Áramlási rendszer áramvonalai és horizontálisan átlagolt advекciós hőáram zúzott, szétmorzolt zóna modelljében ( $K=2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_0=10^{-12} \text{ m}^2$ ,  $l=500 \text{ m}$ )

Fig. 2. Streamlines of flow system and horizontally averaged advective heat flux in a crush zone model ( $K=2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_0=10^{-12} \text{ m}^2$ ,  $l=500 \text{ m}$ )

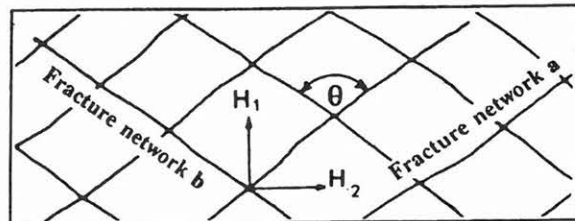
lezett tartomány alsó határán a permeabilitás még a legmérsékeltőbb változásnak megfelelő  $l=500 \text{ m}$  esetén is  $10^{-14} \text{ m}^2$ -re csökken, így ezt a szintet impermeábilisnek tekintjük. Ilyen határon az áramlás normális irányú sebességkomponense zérussá válik. A felső és jobb oldali határon keresztül ugyancsak nem folyik tömegáram, az áramfüggvényre vonatkozó határfeltétel itt is az előbbivel megegyező. Jelen és néhány további modellben a számításokat a valódi áramlási tartománynak csak egyik térfelére végeztük, ilyen esetekben a modellezett tartomány bal oldali határán az áramlási tér tükörszimmetriáját előíró feltételt adtuk meg.

A 2. ábrával szemléltetett modellben az áramlás egycellás, az áramlási tér szimmetrikus az  $x=0$  helyen vett függőleges tengelyhez viszonyítva, az áramvonalak egymástól lefelé megfigyelhető távoldása mélységgel csökkenő permeabilitásra utal. Az áramlási sebességek függőleges irányban nem haladják meg a maximálisan 2–3 cm/év értéket. A hőáram advекciós zavarai mintegy 15 %-ot érnek el. Az 1. ábrán látható, hogy töredezett kristályos kőzetek vízvezetőképessége legfeljebb  $\sim 5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  (permeabilitás  $\sim 10^{-12} \text{ m}^2$ ) lehet. Így fenti hőáramzavarok az adott földtani viszonyok közepette maximálisan permeábilis közegben lépnek fel, és a 2. ábra a mélyégi hőáram konkrét értéke esetén maximálisan lehetséges hidrológiai hatást mutatja. Az advекciós effektus a permeabilitás csökkenésével gyorsan mérséklődik;  $\sim 10^{-14} \text{ m}^2$  permeabilitási szint mellett a termikus állapot már gyakorlatilag tisztán konduktívnak tekinthető.

**b. Diszkrét törések rendszere.** Egymástól jól elkülönülve kialakult repedéseket, töréseket tartalmazó kristályos környezetben a kőzetmátrix lényegében impermeábilis, a víz csak a törések hálózata mint vízvezető csatornák mentén mozog. Olyan modellezés, amely minden egyes repedést, törést külön figyelembe kívánna venni, kivételes nehézségekkel járna. Rendkívül nehéz ugyanis adatokat nyerni

vagy legalábbis valami becslést adni repedések, törések apertúrájáról, valamint töréshálózatok geometriai elrendeződéséről. Vannak azonban módszerek, és alábbiakban egy ilyen esetet mutatunk be, amelyekkel a modellezési feladat nagyban leegyszerűsítendő, de anélkül, hogy a valós közeget irreálisan sematizálnánk.

Tegyük fel, hogy a kristályos kőzetben két repedéshálózat dominál, jelöljük ezeket *a*- és *b*-vel, jellemző csapásirányuk közötti szög legyen  $\Theta$  (3. ábra).



3. ábra. Két repedéshálózatot tartalmazó közeget vízvezetési anizotrópia-viszonyainak szemléltetése.

$H_1$  és  $H_2$ —anizotrópia-főtengelyek

Fig. 3. Anisotropy features of hydraulic conductivity in a medium with two fracture networks.  $H_1$  and  $H_2$  are principal axes of anisotropy

Rendelkezzen mindegyik repedéshálózat saját, irányított  $H_a$  és  $H_b$  vízvezető-képességgel. A csapásirányok és a vízvezető-képesség ezek mentén mutatott intenzitásának ismeretében a feladat főtengelyrendszerre redukálható. MARSILY [1986] a vízvezető-képességi tenzor anizotrópia-főtengelyeinek  $\Psi_{1,2}$  irányszögeire, valamint a vízvezető-képesség főtengelyek menti  $H_{1,2}$  intenzitására a következő összefüggéseket adja meg:

$$\Psi_{1,2} = \frac{1}{2} \arctg \left( \frac{\sin 2\theta}{\cos 2\theta H_a/H_b} \right), \quad (3)$$

$$H_{1,2} = \frac{H_a H_b \sin^2 \theta}{H_a \sin^2 \Psi_{1,2} + H_b \sin^2 (\theta - \Psi_{1,2})}. \quad (4)$$

A  $\Theta$  szög tetszőleges értéket vehet fel a  $0 < \Psi < \pi$  tartományban, ahol  $\Psi_1$  soha sem lesz egyenlő  $\Psi_2$ -vel. Ha a két irány menti vízvezető-képesség értéke megegyezik ( $H_a = H_b = H$ ) és a repedéshálózatok derékszögben keresztezik egymást, akkor  $\Psi_{1,2} = 0^\circ, 90^\circ$ , és  $H_1 = H_2 = H$ . Ilyen közegben a vízvezető-képesség tenzorának csak a főátló menti két eleme,  $H_{xx}$  és  $H_{zz}$  marad nullától eltérő, a másik két elem zérussá válik. Következésképpen a modellezési feladat teljesen megegyező lesz az *a.* pontban ismertetett előző esettel, vagyis az áramlás és hőtranszport egyenletei megoldhatók olyan derékszögű koordináta-rendszerben, amelynek egyik tengelye függőleges irányú. Az egyetlen eltérés, hogy diszkrét repedésrendszerek esetén a közeg effektív permeabilitása minden bizonynyal lényegesen nagyobb lesz, mint zúzott, szétmorzolt zónákban. Ennek szemléltetésére MARSILY [1986] olyan példát említ, hogy egyetlen repedésen, amelynek átmérője 0,8–0,9 mm nagyságú, időegység alatt át tud áramlani az a vízmennyiség, ami egy

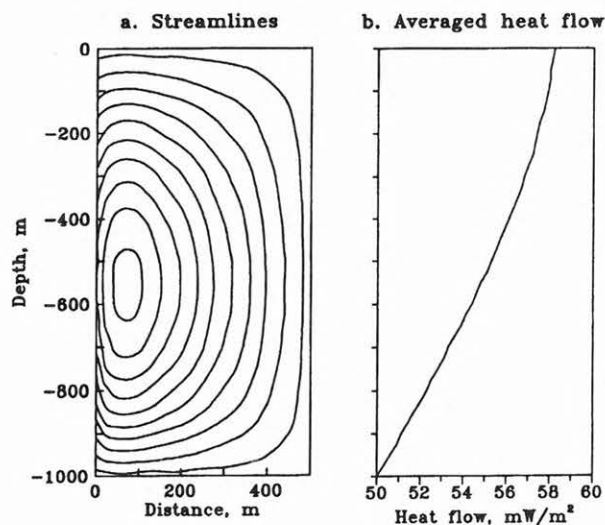
100 m vastagságú,  $10^{-12} \text{ m}^2$  permeabilitású porózus réteg keresztmetszetén ugyanannyi idő alatt átszivárog. Ezért repedések, törések diszkrét rendszerét mutató kristályos környezetben a hőáram advекciós zavarai valószínűleg elérhetnek néhányszor 10-től néhányszor 100 százalékot is.

### 3. 2. Vulkanai kőzetek

A vulkáni kőzetek esetét is két jellegzetes kategóriával szemléltetjük.

a. A tufák és vulkáni hamuk általában erősen porózusak, porozitásuk elérhet 30—40%-ot is [FETTER 1988], de a pórusterék egymástól nagyrészt izolálva vannak. Ezért ilyen közegek permeabilitása igen alacsony. Tufák mállása során agyag keletkezik, ami a permeabilitást tovább csökkenti. A termikus állapot befolyásolható advекciós effektusok gyakorlatilag elhanyagolhatók.

b. A lávafolyások, bazaltok eléggé jó vízvezetők és permeabilitásuk legtöbbször anizotróp. Kapcsolódó kőzetrések függőleges irányítottágú hálózata miatt ilyen kőzet függőlegesen nagy, vízszintesen lényegesen kisebb permeabilitással rendelkezik. Lávafolyásokban a vízvezető-képesség elérhet  $\sim 10^{-1} \text{ m s}^{-1}$  értéket is (1. ábra), ami permeabilitásban  $10^{-8} \text{ m}^2$  nagyságrendnek felel meg. A 4. ábrán látható modellben a permeabilitás állandó és értéke függőlegesen  $10^{-11} \text{ m}^2$ , vízszintesen  $10^{-13} \text{ m}^2$ . Ilyen



4. ábra. Áramlási rendszer áramvonalai és horizontálisan átlagolt advекciós hőáram lávafolyás-modellben ( $K=2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_{zz}=10^{-11} \text{ m}^2$ ,  $k_{xx}/k_{zz}=0,01$ )

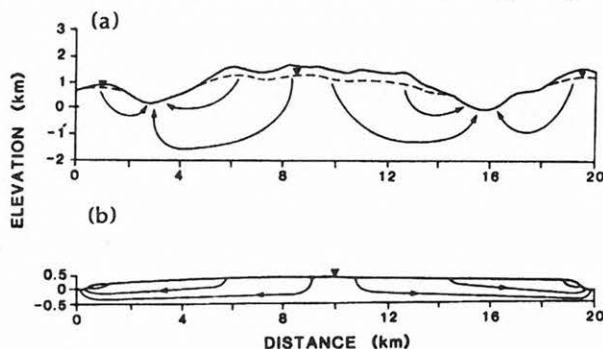
Fig. 4. Streamlines of groundwater flow and horizontally averaged advective heat flux in a lava-flow environment ( $K=2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_{zz}=10^{-11} \text{ m}^2$ ,  $k_{xx}/k_{zz}=0.01$ )

permeabilitások mellett az áramlás egycellás és gyenge. Az áramlási sebességek függőleges irányban mindössze néhány mm/év nagyságúak, vízszintesen ennél egy nagyságrenddel kisebbek. A hőáram advекciós zavarai legfeljebb 10—15%-ot érnek el. Változatlan  $H_{xx}$  érték mellett a függőleges irányú vízvezető-képességét növelve sem az áramlási tér szerkezetében, sem az áramlás intenzitásában nem következnek be jelentős változások.

### 3. 3. Domborzat által irányított áramlások

Olyan területeken, ahol a földfelszín domborzata jelentős szintkülönbségeket mutat, a felszín alatti vízármlások kialakításában a gravitáció elsődleges szerephez jut. A talajvízszint és valamilyen mélységen kezdődő, kevésbé permeabilis aljzat közötti térészben a víz természetesen a domborzat magasabb szintjeiről (leszivárgási területekről) az alacsonyabb felszivárgási területek felé áramlik. Ilyen térészben az advекciós hőszállítás jelentősen módosíthatja a hőáram lokális eloszlását, bár az egész területre jellemző közepes hőáram változatlan marad. Számos tanulmány [SMITH, CHAPMAN 1983; GOSNOLD 1985; FORSTER, SMITH 1989] ismerteti a domborzat irányította vízármlások termikus hatásait kutató modellvizsgálatokat. Megállapítást nyert, hogy az advекciós hőeffektusok intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait alakító tényezők közül legfontosabbak a topografikus relief, permeabilitás, és az áramlási tartomány alsó határán belépő regionális hőfluxus nagysága.

Az 5. ábrán nagy, illetve kis szintkülönbségek esetén kialakuló topografikus áramlási rendszerek kvalitatív szemléltetése látható. Erős magasságkü-



5. ábra. Áramlási rendszerek kvalitatív képe nagy, illetve kis szintkülönbségeket mutató domborzati viszonyok mellett [FORSTER, SMITH 1989 után módosítva]. A folytonos görbék nyilakkal az áramlási pályákat, a fekete háromszöggel jelzett szaggatott vonalak a talajvízszint helyzetét mutatják

Fig. 5. Schematic groundwater flow systems for high- and low-relief terrains. Solid lines with arrows represent hypothetical groundwater streamlines, dashed lines with closed triangles indicate position of water table [modified from FORSTER, SMITH 1989]

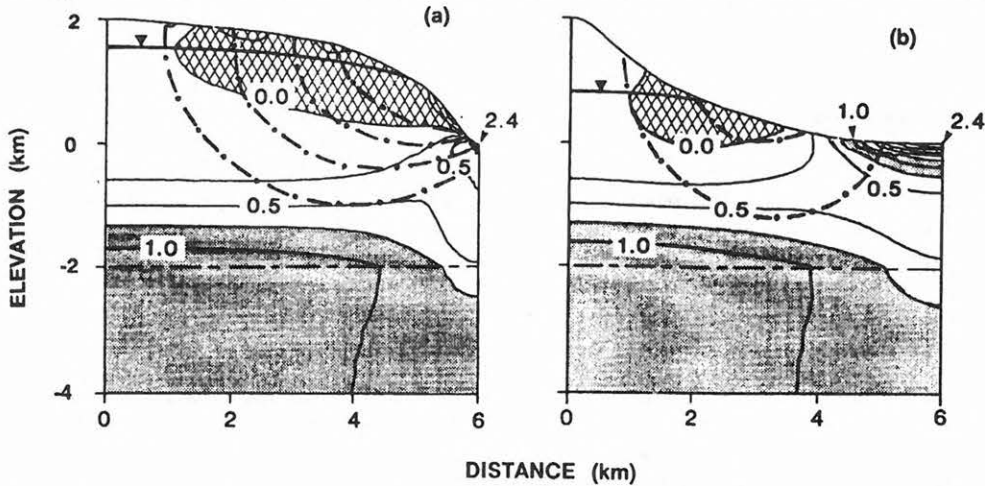
lönbségek mellett a függőleges áramlási sebességek és ezzel együtt a hőáram advекciós zavarai jelentősek. Gyorsan változó hegyes-völgyes tagolódás nagy amplitúdójú, laterálisan kis kiterjedésű hőáram anomáliákat alakíthat ki. Ha az összes egyéb környezeti tényező változatlan, a hőáram hidraulikus zavarai a terület egészére jellemző regionális hőfluxus intenzitásával arányosan növekednek. Figyelmet érdemel, hogy topográfia vezérelte konvekció esetén az áramlási pályák, sík területeken kialakuló cirkulációs rendszerektől eltérően, sohasem zárt görbék. Kis szintkülönbségű térségekben az áramlási pályáívek laterálisan erősen megnyúlva a felszín alatt sekélyen húzódnak.

A közeg permeabilitása jelen esetben is elsődren fontos paraméter. SMITH és CHAPMAN [1983] modellvizsgálatai szerint  $10^{-17} \text{ m}^2$ -nél kisebb per-



meabilitásoknál a termikus állapot gyakorlatilag teljes mértékben konduktív. Ha a permeabilitás ez utóbbi értéket meghaladva növekszik, az advékiós zavarok egyre erősebben jelentkeznek. Az elsődlegesen konduktív, illetve advékióval meghatározott termikus állapotok közötti átmenet igen gyors, ehhez a permeabilitásnak mindössze egy nagyságrendnyi változása elegendő.

A 6. ábra egy FORSTER és SMITH [1989] által



6. ábra. A talajvíz áramlási pályái (pont-vonalak), valamint az advékióval zavart és zavarmentes konduktív hőáram hányadosának (0,25 értékkel adott folytonos vonalak) változása konvex, illetve konkáv ívű relief esetén. A szürke tónusú zónákban az advékiós zavarok nagysága nem haladja meg a 25%-ot. A keresztvonalkázású tartományban az advékiós effektus előjele negatív. A fekete háromszöggel jelzett folytonos vonalak a talajvízszint helyzetét mutatják (FORSTER, SMITH [1989] után módosítva)

Fig. 6. Patterns of groundwater streamlines (dash-dot lines) and ratio of the disturbed heat flow to the undisturbed conductive heat flow (labeled solid lines with contour interval of 0.25) for convex and concave topography. Dotted areas show where disturbance to the conductive heat flow does not exceed 25%. Cross-hatching shows zones of negative disturbance. Solid lines with closed triangles mark position of the water table. The diagram is modified from FORSTER, SMITH [1989]

végzett modellvizsgálat eredményeit szemlélteti. Az áramlási kép finomabb sajátjaiban vannak némi eltérések, ha a felszín domborulatának íve konvex, illetve konkáv, de ezek nem jelentősek. Permeabilitást tekintve a modell kétrétegű; a -2 km-es szint feletti tartományban  $k=10^{-15} \text{ m}^{-2}$ , ez alatt pedig egy nagyon kevésbé permeabilis ( $k=10^{-22} \text{ m}^{-2}$ ) aljzat húzódik. Az alsó határon bemenő hőáram (regionális hőáram) értéke  $60 \text{ mW m}^{-2}$ . A talajvíz áramlási pályáit a 6a.-b. ábrákon pont-vonalak szemléltetik. A 0,25 értékkel feltüntetett folytonos izovonalak az advékióval zavart hőáram és a zavarmentes konduktív hőáram hányadosának eloszlását mutatják a modellezett tartományban. A szürke tónus olyan zónák megkülönböztetésére szolgál, ahol a hőáram zavarainak nagysága nem halad meg 25%-ot, vagyis ahol a kérdéses hányados értékei a 0,75 és 1,25 határok között maradnak. Végül a keresztvonalkázású zónákban az advékiós zavarok előjele negatív, itt a  $\partial T/\partial z$  hőmérsékleti gradiens szelvények menetében inverziók várhatók. A hőáram zavarai völgyekben maximálisak, a 6. ábrán bemutatott modellek jobb oldali sarokpontja környezetében az említett hányados értéke 2,4, tehát az advékiós effektus a 200%-ot is meghaladja. Ha a regionális hőáram intenzitása az előbbinek kétszerese, az advékiós hatás a modellben maximálisan mintegy 350% [FORSTER, SMITH 1989]. Összefoglalva tehát megállapítható, hogy olyan területeken, ahol a domborzat jelentős

szintkülönbségeket mutat, a főleg gravitáció vezérelte vízszivárgás erős hatással van a földi hőáramra; a hidrológiai zavarok nagysága minden bizonnyal 100% felett lehet, de könnyen elérhet néhány száz százalékos is.

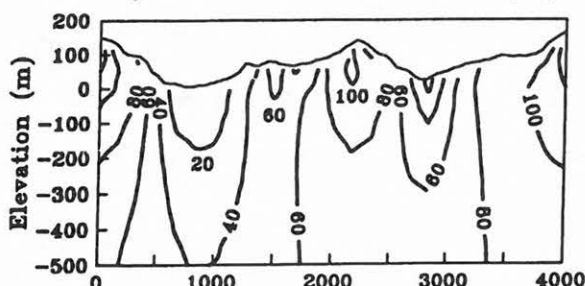
Fentiek nem érvényesek száraz éghajlatú területekre, ahol is a kevés csapadék miatt a felszíni beszivárgás jelentéktelen. Beszivárgás gyakorlatilag csak folyómedrekben, a meder aljzatán át történik. Száraz

zónákban a talajvíz szintje, nedvesebb klímájú területektől eltérően völgyekben helyezkedik el magasabban, és a szivárgás völgyből kifelé irányul. A talajvízszint-elevációk azonban igen mérsékeltek, a szivárgási sebességek ezért alacsonyok, így a hőáram advékiós zavarai csak a folyóvölgyek közvetlen környezetében számottevők valamennyire, de általában még itt sem haladnak meg néhány százalékot [MARSILY 1986].

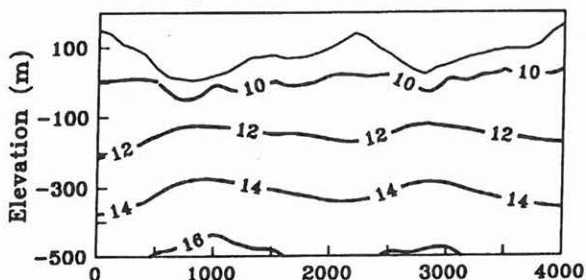
FORSTER és SMITH [1989] szintetikus modelleken végezték számításait, munkájuk elsődleges célja a topográfia irányította áramlásokat befolyásoló különféle tényezők hatásának számszerű becslése volt. A 7. ábra viszont egy konkrét környezetre végzett kétdimenziós hidrotermikus modellezés [BODRI et al. 1995] eredményeit szemlélteti. A kérdéses terület Dél-Albániában az Albanidák előterében helyezkedik el. A rétegződés fő elemei dolomit, mészkő és flis. Egy, a szelvény 2200 m-es pontjának közelében mélyülő fúrólukban a közelmúltban hőáram meghatározás történt. A fúrólukban mért hőmérsékleti gradiens rendkívül alacsony, a 200—1000 m mélységzónában értéke mindössze  $1,000 \pm 0,001 \text{ mK/m}$ . Erre az lehet a magyarázat, hogy a fúrás minden bizonnyal egy a térségben valószínűsíthető [FRASHERI, személyes közlés] regionális áramlási rendszer izotermikus magjának tartományába esik. A felszíni topográfia szelvény menti változását a 7. ábrán vékony folytonos vonal, az egyes jellemzők



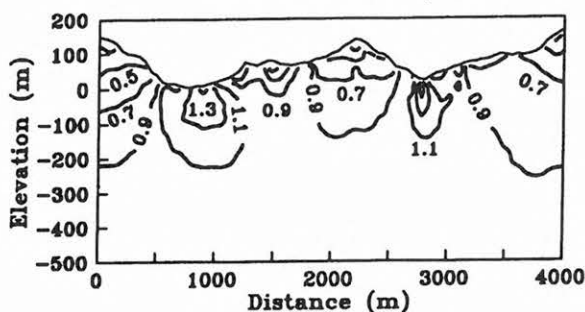
### Hydraulic head distribution (m)



### Temperature distribution (°C)



### Heat flow ratio $Q/Q_0$



7. ábra. A piezometrikus szint változása (felső ábrarész), és a felszín alatti hőmérséklet (középső ábrarész), valamint az advekcióval zavart és a zavarmentes hőáram hányadosának (alsó ábrarész) eloszlása a dél-albániai Kalcát-3 fúrólyuk környezetében [Forrás: BODRI et al. 1995]

Fig. 7. Variation of the hydraulic head (upper section) and distribution of underground temperature (middle section) and of the ratio of the disturbed heat flow to the undisturbed conductive heat flow in the vicinity of borehole Kalcát-3, South-Albania [after BODRI et al. 1995]

eloszlását vastag izovonalak szemléltetik. A felső ábrarész a piezometrikus szint változását mutatja a modellezett tartományban. Mivel a relief jól kirajzoló lokális változásokat mutat a térségben, a szelvény mentén több lokális áramlási rendszer alakul ki magasabb helyzetű beszivárgási és alacsonyabb fekvésű felszivárgási területekkel. A szivárgás viszonylag kis mélységre jut le, az áramlási útvonalak röviddek. A hőmérséklet, valamint az advekcióval zavart  $Q$  hőáram és a zavarmentes vagy konduktív  $Q_0$  hőáram változásai jól követik az áramlási rendszerek le-, illetve felszálló ágait. Az alsó ábrarészen jól kitűnik az a tény, hogy a lefelé szivárgó talajvíz hűtő, míg a felszivárgó víz fűtő hatású (aminek megfelelően a  $Q/Q_0$  hányados értéke egynél kisebb, illetve nagyobb). A viszonylag kis szintkülönbségek ellenére az advekciós effektus a hőfluxusban elég jelentős, a szelvény mélyebb fekvésű szakaszain adott esetben 150%-ot is elér.

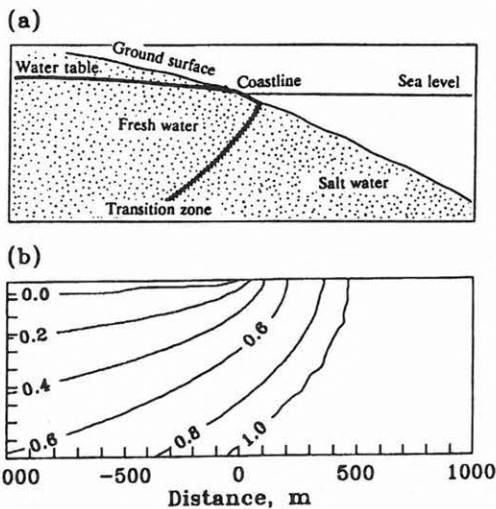
### 3. 4. Vízszintes rétegsor

A Pannon-medencéhez hasonló nagy üledékes medencékben tipikus földtani környezetnek tekinthető olyan vastag üldéktakaró, amelyet kisebb-nagyobb, esetenként jelentős permeabilitási kontrasztokat mutató rétegsor alkot. Előfordulhat olyan rétegződés, hogy a hidraulikusan jól vezető rétegekből gyakorlatilag nem történik vízkiszivárgás, és a közegeben szendvicsszerűen elhelyezkedő vízáadó és záró rétegek sorozata alakul ki. A rétegek átteresztőképességében több nagyságrendnyi eltérések is lehetségesek. Az alább említésre kerülő példában a változások tartománya hat nagyságrendet ( $10^{-10} - 10^{-16} \text{ m}^2$ ) tesz ki.

Egy korábbi tanulmányunkban [BODRI 1994] két magyarországi mélyfúrás példáján vizsgáltuk vízszintes rétegsorban fellépő áramlási rendszerek sajátosságait. Ismétlésektől tartózkodva itt csak annyit jegyünk meg, hogy az advekciós hőáramzavaroknak a két modellben adódott 25–50%-os nagyságrendje véleményünk szerint meglehetősen tipikusnak tekinthető vízszintes rétegsorból álló üledékes összletre, mint földtani környezetre.

### 3. 5. Tengerek partszegélyei

A tengerek partszegélyei azért is fokozottan érdekesek lehetnek a hidrológia termikus hatásainak vizsgálata szempontjából, mert főleg a selfek szénhidrogén-kutatásaival kapcsolatosan igen sok hőáramadat származik ilyen területekről. Vízföldtani szempontból e térségek leglényegesebb sajátosságának az édesvíz és sósvíz találkozása tekinthető, a 8a.-b. ábra az ilyen területre jellemző hidraulikai állapotot szemlélteti. Sósvíz és édesvíz kontaktusá-



8a.-b. ábra. a) Tengerparti zónákra jellemző hidraulikai állapot kvalitatív szemléltetése. b) Édesvíz áramlásának felszivárgási vízhozammal normált áramfüggvénye. A sósvíz immobilis. Vízvezetőképesség:  $10^{-5} \text{ m/s}$ , felszivárgási vízhozam:  $20 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}$

Fig. 8a.-b. a) Schematic representation of the hydraulic situation in coastal areas. b) Pattern of freshwater stream function normalized by aquifer discharge per unit length. Saltwater is immobile. Hydraulic conductivity:  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ , aquifer discharge per unit length:  $20 \text{ m}^3/\text{day}/\text{m}$

nál a vizek sűrűségkülönbsége játszik elsődleges szerepet az áramlási rendszerek kialakulásában. Szigorúan véve, pontos hidraulikai modellek jelen esetben időben változó helyzetű határral elválasztott, két egymással keveredő folyadék nem stacionárius áramlását kellene leírniuk. Ez a matematikailag igen bonyolult feladat azonban jelentősen egyszerűsödik, ha feltételezzük, hogy a nehezebb tengervíz a modellezési tartományban immobilis, továbbá, hogy a két-féle víz közötti felület éles határ és a határfelület helyzete időben változatlan, vagyis a feladat stacionárius. Ezek a feltevések eléggé reálisak is, indikációk vannak arra vonatkozóan, hogy az édes- és sós víz közötti átmeneti zóna igen vékony; vastagsága mindössze 1 m [MARSILY 1986]. Az élesnek tekintett határ helyzete időben akkor változna, ha mesterséges beavatkozás (édesvíz kivétel) vagy természetes folyamatok (pl. árapály) miatt az édesvíznek a tengerfenéken történő felszivárgási vízhozamában jelentős variációk mutatkoznának.

Fenti egyszerűsítések mellett a szivárgást leíró ún. Dupuit-féle kétdimenziós stacionárius áramlási feladat izotróp közegre történő megoldásával megmutatható, hogy a szárazföldi részben a talajvízszint, továbbá az édesvíz-sós víz határ egy-egy parabolaívét képeznek, amelyek egyenletei sorrendben felírhatók, mint [RUMER, SHIAU 1968]:

$$z^2 = \frac{2Gq}{H(G+1)} x \quad (5)$$

és

$$z^2 = \frac{2q}{HG(G+1)} x - \frac{q^2}{H^2 G^2 (G+1)}, \quad (6)$$

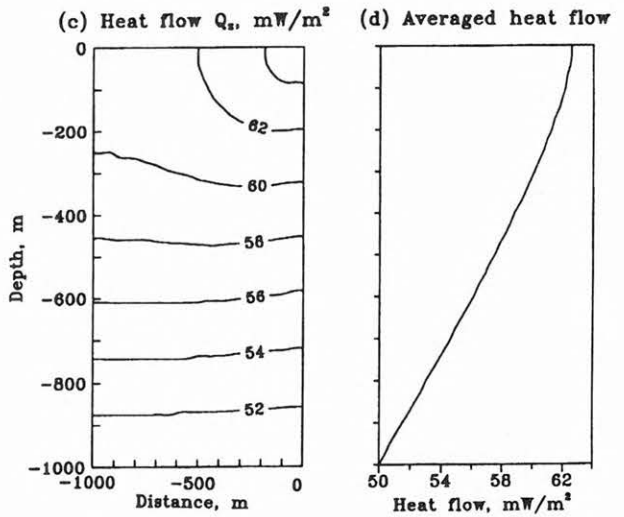
ahol  $G$  a sós víz  $\rho_s$  sűrűsége és az édesvíz  $\rho_e$  sűrűsége eltéréséből adódik a  $G = (\rho_s - \rho_e) / \rho_e$  összefüggés szerint,  $q$  az édesvíz felszivárgási vízhozama a 8a.-b. ábra síkjára merőleges egységnyi úthosszon, és  $H$  a tárolóközet vízvezető-képessége. Az édesvíz szivárgásának az  $S_n = S/q$  módon normált áramfüggvénye pedig a

$$z_1^2 = [(G+1)S_n + G]^2 \left[ \frac{2x_1}{G+1} + S_n^2 + \frac{2G}{G+1} S_n \right] \quad (7)$$

egyenletből számítható, ahol  $x_1$  és  $z_1$  a  $q/HG$  hányadossal normált és ezért dimenziótlan  $x, z$  koordináták. A talajvízszint és az édesvíz-sós víz határ helyzetét a normált áramfüggvény  $S_n=0$ , illetve  $S_n=1$  értékű izovonalai jelölik ki.

A 8b. ábra a (7) egyenlet alapján számított normált áramfüggvény képét szemlélteti  $q=20 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}$  vízhozam,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$  ( $\approx 1 \text{ m}/\text{nap}$ ) vízvezető-képesség és  $G=0,025$  viszonyszám mellett. Ez utóbbi paraméter számértéke a 32 g/l sótartalmú átlagos tengervíz  $1025 \text{ kg}/\text{m}^3$  sűrűségéből adódik. Az áramlási tér szerkezete viszonylag homogén, lapos, elnyúlt pályákon történik az édesvíz felszivárgása a tengerfenék  $S_n=0$  és  $S_n=1$  izovonalak közötti, jelen esetben mintegy 500 m-nyi hosszúságú szakaszán. A partvo-

naltól a szárazföld belseje felé távolodva a vízszintes sebességek dominanciája erősödik; a bal oldali határ közelében  $v_x \sim 15-20 \text{ mm}/\text{nap}$ , míg a  $v_z$  függőleges sebességek ennél egy nagyságrenddel kisebbek. A felszivárgási zónában a két sebességkomponens nagysága összemérhető és értékük mintegy  $20 \text{ mm}/\text{nap}$ . A sima áramlási pályáknak megfelelően az advекciós hőáramtér szerkezete is eléggé homogén (8c.-d. ábra), a zavarok a sarokpont környezetében erősödnek fel jelentősebben, ahol mintegy 20-30%-ot érnek el.



8c.-d. ábra. c) Advекciós hőáram eloszlása az édesvíz áramlási tartományában ( $q=20 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}$ ,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$ ,  $G=0,025$ ). d) Az áramlási tartományban horizontálisan átlagolt advекciós hőáram

Fig. 8c.-d. c) Distribution of advective heat flux in the area of freshwater flow ( $q=20 \text{ m}^3/\text{day}/\text{m}$ ,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$ ,  $G=0.025$ ). d) Advective heat flow averaged horizontally in the freshwater flow region

#### 4. Összefoglalás, záró megjegyzések

A fenti modellvizsgálatokkal — amellet, hogy viszonylag általános, és kvantitatív képet szándékoztunk bemutatni a felszín alatti vízáramlások konduktív hőterre gyakorolt hatásáról — szemléltetni kívántuk a numerikus modellezés lehetőségeit és korlátait a hidrológia különböző földtani környezetekben fellépő termikus hatásai becslésének problémakörében. Vizsgálatunk eredményeit az 1. táblázat összefoglalóan tartalmazza.

Bár az ismertett modellek a jellegzetes, gyakorta előforduló földtani környezeteknek csak egy részét reprezentálják, talán mégis ráirányíthatják a figyelmet számos olyan tényezőre, amelyre tekintettel kell lenni geotermikus adatok hidrológiai zavarainak vizsgálati során.

A bemutatott példák inkább „folyamat-orientáltak” és kevésbé „eset-specifikusak”. Ilyen tárgyalásra azért törekedtünk, hogy lehetőleg indikálhassuk a földi hőter hidrológiai zavarai közötti eltérő földtani viszonyok közepette fellépő jellegzetes különbségeket.

FÖLDTANI KÖRNYEZET	HŐÁRAMZAVAR
Kristályos kőzetek nem töredezett zúzott, szétmorzsolts zónák diszkrét törések rendszere	elhanyagolható ~15% néhányszor 10-től néhányszor 100%
Vulkáni kőzetek tufák, vulkáni hamuk bazaltok, lávafolyások	elhanyagolható ~15%
Változó domborzat nedves klíma, kis szintkülönbségek nedves klíma, nagy szintkülönbségek száraz klíma	néhány % ~200% és több néhány %
Vízszintes rétegsor	~25—50%
Tengerek partszegélyei	~20—30%

1. táblázat. Advektív hőáramzavarok becsült nagysága különböző földtani környezetekben  
Table 1. Estimated magnitudes of advective disturbances to heat flow in different geological environments

Jelen és hasonló modellszámítások eredményei arra utalnak, hogy a felszínközeli régió termikus állapotának hidrológiai zavarai legtöbbször bonyolult térbeli eloszlási sajátságokat mutatnak. Vizsgálatukhoz a tömegáram és hőtranszport egyenleteinek ideálisan három, de legalább két dimenzióban történő együttes megoldása szükséges.

Fentiekben mindennemű időfüggő tényezőtől eltekintettünk. Valószínű azonban, hogy bizonyos esetekben nem stacionárius folyamatok (pl. csapadék és a vele kapcsolatos beszivárgás időszakos változásai) is jelentős szerephez juthatnak.

Jelen vizsgálat is illusztrálja, hogy porózus közegben történő áramlás esetén a közeg permeabilitása elsősorban fontos paraméter az áramlási tér sajátosságainak kialakításában. Súlyos nehézséget jelent azonban, hogy egyrészt az áramlási egyenletekben ez a paraméter rendkívül széles határok között változhat, másrészt, adott természetes földtani környezetben ez az egyik legkevésbé ismert jellemző. Az in situ permeabilitás mérések száma elenyészően csekély, laboratóriumi eredményeket pedig csak igen nagy elővigyázatossággal szabad földtani skálára extrapolálni. Ezért jelen és hasonló modellvizsgálatok eredményeinek megbízhatóságára bizonyos óvatossággal kell tekinteni. Az eredmények hitelességét nagyban elősegítene, ha bővebb ismeretekkel, megbízhatóbb adatokkal rendelkeznenek a permeabilitás változásairól a mindenkor vizsgált konkrét esetekben.

## HIVATKOZÁSOK

- ANDERSON M. P., WOESSNER W. W. 1992: Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press, London  
BODRI B. 1994: Felszín alatti vízmozgás hatása a földi hőáramra két magyarországi mélyfúrás példáján. Magyar Geofizika 35, 24–27

- BODRI L., ČERMÁK V., FRASHERI A. 1995: Thermohydraulic modeling in mountainous and hilly areas: applications to Albania. Geothermics (submitted)  
CARLSSON A., OLSSON T. 1977: Hydraulic properties of Swedish crystalline rocks. Hydraulic conductivity and its relation to depth. Bull. Inst. Geol., Univ. Uppsala, Sweden 38, 71–84  
FETTER C. W. 1988: Applied Hydrogeology. Macmillan Publ. Co., New York  
FORSTER C., SMITH L. 1989: The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. J. Geophys. Res. 94, 9439–9451  
GOSNOLD W. P. 1985: Heat flow and groundwater flow in the great plains of the United States. J. Geodyn. 4, 247–264  
HAYAKAWA M. 1988. Geothermy. Tokai University Press, Tokyo  
HEATH R. C. 1983: Basic groundwater hydrology. USGS Water Supply Paper 2220  
MARSILY G. 1986: Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, London  
NIELD D. A. 1968: Onset of thermohaline convection in a porous medium. Water Resour. Res. 4, 553–560  
RUMER R. R., SHIAU J. C. 1968: Salt water interface in a layered coastal aquifer. Water Resour. Res. 4, 1235–1247  
SMITH L., CHAPMAN D. S. 1983: On the thermal effects of groundwater flow. 1: Regional scale systems. J. Geophys. Res. 88, 593–608  
SNOW D.T. 1968: Hydraulic character of fractured metamorphic rocks of the front range and implications to the Rocky Mountains Arsenal Well. Colo. Sch. Mines 63, 201–244



# A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása II., a mérési adatok interpolációja<sup>1</sup>

KIS KÁROLY<sup>2</sup>, WITTMANN GÉZA<sup>3</sup>

A MAGSAT mesterséges hold mágneses mérési adatai rendezetlenül, egy gömbhéj szegmensben oszlanak el. Az adatokat a földkéregből származó anomáliák analizésére kívánjuk felhasználni. Ennek a célnak érdekében az adatokat előzetes szelekciónak kell alávetni. Az előzetes feldolgozás lépései: azok az adatok kerültek további feldolgozásra, amelyekre vonatkozó  $Kp$ -index értéke kisebb-egyenlő mint  $2+$ ; eltávolításra kerültek a  $2500$  km-nél hosszabb hullámhosszúságú anomáliák, mivel ezek a Gauss-féle sorfejtés együthathóinak spektrális analizise alapján a földmagból származnak; a magnetoszférikus eredetű áramok hatásának korrekciója. A szelektált, illetve korrigált mérési adatok interpolációja  $6770$  km sugarú, szélességben  $35^\circ$ – $65^\circ$  és hosszúságban  $-12^\circ$ – $30^\circ$  intervallumban történt,  $0,2$  fokként. Az interpoláció súlyfüggvénye a Gauss-féle felülvágó szűrő volt. Az interpolált adatok hibabecslése abszolút hiba megadásával történt.

**K. KIS and G. WITTMANN: Interpretation of the magnetic measurements of the MAGSAT, part II, interpolation of the magnetic measurements**

The magnetic measurements of the MAGSAT are randomly distributed in a spherical shell. The data will be used for the analysis of magnetic anomalies originated from the crust. The data were selected for this purpose. The steps of selection were: those data were used for the further analysis which were characterized by  $Kp \leq 2+$ ; the anomalies which had wavelength greater than  $2500$  km were eliminated because they originated from the core according to the spectral analysis of the Gaussian coefficients of the Earth's magnetic field; correction of the effect caused by the magnetospheric field. The selected and corrected data were interpolated for a sphere of radius  $6770$  km, for the interval of  $35^\circ$ – $65^\circ$  in latitude, and for the interval of  $-12^\circ$ – $30^\circ$  in longitude. The data were interpolated into a spherical grid of  $0.2^\circ$ . The weight function of interpolation was the Gaussian low-pass filter. The error of the interpolated data was estimated by the absolute error.

## Bevezetés

A MAGSAT (1979-094 sorszámú) mesterséges holdat az Egyesült Államok Űrkutatási Hivatala (NASA) bocsátotta Föld körüli pályára. A nevezett mesterséges hold 1979. október 30. és 1980. június 11. közötti időintervallumban történt keringése során  $352$ – $561$  km-es (prigeum, illetve apogeum) magasságtartományban végezte a földi mágneses tér totális és  $x$ ,  $y$ ,  $z$  összetevőjének mérését [KIS et al. 1993].

Mivel az adatokat a földkéregből származó anomáliák analizésére kívánjuk felhasználni, ezért az adatokat előzetes szelekció után, rögzített magasságra és adott  $\varphi$ ,  $\lambda$  koordinátájú pontokba kellett interpolálni. Az előzetes feldolgozás, illetve szelekció lépései:

- azok az adatok kerültek további feldolgozásra, amelyekhez tartozó  $Kp$ -index értéke kisebb-egyenlő mint  $2+$ ;
- az adatokból el kellett távolítani a földmagból származó mágneses teret;
- külső eredetű mágneses tér hatásának korrekciója.

## Az előzetes feldolgozás során alkalmazott szelekció

A mesterséges holdon elhelyezett cézium skalár magnetométer (gyártó: Ball Brothers and Varian Associates, Kanada) és fluxgate vektor magnetométer (gyártó: Goddard Space Flight Center, USA) abszolút hibája  $\pm 2$  nT, illetve  $\pm 6$  nT volt. Ennek a pontosság-nak az elérése  $\pm 20$  szögmásodperces pontosságot követelt meg az iránybeállítás során. A mesterséges hold pozíció meghatározását két csillagkamera és egy napérzékelő szenzor működtetésével érték el. A mesterséges hold helyzetét vertikálisan  $\pm 60$  m, horizontálisan  $\pm 300$  m pontossággal lehetett meghatározni. A mesterséges holdon az időmérés pontossága  $\pm 1$  ms, a földi állomáson  $\pm 10$   $\mu$ s volt. A mágneses tér mérése  $4,81545$  másodpercenként történt (ez körülbelül  $40$  km-es pályamenti mintavételi távolságnak felel meg) [LANGEL et al. 1982].

Mindegyik mérési adat a hely és idő függvényében adott. A helykoordináták:  $r$ ,  $\varphi$ ,  $\lambda$  (gömbi polárkoordináták: sugár, szélesség, hosszúság); időkoordináták: módosított Julián-nap, az adatrekord első adatának időpontja, és az egyes mérési pontok közötti időkülönbség.

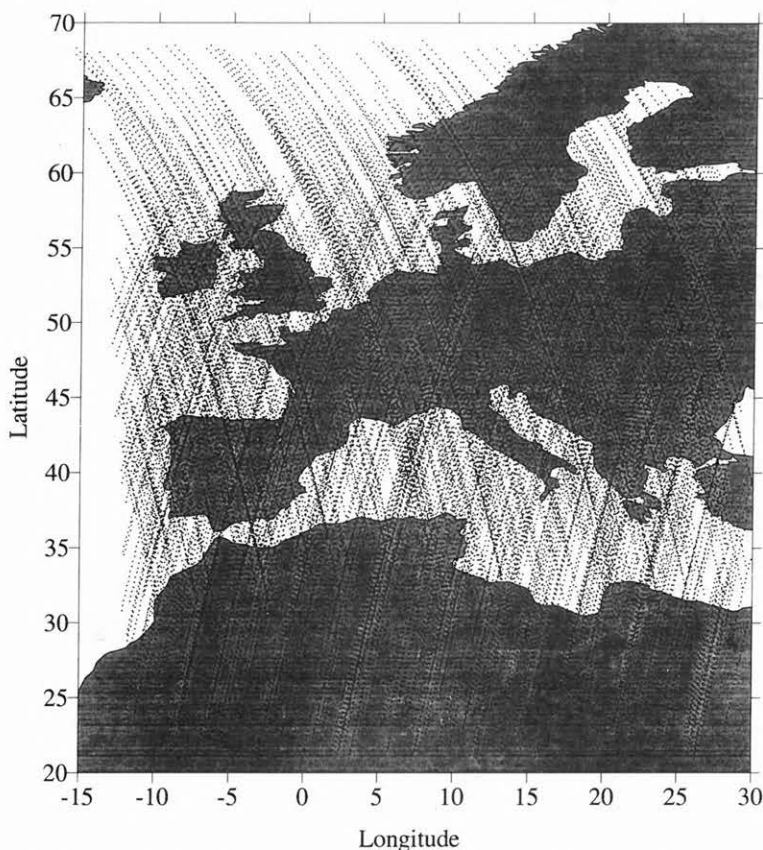
Az adatrendszer tartalmazza a pálya felszálló és leszálló csomópontjában a planetáris  $Kp$ -index értéket. A  $Kp$ -index definíciója megtalálható LINCOLN [1967] munkájában. A rendelkezésre álló  $69\,570$  adat közül  $43\,563$  esetben teljesült az, hogy a rájuk vonatkozó  $Kp$ -index értéke kisebb-egyenlő volt mint  $2+$ . A továbbiak során csak azok az adatok kerültek

<sup>1</sup> Beérkezett: 1995. május 16-án

<sup>2</sup> ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

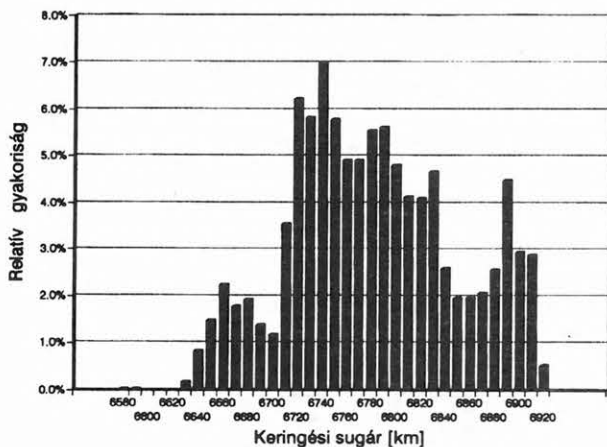
<sup>3</sup> Geofizikai Szolgáltató Kft., H-1068 Budapest, Városligeti fasor 42.

feldolgozásra, amelyekre ez a feltétel teljesült. A  $Kp$ -index értéke alapján szelektált adatok eloszlása szélességben  $20,778^\circ$  és  $68,803^\circ$ , hosszúságban  $-15,512^\circ$  és  $29,964^\circ$  közé esett. A szelektált adatok szélesség és hosszúság szerinti eloszlása az 1. ábrán látható. A szelektált adatok sugár szerinti eloszlása  $6620,047$  km és  $6908,418$  km intervallumba esett. A szelektált adatok magasság szerinti eloszlása a 2. ábrán látható.



1. ábra. A MAGSAT szelektált mérési adatainak eloszlása a gömbi szélesség ( $\varphi$ ) és hosszúság ( $\lambda$ ) függvényében

Fig. 1. Distribution of the selected data measured by the MAGSAT versus the spherical latitude ( $\varphi$ ) and longitude ( $\lambda$ )



2. ábra. A MAGSAT szelektált mérési adatainak eloszlása a sugár függvényében

Fig. 2. Distribution of the selected data measured by the MAGSAT versus the spherical radius

Az adatok szelektálásának következő lépése a földmagból származó mágneses tér eltávolítása. Ez a földi mágneses tér spektrális analízisen alapult. A *Project Magnet* keretében a Földet körülvevő, közel  $37\,000$  km hosszúságú szelvény légi mágneses méréseinek Fourier-analízisét végezték el [ALLDREDGE et al. 1963]. A meghatározott harmonikus együtthatók vizsgálatából megállapítható, hogy  $3700$  km-nél hosszabb hullámhosszú anomáliák származnak a földmagból, míg az ennél rövidebb hullámhosszal rendelkező anomáliák a földkéregből származnak. A földi mágneses tér spektrális analízise elvégezhető a Gauss-féle sorfejtés együtthatóinak felhasználásával is [LOWES 1974; LANGEL, ESTES 1982; MEYER et al. 1985]. Az együtthatók spektrális analíziséből kimutatható, hogy az  $n \geq 15$  fokú tagok reprezentálnak olyan mágneses teret, amely a földkéregből származik. A sorfejtés  $n=15$ -höz tartozó együtthatói mintegy  $2500$  km-es hullámhossznak felelnek meg. A számítások során a  $2500$  km-es hullámhosszát tekintettük annak az értéknek, amely a földmagból, illetve a földkéregből származó anomáliákat a forrás helyzete alapján szeparálja.

Az  $Sq$  variációt létrehozó ionoszférikus áramok helyi időben a déli órához tartozó meridián felett koncentrálnak. A MAGSAT mesterséges holdat hajnal—alkony napszinkron pályára állították ennek a hatásnak ha nem is teljes eliminálása, de jelentős csökkentése érdekében.

A külső határból származó mágneses tér figyelembevételét a következő — bár gondolatilag megalapozott — de numerikus kivételében közelítő eljárással határozzák meg. Ezeknek az eljárásoknak részletes összefoglalása megtalálható SUZUKI et al. [1985]; LANGEL, ESTES [1985]; YANAGISAWA, KONO [1985] tanulmányában.

A magnetoszférikus eredetű mágneses tér és az ennek következtében kialakuló indukciós mágneses tér  $W$  potenciálját rendszerint a gömbi harmonikus sorfejtés első rendjéig veszik figyelembe [YANAGISAWA, KONO 1985]:

$$W = a \left[ \frac{r}{a} E + \left( \frac{a}{r} \right)^2 I \right] \cos \theta \quad (1)$$

ahol  $a$  a Föld sugara ( $6371,199$  km),  $r$  a mérési pont távolsága a gömbi koordináta-rendszer origójától,  $E$  jelenti a külső tér hatását reprezentáló együtthatót, míg  $I$  az indukált mágneses tér hatását tartalmazó együtthatót, továbbá  $\theta$  a gömbi pólustávolság. Az ennek a potenciálnak megfelelő mágneses tér  $x$  és  $z$  komponense:

$$X = -\frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta} = \left[ E + \left( \frac{a}{r} \right)^3 I \right] \sin \theta, \quad (2)$$

illetve

$$Z = -\frac{\partial W}{\partial z} = \left[ -E + \frac{2a^3}{r^3} I \right] \cos \theta. \quad (3)$$

Az  $E$  és  $I$  együtthatók rendelkezésre állnak mindegyik pálya felszálló és leszálló csomópontjában.

### A mérési adatok interpolációja

A MAGSAT által mért mágneses adatok rendezetlenül oszlanak el egy gömbhéj szegmensben (1. és 2. ábra). A mágneses mérési adatok interpolációja rögzített sugarú ( $r=6770$  km) és  $\varphi, \lambda$  koordinátákban  $0,2$  fokként,  $\varphi=35^\circ-65^\circ$  és  $\lambda=-12^\circ-30^\circ$  intervallumban történt meg. Az interpoláció tervezése térfrekvencia tartományban került megvalósításra. Az adatok interpolációját a VÉGES [1971] által javasolt eljárással végeztük el.

Rögzítsük a derékszögű koordináta-rendszer origóját az interpolációra kiválasztott térbeli ponthoz. A koordináta-rendszer  $x$ -tengelye északi,  $y$ -tengelye keleti irányba mutat, míg  $z$ -tengelye a helyi függőleges irányába lefelé orientált.

Az interpolációs eljárás elméleti átviteli függvénye a Gauss-féle

$$S(f_R, k) = \exp(- (f_R k)^2) \quad (4)$$

felülvágó szűrő [MESKÓ 1984], ahol  $f_R$  a háromdimenziós radiális térfrekvencia,  $k$  a Gauss-féle átviteli függvény paramétere. A háromdimenziós radiális térfrekvencia kifejezhető a tengelyirányú  $f_x, f_y$  és  $f_z$  térfrekvenciákkal:

$$f_R = (f_x^2 + f_y^2 + f_z^2)^{1/2}.$$

Az interpoláció súlyfüggvénye, a Gauss-féle átviteli függvény háromváltozós inverz Fourier-transzformáltjával határozható meg:

$$W(R, k) = F^{-1} \{ S(f_R, k) \}, \quad (5)$$

ahol

$$R = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}.$$

Az összefüggésben szereplő  $R$  távolságot az interpolációs ponttól mérjük. A súlyfüggvény meghatározása során kihasználható a Gauss-féle átviteli függvény változók szerinti szeparálhatósága [MESKÓ 1984], így a súlyfüggvény a

$$w(R, k) = \frac{\pi^{3/2}}{k^3} \exp\left(-\frac{\pi^2}{k^2}(x^2 + y^2 + z^2)\right) \quad (6)$$

egyenlettel írható le. Bevezetve a mintavételi távolságegységben mért  $x', y', z'$  dimenzió nélküli változókat és  $k'$ -t, a súlyfüggvény dimenzió nélküli paraméterét a következő definícióval:

$$x' = \frac{x}{\xi}, \quad y' = \frac{y}{\xi}, \quad z' = \frac{z}{\xi}, \quad k' = \frac{k}{\xi},$$

ahol  $\xi$  a mintavételi távolság, ezekkel a változókkal a súlyfüggvényt a

$$w(x', y', z', k') = \frac{\pi^{3/2}}{(k' \xi)^3} \exp\left(-\left[\frac{\pi^2}{k'^2}(x'^2 + y'^2 + z'^2)\right]\right) \quad (7)$$

alakban kapjuk meg. A hazai kutatási gyakorlatnak megfelelően a Gauss-féle súlyfüggvény jellemezhető az  $m$  paraméterével:

$$m = \frac{36}{k'}.$$

Az interpolációs feladat megoldására kiválasztott Gauss-féle átviteli függvény alkalmazása egyben felülvágó szűrést is jelent. A felülvágó szűrő  $f_c$  vágási frekvenciáját a  $-3$  dB erősítésű átvittel definiálva, az átviteli függvény paramétere és a vágási térfrekvencia között az

$$f_c' = 0,01635 m$$

összefüggés áll fenn, ahol  $f_c'$  a dimenzió nélküli vágási térfrekvencia ( $f_c' = f_c \xi$ ).

A súlyfüggvény ismeretében, az interpolációs pontban súlyozott összegzéssel meghatározott interpolált mágneses tér értéke a totális mágneses tér esetében:

$$T_{interpolált} = \sum_{i=1}^n T_i \frac{w_i}{\sum_{j=1}^n w_j}, \quad (8)$$

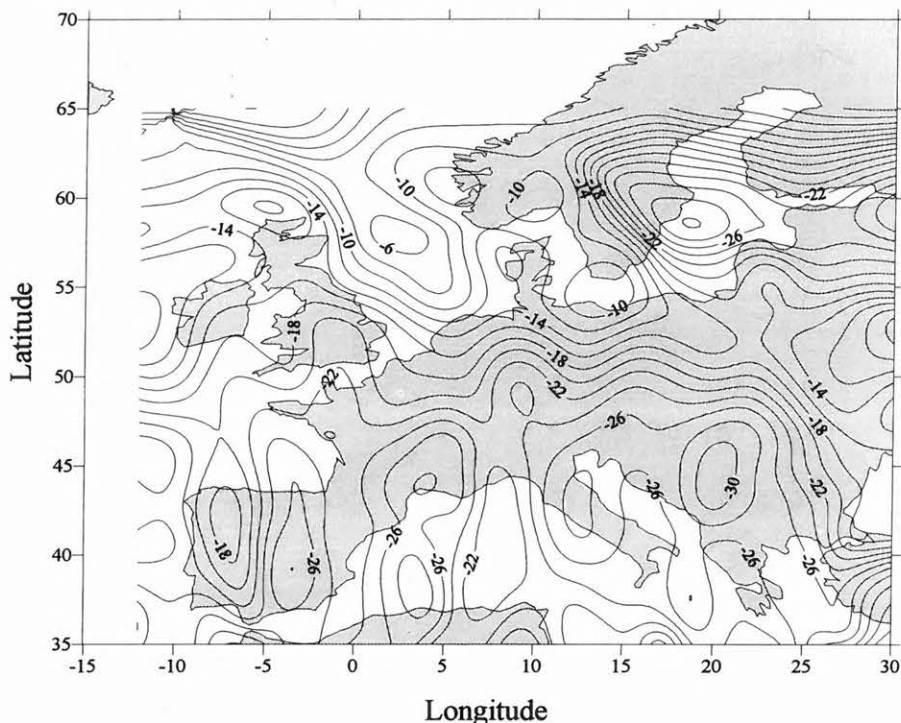
ahol  $n$  a figyelembe vett adatok száma és

$$w_i = \frac{\pi^{3/2} m^3}{36 \xi^3} \exp\left(-\frac{\pi^2 m^2}{36^2}(x_i'^2 + y_i'^2 + z_i'^2)\right).$$

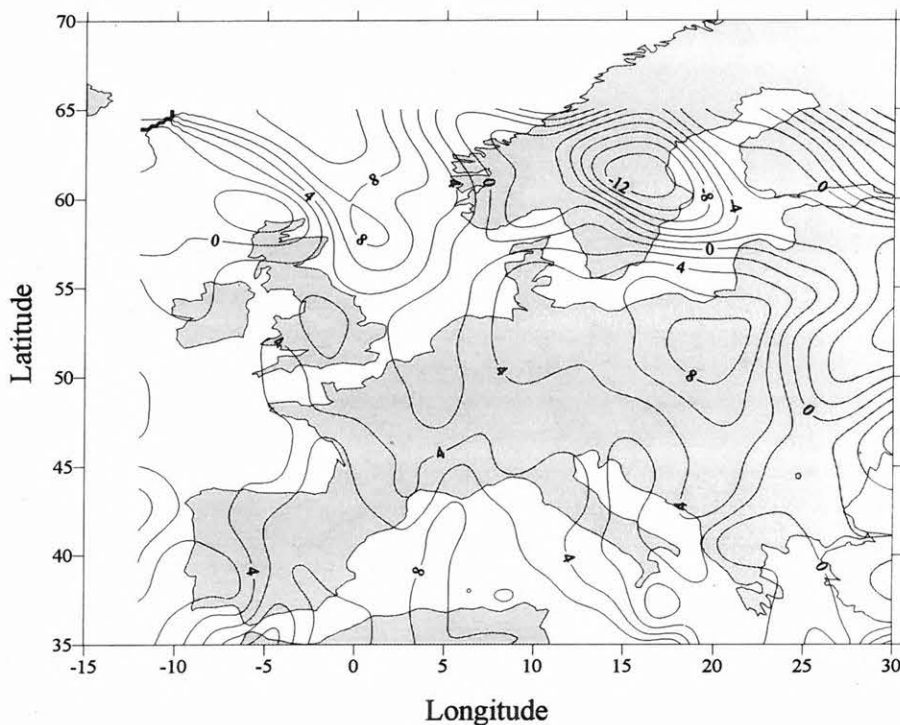
Az interpoláció során az adatok átlagos mintavételi távolsága:  $\xi = 25$  km, a súlyfüggvény paramétere:  $m=21$  volt. Ilyen választás mellett az interpoláció vágási térfrekvenciája  $0,01373 \text{ km}^{-1}$ , illetve vágási



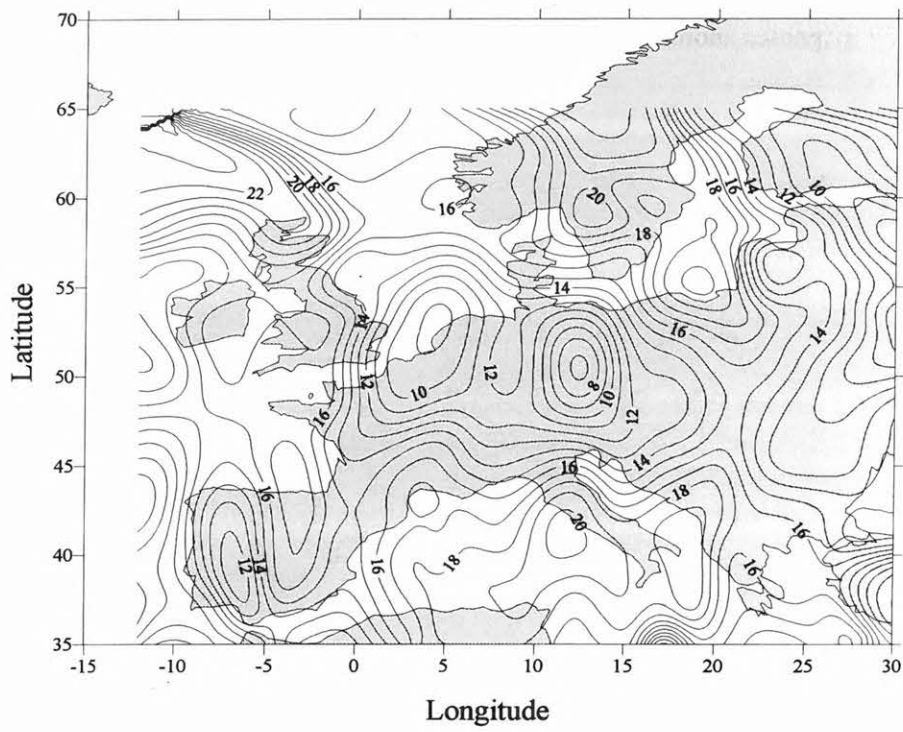
hullámhossza 72,81 km. A 6770 km sugarú gömb  $z$ -komponense és a totális anomáliatér látható a 3., 4., 5. és 6. ábrán.



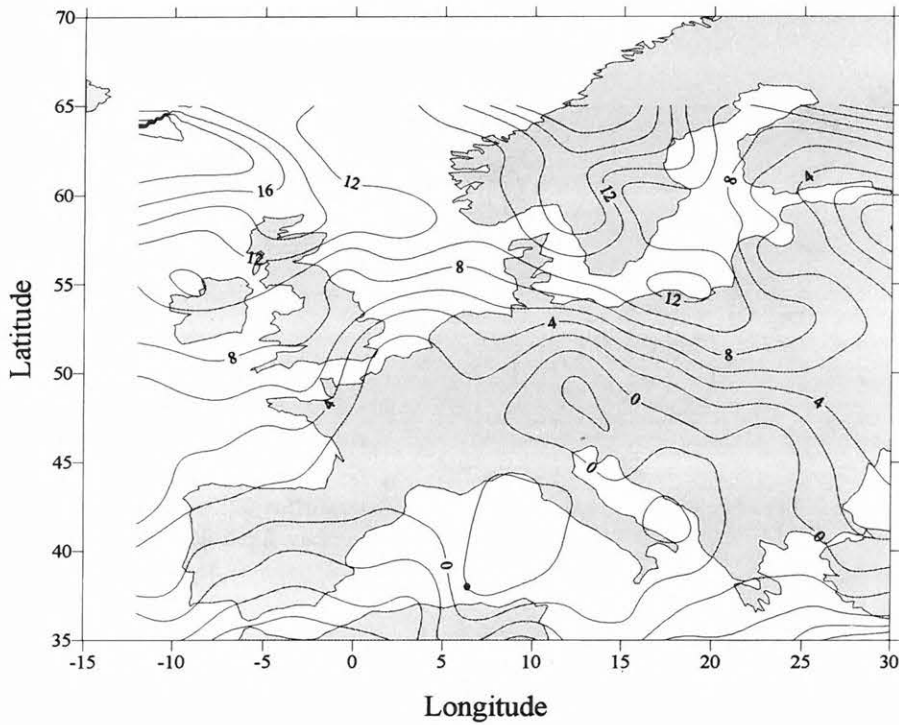
3. ábra. A 6770 km sugarú gömb felszínére interpolált mágneses anomália tér  $x$ -komponense, az izovonalak egysége nT  
 Fig. 3. Interpolated magnetic anomalies of the  $x$ -component on the surface of a sphere determined by the radius 6770 km.  
 Contours are given in nT units



4. ábra. A 6770 km sugarú gömb felszínére interpolált mágneses anomália tér  $y$ -komponense, az izovonalak egysége nT  
 Fig. 4. Interpolated magnetic anomalies of the  $y$ -component on the surface of a sphere determined by the radius 6770 km.  
 Contours are given in nT units



5. ábra. A 6770 km sugarú gömb felszínére interpolált mágneses anomália tér z-komponense, az izovonalak egysége nT  
 Fig. 5. Interpolated magnetic anomalies of the z-component on the surface of a sphere determined by the radius 6770 km.  
 Contours are given in nT units



6. ábra. A 6770 km sugarú gömb felszínére interpolált mágneses anomália tér totális komponense, az izovonalak egysége nT  
 Fig. 6. Interpolated magnetic anomalies of the total component on the surface of a sphere determined by the radius 6770 km.  
 Contours are given in nT units

## Az interpolált adatok hibabecslése

Az interpolációhoz felhasznált mérési adatok, a mért mágneses tér  $x$ ,  $y$ ,  $z$  komponense és a totális mágneses tér abszolút hibája az irodalomban közöltek alapján 6 nT, illetve 2nT. Így a súlyozott összegzéssel meghatározott, mérési adatokból interpolált érték abszolút hibája:

$$\delta_{interpolált} = \delta_{mérés} \sum_{i=1}^n \frac{w_i}{\sum_{j=1}^n w_j}, \quad (9)$$

ahol  $w_i$  jelenti az  $i$ -ik adatra vonatkozó, súlyfüggvényből meghatározott értéket. Mivel az együtthatók összege 1, tehát az interpolált adatok abszolút hibája megegyezik a mérési adatok abszolút hibájával [DEMIDOVICH, MARON 1987].

## Köszönetnyilvánítás

A jelen tanulmányba foglalt vizsgálatok az OTKA I/4. T 4377 nyilvántartási számú pályázat támogatásával készültek.

## HIVATKOZÁSOK

- ALLDREDGE L. R., VAN VOORHIS G. D., DAVIS T. M. 1963: A magnetic profile around the world. *Journal of Geophysical Research* **68**, 12, 3679-3692
- DEMIDOVICH B. P., MARON I. A. 1987: *Computational Mathematics*, Mir Publishers, Moscow

- KIS K., PUSZTA S., WITTMANN G. 1993: A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása I. *Magyar Geofizika* **34**, 4
- LANGEL R. A., ESTES R. H. 1982: A geomagnetic field spectrum. *Geophysical Research Letters* **9**, 4, 243-245
- LANGEL R. A., ESTES R. H. 1985: Large-scale, near-surface magnetic fields from external sources and the corresponding induced internal field. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2487-2494
- LANGEL R., OUSLEY G., BERBERT J., MURPHY J., SETTLE M. 1982: The MAGSAT Mission. *Geophysical Research Letters* **9**, 4, 243-2454
- LINCOLN J. V. 1967: Geomagnetic indices. In: MATSUSHITA S., CAMPBELL W. H. (Eds.) *Physics of Geomagnetic Phenomena*, Academic Press, New York, London. **1**, 67-100
- LOWES F. J. 1974: Spatial power spectrum of the main geomagnetic field, and extrapolation to the core. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* **36**, 717-730
- MESKÓ A. 1984: *Digital Filtering: Application in Geophysical Exploration for Oil*. Akadémiai Kiadó, Budapest
- MEYER J., HUFFEN J. H., SIEBERT M. 1985: On the identification of MAGSAT anomaly charts as crustal part of the internal field. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2537-2541
- SUZUKI A., YANAGISAWA M., FUKUSHIMA N. 1985: Antisunward space current below the MAGSAT level during magnetic storms and its possible connection with partial ring current in the magnetosphere. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2465-2471
- VÉGES I. 1971: Map plotting with weighted average on the surface of a circular disc. *Pure and Applied Geophysics* **78**, 5-17
- YANAGISAWA M., KONO M. 1985: Mean ionospheric field correction for Magsat data. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2527-2536



# Felszínközeli inhomogén összletben terjedő Love-típusú felületi hullámok diszperzió adatainak inverziója<sup>1</sup>

AHMED AMRAN<sup>2</sup>

*A dolgozat egy speciálisan inhomogén felszínközeli szerkezetben terjedő Love-típusú felületi hullámok sebességadatainak inverzióját mutatja be egydimenziós szerkezeten végzett inverzió sorozatára vezetve vissza. Szintetikus adatok segítségével megvizsgáljuk az inhomogenitás kimutatását. Az inverzió pontosságának és megbízhatóságának jellemzésére a relatív adattávolságot, a relatív modelltávolságot és a korrelációs mátrixot alkalmazzuk.*

**A. AMRAN: Inversion of dispersion data of Love-surface waves propagating in an inhomogeneous near-surface media**

*This paper presents the inversion of velocity data sets of Love-surface waves propagating in a specially inhomogeneous media by taking it back to the series of inversion computing on one-dimensional media. Using synthetic data sets, we examine the detection of inhomogeneity. To characterize the accuracy and reliability of the inversion, the relative data and model distance and the correlation matrix were used.*

## 1. Bevezetés

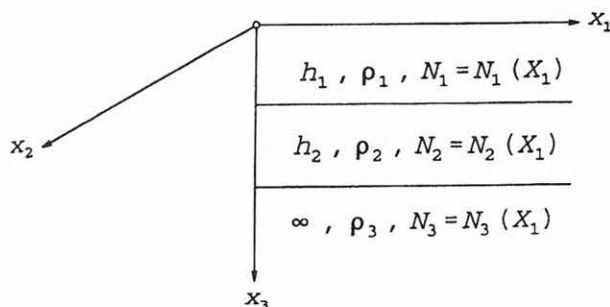
A környezetvédelmi és mérnökgeofizikai feladatok megoldása újabb és újabb módszerek fejlesztését teszi szükségessé, melyek közül a felületi hullámok észlelésén alapuló eljárás egy lehetőséget jelent [AMRAN 1994].

Mint ismeretes, egy összletben kétféle felületi hullám alakulhat ki: P-SV vagy Rayleigh-típusú és SH vagy Love-típusú. A felületi hullámok a szeizmogramokon zajként jelennek meg, domináns frekvenciájuk a testhullámokéhoz viszonyítva alacsonyabb és kevésbé csillapodnak. A fázis-, illetve csoportsebesség frekvenciafüggésének (diszperziójának) vizsgálata azért fontos, mert a diszperziós tulajdonságok ismeretében az összlet anyagi jellemzőire és a rétegvastagságokra is tudunk következtetni.

Ebben a dolgozatban egy inhomogén felszínközeli szerkezetben terjedő Love-típusú felületi hullámok sebességadatainak inverziós eredményeit mutatjuk be az inhomogén közegbeli inverzió problémáját (gyenge inhomogenitás és az inhomogenitás irányára merőlegesnek feltételezett hullámterjedés esetén) egydimenziós hullámvezető szerkezeten végzett inverziós problémák sorozatára vezetve vissza. Szintetikus példák alapján tanulmányozzuk az inhomogenitás ezzel az eljárással való kimutatását, valamint az inverzió pontosságát és megbízhatóságát.

## 2. A direkt feladat

A Love-típusú felületi hullámok tárgyalására —az egyszerűség kedvéért— alkalmas modell az 1. ábrán látható háromréteges összlet, ahol a koordináta-rendszert is feltüntettük.



1. ábra. A rétegsor geometriája  
Fig. 1. The geometry of the layers

Feltételezésünk szerint a rétegek mindegyikében a testhullámra bevezetett komplex törésmutató az  $x_1$  koordináta függvénye.

Gyengén inhomogén szételepes összletre vonatkozóan a problémát DOBRÓKA [1987a] tárgyalta. A diszperziós reláció levezetéséhez az inhomogén közegre felírható mozgásegyenletből indult ki. Az időfüggést  $e^{-i\omega t}$  alakban feltételezve megadta a Love-típusú telephullámokra a WKBJ-megoldást:

$$v(x_1, x_2, x_3) = \hat{u}(x_3) \frac{1}{\sqrt{n}} e^{ik_0 \int_{\rho_0}^{\rho(x_1, x_2)} ds}$$

és a megoldás érvényességi feltételét:

<sup>1</sup> Elhangzott az Ifjú Szakemberek Ankétján Egerben, 1995. április 20-án

<sup>2</sup> Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék, H-3515 Miskolc-Egyetemváros

$\psi(x_1, x_2) \ll 1$ , amelynek teljesülése esetén létezik a Love-típusú felületi hullám megoldása.

Ebben a dolgozatban a [DOBRÓKA 1987a, b, c, DOBRÓKA 1988]-ben közölt eredményeket arra a speciális esetre vonatkoztatjuk, amikor az inhomogenitás csak  $x_1$  irányban jelentkezik és a hullámvezető szerkezet a féltér mentén alakult ki. Erre az esetre nézve az amplitúdó-mélység függvényt a  $j$ -edik rétegben jó közelítéssel a

$$\frac{d^2 \hat{u}^{(j)}}{dx_3^2} + (N_j^2 - n^2) k_0^2 \hat{u}^{(j)} = 0$$

egyenlet határozza meg, ha a

$$\psi(x_1) = \frac{1}{(N_j^2 - n^2) k_0^2} \left| \frac{3}{4} \left( \frac{1}{n} \frac{dn}{dx_1} \right)^2 - \frac{1}{2n} \frac{d^2 n}{dx_1^2} + \frac{1}{N_j} \frac{d^2 N_j}{dx_1^2} - 2 \left( \frac{1}{N_j} \frac{dN_j}{dx_1} \right)^2 \right| \ll 1$$

egyenlőtlenség teljesül, ahol

$\hat{u}$  : az amplitúdó-mélység függvény

$N$  : a testhullám törésmutatója

$n$  : a felületi hullámot jellemző frekvenciafüggő törésmutató

$k_0 = \frac{\omega}{\beta_0}$  : hullámszám dimenziójú frekvenciafüggő mennyiség, ahol  $\beta_0$  konstans.

A diszperziós relációhoz úgy jutunk, hogy figyelembe vesszük a regularitási és peremfeltételeket, melyek a következők:

- a regularitás megköveteli, hogy a féltérben a hullám amplitúdója mindenütt véges legyen, így kapunk korlátos megoldást.
- a szabad felszínen az elmozdulás tetszőleges lehet, de a feszültségnek ( $x_2$  irányú hullámterjedés esetén  $\sigma_{31}$ ) el kell tűnnie.
- a réteghatárokon az elmozdulások és a normális irányú feszültségek folytonosak.

Ennek alapján a diszperziós reláció tetszőleges  $N$ -réteges esetben [DOBRÓKA 1987] egy rekurzív formulára vezet. A követhetőség kedvéért megadjuk a háromréteges modellre vonatkozó diszperziós egyenletet:

$$F(k, \vec{\omega}, \vec{m}) = \frac{A_2}{2X_2} (1 - Z_2) + \frac{B_2 X_2}{2} (1 + Z_2) = 0$$

ahol  $k$  a hullámszám,  $\vec{\omega}$  a frekvencia vektor,  $\vec{m}$  a modellparaméter vektor,  $A_2, B_2$  rekurzívan meghatározott integrációs konstansok,  $X_2 = e^{q_2 h_2}$ ,

$$Z_2 = \frac{\mu_2 q_2}{\mu_3 q_3}, \quad q_2 = k_0 \sqrt{N_2^2 - n^2}, \quad q_3 = k_0 \sqrt{N_3^2 - n^2}.$$

A diszperziós reláció azt mutatja, hogy gyengén inhomogén szerkezet diszperziós tulajdonságait lo-

kálisan homogén szerkezetek diszperziós relációjá-ként kapjuk, így módunkban áll az egy irányban jelentkező inhomogenitást lokálisan homogén modellek sorozatával helyettesíteni.

A diszperziós relációt minden egyes rögzített frekvenciára megoldva kapjuk a  $k = k(\omega, \vec{m})$  hullámszám értéket. Mivel a fázissebesség  $v_f = \omega/k$ , a csoportsebesség viszont  $v_{cs} = \partial\omega/\partial k$ , így numerikusan meghatározhatjuk a fázis- és a csoportsebességeket a frekvencia és a modellparaméter vektor függvényében. A vizsgálat egy meghatározott frekvencia tartományban történik, így  $\omega = \omega_i$ -re, az  $i$ -edik számított adat

$$v_{f_i} = v_f(\omega_i, \vec{m}) \quad \text{és} \quad v_{cs_i} = v_{cs}(\omega_i, \vec{m}).$$

### 3. Az alkalmazott inverziós módszer

A linearizálás kezdeti értékek segítségével Taylor-sorba való fejtéssel történt, így az inverziós eljárás során szükséges a

$$G_{ij} = \left( \frac{\partial v_{cs_i}}{\partial m_j} \right)_{\vec{m}_0}$$

mátrix definiálása.

Az inverz feladat megoldását azon paraméterek megkeresésével határoztuk meg, amelyeknél a számított és a mért adatok távolsága az  $L_2$  norma szerint minimális.

Vizsgálatainkban a csillapított legkisebb négyzetek módszerét alkalmazva, az ismert

$$((G^T \cdot G) + \lambda^2 I) \delta \vec{m} = G^T \delta \vec{d}$$

normálegyenletet használtuk, ahol  $\lambda$  a csillapítási tényező,  $I$  az egységmátrix,  $\delta \vec{m}$  a modellterbeli korrekció vektor,  $\delta \vec{d}$  az adattérbeli változás vektor.

A normálegyenletből kapott  $\delta \vec{m}$  ismeretében  $\vec{m} = \vec{m}_0 + \delta \vec{m}$  adja meg az iteráció következő lépésében a paraméter vektort.

Vizsgálataink során szintetikus adatrendszereket használtunk, az inverz feladat megoldásának jellemzésére a relatív adattávolságot

$$D = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{d_i^{(mért)} - d_i^{(sz)}}{d_i^{(sz)}} \right)^2},$$

a relatív modell-távolságot

$$d = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{k=1}^M \left( \frac{m_k^{(egzakt)} - m_k^{(becsült)}}{m_k^{(becsült)}} \right)^2},$$

és a korrelációs mátrixot

$$\text{corr}_{ik} = \frac{\text{COV}_{ik}}{\sqrt{\text{COV}_{ii} \text{COV}_{kk}}},$$

alkalmaztuk, a korrelációs mátrixot jellemző skálárként pedig az

$$s = \sqrt{\frac{1}{M(M-1)} \sum_{k=1}^M \sum_{i=1}^M (\text{corr}_{ik} - \delta_{ik})^2}$$

mennyiséget vezettük be [DOBRÓKA et al. 1991].

#### 4. Numerikus vizsgálatok

A Love-típusú felületi hullámok inverziós eljárásának tesztelése szintetikus adatokkal történt. Az 1. táblázatban látható alapmodellből kiindulva  $x_1$  irányú inhomogenitást és  $x_2$  irányú hullámterjedést tételeztünk fel.

vastagság (m)	transz. sebesség (m/sec)	sűrűség
$h_1 = 2$	$\beta_1 = 200$	$\rho_1 = 1.8$
$h_2 = 3$	$\beta_2 = 400$	$\rho_2 = 1.9$
$h_3 = \infty$	$\beta_3 = 600$	$\rho_3 = 1.8$

1. táblázat. Az alap (homogén) modell  
Table 1. The basic (homogeneous) model

A feltételezett transzverzális testhullámsebesség inhomogenitását a következő függvény jellemzi:

$$\beta_1^{(inh)}(x_1) = \beta_1^{(ho)} \left[ 1 - 0.5 \exp - \left( \frac{x_1}{10 h_1} \right)^2 \right].$$

$\beta_1^{(inh)}$  szimmetriája miatt elegendő tehát a pozitív  $x$ -ek tartományban végezni a számításokat.  $\beta_1^{(inh)}$  változásának jó követéséhez 0 m-től 5 m-enként, majd 30 m-től 50 m-ig 10 m-enként számítottuk az első rétegbeli sebességváltozásokat. Az  $x_1$  irányában inhomogén összletet (2. táblázat) 9 lokálisan homogén modellel közelítettük az

$$x_1 = 0, x_1 = 5, x_1 = 10, x_1 = 15, x_1 = 20, \\ x_1 = 25, x_1 = 30, x_1 = 40, x_1 = 50$$

koordinátákkal jellemzett,  $x_2$  irányban haladó vezetett hullámok leírásában, illetve a diszperziós jellemzők inverziójában.

A megadott rész-modellek (A,B,C,D,E,F,G,H,I) direkt feladatában 200 frekvenciára számoltunk cso-

	A x=0	B x=5	C x=10	D x=15	E x=20	F x=25	G x=30	H x=40	I x=50
$\beta_1$	100	106	122	143	163	179	189	198	200
$\beta_2$	400	400	400	400	400	400	400	400	400
$\beta_3$	600	600	600	600	600	600	600	600	600
$h_1$	2	2	2	2	2	2	2	2	2
$h_2$	3	3	3	3	3	3	3	3	3
$\rho_1$	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
$\rho_2$	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
$\rho_3$	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8

2. táblázat. A célmodell (egzakt modell)  
Table 2. The target (exact) model

portsebesség adatokat. A kezdő frekvencia 1 Hz, a szomszédos frekvenciák közti különbség 0,5 Hz volt.

Ahhoz, hogy valós mérési adatokat szimuláljunk, az adatrendszereket egyik esetben 2%-os, a másik esetben 5%-os Gauss-zajjal terheltük. Minden alkalommal az inverziót az egzakt modelltől 50%-os távolságon belül véletlenszerűen felvett startmodell-től indítottuk. Az inverzió során a rétegek sűrűségét fixnek vettük.

#### 4.1 A 2%-os hibával terhelt adatok inverziója

Az eredmények a 3. táblázatban találhatóak.

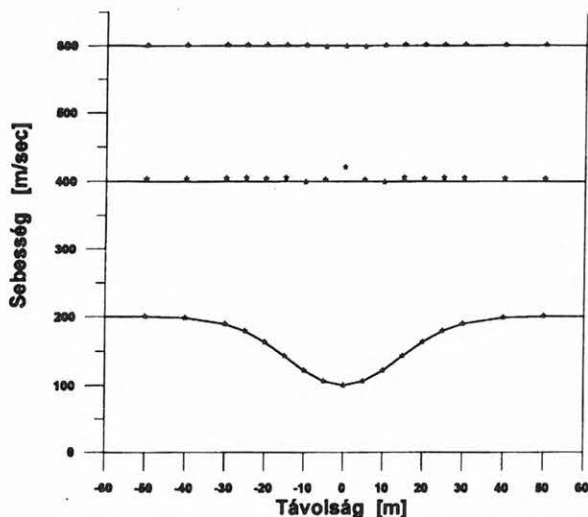
	A x=0	B x=5	C x=10	D x=15	E x=20	F x=25	G x=30	H x=40	I x=50
$\beta_1$	100	106	122	143	163	179	189.1	198.1	200.1
$\beta_2$	420.3	402.7	398.9	405.4	404.1	405.3	405	404	403.6
$\beta_3$	599.2	598.2	600.4	601.2	601.3	601.6	601.4	601.4	601
$h_1$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
$h_2$	3.3	2.9	2.9	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.0
$\sigma\%$	4.4	1	0.8	1.35	1.05	1.45	1.3	0.96	0.85
$D\%$	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96
$s$	0.55	0.55	0.55	0.55	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56

3. táblázat. A 2%-os Gauss-hibával terhelt adatok inverziós eredményei

Table 3. The results of the inversion of data sets containing 2% Gaussian noise

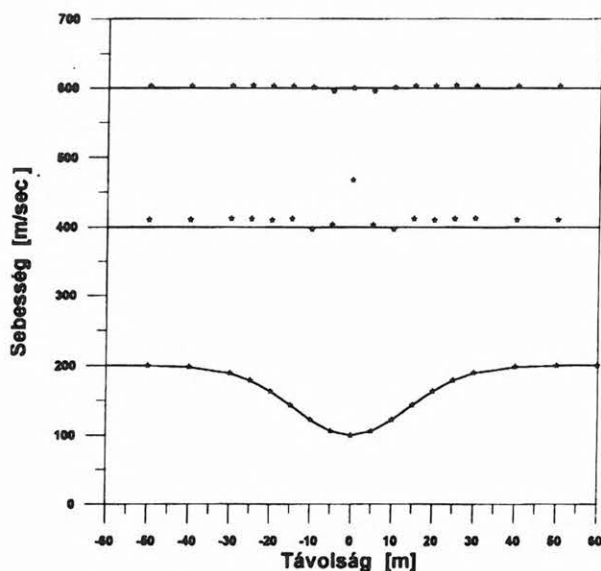
Szemléletesebb áttekintést kaphatunk a 2. ábrán arról, hogy az inverziós eljárás szolgáltatja sebességeloszlás (\*-gal jelzett pontok) mennyire rekonstruálja az eredeti (előre modellezett) sebességeloszlást (folytonos vonal).





2. ábra. A 2%-os Gauss-hibával terhelt adatok inverziós eredményei

Fig. 2. The results of the inversion of data sets containing 2% Gaussian noise



3. ábra. A 5%-os Gauss-hibával terhelt adatok inverziós eredményei

Fig. 3. The results of the inversion of data sets containing 5% Gaussian noise

#### 4.2 Az 5%-os hibával terhelt adatok inverziója

Az 5%-os hibával terhelt adatok esetére a 4. táblázat foglalja össze a futtatási eredményeket.

Az 5%-os eset futtatási eredményei grafikusán szemléltetve a 3. ábrán láthatók.

	A $x=0$	B $x=5$	C $x=10$	D $x=15$	E $x=20$	F $x=25$	G $x=30$	H $x=40$	I $x=50$
$\beta_1$	99.9	105.9	121.9	142.9	163.0	179.0	189.1	198.1	200.1
$\beta_2$	467.4	403.8	396.5	412.2	410.1	412.1	412.7	410.7	410.5
$\beta_3$	600.0	595.4	601.0	603.0	603.2	603.8	603.0	602.9	602.9
$h_1$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
$h_2$	4.4	2.7	2.9	3.2	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1
$\sigma^2$	22.48	4	2.19	3.1	2.66	3.4	3.5	2.7	2.63
$D^2$	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91	4.91
$\sigma$	0.56	0.55	0.55	0.55	0.55	0.56	0.56	0.56	0.56

4. táblázat. Az 5%-os Gauss-hibával terhelt adatok inverziós eredményei

Table 4. The results of the inversion of data sets containing 5% Gaussian noise

#### 4.3 Az eredmények értékelése

Példaként vegyük szemügyre az  $x_1 = 10$  m-nél lévő két adatrendszer. Az összehasonlítás egyértelműsége végett egyetlen modelltávolságról indítottuk az inverziós eljárást.

Az 5., 6. táblázatok nemcsak az inverzióból kapott modellparamétereket mutatják, hanem azok becslésének bizonytalanságát (variancia) is.

	Az optimális modellparaméter	Variancia [%]	A célmodell paraméter
$\beta_1$	122.0	0.1	122
$\beta_2$	398.9	4.6	400
$\beta_3$	600.4	0.6	600
$h_1$	2.0	1.0	2
$h_2$	2.9	10.3	3

5. táblázat. A 2%-os hibával terhelt adatok inverziójából kapott modellparaméterek és azok varianciája  $x_1 = 10$  m-nél

Table 5. The model parameters and their variancies at  $x_1 = 10$  m for the 2% case

A 7., 8. táblázatok a korrelációs mátrixokat tartalmazzák.

Az 5. és 6. táblázat azt mutatja, hogy a 2%-os hibával terhelt adatok esete pontos paraméterbecslést ad és viszonylag kis varianciával, ugyanakkor az eredmények nem torzulnak az 5%-os hibát tartalmazó adatok esetén sem. Ez azt jelenti, hogy a módszer jól alkalmazható, mivel eléggé érzékenyen a zajokra. A két eset korrelációs mátrixa (7., 8. táblázat) azonban érdekes tanulsággal szolgál. Az első réteg vastagsága és sebessége között mindkét esetben meglehetősen nagy korrelációt találunk. Ez elvileg rossz és bizonytalan becslésre vezetne. Ennek ellenére nagyon pontos és nagyon kis bizonytalansággal járó paraméterbecslést kaptunk. E kedvező jelenség magyarázatára számítottuk az ún. érzékenységi görbékét. Ezzel azt vizsgáltuk meg, hogy a frekvencia

	Az optimális modellparaméter	Variancia [%]	A célmodell paraméter
$\beta_1$	121.9	0.3	122
$\beta_2$	396.5	12.5	400
$\beta_3$	601.0	1.6	600
$h_1$	2.0	2.7	2
$h_2$	2.9	26.4	3

6. táblázat. Az 5%-os hibával terhelt adatok inverziójából kapott modellparaméterek és azok varianciája  $x_1 = 10$  m-nél

Table 6. The model parameters and their variances at  $x_1 = 10$  m for the 5% case

	$\beta_1$	$\beta_2$	$\beta_3$	$h_1$	$h_2$
$\beta_1$	1	0.85	0.19	0.96	0.23
$\beta_2$	0.85	1	0.03	0.95	0.54
$\beta_3$	0.1	0.03	1	0.06	0.05
$h_1$	0.96	0.95	0.06	1	0.36
$h_2$	0.23	0.54	0.05	0.36	1

7. táblázat. A 2%-os hibával terhelt adatok inverziójából kapott korrelációs mátrix  $x_1 = 10$  m-nél.  
Az átlagkorreláció = 0,553

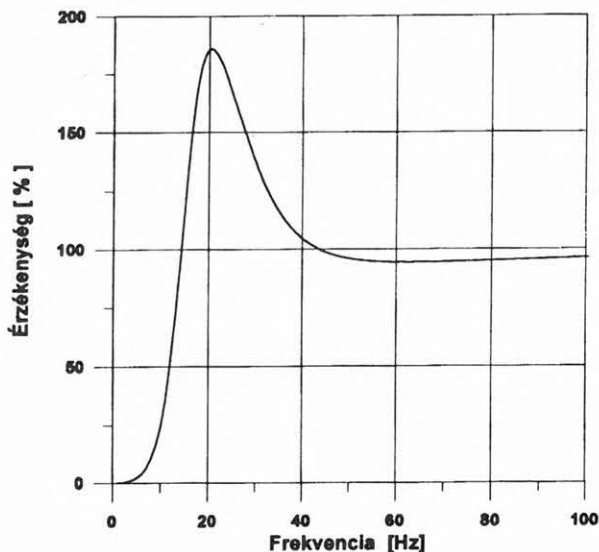
Table 7. The correlation matrix at  $x_1 = 10$  m for the 2% case.  
The average of correlation = 0.553

	$\beta_1$	$\beta_2$	$\beta_3$	$h_1$	$h_2$
$\beta_1$	1	0.85	0.19	0.96	0.24
$\beta_2$	0.85	1	0.03	0.95	0.55
$\beta_3$	0.19	0.03	1	0.06	0.05
$h_1$	0.96	0.95	0.06	1	0.37
$h_2$	0.24	0.55	0.05	0.37	1

8. táblázat. Az 5%-os hibával terhelt adatok inverziójából kapott korrelációs mátrix  $x_1 = 10$  m-nél.  
Az átlagkorreláció = 0,556

Table 8. The correlation matrix at  $x_1 = 10$  m for the 5% case.  
The average of correlation = 0.556

függvényében a diszperziós görbe milyen „érzékenyen” reagál az első réteg sebességbeli változásaira. A 4. ábrán a diszperzió érzékenységgörbéjét látjuk az első réteg sebességére vonatkozóan. Az ábrából kiolvasható, hogy 16 Hz-től 100 Hz-ig nagyobb, illetve 100%-os körüli érzékenységgel reagál a diszperzió görbe  $\beta_1$  változásaira, ami azt jelenti, hogy az adatoknak majdnem 85%-a az első réteg sebességéről származik. Ez a sok adat eredményezi a pontos becslést a réteg sebességbeli változásaira nézve.



4. ábra. A diszperzió érzékenysége  $\beta_1$ -re  
Fig. 4. The sensitivity of dispersion to  $\beta_1$

## HIVATKOZÁSOK

- AMRAN A. 1994 : Laterálisan inhomogén sokréteges összletben terjedő Love-típusú felületi hullámok diszperziós relációja és elmozdulás függvényei. Tanulmány, Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék
- DOBRÓKA M. 1987a: Love seam-waves in a horizontally inhomogeneous three-layered media. Geophysical Prospecting 35, 502-516
- DOBRÓKA M. 1987b: Love-típusú telephullámok elmozdulásfüggvényei és abszorpció-diszperzió tulajdonságai, I rész: horizontálisan homogén földtani szerkezet. Magyar Geofizika 1, 20-33
- DOBRÓKA M. 1987c: Love-típusú telephullámok elmozdulásfüggvényei és abszorpció-diszperzió tulajdonságai, II rész: horizontálisan inhomogén földtani szerkezet. Magyar Geofizika 4-5, 121-139
- DOBRÓKA M. 1988: Love-típusú telephullámok elmozdulásfüggvényei és abszorpció-diszperzió tulajdonságai, III rész: változó telepvastagságú földtani szerkezet. Magyar Geofizika 1-2, 1-12
- DOBRÓKA M., GYULAI Á., ORMOS T., CSÓKÁS J., DRESEN L. 1991: Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal mine. Geophysical Prospecting 39, 643-665

# A vertikális mágneses dipólus teréből a MELIS-eljárással számított látszólagos fajlagos ellenállás görbék túllövéseinek vizsgálata<sup>1</sup>

HURSÁN GÁBOR<sup>2</sup>

A váltóáramú vertikális mágneses dipólus homogén, illetve horizontálisan rétegzett vezető közegben a benne folyó árammal párhuzamos örvényáramokat indukál. A dipólustól távolodva az örvényáramok iránya fokozatosan ellentétesé válik. Rétegzett féltérben a különböző áramrendszerek alakja és helyzete is jelentősen eltér a homogén féltérben megszokottól. Emiatt a mágneses tér helyenként a homogén féltérnél nem tapasztalható sajátosságokat mutat. A homogén féltér feletti karakterisztikák alapján számítható látszólagos fajlagos ellenállás görbéken ezeken a helyeken túllövések jelennek meg. A túllövéses szakaszok nagyobb érzékenységet mutatnak a rétetparaméterekre vonatkozóan, mint az oszcillációmentes tartományok.

**G. HURSÁN: Examination of overshootings occurring on MELIS apparent resistivity curves calculated from the field of vertical magnetic dipole**

In homogeneous and horizontally layered conducting medium the oscillatory vertical magnetic dipole generates eddy currents parallel to the current of the source. Going further from the dipole the direction of eddy currents gradually turns to the opposite direction. In layered halfspace the shape and the position of different current systems differ from the usual in the homogeneous halfspace. That's why the magnetic field shows special characteristics in several places which are unique in the homogeneous halfspace. In these places there are overshootings on the apparent resistivity curves which can be calculated on the basis of the homogeneous halfspace-characteristics. The regions of the overshootings show stronger sensitivity to the layer-parameters than the parts without oscillation.

## 1. Bevezetés

A különböző elektromágneses frekvenciaszondázások az egyes térerősség-komponensekben lévő földtani információt a látszólagos fajlagos ellenállás görbékkel emelik ki és teszik szemléletesebbé.

A látszólagos fajlagos ellenállás meghatározása többféle módszerrel végezhető el. A látszólagos fajlagos ellenállás görbék közös, ismert sajátága, hogy jelentős oszcilláció — „túllövés” — jelenik meg rajtuk. Különösen szembetűnő és szokatlan jellegű ez a BRGM MELIS frekvenciaszondázási módosulatánál.

A ME Geofizikai Tanszéke 1993-ban a CO 216 OTKA műszerpályázat elnyerésével jutott ilyen műszerhez.

A feldolgozási eljárás bemutatása után megvizsgáljuk egy-egy jól, ill. rosszul vezető aljzattal rendelkező kétréteges metszetre a látszólagos fajlagos ellenállás görbék túllövéseinek kialakulását a felhasznált mennyiségek viselkedének részletes elemzésével, majd a látszólagos fajlagos ellenállás görbék túllövéses részeinek információtartalmát.

## 2. A MELIS-eljárás

Horizontálisan rétegzett féltér felszínén a vertikális mágneses dipólus mágneses terének radiális ( $H_r$ ) és vertikális ( $H_z$ ) összetevője létezik. A térkomponensek a következő alakban írhatók fel:

$$H_r = H_z^{(0)} \cdot h_r$$

$$H_z = H_z^{(0)} \cdot h_z$$

ahol  $H_z^{(0)} = \frac{M}{4\pi r^3}$  a stacionárius mágneses dipólus

mágneses tere (primér tér) [A/m],  $M$  a mágneses dipólus momentuma [ $\text{Am}^2$ ],  $r$  az adó-vevő távolság [m],  $h_r$  a radiális mágneses szám,  $h_z$  a vertikális mágneses szám.

A mágneses számok dimenzió nélküli mennyiségek. Ezek tartalmazzák a földtani információt. A terepen mért  $H_r$  illetve  $H_z$  mágneses térkomponensekből a mágneses számok egyszerűen kifejezhetők.

Az ún. indukciós számot az adó-vevő távolság, a frekvencia ( $f$ ) és az első réteg fajlagos ellenállásának ( $\rho_1$ ) függvényeként a következőképp definiáljuk:

$$B = \frac{r}{\delta_1},$$

<sup>1</sup>Elhangzott az Ifjú Szakemberek Ankétján Egerben, 1995. április 20-án

<sup>2</sup>Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék, H-3515 Miskolc-Egyetemváros



ahol  $\delta = \text{skin } 1 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10^7 \frac{\rho_1}{f}}$  a szkin mélység [m].

Az indukciós szám tájékoztat arról, hogy az elektromágneses tér mely zónájában vagyunk. Ha  $B < 0,1$ , a közeli zónában mérünk. Ekkor a tér a stationárius mágneses dipólus terével gyakorlatilag megegyező sajátosságokat mutat.  $0,1 < B < 10$  esetén a középső (indukciós) zónában vagyunk.  $B > 10$  esetén a távoli zóna összefüggései érvényesek, itt az elektromágneses tér fokozatosan síkhullám természetűvé válik. Homogén féltér felszínén a mágneses számok csak az indukciószámtól függenek.

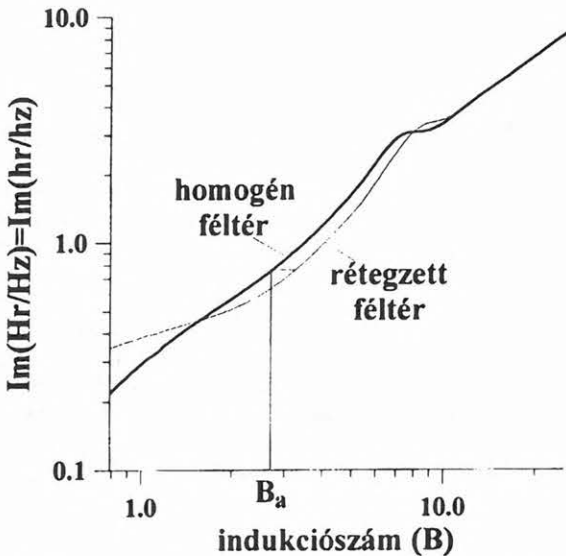
A MELIS-eljárás a látszólagos fajlagos ellenállást a  $H_r/H_z$  mennyiségek képzetes része alapján számoltatja. Ez azért jobb, mint az amplitúdó, mert a közeli zónában az adó- és vevőtekercs esetleges magasságkülönbségéből eredő  $\text{Re}H_r$  komponens nem tartalmazza. A  $H_r$  és  $H_z$  komponensek amplitúdójának és fáziskülönbségének mérésével könnyen meghatározható ez a mennyiség. A mágneses térkomponensek hányadosa megegyezik a megfelelő mágneses számok hányadosával, azaz

$$\text{Im} \frac{H_r}{H_z} = \text{Im} \frac{h_r}{h_z}$$

Homogén féltér felett ez a mennyiség az indukciós számnak egy-egyértékű függvénye (1. ábra), így minden terepen mért karakterisztika-értékhez tartozik egy  $B_a$  látszólagos indukciós szám, melyből a frekvencia és az adó-vevő távolság ismeretében kifejezhető a  $\rho_a$  látszólagos fajlagos ellenállás:

$$B_a = r/\delta = 2\pi r \sqrt{f/\rho_a} \cdot 10^{-3,5}$$

$$\rho_a = \frac{4\pi^2 r^2 f}{B_a^2} \cdot 10^{-7} \text{ } \Omega\text{m.}$$

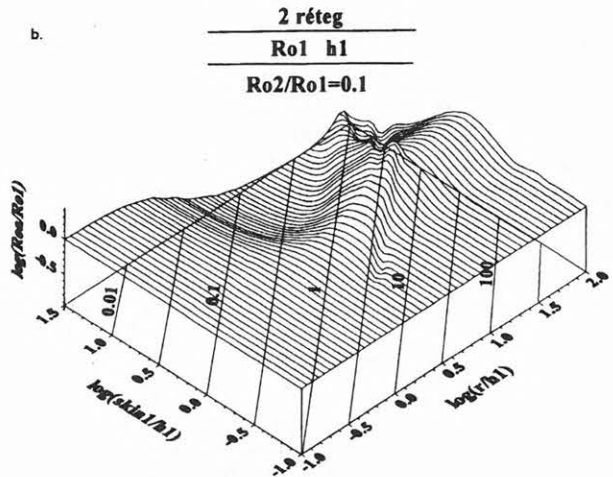
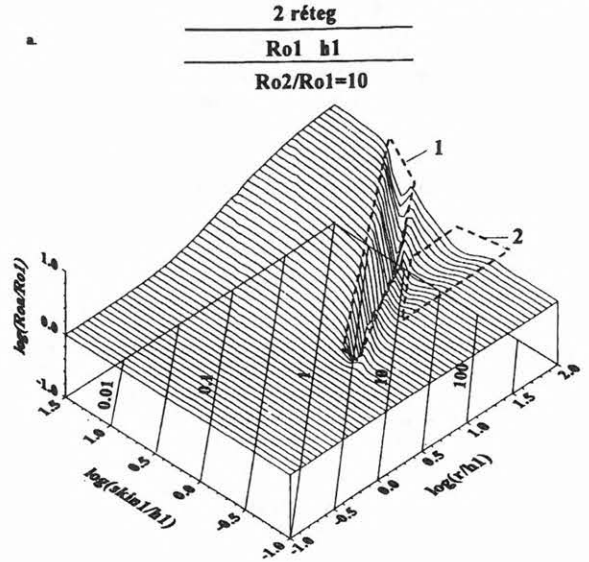


1. ábra. A látszólagos fajlagos ellenállás kiszámításához  
Fig. 1. For the calculation of apparent resistivity

A berendezéshez tartozó, direkt és inverz feladatokat megoldó FREMIS modellező szoftver tetszőleges horizontálisan rétegzett féltérre kiszámítja a térkomponensek és a MELIS-eljárás által használt látszólagos fajlagos ellenállások értékét. Ez a program szolgált vizsgálataim referenciájaként.

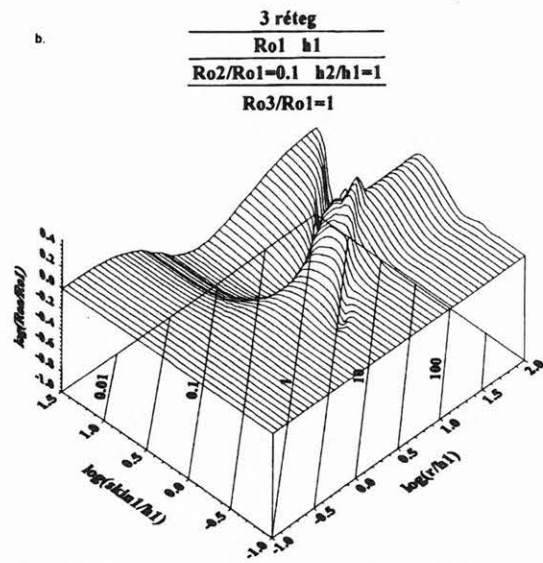
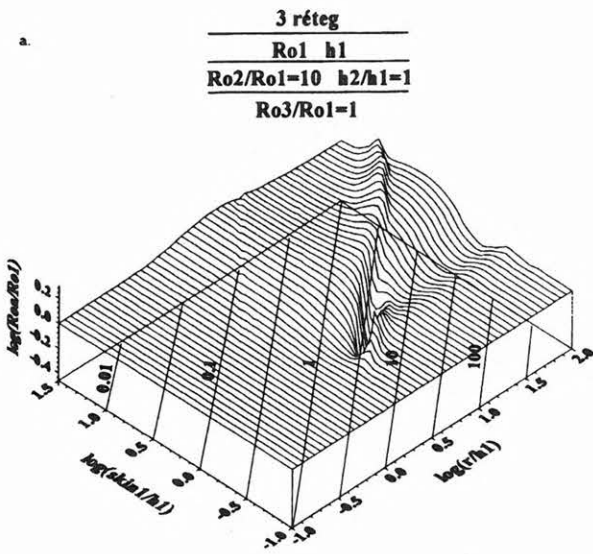
### 3. A túllövések viselkedése a mágneses számok és a MELIS látszólagos fajlagos ellenállás görbéin

A 2.-3. ábrákon két- és háromréteges metszetekre az első réteg fajlagos ellenállására normált látszólagos fajlagos ellenállást  $r/h_1$ , illetve  $\text{skin } 1/h_1$  függvé-



2. ábra. Rosszul (a) és jól (b) vezető aljzattal rendelkező kétréteges modell feletti MELIS látszólagos fajlagos ellenállás az első réteg vastagságára normált adó-vevő távolság és frekvencia függvényében (kombinált frekvencia- és geometriai szondázás)

Fig. 2. MELIS apparent resistivity over a two-layer model having resistive (a) and conductive (b) basement as a function of transmitter-receiver distance and skin depth normalized to the thickness of the first layer (combined frequency and geometric sounding)



3. ábra. Rosszul (a) és jól (b) vezető közbetelepüléssel rendelkező háromréteges modell feletti MELIS látszólagos fajlagos ellenállás az első réteg vastagságára normált adó-vevő távolság és frekvencia függvényében (kombinált frekvencia- és geometriai szondázás)

Fig. 3. MELIS apparent resistivity over a three-layer model having resistive (a) and conductive (b) second layer as a function of transmitter-receiver distance and skin depth normalized to the thickness of the first layer (combined frequency and geometric sounding)

nyeként ábrázoltuk. Ezek olyan mennyiségek, melyekbe a konkrét frekvencia, adó-vevő távolság és a rétegparaméterek behelyettesíthetők. Az  $r/\delta_1$  indukciós szám értékeit az átlókon feltüntetett számok jelzik.

Túllövés alatt a látszólagos fajlagos ellenállás görbéken megjelenő, az ellenálláskontraszttal ellentétes előjelű változásokat értjük.

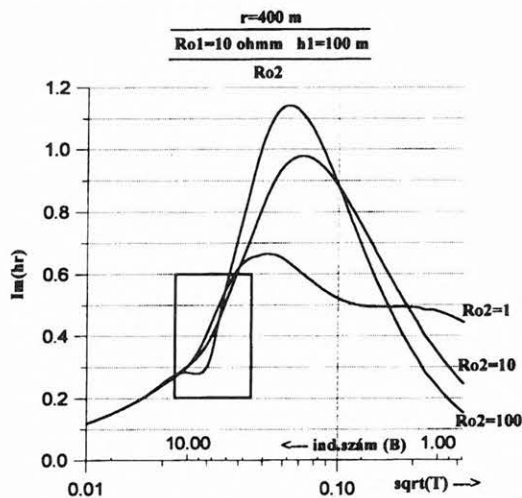
A 2.-3. ábrákon két, alapvetően különböző túllövést láthatunk:

- a. A 2a. ábrán 1-es számmal jelölt túllövés, mely vezető aljzat esetén a  $B \approx 1-6$ , szigetelő aljzattal a  $B \approx 8-12$  közötti indukciós szám-tartományban található. Jelen esetben a legnagyobb oszcilláció akkor jelentkezik a frekvenciaszondázási görbé-

ken, ha az adó-vevő távolság a réteghatár mélységének a 3-8-szorosa. Többréteges metszet esetén arra a réteghatárra lesz jellemző a túllövés, mely mélységének és az adó-vevő távolságának az aránya leginkább benne van a fenti tartományban.

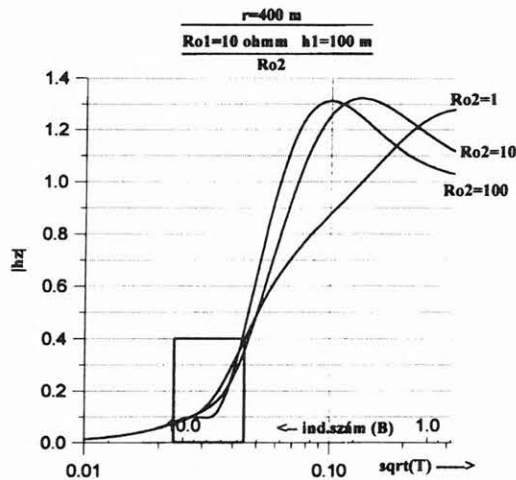
- b. A 2-es számmal jelölt túllövés a távoli zónában jelentkezik. Az adó-vevő távolságtól független és lényegében a magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéken megjelenő túllövésnek felel meg, ugyanis rendre a  $\delta_1/h_1=1$  körüli, azaz az első réteghatárhoz tartozó első destruktív interferenciás tartományban található.

Jelen dolgozatban az „a” típusú túllövésekkel foglalkozunk és részletesen elemezzük egy-egy jól, illetve rosszul vezető aljzattal rendelkező kétréteges metszet feletti frekvenciaszondázási görbék túllövéseinek viselkedését (4.-7. ábra).



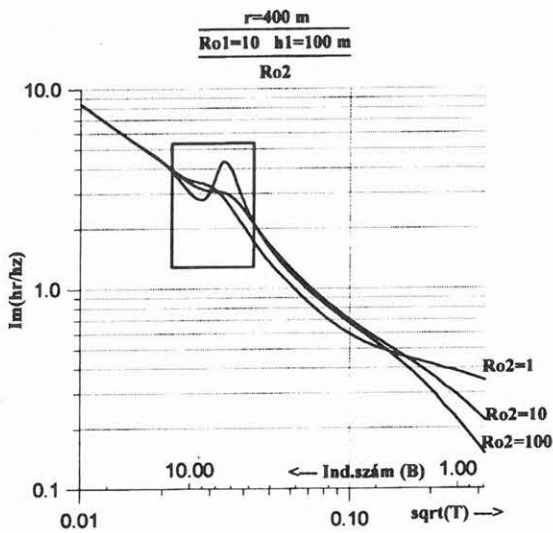
4. ábra. A radiális mágneses szám képzetes részének periódusidő-, illetve indukciós szám-függése kétréteges modellek felett

Fig. 4. Period and induction number-dependence of the imaginary part of the radial magnetic number over two layer models



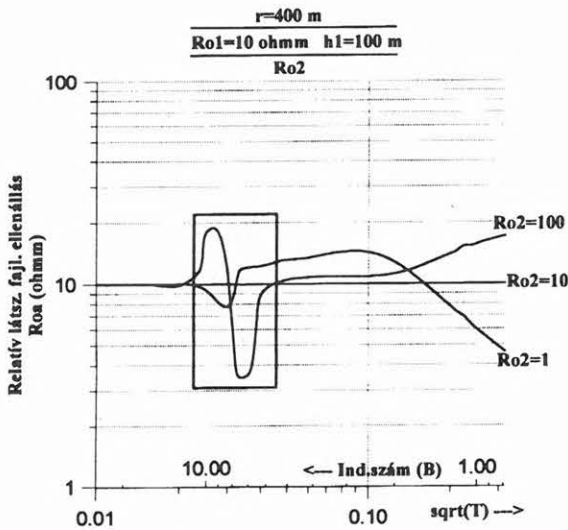
5. ábra. A vertikális mágneses szám abszolút értékének periódusidő-, illetve indukciós szám-függése kétréteges modellek felett

Fig. 5. Period and induction number-dependence of the absolute value of the vertical magnetic number over two-layer-models



6. ábra. Az  $Im(h_r/h_z)$  karakterisztika periódusidő-, illetve indukciósám-függése kétréteges modellek felett

Fig. 6. Period and induction number-dependence of the  $Im(h_r/h_z)$  characteristics over two-layer models



7. ábra. A MELIS látszólagos fajlagos ellenállás periódusidő-, illetve indukciósám-függése kétréteges modellek felett (frekvenciaszondázási görbe)

Fig. 7. Period and induction number-dependence of the MELIS apparent resistivity over two-layer models (frequency sounding curve)

Az adó-vevő távolság 400 m, az első réteg fajlagos ellenállása 10  $\Omega$ m, vastagsága pedig 100 m. Az aljzat fajlagos ellenállása 1, 10, illetve 100  $\Omega$ m. A karakterisztikákat és a látszólagos fajlagos ellenállást az indukciósám és a frekvenciaszondázásoknál megszokott módon  $\sqrt{T}$  függvényében is ábráztuk.

Nézzük meg lépésről lépésre a 4.-7. ábrák segítségével, hogy a túllövésekért mely indukciósám-tartományban mely karakterisztikák felelősek.

Rosszul vezető aljzat esetén mind az  $Im(h_r)$ , mind a  $|h_z|$  görbéken látható egy-egy szűk indukciósám-tartományra korlátozódó csökkenés a homogén féltér-karakterisztikákhoz képest (4.-5. ábra). A csökkenés az  $Im(h_r)$  görbén nagyobb indukciósám értékeknél jelenik meg, mint a  $|h_z|$  görbén. Az eltolt

helyzet miatt az  $Im(h_r)/|h_z|$  hányados értéke a homogén féltérhez képest először csökken, majd növekszik (6. ábra). A látszólagos indukciósám ennek megfelelően először kisebb, majd nagyobb értéket vesz fel a homogén féltér esetéhez képest, azaz a látszólagos fajlagos ellenállás először nagyobb, majd kisebb, mint az első réteg fajlagos ellenállása.

A jól vezető aljzat az  $Im(h_r)$  értékét szembevető módon csökkenti a  $B=1,2-6$  közötti indukciósám tartományon. A karakterisztika maximuma jóval kisebb, mint homogén féltér esetén (4. ábra). Emiatt az  $Im(h_r)/|h_z|$  karakterisztika az adott szakaszon kisebb, mint homogén féltér felett, azaz a látszólagos indukciósám kisebb a homogén féltér esetéhez képest. Ennek következménye az, hogy a látszólagos fajlagos ellenállás először növekszik, majd — miután a rendellenes torzulásnak vége — az aljzat fajlagos ellenállásához kezd beállni.

Megállapítható tehát, hogy mind a jól, mind a rosszul vezető aljzatnál a mágneses számok karakterisztikáinak van egy olyan szakasza, melyben a homogén féltérhez képest jelentősen eltérő lefutásúak. Nemcsak párhuzamos eltolódás, hanem alakváltozás is megjelenik, ami azzal jár, hogy a látszólagos fajlagos ellenállás ezeken a tartományokon nem követi a fajlagos ellenállás mélységfüggvényét.

#### 4. A túllövések kialakulásának fizikai okai

A következőkben a mágneses karakterisztikák alakváltozásainak említett létrejöttét a mágneses térerősség vektorai térbeli irányának alakulásával hozzuk összefüggésbe kétréteges metszetekben.

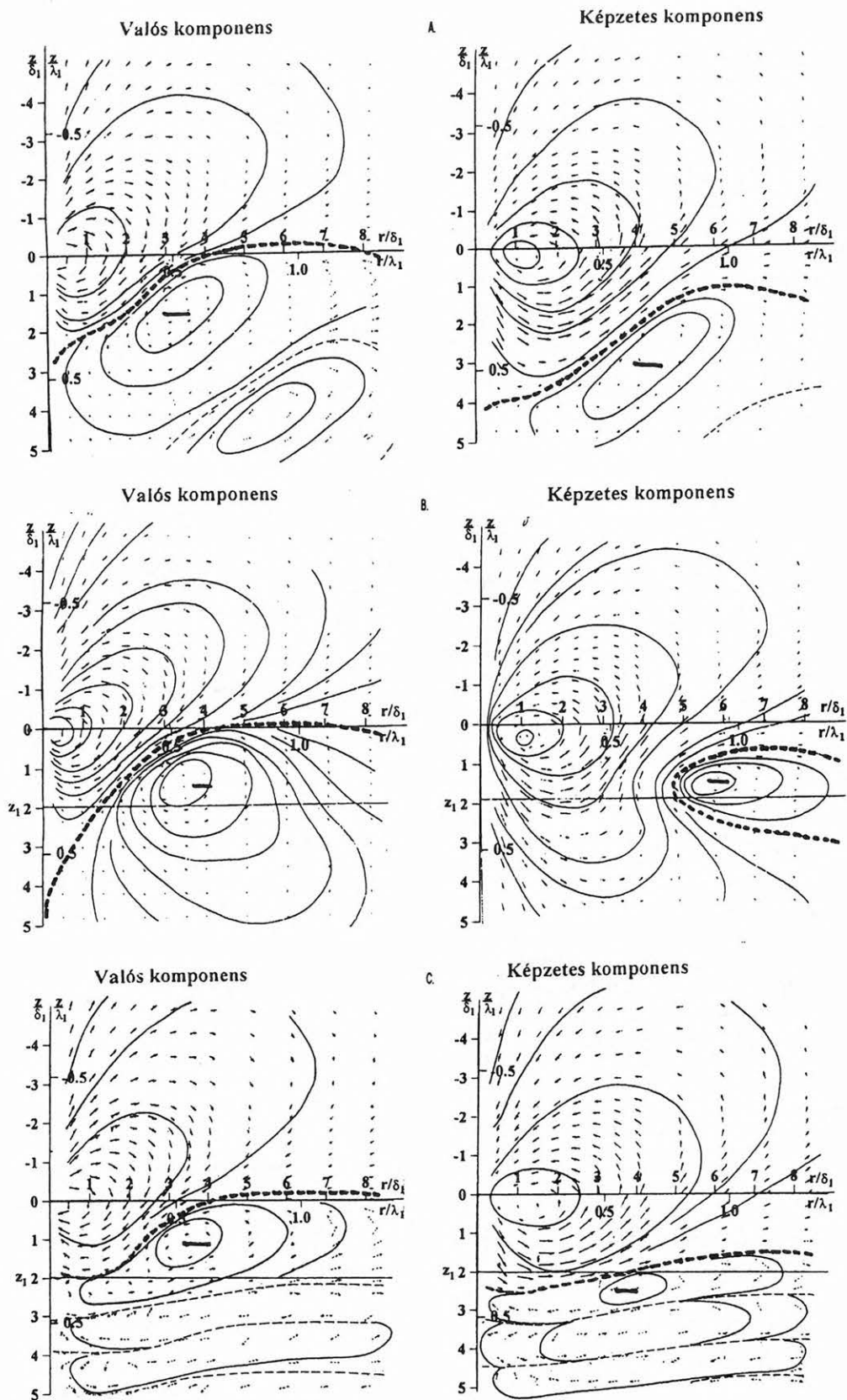
A mágneses tér az adótekercsben folyó váltóárammal fázisban levő (valós), illetve 90 fokos fázistolású (képzetes) komponensekre bontható. A 8a.-c. ábrákon ennek megfelelően a primér térre normált teljes mágneses tér — azaz a mágneses szám — valós és képzetes részének helyfüggését láthatjuk homogén féltér és jól, illetve rosszul vezető aljzattal rendelkező kétréteges modellek esetében. A távolság egysége az első rétegbeli hullámhossz, illetve szkin mélység [SZKACSKOV 1982]. Az ellenálláskontraszt a jól vezető aljzat esetén  $\rho_2/\rho_1 = 0,1$ , a rosszul vezető aljzatnál  $\rho_2/\rho_1 = 10$ .

A réteghatár  $z_1 = \lambda_1/\pi$  — azaz  $z_1 = 2\delta_1$  — mélységben van.  $\lambda_1$  az első rétegbeli hullámhossz,  $\delta_1$  pedig az első réteg fajlagos ellenállásával számított szkin mélység. A mágneses számokat vektorok ábrázolják. A vektorok mellett a mágneses térerősség izovonalait is ábráztuk, melyek mindhárom féltérben ellentétes körüljárási irányú, egymást követő ellentétes irányú áramrendszerekhez tartozó zárt görbéket határoznak meg. Határukat szaggatott vonalak jelölik.

Homogén féltérben a képzetes komponens áramrendszerének határa mélyebben és távolabb alakul ki, mint a valós komponensnél. A felszínt azon indukciósámok környezetében éri el, illetve közelíti meg, ahol a túllövések találhatóak.

Az alsó réteg nyilvánvalóan módosítani fogja a határfelület helyzetét és ezzel együtt a felszíni vektorok nagyságát és irányát is. Esetünkben, mivel a réteghatár mélysége kétszerese a szkin mélységnek, ez a hatás inkább a mélyebben és távolabb kialakuló,





8. ábra. A primer térre normált teljes mágneses tér valós és képzetes részeinek viselkedése homogén (a), illetve  $z_1=2\delta_1$  mélységben levő rosszul (b) és jól (c) vezető aljzattal bíró kétréteges féltérnek belsejében [SZKACSKOV 1983]

Fig. 8. Behaviour of the real and imaginary parts of the normalized total magnetic field inside of homogeneous halfspace (a) and two-layer models having resistive (b) and conductive (c) basement in  $z_1=2\delta_1$  depth [SKATCHKOV 1983]

az adóhoz csatlakozó áramrendszerhez képest ellen-  
tétes irányú áramrendszerben érzékelhető.

Egyébként a rosszul vezető aljzat esetén az effek-  
tív fajlagos ellenállás növekedése miatt az áramrend-  
szerek súlypontja az adótól távolabbra helyeződik át,  
alakjuk pedig úgy torzul, hogy az áramrendszerek  
nagyobb hányada található a felső rétegben, mint a  
homogén féltér ugyanezen térrészében, azaz az áram-  
ok kiszorulnak a jól vezető fedőrétegbe.

Jól vezető aljzatnál ( $\rho_2/\rho_1 = 0,1$ ) a fentiekkel el-  
lentétes hatások figyelhetők meg. A 8c. ábrán látha-  
tó, hogy az áramrendszerek közelebb kerülnek az adó  
dipólushoz, mint homogén féltér esetén, valamint az  
áramok jelentősebb hányada a jól vezető aljzatban  
folyik.

A réteghatár mélységének csökkentésével a felszí-  
nen észlelhető változások felerősödnek. Ennek be-  
mutatására szolgál a rosszul vezető aljzatra a 9., jól  
vezető aljzatra pedig a 10. ábra. Ezeket már csak a  
felszínen kialakuló mágneses számokat szemléltető  
vektorok szerepelnek. Az ábrákon a  $\delta_1/h_1=0$  eset a  
homogén féltérrel jelenti.

Az ábrákon jól követhető az azonos karakterű he-  
lyeknek a nagyobb indukciós szám értékek felé történő  
eltolódása a rosszul vezető aljzatnak felszín felé történő  
áthelyezésével. Az eltolódás mértéke az adótól távo-  
lodva — a kutatási mélység növelésével — fokozódik.

A jól vezető aljzatot a felszín felé közelítve az  
azonos karakterű helyek a kisebb indukciós szám ér-  
tékek felé tolódnak el.

Az ábrákon kijelölhetők olyan változások, melyek  
a mágneses szám-karakterisztikák alakjának meg-  
változását eredményezik a homogén féltér karak-  
terisztikáihoz képest.

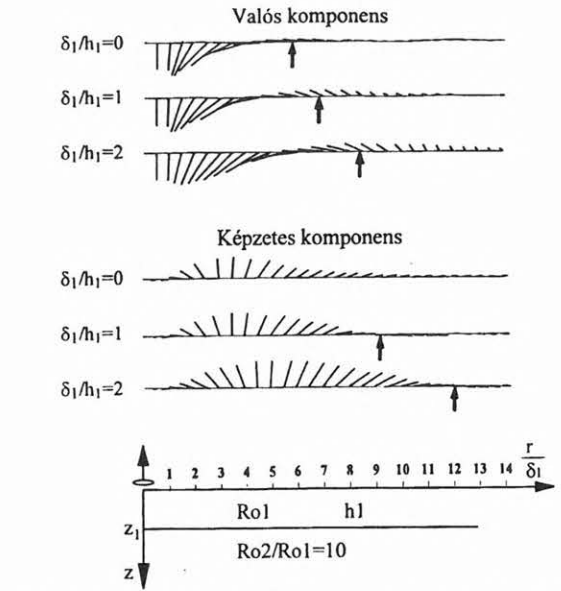
A rosszul vezető aljzatnál ilyen a valós kompo-  
nensnek a 9. ábrán bejelölt olyan növekedése, amely  
a homogén féltér felszínén nem fordulhat elő. A kép-  
zetes komponensben pedig a vertikális összetevőben  
olyan előjelváltás jelenik meg, mely homogén  
féltér felszínén nem tapasztalható (9. ábra). Ezek  
okozzák a 4.-7. ábrákon látható túllövéseket.

A jól vezető aljzat áramelszívó hatása úgy jelent-  
kezik, hogy a felszínen a mágneses számok maximá-  
lis értéke jóval kisebb a homogén féltér eseténél,  
illetve a valós komponens vertikális összetevőjénél  
elmarad az előjelváltás (a 10. ábrán bejelölt részek).  
A mágneses számok nagyságának csökkenése pon-  
tosan megfelel a 4. ábrán látható  $Im(h_r)$  komponens  
maximum-csökkenésének és az ehhez kötődő túllö-  
vésnek.

## 5. A földtani információ megjelenése a túllö- vések tartományában

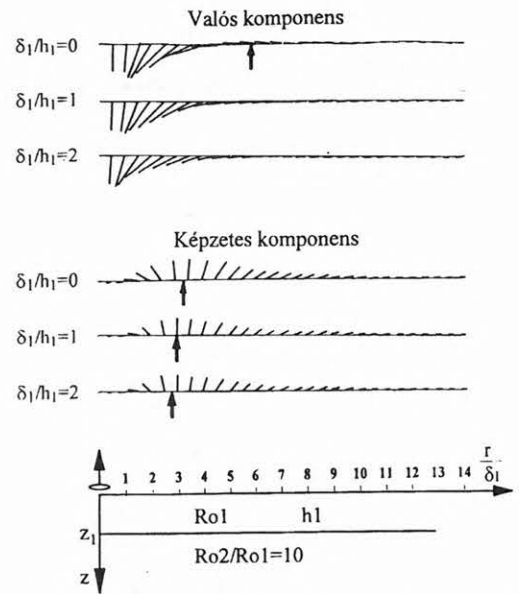
A következőkben azt elemezzük, hogy milyen a  
látszólagos fajlagos ellenállás érzékenysége a réteg-  
sor paramétereire.

A látszólagos fajlagos ellenállás adott paraméterre  
vonatkozó érzékenységének mérőszámai az ún. pa-  
raméter-érzékenységek [GYULAI 1989], melyeknek  
egyik lehetséges definíciója



9. ábra. A primér térre normált teljes mágneses tér valós és  
képzetes részének felszíni értékei különböző  $z_1$  mélységben  
elhelyezett rosszul vezető aljzatu kétréteges modell felett

Fig. 9. Values of the real and imaginary parts of the  
normalized total magnetic field over a two-layer model having  
resistive basement in different  $z_1$  depths



10. ábra. A primér térre normált teljes mágneses tér valós és  
képzetes részének felszíni értékei különböző  $z_1$  mélységben  
elhelyezett jól vezető aljzatu kétréteges modell felett

Fig. 10. Values of the real and imaginary parts of the  
normalized total magnetic field over a two-layer model having  
conductive basement in different  $z_1$  depths

$$\psi_i = \frac{\partial \rho_a}{\partial h_i} \frac{h_i}{\rho_a} = \frac{\partial(\ln \rho_a)}{\partial(\ln h_i)} \quad \text{vastagság-érzékenység}$$

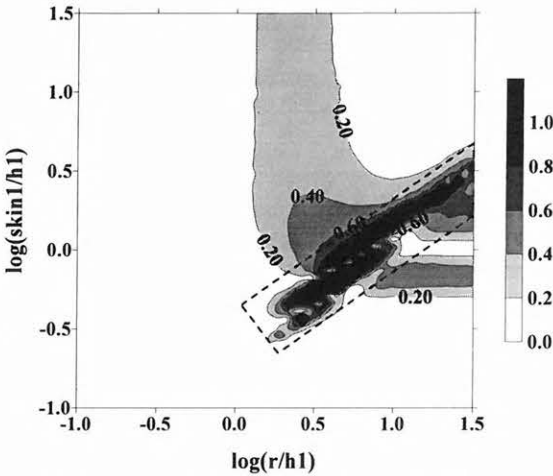
$$\varphi_i = \frac{\partial \rho_a}{\partial \rho_i} \frac{\rho_i}{\rho_a} = \frac{\partial(\ln \rho_a)}{\partial(\ln \rho_i)} \quad \text{fajlagos ellenállás érzékenység}$$

Egy adott rétegparaméter akkor mutatható ki, ha a paraméter-érzékenység abszolút értéke nagy, és akkor különíthető el a többitől, ha az adott konfigurációnál a többi paraméterre nézve az érzékenység kicsi.

Vizsgáljuk meg példaképp, milyen érzékeny a látzólagos fajlagos ellenállás egy rosszul vezető köz-betelepülést tartalmazó háromréteges modell paramétereire. A közbetelepülés fajlagos ellenállása 10-szerese az ágyazó rétegek fajlagos ellenállásának, vastagsága pedig megegyezik az első réteg vastagságával.

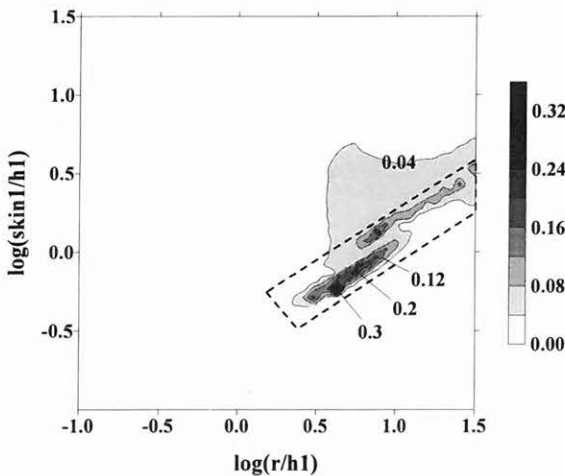
Az egyes rétegparaméterek kimutathatóságáról tájékoztató  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$ -ra vonatkozó érzékenységek abszolút értékeit  $r/h_1$ , illetve  $skin1/h_1$  függvényében a 11.–14. ábrákon láthatjuk.

3 réteges modell	
Ro1	h1
Ro2/Ro1=10	h2/h1=1
Ro3/Ro1=1	



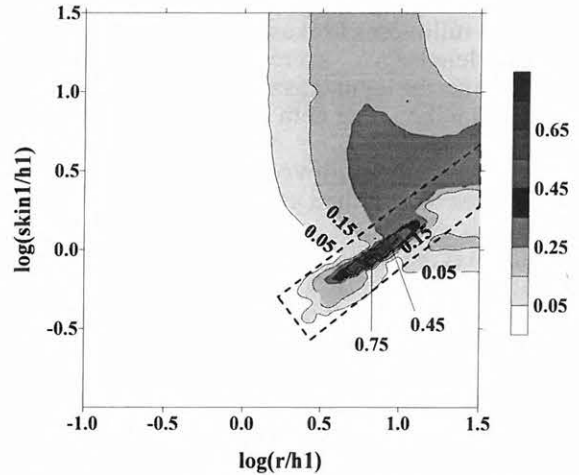
11. ábra.  $\psi_1$  első réteg vastagság-érzékenység  
Fig. 11.  $\psi_1$  first layer thickness-sensitivity

3 réteges modell	
Ro1	h1
Ro2/Ro1=10	h2/h1=1
Ro3/Ro1=1	



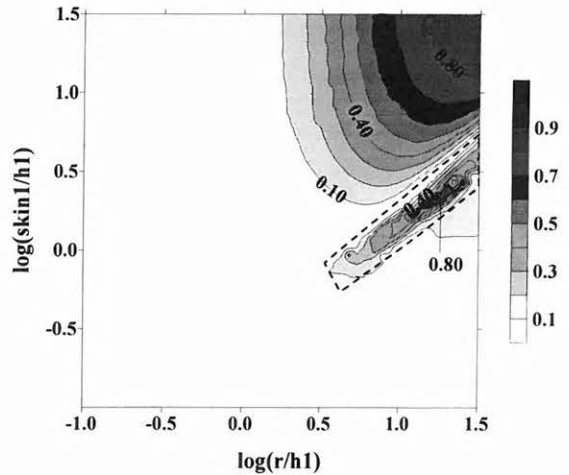
12. ábra.  $\phi_2$  második réteg fajlagos ellenállás érzékenység  
Fig. 12.  $\phi_2$  second layer resistivity-sensitivity

3 réteges modell	
Ro1	h1
Ro2/Ro1=10	h2/h1=1
Ro3/Ro1=1	



13. ábra.  $\psi_2$  második réteg vastagság-érzékenység  
Fig. 13.  $\psi_2$  second layer thickness-sensitivity

3 réteges modell	
Ro1	h1
Ro2/Ro1=10	h2/h1=1
Ro3/Ro1=1	



14. ábra.  $\phi_3$  harmadik réteg fajlagos ellenállás érzékenység  
Fig. 14.  $\phi_3$  third layer resistivity-sensitivity

Valamennyi paraméterre fokozott érzékenységeket mutatnak a túllövéses szakaszok.

Különösen nagy érzékenységek figyelhetők meg a rétegvastagságokra vonatkozóan (11. és 13. ábra). A felvett metszet esetén a látzólagos fajlagos ellenállás a második réteg fajlagos ellenállására mutatja a legkisebb érzékenységet, alátámasztva azt a tényt, mely szerint mágneses gerjesztést alkalmazó módszerekkel a nagy fajlagos ellenállású rétegek fajlagos ellenállása nehezen határozható meg.

A második rétegről fizikai szemléletünknek megfelelően akkor kapjuk a legnagyobb érzékenységeket, amikor a módszer által „látott térfogat” sem nem túl nagy, sem nem túl kicsi (12.–13. ábra).



A  $\rho_3$  fajlagos ellenállás érzékenysége a túllövések tartományán kívül ott nagy, ahol a skin-mélység és az adó-vevő távolság is jelentősen meghaladja a fedőösszlet vastagságát (14. ábra).

Az érzékenység-vizsgálat eredményei alapján felvetődik a túllövéses szakasz fokozott figyelembevételének lehetséges szerepe az inverzióban. A MELIS-műszer legmagasabb frekvenciája 8000 Hz, aminél általában még nem rajzolódik ki egyértelműen a szondázási görbe  $\rho_1$ -hez tartozó bal oldali aszimptotája. Így a túllövéses szakaszon történő pontos illesztés elősegítheti az első réteg paramétereinek pontosabb megadását.

A többi réteg paramétereire is kiterjeszhető a fenti megállapítás, ugyanis a 3. pontban elmondottaknak megfelelően annak az ellenálláskontrasztnak a hatása jelenik meg a legerősebben a túllövéses szakaszon, amelynél a mélység és az adó-vevő távolság aránya leginkább beleesik az  $1/3$ — $1/8$  tartományba, így az adó-vevő távolság változtatásával szabályozhatjuk, hogy milyen mélységtartományból származék a túllövés által hordozott földtani információ.

## Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatra az OTKA CO 216 sz. projekt keretén belül került sor. Köszönet illeti dr. TAKÁCS Ernő egyetemi tanárt a vizsgálat során nyújtott segítségéért.

## HIVATKOZÁSOK

- GYULAI Á. 1989: Parameter sensitivity of underground DC measurements. *Geophysical Transactions* 35, 3, 209–225
- SZKACSKOV P. 1983: Elektromagnitnoe pole verityikalno magnitno dipolja vnutri gorizontálno-szloisztov szstrukturü. *Elektromagnitnue metodü pri isszledovanyii zemnuh nyedr.* Szverdlóvszk, 18–24

# Adalékok a szénbányászatban alkalmazott geofizikai kutatások történetéhez

A magyarországi kőszénbányászat első írásos nyomait a XVII. század közepéről ismerjük SCHAFER András jezsuita szerzetes Rómába küldött tudósításaiból [ZSÁMBOKI 1988].

A felszínre kinyúló kőszén-előfordulások felderítéséhez hosszú időn keresztül nem volt szükség költséges kutatásra. 1766-ban az udvari kamara dekrétumot adott ki: aki tőzegtelepet lel és jelent be, 24 dukát jutalmat kap. Ennek eredményeként 4 év alatt 10 vármegyéből 16 lelőhelyet ismertek meg.

A mai Magyarország területén talált szénelőfordulásokon a bányászat megindulása a következő évszámokhoz köthető: Brennberg 1759, Vértessomlyó 1780, Esztergomi medence 1780, Pécs-Vasas 1787 és Mecsek-Váralja 1793.

Az alábbiakban — szükségszerűen korlátozott terjedelemben — a szénbányászatot segítő geofizikai kutatások történetét a hazai kőszénbányászat egy-egy nagyobb korszakához kapcsolva tekintjük át. A fejezeteken belül sorra vesszük a felszíni, a karotázs és a bányabeli mérések eredményeit.

## 1. A kezdetek

### *Az első felszíni mérések*

Az alkalmazott geofizikai kutatások a XX. század elején EÖTVÖS Loránd méréseivel kezdődtek. EÖTVÖS torziós ingájával szénbányászathoz kapcsolódó mérésre 1920-ban került sor az esztergomi szénmedencében [PEKÁR 1922]. Ez a kutatás nemcsak tudománytörténeti jelentőségű, hanem példamutató az a körültekintő figyelem, amellyel EÖTVÖS tanítványa a mérést előkészítette, elvégezte és kiértékelte. A tokodi bányaterületen két szelvény mentén végzett mérést a föld alatti vetődés helyének és nagyságának meghatározására. Előzetes számítással igazolta, hogy a gravitációs potenciáltér gradiensében és görbületében a vető hatása kimutatható. A különböző zavaró hatások csökkentése érdekében a terepet egyengette, két műszerrel párhuzamosan mért, az észlelést éjszaka végezte és figyelembe vette a terrén és a kartografikus hatást. A mérési eredményeknek legjobban megfelelő földtani modellt számításokkal, kőzetmintákon végzett sűrűségmérések segítségével határozta meg.

Az 1930-as évek közepén a budapesti Műszaki Egyetemen kifejlesztettek egy hatsatornás szeizmikus berendezést, amelyből két példányt készítettek a Geofizikai Intézet részére. Az egyik műszerrel 1942-ben reflexiós méréseket végeztek ismert dorogi szénelőfordulások felett [GERŐ et al. 1942]. A vizsgálat célja vetők előrejelzése volt a vízvédelmet szolgáló cementáló fúrások tervezéséhez. A triász mészkő felszínéről és a széntelepről szerkesztett reflektáló felületelemek igazolták, hogy a reflexiós módszerrel a vetők helye és nagysága kimutatható.

### *Az első, kőszénbányában végzett mérés*

Bányában végzett geofizikai mérésre első ízben 1928-ban Dorogon került sor [PEKÁR 1935]. A feladat 250—300 m mélységben lévő karsztos üregek kimutatása volt. PEKÁR számításokkal igazolta, hogy a tömeghiány felszíni hatása nem éri el a mérés pontosságát, ezért a Geofizikai Intézet egyik könnyen szállítható torziós ingáját levitték a Reimannakna vízbetöréssel fenyegetett szakaszára. Itt 25 napi folyamatos regisztrálással 14 állomáson végeztek mérést.

A dorogi bányagazgató értékelése szerint a „Pekár-vonalon” mélyített két fúrásban elnyeletett 6915 m<sup>3</sup> homokkal és 7589 q cementtel sikerült a kimutatott üreget úgy elzárni, hogy a terület teljes lefejtésének ideje alatt a bányába befolyó víz a 200 litert nem lépte túl.

## 2. A kőszénbányászat intenzív fejlesztésének időszaka

A II. világháborút követően a hazai szénbányászat teljesítménye meredeken emelkedett. Míg 1938-ban az éves termelés 9,4 millió tonna volt, 1964-ben meghaladta a 31,5 millió tonnát, de még 1975-ben is — az olcsó olaj ellenére — 24,9 millió tonnát termeltek ki. A szénbányászat termelésének megtöbbszörödése, majd szinten tartása a geofizikai kutatások számára fejlesztéseket ösztönző feladatokat adott.

### *Új feladat: ismeretlen kőszén-előfordulások felfedezése*

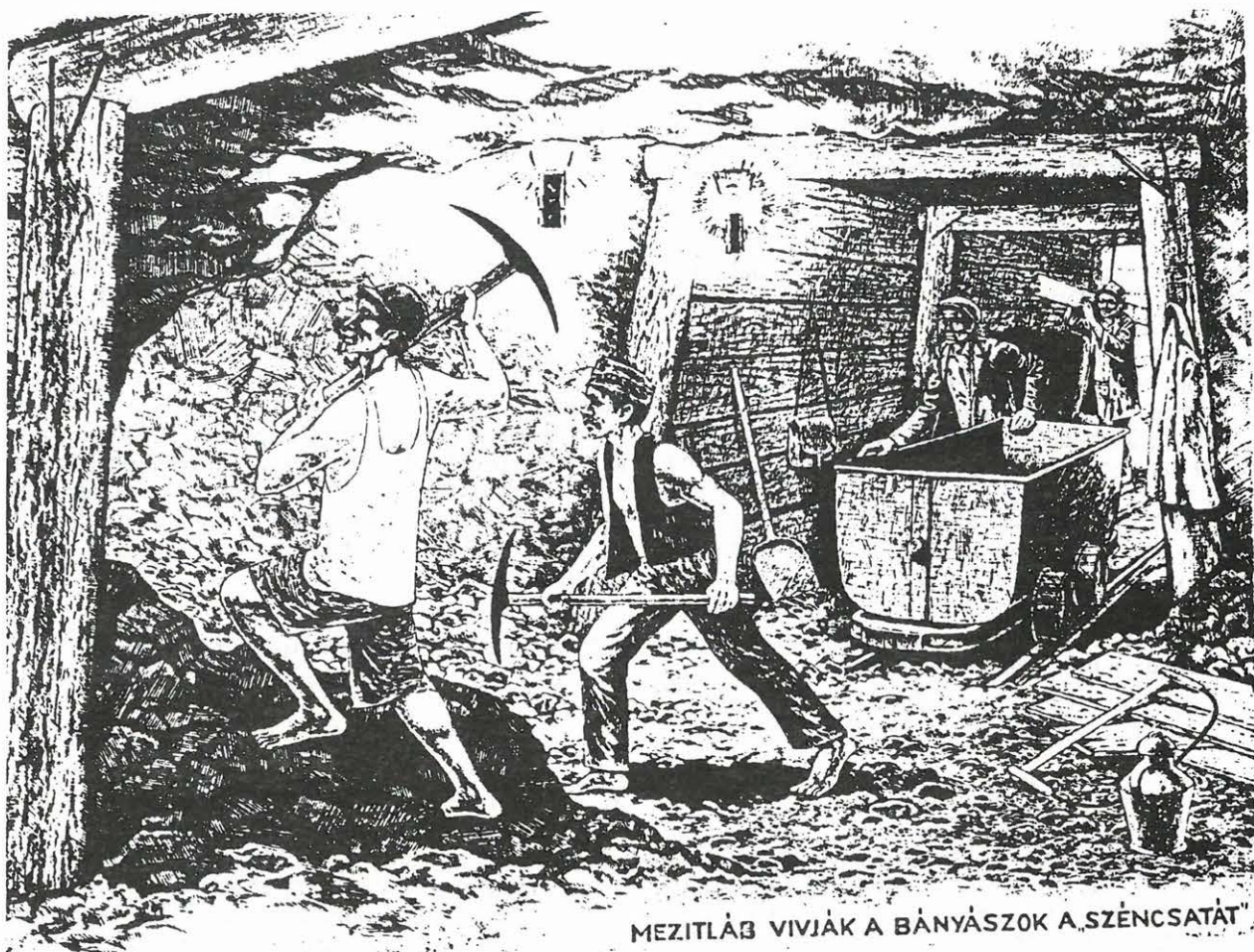
A nemzetközi szakirodalomban számos cikket találunk a bányászathoz kapcsolódó feladatok megoldásáról, de igen ritkák azok a beszámolók, amelyek ismeretlen kőszén-előfordulások felderítéséről tájékoztatnak. A hazai geofizikusok e feladat megoldását több módszer komplex alkalmazásában keresték [FACSINAY, RENNER 1955]. SZILÁRD J. az MGE 1954. évi pécsi ankétján máig érvényes formában foglalta össze a kutatás elvét:

„Mikor ezeknek a módszereknek a nyersanyagkutatás szolgálatában való alkalmazásáról beszélünk, tisztában kell lennünk azzal, hogy a geofizika nem olajat és kőszént és nem más egyéb nyersanyagot kutat, mint primér kutatási tárgyat, hanem földtani viszonyoknak, mégpedig szerkezeti viszonyoknak a megismerésére törekszik.” Már a tervezés szintjén meg kell határozni minden egyes geofizikai módszer saját feladatát:

„Mindazonáltal két feladat volna, aminek (...) rendszeres elvégzése kívánatos és szükséges volna:

1. Az előbb említett, esetleg széntelepet rejtő minimum zónáknak és azok kiterjedésének a felkutatása és meghatározása azok gravitációs módszerekkel a possibilis szénterületeken és





MEZITLÁB VIVJÁK A BANYÁSZOK A „SZÉNCSATÁT”

2. az így meghatározott minimum övek mélységi viszonyainak meghatározása szeizmikus mérésekkel abból a célból, hogy ilyen módon újabb lehetséges telepeknek a fekvése vízszintes és függőleges irányban is meghatározható legyen.”

A Mecsek és a Villányi-hegység rendszeres geofizikai kutatása 1953-ban kezdődött el [SZÉNÁS et al. 1964]. A geofizikai mérések célja itt kezdetben a szénkutatás volt, de 1956-tól fokozatosan meghatározóvá vált az uránérc tartalmú permi homokkő felderítése. A módszertani tapasztalatok közül a legfontosabb az volt, hogy a szeizmikus, a geoelektromos vagy a gravitációs módszer különböző mértékben eredményes attól függően, hogy a haszonanyagot tartalmazó, harmadidőszak előtti alaphegység milyen mélységben található.

1955-ben az esztergomi szénmedencében végzett gravitációs és szeizmikus refrakciós mérésekkel [POSGAY 1956] megkezdődött a Dunántúli-középhegység medencéinek geofizikai kutatása. Az 1960-as évek közepétől már — a KFH által finanszírozott — kőszén- és bauxitkutatási programról beszélhetünk, amelyet a MÁFI és az ELGI közösen végzett [SZABADVÁRY 1965]

A hegyvidéki terület, a vetőkkel erősen összetört karbonátos medencealjzat új mérési, feldolgozási és értelmezési eljárások kidolgozását igényelték. Az

„optimalizált mélységszámítás” során egy, a gravitációs adatokból meghatározott területet illesztettek a fúrásponthoz, illetve a szeizmikus vonalak mentén ismert karbonátos medencealjzat felszínéhez. Azokban a medencékben, ahol a kőszén a medencealjzat közelében helyezkedik el („alapterület”), az eljárást sikeresen alkalmazták [PINTÉR, STOMFAI 1974]. Jelentős ipari kőszénvagyon felderítéséhez járultak hozzá a héreg — tarjáni medencében végzett mérések [RÁNER 1971], továbbá ezek a vizsgálatok hívták fel a figyelmet a mátyáshegy — zsámbéki kőszén-előfordulás lehetőségére [SZABADVÁRY, REZESSY 1976].

#### *A szénkarotázs kezdete*

Kőszénkutatási céllal karotázs mérés hazánkban a második világháború előtt nem volt. Szénkutató fúrásban először 1950-ben Komlón végeztek karotázs mérést magyar szakemberek Schlumberger automata berendezéssel. Nemi szünet után a MASZOLAJ Rt. nagykanizsai csoportja 1954 februárjától kezdve szelvényezett a mecseki kutatási területen, s még abban az évben összesen 55 mérést végeztek [SZÉNÁS et al. 1964].

Az olajipari eszközök alkalmazása a kőszénkutatásban több szempontból problematikus volt. Egyrészt az átmeneti visszaesés után ismét fellendülő



hazai olajbányászat lekötötte a karotázs technikát, másrészt a szondák nem a szénkutató kis átmérőjű fúrásaihoz készültek.

A szénkutató karotázs méréseket, valamint az eszközök fejlesztését fokozatosan átvette az ELGI. 1954 áprilisától először Dorogon és Tatabányán, később pedig rendszeresen végeztek karotázs méréseket szénkutató fúrásokban félautomata, majd automata műszerekkel.

A szénkutató fúrásokban kezdetben SP-t (amelyet porozitás szelvénynek is neveztek) és két különböző behatolású ellenállásmérést végeztek, amelyeket oldalfal-mintavétellel egészítettek ki. A litológia meghatározása, a széntelepek kijelölése, majd oldalfal mintával történő igazolása jelentősen hozzájárult a fúrás alapján összeállított geológiai rétegsor megismeréséhez [KISS E. Z.]. A kis fúrási átmérő és a jó rétegfelbontás igénye következtében kezdték alkalmazni a gerjesztett potenciál mérést [SEBESTYÉN K.] és 1955-ben elkészült a hazai fejlesztésű MO,10 A1,95B elektromos szonda, valamint az 50 mm átmérőjű magminta vevő [LAKATOS S.].

1955 nyarán Esztergomban, ősszel Komlón megkezdték működésüket a szénkutató specializálódott ELGI mérőcsoportok. 1958 őszén az Intézet Miskolcon is létrehozta szénkutató foglalkozó karotázs bázisát. Különösen jelentős volt itt a fekete-völgyi kutatási mintaterület, ahol a szénkutató szempontjából fontos radioaktív módszereket (természetes gamma (TG), gamma-gamma (GG) karotázs) is alkalmazták. A borsodi szénmedencében a karotázs a szokásos feladatán (a rétegsor tagolása, a szén kijelölése, a telep részletes felbontásának megadása) kívül a földtani szerkezet és a kor meghatározását is szolgáltatta a mélyfúrás geofizikai réteggörreláció segítségével [FABIÁNCICS 1961, BARÁTH et al. 1965]. A módszer telepszámozási kérdésekben és kísérő telepek kimutatásában fontos információt szolgáltatott a geológiai modellhez.

A 60-as évek első felében az ELGI már az ország valamennyi szénkutató részét vett karotázs módszerrel. Az optimális mérőkomplexum (SP, R1, R2, R3, TG, GG, lyukbőség, hőmérséklet, lyukferdeség) szükségtelenné tette az oldalfal-mintavételek alkalmazását, de bonyolult földtani viszonyok között (Mecsek), vagy a geológusok kifejezett kérésére a hetvenes évek elejéig használták őket.

1964 végén a szénkarotázs átkerült az OFKFFV-hez, de az ELGI tovább folytatta az eszközfejlesztést és méréseket is végzett. A hatvanas évek közepén jelentős kutatás folyt a visonta—bükkábrányi lignitmezőkön. A bükkábrányi lignitkutatás komplex karotázs vizsgálatot igényelt és a víztelenítés mértékének vizsgálatával a bányászati tevékenységet is segítette [B. SZABÓ L.]. A lignittelepek kijelölése, finomszerkezete, korrelálhatósága és a fedő-fekü képződményeinek, valamint az esetleges homokkő padok, víztartalmú rétegek vizsgálata (Kál-Kápolna, Füzesabony: PALKÓ M., Torony: REGŐS P., B. SZABÓ L.) a karotázs jelentős eredményei közé tartoznak.

A természetes gamma sugárzás analízise nemcsak a szén esetleges aktivitását mutatta ki, hanem azt is, hogy melyek (U, Th, K) az aktivitás összetevői.

## A bányageofizikai tevékenység

A II. világháborút követő, mintegy harminc éves időszakban a bányászattal szemben támasztott követelmények a művelést segítő geofizikai kutatásoknak nem kedveztek. Eleinte azért, mert a napi termelési teljesítmény számonkérése mellett „kutatgatással” a fejtést akadályozni nem lehetett, később, a szén leértékelődése idején pedig a bányászati problémákat egyszerűen az aknák bezárásával oldották meg.

Ezek az évek mégis módot adtak az egyes geofizikai módszerek bányabeli kipróbálására. A Mecseki Szénbányák 1954-ben megalakult Kutatási Osztályának geofizikai csoportja MASSZI D. vezetésével már ebben az időszakban végzett kísérleteket különböző módszerekkel (például bányakarotázs, telep-hullám mérések). A Tatabányai Szénbányák a bányakarotázs kísérleteken kívül geotermikus méréseket végzett endogén melegedési göcök és fedő-, ill. fekvővizek kimutatására. A miskolci NME Geofizikai Tanszékén a 70-es évek elejére CSÓKÁS J. kidolgozta a geoelektromos telepszondázás módszerét, amellyel tudomásunk szerint a világon először végeztek bányabeli geoelektromos méréseket tektonikai zavarok kimutatására a Borsodi Szénbányáknál.

## 3. Az olajválság hatása

Az első olajválságra a hazai szénbányászat viszonylag gyorsan reagált. A termelés csökkenő tendenciája az 1975. évi minimum — a már említett 24,9 millió tonna — után egyenesen növekedni kezdett (1982: 26,1 millió tonna). A korszerű művelési módok bevezetése teljesítménynövekedést hozott. Egyúttal azonban megjelentek a „nem várt geológiai akadályok”, amelyek leküzdésére megerősödött a termelési kutatás: létrejöttek a vállalatoknál működő bányageofizikai szolgálatok. A magyarországi kőszéntelepek átlagosnál kedvezőtlenebb művelési feltételei, nagy kockázata és magas költségei minden erőfeszítés ellenére a termelés hanyatlásához vezettek (1989: 20,0 millió tonna) még a nagy ipari felhasználók leépülése előtt.

### Felszíni kőszénkutató programok

Az 1975 és 1989 közötti időszakot a nagy kőszénkutató programok jellemezték. Az igény változó volt: az időszak elején a nagy készletek felkutatása, később a karsztvízveszély elkerülése, végül a kis beruházással megnyitható, felszínről művelhető kőszéntelepek felderítése volt a feladat. A felszíni geofizika számára mindez új eljárások alkalmazását jelentette.

Magyarországon a paleozoós kőszénképződés nyomai például a Zempléni-hegységben régóta ismertek, de ipari jelentőségük nem volt. Az erősen tektonizált, kocszosodott kőszén, antracitok és grafitos palák vezetőképesége jellemzően nagy, így jelenlétükre a geoelektromos méréseket is tartalmazó komplex geofizikai kutatás felhívhatja a figyelmet. Az 1960-as években felfedezett „Magyarország legnagyobb tellurikus anomáliájának” vizsgálata során az ELGI Magyar-Mecseke környékén jólvezető új-paleozoós övezetet mutatott ki az 500—1500 m közötti

mélységtartományban [NEMESI et al. 1990]. Egy majdani, esetleg mélyítendő alapfúrásnak kell eldöntenie azt a kérdést, hogy sikerült-e ezekkel a mérésekkel ipari jelentőségű kőszén felfedezni.

A liász időszerű kőszén kutatásban az ELGI a Mázsa-D—Váralja-D területen szeizmikus reflexiók mérésekkel vett részt. A kőszéntelepességre kapott jellegzetes reflexiók alapján vetőket, feltolódási síkokat és a széntelep valószínű elterjedését lehetett kijelölni [KÓNYA et al. 1985].

A kimerülőben lévő ajkai szénvagyont pótlására 1980-ban előkutatás kezdődött [HOFFER et al. 1981]. A szenon széntelepességre „köztes telep” jellegű, azaz a közelében elsőrendű geofizikai határfelület nincs, ezért eredményes kutatásához a rétegsor részletes tagolását biztosító módszerek szükségesek. Az ELGI szeizmikus reflexiók és multifrekvenciás elektromágneses méréseket végzett a területen (Ajka-II). Az Ajkai Kőszén Formáció a reflexiók szelvényeken kiemelkedően nagy energiával jelentkezett.

Az eocén kőszén kutatásában a felszíni geofizikai módszerek hazai fejlesztése és alkalmazása több eredményt ért el [ÁDÁM 1981]. Az alaptelep típusú területeken kőszén előfordulások felfedezéséhez vezetett a Gerecse DK-i előterének több medencéjében, így a mány-kelet—zsámbéki és a lencsehegy-déli területen. Egymást keresztező vetőrendszerekkel tagolt, blokkos szerkezetű kőszéntelepek 3-D szeizmikus leképezésére hazánkban először 1978-ban került sor [MAJKUTH T., ZSADÁNYI É.]. A felbontóképesség növelésével (nagy dinamikájú műszer, korszerű feldolgozás) a vetők minél pontosabb kijelölése volt a feladat azoknál a szeizmikus méréseknel is, amelyeket feltáró vágatok, lejtaknák tervezéséhez végzett az ELGI. Oroszlány, Balinka és Dudar térségében — ahol a 60-as években végzett komplex kutatás csak a „pre-ausztriai medencealjzatot” tudta követni — az 1980-as évektől kezdve sikerült szeizmikus reflexiók mérésekkel a kőszénes összlet települési jellegét, tört és hajlított formáit pontosan leképezni.

A miocén korú észak-magyarországi szenek felszíni geofizikai kutatásában saját műszereikkel és feldolgozási eljárásaikkal jelentős munkát végeztek a Miskolci Egyetemen TAKÁCS E., illetve a borsodi [EGERSZEGI P., MOLNÁR D.] és nógrádi [TÖRÖS E.] bányák geofizikusai. Az itteni kőszén köztes telepet alkotnak, ezért az ELGI a kutatásait a '80-as évek elejétől kezdve elsősorban szeizmikus, részben elektromágneses módszerekkel végezte [SZALAI I., KUMMER I., FARKAS I.]. A szeizmikus szelvények értelmezésénél a változatosan elhelyezkedő vulkáni képződmények kimutatásával a mágneses mérések jól felhasználhatóak voltak. Az évtized végén a bányászat a romló gazdasági helyzet miatt a medenceperemi, kis mélységű kőszén-előfordulások kutatása felé fordult. E feladatok megoldására a sekélyszeizmika mellett a geoelektromos módszereket is alkalmazták.

A felszíni geofizikai módszerek alkalmazása hazai lignitbányáknál a termelési kutatásra korlátozódott. A Mátraaljai Szénbányák részére végzett mérnökgeofizikai szondázásokkal a fedőösszletben lévő homokkőpadok, csúszásveszélyes rétegek, illetve a haszonanyag jelenléte és mélysége nagy pontos-

sággal meghatározható volt [FEJES, DOBROVOLNI 1986].

### *A karotázs módszerek fejlődése*

A neutron-neutron és az akusztikus karotázs módszer megjelenése a 70-es, illetve a 80-as évek közepén a korábbi komplexummal együtt lehetővé tette a kőszén minőségi paramétereinek (sűrűség, fűtőérték, hamu- és víztartalom) in situ mérését is. Biztató kísérletek történtek a rugalmassági paraméterek meghatározására. Széntelepek tektonikai zavarainak detektálására fúrólyukak közötti geoelektromos réteggörbület eljárást adaptáltak [KIRÁLY et al. 1986]. A módszer- és műszerfejlesztés eredményeként a szénkarotázsban is elterjedt a digitális mérés-technika és a számítógépes adatfeldolgozás [BARÁTH I., MÉSZÁROS F., SZENDRŐ D.]. Az eocén korú szenekben külföldi és hazai szakemberek [PAPP J., REGÓS P.] által végzett karotázs vizsgálatok a szén települési viszonyai és a hidrogeológiai veszélyek kutatásában elősegítették a megbízható geológiai modell kialakítását.

### *A bányageofizika virágkora*

A kezdeti kísérletek után a magyar bányageofizikai kutatás a 70-es években indult fejlődésnek, az erősen tektonizált, esetenként víz- és süjtólégveszélyes szénbányákban megkezdett intenzív, nagymértékben gépesített bányaművelés igényeinek hatására. Ezt jelentősen előmozdította az, hogy az iparág legfelsőbb irányítása is sürgette, támogatta a geofizika bányabeli alkalmazását: „A termelési, személyi és anyagi biztonság növelése érdekében mindig is szükségesnek tartottuk a bányászok földtani környezetének a lehető legteljesebb megismerését. Ezért ítéljük igen fontosnak a ... geofizikai módszerek minél szélesebb körű felhasználását” [TAMÁSY 1980]. A bányageológusok és a bányászat folyamataért felelős bányamérnökök konkrét feladatokat is megfogalmaztak (a lefejtésre előkészített széntelep tektonizáltságának feltérképezése, a kísérő kőzetek vízvédelmi szempontú vizsgálata, a kőzettömegben végbemenő folyamatok bányabiztonságot célzó nyomon követése).

A teljes térben, de a rendelkezésre álló vágatokra korlátozódott mérési geometriával végzett mérések, a bányaműveléssel járó zavaró tényezők és a biztonsági előírások olyan mérvű eltérést jelentettek a felszíni mérésekhez képest, hogy jelentős műszer- és módszerfejlesztés nélkül a feladatok megoldása nem volt lehetséges. A bányageofizikával foglalkozó intézmények (Mecseki Szénbányák Kutatási Osztálya, NME Geofizikai Tanszék és az ELGI) mellett a kutató-fejlesztő munkában és az alkalmazásba állításban fontos és nélkülözhetetlen szerepük volt a bányavállalatoknál dolgozó geofizikusoknak. A bányageofizikai csoportok tagjainak a helyi problémák ismeretén túl napra készen tájékozottnak kellett lenniük az egyes geofizikai módszerek lehetőségeiről. Az egyes bányáuzemekenél működő csoportok tagjai a következők voltak:

— Borsod: EGRSZEGI Pál, MOLNÁR Dezső, TARACZKÖZI Gusztáv és BALÁS László



- Dorog: SPANYOL József és SPANYOL József-né
- Mecsek (csak a másutt nem említett kollégák): BARANYAI Pál, GACSÁLYI Márta, MENYHEI László
- Nógrád: TÖRÖS Endre
- Tatabánya: KÖRMENDI Alpár, TASKA Csaba és TASKA Csabáné
- Veszprém: MARTINKÓ Mária, TÓTH Péter.

Az igények és a lehetőségek következtében a bányageofizikában fellépett extenzív és intenzív fejlődést jól jellemzi a Geofizikai módszerek alkalmazása a szénbányászatban című 1980-as NIMDOK kiadvány, amelynek írói [BARÁTH I., BODOKY T., CSÓKÁS J., GYULAI Á., EGRSZEGI P., FÁBIÁNCSICS L., KISS Cs., KOVÁCSY B., KÖRMENDY A., MOLNÁR D., NAGY D.-né, ORMOS T., PÁLOS M., SZABADVÁRY L., SZABÓ I., VÁRFALVI L. és VERBÓCI J.] a terület legjelentősebb kutatói voltak. A kötet fejezetei alapján áttekinthetők a bányageofizika örökzöld feladatai (bányatervezés, tektonikakutatás, bányabiztonság, szénminősítés) és az alkalmazott kutatási eljárások (szeizmikus telephullám- és szeizmikus akusztikus mérések, geoelektromos, geotermikus és bányakarotázs módszerek).

A 80-as évtized végéig terjedő időszak kutatási eredményeit legjobban az NME kutatóinak dolgozata [DOBRÓKA et al. 1990] alapján foglalhatjuk össze.

A szeizmikus kutatási eljárások közül leginkább a széntelepekben terjedő telephullámokat felhasználó reflexiós és átvilágítás mérések terjedtek el a telepzavarok — elsősorban vetők — detektálására és térképezésére. Az első hazai kísérletet a NME Geofizikai Tanszéke hajtotta végre 1972-ben a Borsodi Szénbányáknál [ORMOS 1980]. Az ELGI a Nógrádi Szénbányáknál az első, a bányaművelésben felhasználható és lefejtéssel igazolt átvilágítás mérést 1976-ban végezte [BODOKY et al. 1976]. A Mecseki Szénbányáknál a kombinált reflexiós átvilágítás módszert 1980-ban már üzemszerűen alkalmazták [SZABÓ 1980]. Ezek a mérések még analóg műszerekkel, kézi kiértékeléssel történtek.

A kezdeti mérési tapasztalatok alapján intenzív elméleti-módszertani fejlesztés kezdődött. Az ELGI ESS-01-24 digitális mérőszeizmikus műszere [KOCH Gy. 1978], illetve annak Európában első között, 1984-ben létrehozott süjtőlégbiztos változata megteremtette az adatok számítógépes feldolgozásának lehetőségét. A BODOKY T. vezetésével folyó kutatás az ELGI-ben rutinszerűen alkalmazható mérési módszertant és a gyors adatszolgáltatást lehetővé tevő, PC-n futtatható feldolgozó programokat eredményezett. Az NME Geofizikai Tanszékén DOBRÓKA [1987] és ORMOS [1988] által végzett elméleti munka nagymértékben hozzájárult a telephullám sajátosságok és a földtani paraméterek közötti kapcsolat tisztázásához. Jelentős fejlesztő munkát végzett a Mecseki Szénbányák Kutatási Osztálya BÁNHEGYI M. [1982], VERBÓCI J., SZABÓ I., majd BAKAI J. és SZÜCS I. vezetésével (3K érzékelés, polarizációs analízis). A fentiek eredményeként az ELGI és a Mecseki Szénbányák a 80-as években több mint 100, a termelést segítő mérést végeztek az ország szénbányáiban és Románia, Kína, Csehszlovákia, valamint Törökország egyes bányáuzemeiben.

A bányaszeizmikus mérések másik fontos területe volt a hullámterjedési sebesség vizsgálata a bányatértség feszültségállapotának nyomon követésére. A munka a Mecseki Szénbányáknál indult el 1974-ben a gázkítörésveszélytől mentesült, fellazult zónák térképezésére. A fejlesztésbe bekapcsolódva az ELGI kidolgozta e mérések tomográf feldolgozását [HERMANN et al. 1982], amelynek segítségével a bányatértség feszültségállapot változásai térképszerűen nyomon követhetők [KÖRMENDY et al. 1986]. Röviddel ez után a Mecseki Szénbányáknál is készült kisszámítógépes, gyors feldolgozást lehetővé tevő program [BAKAI 1982] és az NME Geofizikai Tanszékén nemzetközi szinten is jelentős tomográf módszertani kutatás folyt [DOBRÓKA et al. 1992].

Az „aktív” szeizmikus mérésektől alapvetően különbözik a kőzetek tönkremenetelét kísérő akusztikus emissziók vizsgálata. Ezek tér- és időbeli elemzésével a veszélyes mértékben felhalmozódott kőzetfeszültségek térképezhetők. Az első hazai kísérletek a Tatabányai és a Mecseki Szénbányáknál történtek. Az utóbbi kutatóhelyen igen komoly elméleti-módszertani fejlesztés eredményeként bányabeli monitoring-riasztó rendszert építettek ki süjtőlégbiztos elektronikával [SZÜCS et al. 1986].

A geoelektromos módszerek alkalmazását a szénbányákban — mint említettük — az NME Geofizikai Tanszékén végzett kutatások tették lehetővé [CSÓKÁS et al. 1986]. A föld alatti mérésekkel a kutandó objektumhoz közelebb jutva olyan változások is kimutathatók, amelyek detektálása a felszínről szóba sem jöhet. Legalább ilyen fontos szempont az, hogy a bányatérsegekben új gerjesztési és mérési lehetőségek adódnak.

A telepszondázásnál a széntelep határain mért látszólagos ellenállás értékeket vetik össze a zavaraltan esetre számítottal, az eltérés telepzavart jelez.

A geoelektromos telepátvilágítás adataiból — tomográf módszerekkel — a vágatokkal határolt telep fajlagos ellenállás változásai térképezhetők. Az ágyazó rétegek paramétereinek meghatározására szolgál a vágatszondázás módszere. A több szinten végzett mérések együttes kiértékelésével nagymértékben növelhető a rétegeparaméterek megbízhatósága. A bányabeli geoelektromos mérésekhez az NME-n speciális műszer család készült (kábel- és elektródrendszer, adó- és vevőegységek).

A bányabeli frekvenciaszondázással a különböző térerősség-összetevők amplitúdó- és fázisértékeinek frekvenciafüggését mérik. Ezek együttes ismerete segíti az értelmezést [TAKÁCS E. 1989].

A szeizmikus és geoelektromos mérések adatainak együttes inverziójával a földtani paraméterek meghatározásának pontossága és egyértelműsége jelentősen növelhető [DOBRÓKA et al. 1991].

A bányakarotázs méréseket rutinszerűen a hetvenes évek első felében kezdték be Tatabányán, a Mecsekben és a Közép-dunántúli Szénbányák Dudar I. bányáuzemében a Bányászati Kutató Intézet által kifejlesztett süjtőlégbiztos MIRAKAR műszer családot alkalmazva. A Központi Bányászati Fejlesztési Intézet által kidolgozott, memóriaegységgel ellátott MINIKAR-t már közvetlenül számítógépre lehetett csatlakoztatni. A bányakarotázs mérések legnagyobb volumenben a Mecseki Szénbányáknál folytak NAGY Dezsőné vezetésével.



#### 4. Átmenet a piaccgazdaságba

Az 1990-es évek elején az állam kivonult a szénbányászatból is, a költségvetésből finanszírozott ásványi nyersanyagkutatás megszűnt. A szénbányászat leépülésével a bányageofizikai mérések gyakorlatilag a Mecseki Szénbányák területére szorultak vissza. A hazai kutatók egy része kényszerűségből pályát változtatott, a megmaradók igyekeznek berendezéseiket és tapasztalataikat más területeken (környezetvédelem, geotechnika, mérnökgeofizika) kamatoztatni.

#### IRODALOM

- PEKÁR D. 1922: Földalatti vetődések kimutatása a torziós ingával. *Matematikai és Természettudományi Értesítő XXXIX*, 1-29
- PEKÁR D. 1935: Földalatti üregek kimutatása Eötvös torziós ingájával. *Matematikai és Természettudományi Értesítő LIII*, 306-328
- GERŐ L., POGÁNY B., VARGHA B., EGERVÁRY J. 1942: Szeizmikus mérések Dorogon 1942-ben. *Matematikai és Természettudományi Értesítő LXI*, 1087-1114
- FACSINAY L., RENNER J. 1955: A MGE 1954. október 23-24-én tartott pécsi ankétjának anyaga
- SZILÁRD J. 1955: A MGE 1954. október 23-24-én tartott pécsi ankétjának anyaga
- POSGAY K. 1956: 1955. évi szeizmikus mérések az Esztergom vidéki szénmedencében. *Geof. Közl.* V, 4, 39-47
- SZÉNÁS GY., BARABÁS A., JÁMBOR Á., PINTÉR A., BARANYI L., BARÁTHI I., SZABÓ J. 1964: A Mecsek és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei. *Az ELGI évkönyve I.*
- BARÁTH I. 1965: Telepszámolás a nyugatborsodi szénmedencében. (A geofizikai rétegzonosítás újabb eredményei). *Bányászati Lapok* 98, 1, 20-25
- SZABADVÁRY L. 1965: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben és peremén. *Az ELGI 1965. évi jelentése*, 103-109
- RÁNER G. 1971: Komplex geofizikai kutatások a Héreg-tarjáni medencében. *Az ELGI 1970. évi jelentése*, 15-19
- CSÖKÁS J. 1974: Szénteleges összlet tektonikai zavarainak kimutatása bányavágatból geoelektromos mérésekkel. *Magyar Geofizika XVI*, 1, 7-14
- SZ. PINTÉR A., STOMFAI R. 1974: Kísérlet a Bouguer-anómália térképet mélységtérképpé transzformáló helyi matrix kiszámítására. *Magyar Geofizika XV*, 5-6
- BODOKY T., LAJGUT J., SÉDY L., SZEIDOVITZ ZS. 1976: Andezitáttörések előrejelzése bányabeli szeizmikus mérésekkel. *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* 109, 671-680
- B. SZABÓ L., FÁBIÁNCICS L., PAPP J., RIGLER GY., URAY SZ. 1976: Nagyegyházi szén-bauxit és vízföldtani kutatások összefoglaló értékelése. *Geofizikai fejezet. Tatabánya*
- SZABADVÁRY L., REZESSY G. 1976: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. *Az ELGI 1975. évi jelentése*, 11-22
- KOCH GY. 1978: A MÁELGI 1977. évi jelentése, 68-71
- FÁBIÁNCICS L., PAPP J., B. SZABÓ L. 1979: Magyarországi eocénkorú barnaköszén medencék komplex mélyfúrású geofizikai kutatása. *Magyar Geofizika XX*, 6
- BARÁTH I. 1980: A szén minőségi paramétereinek meghatározása mélyfúrású geofizikai adatok alapján. *Földtani Kutatás XXIII*, 4, 23-25
- FÁBIÁNCICS L. (Szerk.) 1980: Geofizikai módszerek alkalmazása a szénbányászatban. *Bányai Szakirodalmi Tájékoztató. NIMDOK 3-4*
- ORMOS T. 1980: Geofizikai módszerek alkalmazása a szénbányászatban. *NIMDOK 3-4*, 89-90
- SZABÓ I. 1980: Geofizikai módszerek alkalmazása a szénbányászatban. *NIMDOK 3-4*, 94-101
- TAMÁSY I. 1980: Geofizikai módszerek alkalmazása a szénbányászatban. *NIMDOK 3-4*, 9-10
- ÁDÁM O. 1981: Az eocénprogram szénbázisának földtani kutatása. *BKL Bányászat* 114, 842-844
- HOFFER E., MAJKUTH T., RÁNER G. 1981: Komplex geofizikai előkutatás Sümeg-Ukk-Gyepükaján, valamint Magyarpolány környékén. *Az ELGI 1980. évi jelentése*, 15-20
- BAKAI J. 1982: A kőzetösszetétel szeizmikus sebességének meghatározása bányabeli mérések alapján. *Magyar Geofizika XXII*, 4, 147-151
- BÁNHEGYI M. 1982: A tudományos kutatás eredményei. *BKL Bányászat* 115, 766-770
- HERMANN L., DIANISKA L., VERBÓCI J. 1982: Curved ray Algebraic Reconstruction Technique applied in mining geophysics. *Geophysical Transactions* 28, 34-46
- POSGAY K. 1982: A geofizika alkalmazása a szénbányászatban. *Az MTA 1982. évi közgyűléséhez kapcsolódó tudományos ülés előadásai*, 198-217
- SZALAY I., MAJKUTH T., PETROVICS I. 1982: Nagy felbontóképességű szeizmikus reflexiós mérés alkalmazása a szénkutatás termelési fázisában. *Az ELGI 1981. évi jelentése*, 17-19
- BAKAI J., BÁNHEGYI M., SZÜCS I., NYERS J., VERBÓCI J. 1983: Munkahelyi kőzetkörnyezet megfigyelő rendszerének kialakítása gázkötéssel védegen lezajló dinamikai folyamatok előrejelzésére. *MTE SZ tanulmány*
- VERBÓCI J. 1983: Bányageofizikai tevékenység a Mecseki Szénbányáknál. *Földtani Kutatás XXVI*, 2-3, 23-24
- BODOKY T., HERMANN L., DIANISKA L., BAKI GY. 1985: Processing of the in-seam seismic measurements. *XXX International Geophysical Symposium, Moscow*
- GYULAI Á. 1985: Three-dimensional geoelectric measurements in mines for determination of the protective layer. *Ann. Univ. Sci. Budapestensis de Rol. Eötvös Nom. Sect. Geoph. et Meteor. Tom I-II*, 167-181
- TÖRÖS E. 1985: Geofizika a nógrádi bányászat szolgálatában. *BKL Bányászat* 118, 7, 468-470

- BAKAI J., KLINCSIK M., SZÚCS I. 1986: Application of seismic and microseismic methods for mining control in Mecsek Coal Mining Company. XXXI International Geophysical Symposium, Gdansk
- CSÓKÁS J., DOBRÓKA M., GYULAI Á. 1986: Geoelectric determination of quality changes and tectonic disturbances in coal deposits. *Geophysical Prospecting* **34**, 1067-1081
- EGERSZEGI P., MOLNÁR D. 1986: A geofizika szerepe a borsodi szénbányászatban. *Bányászat* **119**, 8, 551-557
- FEJES I., DOBROVOLNI K. 1986: Mérnökgeofizikai szondázás módszertana. Az ELGI 1985. évi jelentése, 96-100
- KÖRMENDY A., BODOKY T., HERMANN L., DIANISKA L., KÁLMÁN T. 1986: Seismic measurements for safety in mines. *Geophysical Prospecting* **34**, 1022-1034
- KIRÁLY E., SZIGETI G. 1986: Bonyolult tektonikájú szilárd ásványi nyersanyagtelepek kutatásának új módszere. Az ELGI 1985. évi jelentése, 86-92
- BODOKY T., CSÓKÁS J., GERBER P., GONDOZÓ GY., GUTTMAN GY., SZABÓ J. 1987: A bányageofizika eredményei és feladatai az eocén szénbányászatban. *Bányageofizikai anket, Tatabánya*
- DOBRÓKA M. 1987: Love seam waves in a horizontally inhomogeneous three-layered medium. *Geophysical Prospecting* **35**, 502-516
- SZÚCS I., VÁRFALVI L. 1987: Szeizmoakusztikus emissziós megfigyelésen alapuló módszerek eredményei a bányabiztonságot szolgáló védekezési mechanizmusok kutatásában. *Bányabiztonsági konferencia, Pécs*
- ORMOS T. 1988: In-mine vertical seismic profiling. *Geophysical Transactions* **34**, 237-246
- ZSÁMBOKI L. 1988: A kőszén-ismeret és a kőszénfelhasználás kezdetei Magyarországon. *Közlemények a magyarországi ásványi nyersanyagok történetéből III. NME, Miskolc*, 5-24
- DOBRÓKA M., GYULAI Á., ORMOS T., TAKÁCS E. 1990: A hazai bányageofizikai mérések helyzete a szén- és bauxitbányászatban. *Földtani Kutatás XXXIII*, 1-2, 35-45
- DOBRÓKA M., DRESEN L., GELBKE C., RUTER H. 1992: Tomographic inversion of normalized data: double-trace tomography algorithms. *Geophysical Prospecting* **40**, 1-14

*Baráth István, Gyulai Ákos, Hermann László,  
Rezessy Géza*

# HÍREK, BESZÁMOLÓK

## A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADEMIA 1995. ÉVI KÖZGYŰLÉSE Budapest, 1995. május 8–12.

A Magyar Tudományos Akadémia 1995. évi Közgyűlését május 8-tól 12-ig tartotta. A Közgyűlés eseményei a sajtóban és elsősorban a megfelelő akadémiai kiadványokban megfelelő publicitást kaptak, itt ezért csak egész röviden foglaljuk össze az eseményeket és ismertetjük azoknak az akadémiai anyagoknak a listáját, amelyet az érdeklődők a Szerkesztőségben megtekinthetnek, illetve onnan kikölcsönözhetnek.

A Közgyűlést május 8-án, hétfőn az Akadémia Disztermében KOSÁRY Domokos, az Akadémia elnöke nyitotta meg. Az elnöki megnyitót követte az Akadémiai Aranyérem, az Akadémiai Díjak és az Akadémiai Újságírói Díjak kiosztása. A megnyitó szónoka („keynote speaker”) KULCSÁR Kálmán, korábbi igazságügyi miniszter, az MTA rendes tagja volt, aki Az európai integráció és Magyarország címmel tartott előadást (egy rendkívül érdekes és jó előadást rendkívül rosszul). KULCSÁR Kálmán előadását, előre felkért hozzászólóként, Magyarország európai integrációjának néhány stratégiai kérdése címmel PALÁNKAY Tibor, a közgazdaság-tudomány doktora, Élelmiszer-gazdaságunk perspektívái az Európai Unióban címmel BIACS Péter, a kémiai tudomány doktora, és Jogharmonizáció az Európai Unióhoz való csatlakozásunk perspektívájában címmel HARMATHY Attila, az MTA levelező tagja egészítette ki.

A nyitó ülés délutáni folytatásaként OLÁH György, az MTA Nobel-díjas tiszteleti tagja Alaptudománytól új technológiáig címmel és HARSÁNYI János, a University of California Nobel-díjas nyugalmazott tanára A racionális viselkedés címmel tartott előadást.

A hétfői napot az Akadémikusok Gyűlése zárta (ez alkalommal a választott köztestületi tagok nélkül), ahol az ülés tárgya az akadémikusi választás szabályzata, illetve az MTA új rendes, külső és tiszteleti tagjainak megválasztása volt.

9-én, kedden és 10-én, szerdán a Közgyűlés szünetelt, ezeken a napokon Osztályülések zajlottak. A mi X-es Osztályunknak, a Földtudományok Osztályának tudományos ülése kedden volt, ezen szűkebb szakmánkat, a geofizikát MÁRTON Péter képviselte a földmágneses tér változásairól tartott előadásával.

Május 11-én, csütörtökön folytatódott a Közgyűlés, de már egy sokkal prózaibb munkanap következett. Első napirendi pontként KOSÁRY Domokos ismertette az MTA-nak a Kormány számára készített tájékoztatóját, majd KEVICZKY Lászlónak, az Akadémia főtítkárnak beszámolója következett. Tártyalta a Közgyűlés az MTA 1995. évi költségvetését,

az 1994. évi költségvetési beszámolóját és az 1996. évi költségvetési irányelveit, elfogadta a közgyűlési bizottságok beszámolóit, megvitatta az „MTA Támogatott Kutatóhelyek Irodája” költségvetési szerv alapítására tett előterjesztést és elfogadta a Doktori Szabályzatot.

Május 12-én, pénteken, a Közgyűlés zárónapján az Akadémiai Ügyrend, a Vagyonkezelő Kuratórium működési szabályzata és az MTA Vagyonhasznosítási szabályzata került terítékre, ezt követték a különböző indítványok, javaslatok, hozzászólások és válaszok (legeslegvégül pedig a felszabadult távozás).



Az idén tartott két Közgyűléssel kapcsolatban az Akadémia bőven ellátta írásos anyaggal a köztestületi képviselőket. A két Közgyűlés iratanyaga, amely a különböző előterjesztéseket, tervezeteket, beszámolókat stb., illetve az ezekhez érkezett módosító javaslatokat, vitaanyagokat stb. tartalmazza, kitölt már egy vaskos irattartót. Megvan benne, sok egyéb között, például az MTA Doktori Szabályzata, csak hogy egy valószínűleg többeket érdeklő tételt említsek.

Ezenkívül az Akadémia könyv alakban is kiadta és kiosztotta a következőket:

- Tájékoztató a Magyar Tudományos Akadémia közgyűlési bizottságainak tevékenységéről
- Az Akadémia Ügyrend-tervezete a Magyar Tudományos Akadémiáról szóló 1994. évi XL. törvénnyel és az MTA Alapszabályával egységes szerkezetben
- A Magyar Tudományos Akadémia nemzetközi tudományos kapcsolatainak középtávú koncepciója
- Tájékoztató a Magyar Köztársaság Kormánya számára a Magyar Tudományos Akadémia 1994. évi tevékenységéről
- A Magyar Tudományos Akadémia természettudományi kutatóhelyeinek 1994. évi tudományos eredményei / I. Élettudományok
- A Magyar Tudományos Akadémia természettudományi kutatóhelyeinek 1994. évi tudományos eredményei / II. Matematika és Természettudományok
- A Magyar Tudományos Akadémia társadalomtudományi kutatóhelyeinek 1994. évi tudományos eredményei

Bodoky Tamás



# THEODOR KREY EMLÉKÜLÉS

## (Gedächtniskolloquium zu Ehren von Prof. Dr. T. C. Krey)

Folyó év május 12-én Hannoverben emlékülést tartottak az 1994-ben elhunyt nagy német geofizikus, *Theodor KREY professzor tiszteletére, aki Egyesületünknek is tiszteleti tagja volt.* Az emlékülés színhelyül az úgynevezett Leibnitz-Haus, egy régi belvárosi polgárház szolgált, amelyet belülről nagyon szép modern, 50–100 fős rendezvények befogadására alkalmas előadóteremmé alakítottak.

A családi hangulatú találkozó a KREY professzort tiszteleti taggá választó egyesületek képviselőinek emlékbeszédeivel kezdődött, így az SEG

részéről Sven TREITEL, az EAEG részéről BODOKY Tamás, az MGE részéről ORMOS Tamás és DGG részéről Jürgen FERTIG szólalt meg. Ezután KREY professzor egykori munkatársainak és a német geofizika jelesebb képviselőinek — HUBRAL, APEL, HELBIG, WERNER, DOHR, FISCHER és MARSCHALL — előadásai következtek, legtöbbjük igyekezett KREY professzornak az előadás témájával kapcsolatos eredményeit kiemelni és méltatni.

Az emlékülés rövid fogadással ért véget.

*Bodoky Tamás*

## Az SPWLA 1995. ÉVI SZIMPÓZIUMA



Az SPWLA ismét Európában rendezte éves rendezvényét — szimpóziumát — ezúttal Párizsban, június 26–29-e között. A rendezvényen hazánkat szép

számú szakember képviselte: hat főt a MOL Rt. küldött ki, hármat az ELGI, míg ketten a GEOINFORM Kft. részéről vettek részt a szimpóziumhoz mindig kapcsolódó műszerkiállításon, illetve bemutatón.

Talán lehet ezzel a ténnyel kezdeni a beszámolót is, mivel ez volt az első eset, hogy külföldi SPWLA-szimpóziumon magyar eszközt, eljárást mutattak be. Bár még nem lehet fölmérni, hogy lesz-e gyakorlati eredménye (rendelés?) a kiállításnak, azt máris megállapíthatjuk, hogy érdemes volt jelentkezni, sőt inkább „bemutatkozni” a nemzetközi piacon egy olyan eszközzel, amelyik korszerű lehetőségeket biztosít a szelvények azonnali, „well site” feldolgozására vagy legalábbis előkészítésére.

A tapasztalt érdeklődés a „konkurrencia” (Schlumberger, Gearhard, Western) részéről igazolni látszik az ilyen irányú hazai törekvések helyes voltát, de talán hoz kézzelfogható eredményt a jövőre vonatkozólag is. Csak egy gondolat: az ilyen „hírverés” igen jó pontot jelenthet egy esetleges magánosítási tárgyalás során is.

Az összesen 33 kiállítás egyébként igen változatos volt témakörét tekintve. Ugyanúgy előfordultak az új eszközöket vagy módszereket ismertető, propagáló vállalatok, mint a szoftvereket forgalmazók. Ez utóbbiak különösképpen érdekelhették a hazai olajipar képviselőit, mivel ilyen irányú fejlesztések küszöbön állnak nálunk. Szakembereinket e téren elsősorban a Western, a Landmark, a Schlumberger, a MINCOM és a Z&S cégek kiállított módszerei, szoftverei érdekelték, s a szerzett információk bizonyára befolyásolják saját jövőnket is.

Ami az előadásokat illeti, témáik szerint csoportosította őket a rendezés (már amennyire ez lehetséges

volt). Az eszközökkel, vagyis a technikai részekkel foglalkozó előadások során feltűnő volt a nukleáris-mágneses méréseket ismertető nagyobb száma, bizonyítván talán az e módszer iránti érdeklődés fokozódását, de a műszaki lehetőségek javulását is.

Sok érdekeset hoz folyamatosan napjainkban az MWD vagy LWD (Measurement vagy Logging While Drilling), ez volt egyébként a tárgya annak a „workshop”-nak is, amelyen a MOL kiküldöttei részt vettek, hogy e módszer kvantitatív értelmezési lehetőségeivel ismerkedjenek.

A petrofizikai „előadásblokk” olyan értelmezési kérdésekkel foglalkozó előadásokat foglalt magában, amelyek tároló- (pontosabban közet-) tulajdonságoknak a szelvényekből való meghatározására irányultak. Változatlanul nagy igyekezettel keresik a petrofizikusok az áteresztőképesség meghatározásának módszerét. Hallottunk is bizonyos körülmények közt alkalmazható permeabilitás-meghatározási eljárásról, de univerzális módszerre még várunk kell (ha egyáltalán lesz valaha ilyen).

A Stoneley-hullámok ilyen célú alkalmazásáról már olvashattunk korábban, egyes közetfajtákban sikert hozott e módszer az egyik előadás szerint.

Sokat hallhattunk a magok laboratóriumi vizsgálatának, a geológiának és a szelvényeredményeknek a kapcsolatairól, főleg egy-egy terület adataira támaszkodva, azaz „case history” jelleggel. A fúrt mag megkímélésére való eszközzel foglalkozott egy előadás: a magfúrás alatt a magot géles anyag vonja be, ez gondoskodik a mag további védelméről.

Él (mondhatnánk változatlanul) a törekvés, hogy minél több adatot lehessen szerezni a környezetről lecsövezett kutakban is: béléscsőben végzett elektromos, szonikus méréseket ismertettek a speciális nukleáris mérések (NMR, C/O-mérés) mellett.

Az ilyen igényeket szaporítja a vízszintes fúrások növekvő száma is, együtt a már említett MWD és LWD mérések gyakorlatának növekedésével nő a csőben végzendő mérések szükségessége is; hiszen itt gyakrabban kell lecsövezni mérés nélkül a kutat — kényszerűségből —, mint a megszokott fúrások esetén.



A szimpózium légkörét áthatotta az együttműködés, összedolgozás szelleme a különböző rokonszakmák között. Ezt a jelenséget (tulajdonképpen egészen természetesen) már jó egy-néhány éve tükrözi a különböző kongresszusok témaválasztása, előadás-sorozata, általános tendenciája. Vonatkozik ez nemcsak a geofizikai szakmák összefüvetére, hanem más szakmák szimpóziumaira is, (elsősorban az SPE meetingjeire gondolok itt), amelyeknek közleményeiben sokszor színvonalasabb cikkeket találkozhattunk, mint saját szakmánk (geofizika, pontosabban mélyfúrás geofizika) kongresszusain.

Feltehetően az „idegenebb” szakma elé csak azok az előadások kerülnek (merészkednek?), amelyek egy bizonyos, a külsők számára is elfogadható mértéket megütnek, pontosabban az ő érdeklődésüket is fölkelik. Az összedolgozásnak említett szelleme talán elő fogja segíteni a szakmák jobb keveredését is, továbbá esetleg lesznek magyar előadók más világ-egyesületek kongresszusain is.

Az előbbiekkal nem akartam az előadások színvonalát minősíteni, de mégis ezt tettem. Valóban voltak olyan előadások is, amelyek ide, a szorosabb szakma elé kerülhettek, de más szakmák szimpóziuma elé előadjuk már nem vitte volna őket. Nem ez jellemezte azonban az előadás-sorozatot. Ezt bárki ellenőrizheti a szimpózium Transactions kötetéből, amely az MGE irodájában is az érdeklődők rendelkezésére áll.

Azok a résztvevők, akik elmentek a normandiai kirándulásra, szép élménnyel lettek gazdagabbak. Az 1944. évi partraszállás múzeumainak, filmjeinek megtekintése mellett szinte megható volt látni a szelvényezés „őskorának” emlékeit a SCHLUMBERGER testvérek által létesített kastélymúzeumban. Az „elektromos magfúrás” néven (carottage électrique, electrical coring) néven szabadalmaztatott alapeljárás pályafutása és fejlődése szédítő volt 1927 óta, és hát szédítő még ma is.

*Jesch Aladár*

## AZ IUGG XXI. ÁLTALÁNOS ÜLÉSSZAKA Boulder (USA), 1995. július 2–14.

1995. július 2. és 14. között került megrendezésre a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG) XXI. általános közgyűlése az USA-beli Boulderben. (Az előzőt 1991-ben Bécsben az osztrák kollégák rendezték.) A boulderi egyetem számos előadótermével és diákszállójával (több mint 3000 szálláshely), kellemes és rendkívül változatos földrajzi környezetben, a Sziklás-hegység lábánál (1660 m tengerszint feletti magasságban) — megítélésem szerint — alkalmas volt a több ezer (6000?) résztvevő kulturált konferenciázására. Mint minden kis és nagy rendezvényenél bőven található kifogás, ez alól bizonyára Boulder sem volt kivétel. A negatívumokat legjobban az Oceanográfiai Asszociáció hegyezte ki, és ennek kifejezésére — megtörve a hagyományokat — saját ülészakát Honoluluba helyezte át és ezzel a rendezőknek félmillió dollár veszteséget okozott.

A rendezvény méreteiről a közel 300 oldalas programfüzet révén alkothatunk fogalmat, amely a 7 asszociáció (köztük szerényen azért az oceanográfia is képviselve volt) előadásainak címeit tartalmazza (néhány egyéb fontos, pároldalas információ mellett).

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a füzet csalóka, mert számos — főleg harmadik világbeli — kutató abban a reményben jelentett be előadásokat, hogy ezzel erőszakolja ki az IUGG anyagi támogatását a részvételéhez. Ez általában eredménytelenül végződött és így sok bejelentett előadás elmaradt. Világtendenciáól van szó. A boulderi statisztika még nem készült el, de pl. az IAGA 1993-as Buenos Aires-i tudományos ülészakáról már tudunk számokat. Így az IAGA I. divíziója esetében az előadások 33%-át nem tartották meg.

Abból a hatalmas kosárból, amit a programfüzet feltalal, mindenki érdeklődésének megfelelően válogatott. Lehetetlen még csak vázlatos képet is adni a 7 asszociációba szedett „földtudományok” általános

tendenciáiról. Egyes asszociációk határozataiból sok minden kiderül, bár ezek inkább szervezési feladatokat fogalmaznak meg.

Az IUGG Magyar Nemzeti Bizottságának határozata értelmében az Acta Geod. Geoph. Hung.-ban megjelentek az asszociációk nemzeti jelentései az elmúlt négy év (1991—1994) során elért főbb hazai kutatási eredményekről, irodalmi hivatkozásokkal együtt.

A jelentések mintegy 50–50 különlenyomatát a résztvevők célzottan osztották szét a szakterületek választott tisztségviselői és a témában dolgozó (együttműködő) partnerek között.

A szakmai előadások mellett, rendszerint este, az IAGA különböző szerkezeti egységei ún. business üléseket tartottak. Így mint az IAGA megbízott magyar nemzeti képviselője szavazati joggal vettem részt az IAGA delegátusok ülésén, ahol megerősítettük az IAGA új tisztikarát. Váltás történt a divíziók és a munkacsoportok vezetésében is. Az IAGA főbb tisztségviselőinek névsorát az alábbi táblázat tartalmazza. Az I/2 munkacsoport új elnöke a kanadai Alan JONES, társelnöke pedig Pascal TARITS francia professzor lett.

### *International Association of Geomagnetism and Aeronomy Executive Committee 1995—1999*

President:	Masaru KONO (Japan)
Vice-presidents:	David KERRIDGE (U.K.) Gordon ROSTOKER (Canada)
Secretary-General:	Jo Ann JOSELYN (USA)
Members:	Charles BARTON (Australia) Ibrahim ELTAYEB (Sudan) Eigil FRIIS-CHRISTENSEN (Denmark)

Past President: Michel MENVIELLE (France)  
Oleg TROSHICHEV (Russia)  
Donald J. WILLIAMS (USA).

### *IAGA Division and Commission Leadership*

- Division I - INTERNAL MAGNETIC FIELDS  
Chair: Kenneth A. HOFFMAN (USA)  
Co-chair: Bruce A. HOBBS (U.K.)
- Division II - AERONOMIC PHENOMENA  
Chair: Jan LASTOVICKA (Czech Republic)  
Co-chair: S. FUKAO (Japan)
- Division III - MAGNETOSPHERIC PHENOMENA  
Chair: Gerry ATKINSON (Canada)  
Co-chair: Mike LOCKWOOD (U.K.)
- Division IV - SOLAR WIND AND INTERPLANETARY FIELD  
Chair: Janet LUHMANN (USA)  
Co-chair: Igor VESELOVSKY (Russia)
- Division V - GEOMAGNETIC OBSERVATORIES, SURVEYS AND ANALYSES  
Chair: Colin V. REEVES (The Netherlands)  
Co-chair: Volodya PAPITASHVILI (USA)
- HISTORY:  
Chair: Giovanni GREGORI (Italy)  
Co-chair: Adolfo OROZCO (Mexico)
- DEVELOPING COUNTRIES:  
Chair: Luiz M. BARRETO (Brazil)  
Co-chair: B. R. ARORA (India)

Az IAGA 12 határozata közül nagyon önkényesen tudok csak néhányat kiemelni. Így sürgették — nemzetközi kőzetmágnességi adatbank létrehozását  
— digitális földmágnese térképeket  
— legalább 10 évente szekuláris mágneses méréseket  
— hosszú és folyamatos obszervatóriumi adatgyűjtést(!)

- nagy pontosságú vektoros geomágnese szatellitméréseket
- fokozott vizsgálatokat a közepes atmoszférában az antropogén hatások jobb megismerése végett stb.

Érdeklődési területem a Nemzetközi Földmágnese és Aeronómiai Asszociáció (IAGA) I/2 munkacsoportja „Elektromágnese indukció és elektromos vezetőképesség” területére esik. Az e munkacsoport tagjai által szervezett rendezvények a következők voltak:

- A litoszféra anizotrópiája: megfigyelések és értelmezés (IASPEI-vel közösen)
- Mai és régi kontinensszegélyek geofizikai jelei (IASPEI-vel közösen)
- Többdimenziós matematikai eredmények az elektromágnese indukció terén: dekompozíció, modellezés és inverzió
- A szilárd Föld elektromágnese tanulmányai
- Többdimenziós áramok többdimenziós földtani szerkezetek felett: elmélet és megfigyelések.

A fenti témák mellett nagy érdeklődéssel hallgattam még előadásokat számos más területről, így a nagy erejű mai földrengésekről (az 1995. január 15-i kobei földrengésről), a medencefejlődésről, szeizmikus monitoringról (pl. vulkánkitörések), a földszerkezet modellezéséről és dinamikájáról, a földmágnese történetéről.

A fenti témakörben tartott előadásaink:

- ÁDÁM A.: Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian Basin,  
ÁDÁM A., VERÓ J.: Events in the relative-telluric magnetotelluric frequency soundings at the Geodetic and Geophysical Research Institute in Sopron, Hungary  
SZARKA L.: Transition of 3D CSAMT and MT anomalies between the overshooting and the long-period domains.  
A konferencia-kiadványok az MTA GGKI-ban megtekinthetők, egyes részei érdeklődésre kimásolhatók.

*Ádám Antal*

## A GEOFIZIKAI EGYESÜLETEK MÁSODIK VILÁGTALÁLKOZÓJA

Az AGU (American Geophysical Union) kezdeményezésére 1994 májusában összehívott első geofizikai egyesületi világtalálkozó sikerén és eredményein felbuzdulva az idei IUGG-konferencia alatt (amelynek 1995. július 3—17. között a Colorado-beli Boulder adott otthont és amely konferenciáról a Magyar Geofizika hasábjain bizonyára több beszámolót is olvashatunk) sor került a második egyesületi világtalálkozóra is.

A mintegy 4000 fős tudományos konferencia félidejében, 1995. július 8-án szombaton — ezúttal a Kanadai Geofizikai Unió meghívására — mintegy 30 nemzeti egyesület képviselője ült össze. Míg az első világtalálkozáson kifejezetten az egyesületek elnökei értekeztek, addig a mostani konferencián az

egyesületek a geodéziai-geofizikai konferencia okán Boulderben tartózkodó megbízottaikkal képviselték magukat. (A Magyar Geofizikusok Egyesülete részéről e sorok írója volt jelen.)

A szervezők által összeállított napirendi pontokat a résztvevők egy teljes napon át tárgyalták:

1. Hogyan erősíthetők a nemzeti geofizikai egyesületek?
2. Hogyan valósulnak meg az első világtalálkozó javaslatai?
3. Milyen lépések teendők a geofizika társadalmi megbecsülésének, illetőleg a jövőbeni támogatás növelése érdekében?



4. Milyen kapcsolatnak kellene lennie a nemzeti geofizikai egyesületek és a nemzetközi szervezetek (pl. IUGG, IAGA) nemzeti képviselői között?
5. További egyesületi világtalálkozók rendezésének terve.

Látnivaló volt, hogy a nagy erőforrással rendelkező egyesületek részéről megvan a szándék a kisebbek támogatására, de a felkínált módozatok (régii folyóiratok átadása) csak ritkán találhatnak elfogadásra.

A legnagyobb sikerre a tavaly javasolt és az AGU által azóta megvalósított EARTHNET nevű elektronikus információs hálózat számíthat. Az EARTHNET céljai:

- (1) a földtudományi egyesületek vezetői közötti kapcsolatteremtés.
- (2) információs katalógus a világon működő egyesületekről
- (3) csoportos megbeszélések lehetőségének megteremtése.

Az EARTHNET első szegmense egy ún. „socrep” nevű listserver. (A listserver magyar neve még kialakulatlan, az INTERNET-et ismerők egyelőre ezen a néven emlegetik.) Minden egyesület egy-egy megadott képviselője megkapja a többiek által küldött üzenetet. Az MGE fényposta-címeként — jobb híján — a szarka@sun10.ggki.hu címet adtam meg. (Úgy gondolom, hogy egyesületünk elektronikus címét majd valamelyik őszi elnökségi ülésen véglegesíthetjük.)

Tervek szerint az EARTHNET-en keresztül is értesülhetünk majd a meghirdetett PhD lehetőségekről, közös kutatási témajavaslatokról stb. A jövőben az elektronikus publikációk mennyisége exponenciálisan fog növekedni. A minőségi kontroll biztosítása érdekében számítanak az egyesületek közreműködésére.

A kanadaiak panaszához (misperint meredeken csökken a tudományos kutatásra fordított összeg és a földtudományi kutatások részesedése ezen belül is csökkenőben van) szinte mindannyian csatlakoztunk. Tudományos kutatási ráfordításait egyedül a japánok növelték; a földtudomány tudományon belüli részesedésével pedig csak a franciák tűntek elégedettnek. A világtalálkozó a földtudományok közép-kelet-európai helyzetével (különös tekintettel a tudományos kutatás és a felsőoktatás megnyirbálására) is foglalkozott. Elismeréssel szóltak az ebből a régióból feltűnt fiatal kutatókról, akik a nehéz anyagi körülmények között is képesek voltak új eredményekkel gazdagítani a boulderi IUGG-konferenciát.

A tudományos kutatás ellen a világon szinte mindenütt tapasztalható társadalmi ellenszenv letörésére az ausztrálok tudományos lobby létrehozását szorgalmazták. A földtudománnyal foglalkozók önálló akciójának semmi esélye nincs: minden lehetséges módon keresni kell az összes természettudós összefogásának lehetőségét.

Vannak olyan kormányok a világon, amelyek pénzügyminiszterét csak a kormányépületeket meg-

rongáló földrengéssel lehet meggyőzni (az eset Mexikóban történt).

Egy másik mexikói kezdeményezést talán könnyebben meg tudnánk valósítani: az ottani geofizikai egyesület középiskolások részére országos földtudományi (geológia+geofizika) szaktárgyi versenyeket rendez, amelyhez kultuszminisztériumuk támogatását is megszerezték. A kérdéseket (amelyeket nekünk is meg fognak küldeni) a középiskolai földrajz-, fizika-, kémia-, biológia- és matematika-tananyag alapján állították össze.

A negyedik napirendi pont tárgyalásakor kitűnt, hogy sok országban (Magyarország is ebbe a csoportba tartozik) bizony semmi kapcsolat nincs a nemzeti geofizikai egyesületek és egyes nemzetközi szakmai szervezetek (pl. az IUGG) nemzeti delegáltjai között. Ennek persze sokféle oka van. Magyarországon például az efféle szakmai koordináló tevékenységet a meglehetősen nagyszámú egyesület és az Akadémia bizottságai egymás tudta nélkül végzik. (Többek között ezért is jó lenne, ha az MTA Geofizikai Tudományos Bizottsága és az MGE elnöksége közösen áttekintené, miben tudnának együttműködni.)

A szervezatlenség persze Európára a legjellemzőbb: egyetlenegy egyesületi világtalálkozó sem mulhat el a két európai általános geofizikai egyesület, az EGS és az EUG finom pengeváltásai nélkül.

Első ízben képviseltette magát ilyen nemzetközi összefogással a nemrégiben megalakult román geofizikai egyesület és a szlovén geodéziai-geofizikai társaság. (A szlovén egyesület felépítésének érdekessége, hogy szerkezetük kialakításakor kifejezetten az IUGG-t vették mintának.)

Egyesületi világtalálkozóra ezentúl, ha lehetséges, valamilyen konferenciához csatlakozva minden évben sort kerítenek. 1996-ban az AGU őszi konferenciáján, 1997-ben pedig a strasbourgi EUG-konferencia alatt terveznek egy-egy egynapos összefogást.

Itt hangzott el az a kedvező fogadtatású (helyszínen megfogalmazódott) javaslatom, hogy — tekintettel a közép-kelet-európai régió másodsor is tapasztalt hiányos képviselésére —, 1996-ban Magyarországon bizonyára megrendezhető volna a környékbeli országok geofizikai egyesületeinek találkozója. A szomszédos országok átalakulásával, új államok születésével egyidejűleg új geofizikai egyesületek is jöttek, illetőleg jönnek létre. Ebben a térségben a legnagyobb tapasztalatokkal rendelkező Magyar Geofizikusok Egyesülete lehet az, amelyik a most alakuló nemzeti egyesületeknek a legtöbb segítséget tudja adni. Magyarországra — esetleg a gazdagabb amerikai és nyugat-európai egyesületek némi áldozatvállalása árán — 8-10 nemzeti egyesület bizonyára el tudná küldeni vezetőjét. Az 1-2 napos tanácskozás legméltpontja a honfoglalás 1100 éves évfordulója alkalmából a szokásosnál ünnepélyesebbre tervezett vándorgyűlés lehetne.

*Szarka László*

## KONFERENCIA-HÍREK



Az UNESCO, az Európai Bizottság és az olasz kormány is támogatja a Rómában 1996. március 4-8. között INTERNATIONAL CONGRESS ON ENVIRONMENT AND CLIMATE címmel rendezendő kongresszust.

Regisztrációs költség 1995. október 15. előtt 250 USD, utána 320 USD. A szervezők az alábbi címen érhetőek el:

Prof. Philip CARRION  
Technical Chairman  
International Congress on Environment and Climate

OGS, P.O. Box 2011  
Opicina (TS), ITALY 34016  
Tel.: (39-40) 214-0203  
Fax: (39-40) 327-307  
E-mail: carrion@tango.ogs.trieste.it

DEEP LITHOSPHERE AND UTILIZATION OF THE EARTH'S INTERIOR címmel nemzetközi konferenciát szervez az Ukrán Állami Geológiai és Ásványi nyersanyag Bizottság (Goszkomgeologya) és az Orosz Szövetségi Geológiai és Ásványi nyersanyag Bizottság (Roszkomnedra) Kijevben 1996 májusában. A regisztrációs költség 300 USD. A konferencia hivatalos nyelve az ukrán, az orosz és az angol. Kérdésekkel az alábbi helyre lehet fordulni:

Mrs. L. KUSHINA  
Geoprognoz Geological Company  
8 P. Orlik st.  
252024 KIEV, UKRAINE  
Telefon: (380-44) 293-5756 vagy 293-0315  
Fax: (380-44) 293-1141



Az EGS 21. közgyűlését 1996. május 6-10. között rendezik meg Hollandiában, Hágában. Érdeklődni lehet az alábbi címen:

EGS Office  
Postfach 49  
Max-Planck-Str. 1

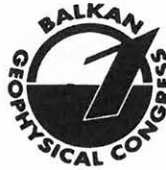
37189 Katlenburg-Lindau, DEUTSCHLAND

Tel.: (49) 5556-1440

Fax: (49) 5556-4709

Internet: EGS@LINAX1.DNET.GWDG.DE

(Az 1997-es naptárba pedig bejegyezhető, hogy a 22. közgyűlés Bécsben lesz 1997. április 21-25. között.)



Első kongresszusára készül a Balkán Geofizikai Társaság. A kongresszust Athénben, a Zappeion Konferencia központban rendezik meg 1996. szeptember 23-27. között. Szóbeli és poszter előadásokat várnak a földtudományok minden területéről. Rezervoár geofizika címmel workshopot rendeznek, műszaki kiállításra is sor kerül. A regisztrációs költség nem tagoknak 200 USD. Részletesebb információ, ill. 2. körlevél az alábbi címen kérhető:

Congress Secretariat  
Erasmus Horizon Ltd  
34, Vass. Georgiou B' Street  
116 36 Athens, GREECE  
Tel.: (30 1) 725 7531, (30 1) 725 7693-5  
Fax: (30 1) 725 7532

*Tóth Lajos*

# In Memoriam:

## DR. TÓTH GÉZA

1901—1995



1995. július 27-én kísértük utolsó útjára szeretett és tisztelt munkatársunkat, dr. TÓTH Gézát, a magyar geofizikusok és meteorológusok korelnökét.

Dr. TÓTH Géza 1901. augusztus 14-én Nyitrán született. Gyermekéveit Szentendrén töltötte, ahol édesapja a református elemi iskola tanítója volt. Tanulmányait Budapesten végezte. 1926-ban szerzett matematika—fizika szakos tanári oklevelet, de már 1925-től tanársegéd lett a Műegyetem matematika tanszékén. Ezt az állását mellékfoglalkozásként 1945-ig megtartotta.

1927-ben az Országos Meteorológiai és Földmágnassági Intézetben alkalmazták tudományos kutatóként. 1929-ben asszisztenssé, 1934-ben adjunktussá, 1938-ban osztálymeteorológussá, 1945-ben főmeteorológussá nevezték ki. Szakmai érdeklődése a meteorológiai előrejelzés, a magaslégköri kutatás és a repülés biztonságát elősegítő előrejelzés területére terjedt ki.

1948-ban megbízták a Meteorológiai Intézet vezetésével. Nagy lelkesedéssel és hozzáértéssel látott az intézet fejlesztéséhez. A II. világháború következtében romba dőlt intézetet és egy teljesen szétzilált hálózatot vett át és szervezett újjá rövid idő alatt. Megkezdte az időjárás előrejelzési szolgálat és a repülésmeteorológiai szolgálat korszerűsítését és megtette az első lépéseket egy aerológiai obszervatórium létrehozásához. Vezetése alatt nagyarányú szakmai fejlődés vette kezdetét a Meteorológiai Intézetben.

Egyre feljebb ívelő pályafutását 1950-ben derékba törte a politikai önkény. Koholt, primitív vádak alapján letartóztatták, majd vádemelés és bírói ítélet nélkül a hírhedtté vált recski kényszermunkatáborba hurcolták. Három évi raboskodás után 1953. szeptemberében szabadult, akkor, amikor a politikai nyomás átmenetileg enyhült és a recski munkatábor feloszlott.

A kényszermunka szenvedései és megaláztatásai nem törték meg TÓTH Gézát. Rá is érvényes lett az egykori fogolytársnak, korunk egyik legkitűnőbb magyar költőjének: FALUDY Györgynek az a megállapítása, hogy a megpróbáltatások még magasabbra emelik föl a nemest. Meteorológusi szemlélete még a fogolytáborban is tartotta benne és rabtársaiban a lelket. Így emlékezik rá FALUDY György a Pokolbéli víg napjaim című könyvében: „... Lelki egyensúlyunkat a baráti kör biztosította, amelyet kialakítottunk magunknak ... . Egyszer megkértem Géza bácsit, hogy magyarázza el a különféle felhőalakzato-

kat. Elmosolyodott örömeiben. Rövidesen vagy harmincan tolongtak körülötte ...”

Szabadulása után állásába nem helyezték vissza, meteorológusi szakmai munkáját nem folytathatta, de huszonhárom évig tartó, eredményes kutató és szervező munkája nyomán a magyar meteorológusok ma is kiváló meteorológusnak tekintik és úgy búcsúznak tőle, mint igazgatójuktól és korelnöküktől.

A jogtalanul elszenvedett rabság után több évi hanyattatás: állástalanság, fizikai munka, kisegítő munkák sorozata következett, amíg végre újra a szakmája közelébe kerülhetett. Matematikusi képzettségét, fizikusi szemléletét 1956-tól az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben, az Egyeztető Osztály munkatársaként kamatoztatta. Sokoldalú szakmai tudása és nyelvismerete, szerénysége révén a Geofizikai Intézetben munkatársai nagyra becsülték, megszerették, bár a „Párt” vezetői csak nehezen megtűrt személyként kezelték. 1963-ban baráti segítséggel a Számítástechnikai és Ügyvitelszervező Vállalat számítógép osztályának vezetője lett. Innen vonult nyugalomba 1965-ben.

A Magyar Geofizikusok Egyesületének munkájában éveken át tevékenyen részt vett. Nagy érdemeket szerzett a nemzetközi geofizikai szimpóziumok szervezésében és lebonyolításában, rendkívül széles körű nyelvismerete segítségével. Részt vállalt a geofizikai szaklapok szerkesztési munkájában is, mindezzel hozzájárult a magyar geofizika nemzetközi elismertségének növeléséhez. 1969-ben a Magyar Geofizikusok Egyesülete örökös tiszteleti tagjának választotta.

1971-től kezdve az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszékén nyugállományú tudományos főmunkatársként még több mint két évtizedig működött, BARTA György és MESKÓ Attila professzorok és akadémikusok munkatársaként. 1991-ben megkapta az Eötvös Loránd-díjat. A kiváló meteorológusból kiváló geofizikus lett.

Még megérhette, hogy 1993-ban a Magyar Tudományos Akadémia az aerológia területén elért eredményei alapján akadémiai doktorrá fogadta. Politikai rehabilitációban nem részesült.

Hamvai a budafoki temetőben fognak nyugodni szülei mellett. Munkatársai mély tisztelettel búcsúznak tőle és példaként tekintik a megbocsátani tudás erényét, az újrakezdés tehetségét és megőrzik emlékeztükben mindvégig derűs kedélyét, szeretetre méltó lényét.

*Aczél Etelka, Pintér Anna*



