

MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR
GEOFIZIKUSOK
EGYESÜLETÉNEK
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE
ASSOCIATION
OF HUNGARIAN
GEOPHYSICISTS

Molnár Károly köszöntése

IX. Földtudományi Ankét, Nagykanizsa, 2010

Szeniorok kirándulása Nógrádban

Tisztelet az éveknek

A 2011. év nagy feladata:
a 6. Balkán Geofizikai Kongresszus megszervezése

EAGE, Near Surface 2010, Zürich

A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre

Sorfejtéses inverzió IV. A nehézségi erőtér potenciálfüggvényének
inverziós előállítás

A mély medencék izosztatikus hatása

Agocs-díj 2010

Interaktív földtudományi kiállítás és vásár
a Magyar Természettudományi Múzeumban

Húszéves a Geo-Log Kft.



MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

51. évfolyam (2010) 3. szám



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

TARTALOM • CONTENTS

SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

115 Molnár Károly köszöntése (Congratulations for Károly Molnár) – *Késmárky István, Nagy Zoltán*

MGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

116 IX. Földtudományi Ankét, Nagykanizsa, 2010 – *Császár János, Horváth Zsolt*

117 Szeniorok kirándulása Nógrádban (Excursion in Nógrád County) – *Rezessy Géza*

118 Tisztelet az éveknek (Honour to the years) – *Hegybíró Zsuzsanna*

BGS HÍREK • NEWS OF BALKAN GEOPHYSICAL SOCIETY

120 A 2011. év nagy feladata: a 6. Balkán Geofizikai Kongresszus megszervezése (A big task of 2011: Organizing the 6th Congress of Balkan Geophysical Society) – *Kakas Kristóf*

EAGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOSCIENTISTS AND ENGINEERS

122 EAGE, Near Surface 2010, Zürich (EAGE, Near Surface 2010, Zürich) – *Paripás Anikó Noémi, Somogyiné Molnár Judit*

TANULMÁNYOK • PAPERS

124 A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre (The effect of fracturing on results of well logging) – *Zilahi-Sebess László*

143 Sorfejtéses inverzió IV. A nehézségi erőter potenciálfüggvényének inverziós előállítás (Series expansion based inversion IV. Inversion reconstruction of the gravity potential) – *Dobróka Mihály, Völgyesi Lajos*

150 A mély medencék izosztikus hatása (Isostatic effect of deep sedimentary basins) – *Kiss János*

HÍREK • NEWS

163 Agocs-díj 2010 (Agocs Award 2010) – *Kis Károly*

164 Interaktív földtudományi kiállítás és vásár a Magyar Természettudományi Múzeumban (Interactive geoscience exhibition and mess in Scientific Museum of Hungary) – *Kakas Kristóf*

165 Húszéves a Geo-Log Kft. (Twenty years of Geo-Log Kft.) – *Zilahi-Sebess László*

166 Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány javára felajánlott SZJA-k 1%-ainak felhasználásáról – *Pályi András*

IN MEMORIAM

167 Zimányi István – *Gadó Károly, Nagy Zoltán*

MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

51. évfolyam (2010) 3. szám

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

Főszerkesztő • Editor-in-Chief

DR. BODOKY TAMÁS

E-mail: bodoky@elgi.hu

Szerkesztőbizottság • Editorial Board

DR. BARÁTH ISTVÁN, HEGYBÍRÓ ZSUZSANNA, KAKAS KRISTÓF,
DR. LENKEY LÁSZLÓ, DR. PETHŐ GÁBOR, DR. SZARKA LÁSZLÓ,
VERŐ LÁSZLÓ

Technikai szerkesztő • Technical Editor

HOCK GÁBOR

E-mail: hockg@t-online.hu



Lapunk megjelenését a Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság támogatja

A szerkesztőség a szakcikket (tanulmányokat) szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsorát az évfolyam záró számában tesszük közzé. A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességéért, ill. közölhetőségéért kizárólag a szerzők tartoznak felelősséggel.

Kiadja a Magyar Geofizikusok Egyesülete
A kiadásért felel Király András

Szerkesztőség: 1371 Budapest, Pf. 433
Telefon/Fax: (1) 201-9815
Titkársági e-mail: geophysic@mtesz.hu
Honlap: www.mageof.hu

Borító, tipográfia és nyomdai előkészítés:
EP Systema Bt., Budapest

Készült: NestPress Kft., 1116 Budapest, Vegyész u. 17–25.
Felelős vezető: Fekete Iván

Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél
(1371 Budapest, Pf. 433, Telefon/Fax: (1) 201-9815)
egyesületi tagoknak tagdíj ellenében
Megjelenik évente négyszer

INDEX: 26 507
HU ISSN 0025-0120

Köszöntés

Molnár Károly, a volt Geofizikai Kutató Vállalat vezérigazgatója és a Geofizikai Szolgáltató Kft. 1993-ban nyugalomba vonult első igazgatója idén töltötte be 80. életévét. A Magyar Geofizikusok Egyesülete – az olajipar tágabb szakmai köreinek nevében is – ez úton fejezi ki tiszteletét és jókívánásait e kerek születésnapon.

Ennek az évforduló alkalmából közzölt rövid méltatásnak nem célja a teljes pálya felvázolása, inkább csak néhány fontosabb mozzanatot, más helyen talán nem kellően hangsúlyozott érdemeket emelünk ki.

A tanulóévek és a pályakezdés néhány küzdelmes induló éve után, Molnár Károly kiemelkedő, meghatározó szereplője, vezető személyisége a magyar kőolajipari felszíni geofizikai kutatás legdinamikusabb fejlődési időszakának. Életművének legnagyobb – talán még ki nem mondott – érdeme, hogy a hajdani OKGT felső vezetését igen korán sikerült meggyőznie, hogy a kutatás sikerességének érdekében a mindenkori csúcstechnológia alkalmazása szükséges. Hogy ez mekkora teljesítmény volt, azt csak az tudja értékelni, aki nagyjából ismeri a 60-as, 70-es évek gazdasági, gazdaságirányítási rendszerét és a külkereskedelmi viszonylatokat. Osztályvezetői, főmérnöki, majd igazgatói tevékenysége idejéhez kötődik a papír regisztrálású, egyszeres fedésű szeizmikus mérésektől az analóg regisztráláson át a többszörös fedésű, majd 3D digitális regisztrálású mérésekig ívelő műszaki fejlődés, valamint a korszerű gravitációs és felszíni geoelektromos mé-



Molnár Károly

rések olajipari bevezetése és alkalmazása. Érdemeit elismerő számos kitüntetés közül itt egyetlen emelünk ki, az 1978-ban odaítélt megosztott Állami Díjat „a szénhidrogénkutatás geofizikai műszereinek és módszereinek fejlesztésében, a kutatás hatékonyságának növelésében elért eredményeiért”.

A Magyar Geofizikusok Egyesületének alapító tagja, melynek – többek közt – 1964-től 1971-ig titkára, 1978-tól 1989-ig elnöke és tiszteleti tagja. Elévülhetetlenek az érdemei az egyesület máig tartó stabil működésének megalapozásában. Az egyesületi élet szervezése a hazai geofizikai kutatás dinamikus fejlődésének idején kitűnő fórumot biztosított a hazai és külföldi szakemberek közti kommunikáció számára és a fent említett „stratégiai” célok elérésére. E munkásságának egyik csúcspontja volt az 1985-ben Budapesten megrendezett EAEG konferencia, majd az EAEG-ben egészen 1991-ig viselt elnökségi tagsága. Ezt

kellően értékelni ismét csak az akkori politikai viszonyok ismeretében lehet.

E köszöntő tehát egyesületünk meghatározó, vezető egyéniségének szól, akinek munkássága hosszabb távra irányt adott nemcsak a szűkebb szakma és az Egyesület életének, hanem a hazai olajipar „aranykorának” megalapozása révén az egész iparágnak. Vezetése alatt a szeizmikus kutatás elért színvonala alapozta meg, hogy a magyar olajipari szeizmika sikerrel jelenhetett meg a nemzetközi szolgáltatói piacon is.

Késmárky István és Nagy Zoltán

A pálya néhány fontosabb dokumentuma

1. A felszíni geofizikai kutatás 50 éve a kőolajiparban, GES Kft., 2002; E kiadvány szöveganyagának csaknem fele Molnár Károly saját emlékirata, a könyv terjedelmének negyedét kitevő fénycsúszanyag zöme pedig az ő „igazgatói albumának” válogatott része.
2. A 2004. évben jubileumi diplomában részesült bányaművelő-,

- bányagépész-, földmérő-, geofizikus-, geológus- és olajmérnök rövid szakmai életrajza, Miskolc–Sopron, 2004 (24–25. o.)
3. 50 éves a Magyar Geofizikusok Egyesülete, MGE 2004
4. Horváth Róbert, Beszélgetések az olajiparról V. – kutatásról, leművelésről, termelésről – ipartörténeti riportok, Magyar Olajipari Múzeum Közleményei. Zalaegerszeg, 2004 (161–197. o.)

IX. Földtudományi Ankét

Nagykanizsa, 2010

2010. november 18-án kilencedik alkalommal rendezte meg a Magyarhoni Földtani Társulat Dél-Dunántúli Csoportja, a Magyar Geofizikusok Egyesületének Zala megyei csoportja, illetve az SPWLA Budapest Chapter a nagykanizsai Földtudományi Ankétot. Mintegy 85 fő regisztráltatta magát a rendezvényre annak ellenére, hogy ezen a napon Budapesten két olyan rendezvény is volt (SPE workshop, MBFH Geotermális energia), amely valószínűleg befolyásolta a látogatottságot.

Minden eddiginél több, 14 előadást sűrítettünk be a kétszer 2 óra 15 perces blokkba, de még így is voltak előadások, amelyeket vissza kellett mondanunk. A 16 poszterelőadás szintén rekordnak minősült az ankétok történetében.

Az előadások témája a geotudományok széles skáláját érintette a mérnökgeológiai modellezéstől kezdve a geokémián át a szerkezeti geológiáig. Bár a szóbeli előadásokon a korábbiakkal ellentétben egyetlen MOL-os előadás sem szerepelt (valószínűleg a fentebb említett rendezvények miatt), mégis a legtöbb résztvevőt a MOL Nyrt. delegálta. Szép számmal képviseltette magát a MÁFI, az ELTE, az ELGI, a Szegedi Tudományegyetem, a Mecsekérc Zrt., a Kőmérő Kft., a Geoinform Kft., sőt még a földrajzilag oly távoli Miskolci Egyetemről is volt résztvevő.

A Magyarhoni Földtani Társulat „A múlt ösvényein” c. könyv egy-egy példányát ajánlott fel a legjobb előadásnak, illetve a legjobb poszternek. A résztvevők szavazatai alapján

a legjobb előadás: *Bada Gábor, Szafián Péter, Horváth Anita, Ben Law (TXM): A Karoo-medence (Dél-Afrika) szénhidrogén-potenciálja: adatok, modellek, terepi tapasztalatok;*

a legjobb poszter: *Pogácsás Gy., Juhász Gy., Miláckovich A., Dudás Á., Csizmeg J., Kajári M., Szabó B., Tomcsányi T., Akács B. (MOL Nyrt.): Pannonkvarter oldaleltolódások a Duna-Tisza közén*

c. előadása lett.

Az ülést követő állófogadáson – köszönhetően a szponzorainknak – színvonalas ellátással leptük meg a népes szakmai társaságot. A regisztrált résztvevőknek majd kétharmada élvezte a töltött káposztát és a marhapörköltet dödöllével.

Császár János, Horváth Zsolt



Az ankét hallgatósága

Szeniorok kirándulása Nógrádban

Szeptember nyolcadika az idei év sok más napjához hasonlóan borús hangulatban indult. A szeniorok kirándulásra gyülekező társasága reggel hét órára teljes létszámban várta a buszt, amely kis késéssel érkezett. Sofőrünk szerint a kijelölt busz légkondicionáló berendezése meghibásodott, ezért buszcserére volt szükség. Ennek hasznát nem volt alkalmunk élvezni, mivel alig indultunk el, eleredt az eső.

Emeletes buszunk dicséretére legyen mondva, hogy idén egyetlen jelentkezőt sem kellett helyhiány miatt elutasítanunk. Kényelmesen elfértünk benne, lehetőségünk volt a régi kollégákat megkeresni, hozzájuk ülni vagy a hangosító berendezésen keresztül mindenkihez egyszerre szólani. Salgótarjánt elhagyva így tett *Zelenka Tibor* tagtársunk is, aki a miocén vulkanizmus helyi látnivalóit ismertette.

Az *Ipolytarnóci Ősmaradványok Természetvédelmi Területére* szemerkélő esőben érkeztünk. Gépkocsival utazó kollégáinkkal kiegészülve létszámunk 53 főre bővült. Több csoportra válva megcsodáltuk a külön épületben elhelyezett, műgyantával tartósított bükkábrányi mocsári ciprusok itt elhelyezett példányait, a fogadóépület „időspirál” fantáziavető kiállítását, és kávékat is elfogyasztottuk.

Az ipolytarnóci program csúcspontja a geológiai tanösvény bejárása volt. Túravezető mutatta be a Borókás patak mentén kialakított geológiai feltárásokat, a 20 millió éves sekély tengeri, majd édesvízi üledékeket és az ezeket elborító vulkáni tufaszórás megkövült emlékeit. A „Gyurtyánlóca” (azaz megkövesedett gyurtyánnak vélt ülőalkalmatosság) valójában egy közel száz méter magasságú óriásfenyő kidőlt és kovasavval átitatott maradványa, amelyet a patak eróziója tárt fel. Elfürészelve, megcsiszolva igen mutatós, ezért a környék kőfaragói előszeretettel vittek belőle sírkönek valót. Megmentett részeit ma épület védi.

Az egykori állatvilág feltárt élőhelyét két bemutatóterem védi. A homokos patakpartra járó állatok a vulkánkitörés előtt még el tudtak menekülni, ám lábuk nyomát a lehulló hamu máig megőrizte. Az egykori élővilág a távolabbi lelőhelyeken feltárt ősmaradványok alapján rekonstruálható. Lehetséges életmódjukat a szétszórt szemüveg segítségével látható, kiváló térhatású film mutatja be a nagyobbik, Tasnádi Kubacska Andrásról elnevezett csarnokban. Mint nagyszülők is értékeltük a látottakat: ide az unokákkal vissza kell jönni!



A kirándulás vidám résztvevői

Buszra szálltunk, és Gyöngyösoroszi felé folytattuk utunkat. Az egykori ércdúsító helyén itt működteti telephelyét vendéglátónk, a *BIOCENTRUM* (korábban *ELGOSCAR*) Kft. Délutáni úti célunk felé haladva *Nemesi László* beszélt a cég alapításának előzményeiről: az ELGI-ben kifejlesztett mérnök-geofizikai szondázó berendezésről, a szovjet csapatkivonás nullszaldós elszámolását megalapozó kárfelmérésről, valamint a környezeti károk felmérését és felszámolását végző csoport kényszerű távozásáról az Intézetből.

A cég alapítását, tevékenységét, mai törekvéseit *Magyar Balázs*, a Kft. egyik alapítója és vezetője ismertette velünk a gyöngyösoroszi telephelyen. Az időben erősen változó nagyságú rendelésállománnyal működő cég forgalma az elmúlt tíz évben egymilliárd forint körül ingadozott. Tavaly a jelentősen lecsökkent bevétel mellett is nyereségesen foglalkoztatta a nyolcvanfős dolgozói állományát. Büszkék számos egyetemmel közösen végzett kutató és fejlesztő tevékenységükre, arra, hogy eredményeiket saját kiadványaikban (*Környezetvédelmi Füzetek*, *Biotechnológia*, *Környezetvédelem*) publikálják. Rendelkeznek az EMAS környezet-

védelmi vezetési és hitelesítési rendszer szerinti minősítéssel, több más díj mellett elnyerték a Környezetvédelmi Szolgáltatók és Gyártók Szövetsége által alapított „A környezet védelméért” kitüntetést.

A cég egyúttal gálánsan megvendégelt bennünket. *Bechler Gyuszi* csodálatos pörköltet készített, *Jánosi Mártiék* a konyhát vezették és felszolgáltak, *Magyar Balázs* borával koccintottunk. Délutánra elszálltak a felhők, kisütött a nap. Így jött borúra derű – virágos jókedvvel tekintettük meg a felújított épületeket: a munka- és hálószobákat, a műhelycsarnokokat, és végül megtaláltuk a főnök borának forrását, az egykori robbanóanyag-raktárból átalakított pincét. Nehéz volt elköszönni, mindig volt újabb és újabb kérdés és arra válasz.

Kedves ELGOSCAR! Köszönjük a szíveslátást, gratulálunk eredményeitekhez és további sikereket kívánunk!

A kirándulás résztvevői és a nótázásban elfáradt hangszálak bizonyítják, hogy ez a kirándulásunk különösen jól sikerült.

Rezessy Géza

Tisztelet az éveknek

Örömmel tapasztaljuk, hogy egyesületünk legaktívabb csoportja a Szeniorok szakosztálya. Érdeklődéssel figyelik a tudomány fejlődését, részt vesznek rendezvényeinken, találkozóinkon. Mindig lehet számítani a segítségükre, tapasztalatukra. Ezért nagyon fontos számunkra, hogy időn-

Köszöntjük:

90. születésnapja alkalmából:

Dankházi László gépipari technikust,

85. születésnapja alkalmából:

Nyitrai Tibor geofizikus mérnököt
Posgay Károly bányamérnököt

80. születésnapja alkalmából:

Czeglédi István karotázsmérnököt,
Molnár Károly geofizikus mérnököt
Morvai László kandidátust,
Pollhammer Manóné geofizikust,

75. születésnapja alkalmából:

Dikó Ferenc geológust,
Hursán László geofizikust,
Karas Gyuláné geofizikust,
Nagy Zoltánné geofizikust,
Paulik Dezső geofizikus mérnököt,
Sághy György geofizikus mérnököt,
Vida Zsolt geofizikus mérnököt,

ként köszöntsük őket, és különösen azokat, akik az évek számát illetően kerek évfordulóhoz érkeztek. Sok szeretettel kívánunk Mindannyiuknak további sok sikert, sok örömet, derűs, békés hétköznapiakat, jó egészséget és szép ünnepelést!

70. születésnapja alkalmából:

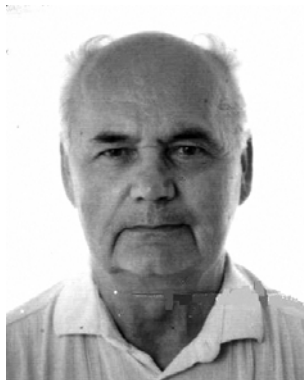
Albu István geofizikust,
Bella János geofizikust
Mártonné Szalay Emőke geológust,
Nyerges Lajos bányageológust,
Pap Sándor geológust
Ráner Géza bányageológust
Szabóné Czigony Ilona vegyész mérnököt,
Verő László geofizikust.

Kérjük, erejükhöz mérten támogassák továbbra is a hazai geofizika ügyét.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete nevében
Hegybíró Zsuzsanna



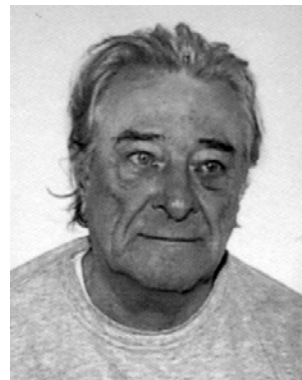
Dankházi László



Nyitrai Tibor



Posgay Károly



Czeplédi István



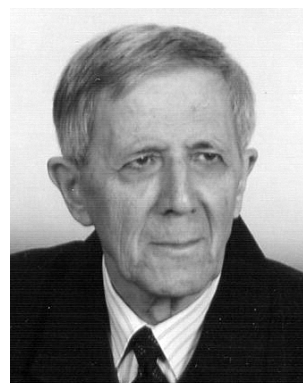
Molnár Károly



Pollhammer Manoné



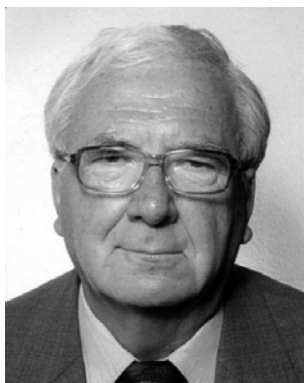
Nagy Zoltánné



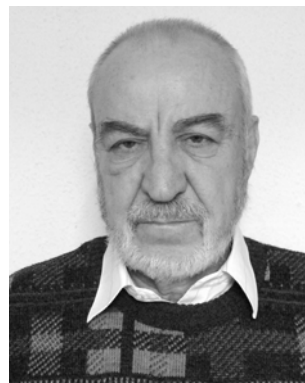
Paulik Dezső



Sághy György



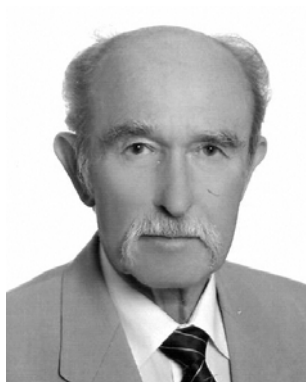
Vida Zsolt



Albu István



Nyerges Lajos



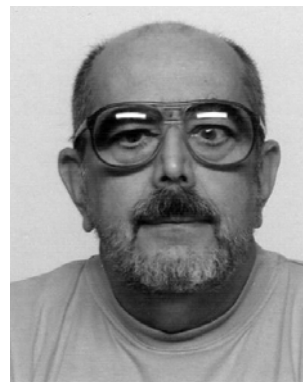
Pap Sándor



Ráner Géza



Szabóné Czigony Ilona



Verő László

A 2011. év nagy feladata: a 6. Balkán Geofizikai Kongresszus megszervezése

A Balkán Geofizikai Társaság (BGS) a csatlakozó országok nemzeti geofizikai egyesületeinek szövetsége. *Célja* (hózzávetőleges fordításban): „a békés kutatás elősegítése az általános és alkalmazott geofizika területén, valamint hozzájárulás a geofizikusok közötti együttműködéshez és kölcsönös segítségnyújtáshoz”. *Jelenlegi tagjai*: az albán, a bolgár, a görög, a magyar, a román és a szerb geofizikusok nemzeti egyesülete, illetve társulata, valamint a török geofizikusmérnökök kamarája. Vezetőségét a hét egyesület kijelölt képviselője alkotja, a vezetőség (*Steering Committee*) elnöke három évente rotálódik. Szabályzata szerint három évenként kongresszust kell tartania más és más tagországban.

A Társulat megalakításának ötlete 1991-ben Kieuban vetődött fel. Itt rendezték a legutóbbi geofizikai szimpóziomot, a szovjet blokk országainak évenként megrendezett, nemzetközi geofizikai kongresszusát. Ezen a kongresszuson már érezhető volt, hogy a keleti blokk szétesésével annak országai elvesztik lehetőségeiket a nemzetközi szakmai életben. A Bolgár Geofizikai Társulat akkori elnöke, *Dr. Dimitcho Josifov* ezért javasolta egy, a balkáni régióban megalakítandó szakmai társulat tervét a Hellén Geofizikai Unió akkori elnökének, *Dr. George Sideris*nek.

Az ötletet tett követte, és 1993-ban egy határszéli görög kisvárosban, Florinában, Görögország, Törökország, Bulgária, Románia, Jugoszlávia és Albánia geofizikai egyesületei, illetve társulatai megalakították a Balkán Geofizikai Társulatot. A Társulat legfontosabb feladatát a megszűnt szimpóziók szerepét átvevő regionális nemzetközi geofizikai kongresszusok szervezésében, valamint a részt vevő országok közti szakmai együttműködésben jelölték meg. A Társulat egy angol nyelvű folyóiratot is indított.

A kongresszusokat 3 évenként rendezik meg, és pedig mindig egy másik országban (akárcsak egykor a szimpóziókat). Eddig öt kongresszusra került sor:

- 1996-ban Athénben a Hellén Geofizikai Unió rendezésével,
- 1999-ben Isztambulban a Török Geofizikus Mérnökök Kamarájának rendezésével,
- 2002-ben Szófiában a Bolgár Geofizikai Társulat rendezésével,
- 2005-ben Bukarestben Románia Geofizikai Társulatának rendezésében, végül
- 2009-ben (egy év csúszással) Belgrádban a Szerb Geofizikusok Egyesületének rendezésében.

1996-ban Athénben és 2002-ben Szófiában *Bodoky Tamás* képviselte a kongresszusokat szponzoráló EAGE-t (*European Association of Geoscientists & Engineers*). Szófiában mint az MGE akkori elnöke kérte a Magyar Geofizikusok Egyesületének felvételét a Balkán Geofizikai Társulatba. A Társulat közgyűlése a jelentkezést Szófiában elfogadta, és így az MGE a BGS hetedik tagegyesületévé vált.

A Társulat közgyűlése Belgrádban a rendezésben soron lévő albánok visszalépése miatt úgy határozott, hogy a következő, 2011-ben esedékes kongresszusát Budapesten tartja meg az MGE rendezésében. Így egyesületünknek ismét alkalma nyílik egy nemzetközi nagyrendezvény szervezésére.

2011-ben tehát Egyesületünk rendezi Budapesten a 6. Balkán Geofizikai Kongresszust. Az alábbiakban a szervezés állásáról, a rendezők elképzeléseiről, gondolatairól szeretnénk számot adni.

2011-ben tehát Egyesületünk rendezi Budapesten a 6. Balkán Geofizikai Kongresszust. Az alábbiakban a szervezés állásáról, a rendezők elképzeléseiről, gondolatairól szeretnénk számot adni.

Mit tettünk eddig?

1. A Magyar Geofizikusok Egyesületének elnöksége határozatot hozott a helyi szervezőbizottság (LOC) létrehozásáról, ennek értelmében felkérte *Hegedűs Endrét, Törös Endrét, Zahuczki Pétert* és *e sorok íróját* a szervezőbizottságban való részvételre. A LOC tagja hivatalból *Petró Erzsébet, Késmárky István* és *Kovács Attila Csaba*, valamint munkájában részt vesz a BGS ez idő szerinti elnöke, *Bodoky Tamás* is.
2. A szervezőbizottság (az Elnökség jóváhagyásával) meghatározta a kongresszus helyszínét és idejét. Előzetes megállapodás alapján a kongresszusnak (és az elengedhetetlen műszerkiállításnak) a Hotel Mercure Buda ad majd ott-hont. Ez egy négycsillagos szálloda a Krisztina körúton, a Déli Pályaudvar mellett. Október 3-án, hétfőn 10 órakor lesz a megnyitó, szerda estig tartanak majd a szóbeli előadások és a poszterbemutatók, október 6-át pedig a szakmai és az ifjúsági kirándulásoknak tervezzük fenntartani.
3. Kialakítottuk a kongresszus „képét” és „információs felületét”. A kongresszusról a www.bgs2011.hu honlap ad tájékoztatást angolul (a magyar nyelvű anyagokat az Egyesület honlapjának külön portálja tartalmazza: www.mageof.hu/bgs2011). Az eseménynek saját postafiókja is van: bgs2011@mageof.hu.
4. Elkészült és a barcelonai EAGE kongresszuson (valamint az őszi Near Surface 2010 kongresszuson, Zürichben) közzé is tettük az *első körlevelet*. A körlevelet egy naprakész információkat tartalmazó betétlappal egészítettük ki Ankarában, a török geofizikusok nemzetközi kongresszusán. Mind a három eseményre a kongresszust promotáló posztereket szerkesztettünk (angolul, Ankarára törökül is).
5. Tárgyalások folynak arról, hogy a két nagy világszervezet, az EAGE és az SEG bizonyos mértékig támogassa

a kongresszust. Ami ma már működik, az a következő. A beérkező előadások regisztrálása és a tartalmi kivonatainak kezelése az EAGE rendszerében folyik már most is, ami feleslegessé tette egy saját előadás-regisztrációs rendszer létrehozását.

6. Elkészültek a tervek a *műszerkiállításra*, és megállapodtunk a kiállítás kivitelezőjével. A honlapon már fenn vannak azok a helyszínrajzok, amelyek alapján a kiállítók helyet választhatnak maguknak. Ez azért fontos, mert a kongresszus anyagi sikerét nagyban befolyásolja, hogy hány kiállítót tudunk becsábítani a kongresszusra (a legnagyobb bevételt a kiállítók által fizetett díjak szokták jelenteni). Csáberőt jelent az is, hogy a főváros remélhetőleg engedélyezi műszerbemutatók szervezését a szomszéd Vérmezőn. A kongresszus helyszínétől csak 100 méterre van az Ördögárok beboltozott medre néhány méter mélységben, ezért azon gondolkozunk, hogy versenyt írunk ki a különböző szeizmikus és geoelektromos műszergyártók részére, ki tudja kimutatni a „földalatti objektumot”.
7. Minden kongresszus vonzóerejét növeli, ha kellemes kulturális és érdekes *szakmai kirándulásokat* tudunk felajánlani a résztvevők számára is megfizethető áron. A kulturális programok ajánlatában a bőség zavarával küzdünk, hiszen Budapest élvezetes városnéző programokat kínál, és ezt a perspektivikus résztvevők is tudják. Mivel viszonylag nagy létszámú török résztvevőre számítunk, a városnéző sétákból nem maradhat ki például Gül Baba türbéje a Rózsadombon.

A szakmai programok egyike mindenképpen az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet meglátogatása lesz, ahol mind az Eötvös-gyűjtemény, mind a „műszerkiállítás” számot tarthat a résztvevők érdeklődésére. Mivel a BGS-országokban (tudomásunk szerint) sehol sincs előkészületben radioaktív-hulladék-lerakó, valószínűleg sikere lesz annak az egynapos kirándulásnak, amely a bátaapáti tárolót és a paksi atomerőművet mutatja be.

Hasonlóan az EAGE és az SEG ifjúsági politikájához, a kongresszust szeretnénk az ifjú geofizikusok regionális találkozási pontjává is tenni (az ötlet természetesen nem az EAGE másolásából származik, hiszen jóval hamarabb volt Ifjúsági Anket, majd ISZA, mint maga az EAGE). Gondolkodunk külön ifjúsági programok szervezésén. Öröm volt számunkra, hogy mindkét, geofizikusokat képző egyetemünk jelezte, hogy hajlandó ilyen programokat megvalósítani (egynapos kirándulás Miskolcra, félnapos program az ELTE szakirányú tanszékeire).

Milyen feladatok várnak még ránk?

- a) Beszámoltunk ugyan az eddig megtett lépésekről, ám a szervező és a lebonyolító munka még csak most kezdődik igazán. Erősen bízunk abban, hogy az Egyesület saját szervezésben is meg tud birkózni a feladatokkal (az okvetlen szükségesnél több külső szervező bevonása esetleg olyan költségekkel járna, amelyet nem tudnánk részvételi

díjként a jelentkezőkre hárítani). A közeljövőben egyes részfeladatokra munkacsoportokat kell felállítanunk, amelyeknek egyszerre kell megfelelniük az alacsony költség szintnek és annak a (nemzetközi) színvonalnak, amelyből viszont nem engedhetünk.

- b) Feltételezve, hogy a legnagyobb résztvevői célcsoport a balkáni országokból érkező, anyagilag nem túl jól eleresztett szakemberek köre, nem tarthatjuk olyan magasra a regisztrációs díjat, mint az például az EAGE rendezvényein szokásos. Ezért 150 eurós korai regisztrációs díjat szabtunk meg (ez fiatal szakemberek esetén 100 €, amely a felére csökken, ha előadásukat elfogadják). Azt reméljük, hogy a viszonylag alacsony árszint és a regionális elhelyezkedésből eredő alacsonyabb utazási költségek biztosítják a körülbelül 200 fős (külföldi) résztvevői létszámot, melynek elérésével a kongresszust sikeresnek könyvelhetjük el (a szakmai sikeresség természetesen más paraméterekkel is mérődik).
- c) Mint már említettük, mind anyagi, mind szakmai szempontból fontos, hogy magas színvonalú és széles körű műszerkiállítást sikerüljön megrendezni. Magyarán, hogy eljőjenek a nagy műszergyártó cégek Budapestre. Már az eddigi megbeszélések is azt tükrözték, hogy van érdeklődés a kongresszusi részvételre. Azt az üzenetet kell közvetítenünk, hogy Budapest közel van a Balkánhoz mint feltörekvő regionális piac, és ezt a piacot innen el lehet érni (a kiállításon olyan érdeklődőkkel lehet találkozni, akik a nagyobb, gazdagabb eseményekre nem tudnak eljönni). Ha emellett még a szakmai ifjúság is jelentős számban vesz részt, akkor a kiállítóknak kétszer is meg kell gondolniuk, hogy nem jönnek el Budapestre.
- d) Vitatható a kérdés, és a szervező bizottságban is eltérőek a vélemények arról, hogy a magyar félnek joga, kötelessége vagy csak kihasználható lehetősége, hogy meghívjuk-e a kongresszusra a régió országait, melyek nem tagjai a BGS-nek, illetve ezen országok geofizikusait. Ebben a kérdésben konzultálni fogunk szakmán kívüli körökkel is, de természetesen örömmel üdvözlünk bárkit a kongresszuson, bárhonnan jöjjön is.
- e) Tudjuk, hogy a kongresszust nem csak külföldön kell promotálnunk. Eddig minden egyes BGS kongresszus óriási támogatást kapott saját országának hivatalos köreitől és belföldi cégeitől. Budapest sem lehet ebben kivétel. Meg kell keresnünk kormányzati szerveinket, meg kell szerezniük a főváros támogatását, be kell vonnunk szakmai társszervezeteinket (a kongresszus nem csak a geofizikáról szól). Egyesületünk jogi tagjainak és támogatóinak természetesen előnyt kell élvezniük a kiállításon való részvételben, a megszervezendő üzleti bemutatókon.

Nos, ezek voltak eredményeink és a jövőre vonatkozó gondolataink. A *Magyar Geofizika* következő számában is beszámolunk, hol tartunk a szervezésben.

Kakas Kristóf

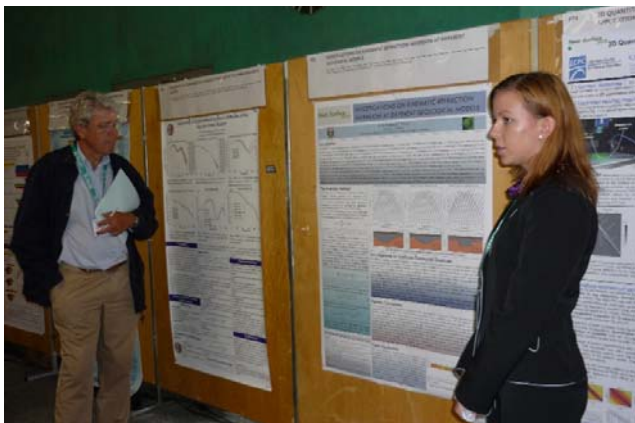
EAGE, Near Surface 2010, Zürich

2010. szeptember elején sor került doktoranduszi tevékenységünk első komolyabb, külföldi nemzetközi konferenciájára Zürichben. Második PhD-évünket megkezdve igazán fiatal résztvevőknek számítottunk, a Miskolci Egyetemről érkezve pedig doktoranduszként ketten alkottuk az összes magyar előadót a konferencián.

Az EAGE szervezésében a Near Surface 2010 konferenciát a zürichi egyetemen (ETH, Zürich) rendezték meg. Maga az egyetem nagyon szép természeti adottságokkal rendelkezik, határában igazi svájci tájkép (tehenekkel, zöld legelőkkel) tárult a szemünk elé. Már a regisztrációtól kezdve a konferencia szervezői nagyon segítőkészen álltak rendelkezésünkre, nyilván látták rajtunk, hogy az adott környezetben még nem mozgunk egészen otthonosan.



Somogyiné Molnár Judit előadást tart



Paripás Noémi poszterelőadásán

A konferencián 279 résztvevő jelent meg. A konferencia három napja alatt (2010. szept. 6–8.) egyidejűleg két szekcióban folytak szakmai előadások, illetve egy szekcióban poszterelőadások. A korábbi szokásokat megtartva az előadások a mérnök- és környezetgeofizika tudományok széles körét érintették. Kiemelnénk néhányat a nem szokványos témák közül, pl. a nukleáris hulladék-lerakó helyek geofizikai vizsgálata, a geotermális kutatások és a távérzékelés. Egyikünk, *Somogyiné Molnár Judit* a második napon a „Geotechnical Investigations” szekcióban tartott szóbeli előadást, melyben (*Dr. Dobróka Mihállyal* közös kutatásuk eredményeit) egy új közetfizikai modellt és annak alkalmazhatóságát mutatta be. Másikunk, *Paripás Anikó Noémi* a harmadik napon az „Innovations in Modelling, Inversion and Data Processing” szekcióban tartott poszterelőadást, melynek során (*Dr. Ormos Tamással* közös kutatásuk eredményeit) egy, a tanszékünkön kifejlesztett kinematikai refrakciós inverziós módszert és annak vizsgálatát mutatta be különböző földtani modelleken. Az előadások mellett 24 cég képviseltette magát kiállított műszereikkel az erre a célra kialakított, közel 300 m²-es területen.

A szakmai tudás bővítésén túl a konferencián lehetőségünk nyílt személyes ismeretségekre is szert tenni olyan neves szakemberekkel, akiknek korábban „csak” tudományos cikkeiket olvastuk különböző folyóiratokban. Erre remek lehetőséget biztosított a konferencia első napjának végén, a hallgatóság jelentős részvételével tartott „Ice Breaker Party”. Ám a konferencia „csúcspontja” – a válságnak némileg ellentmondva – az igazán színvonalas gálavacsora volt, melyet a második nap este a 871 m magas Uetliberg hegyen található Hotel Uto Kulm éttermében rendeztek meg, ahonnan csodálatos kilátás nyílt Zürich városára.



Az eddigi legnagyobb (64) csatornaszámú geoelektromos műszer a terepi bemutatón



Prónay Zsolt és Ormos Tamás egy mérnök-szeizmikus hullámforrást figyelnek a terepi bemutatón

A helyszín és a kiszolgálás is kifogástalan volt. A konferencia utolsó napja után, szeptember 9-én kirándulást szerveztek a NAGRA által működtetett Grimsel Test Site föld alatti kőzet-laboratóriumába, amelyen sajnos már nem tudunk részt venni. Összességében elmondhatjuk, hogy szakmai életünk eddigi legszínvonalasabb nemzetközi konferenciáján vettünk részt, és reméljük, még lehetőségünk lesz több hasonló rendezvényen előadást tartani. Valószínűleg



Törös Endre a Grimsel-tó mellett

Magyarország is alkalmas lenne egy hasonlóan magas rangú konferencia megrendezésére, hiszen szép tájakat, jól működő egyetemeket mi is fel tudunk mutatni.

A jövő évben Leicesterben (UK), utána Párizsban tervezik megrendezni az EAGE Near Surface konferenciáit.

Jó Szerencsét!

Paripás Anikó Noémi és Somogyiné Molnár Judit



A Grimsel-tó avagy a svájci CH, nem kell hozzá geofizika, de ha megszomjazol, akár ihatsz is belőle

A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre

ZILAHY-SEBESS LÁSZLÓ^{1,2,*}

¹Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145, Budapest, Kolombusz u. 17–23.

²Geo-Log Kft., 1142, Budapest, Rákospatak utca 79/b

*E-mail: zilahi@elgi.hu

A kristályos, repedezett kőzetek fizikai tulajdonságainak vizsgálatát fontossá teszi az, hogy a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló, Bataapáti környékén végzett földtani kutatás egyik objektuma – a mórágyi gránit – is a repedezett, másodlagos porozitású kőzetek közé tartozik. Emiatt a kőzetek repedésrendszerének jobb megértése, hatékonyabb jellemzése különös környezetvédelmi jelentőséget is kap. Az 1996 óta folyó kutatások során nagy mennyiségű mélyfúrás-geofizikai mérést és kőzetminta-vizsgálatot végeztek ezen a területen. Ez általánosságban is egyedülálló lehetőség a repedezett kőzetek kutatásában, mert a szénhidrogén-kutatások során az ilyen típusú kőzetekkel csak nagy mélységekben lehet találkozni, és ott is csak a felső bontott, potenciálisan tároló zóna vizsgálata érdekes az olajipar számára. A bataapáti kutatások előtt a földtani szerkezetkutató fúrásokban a geofizikai paraméterek vizsgálata általában háttérbe szorult a fűrómagvizsgálatokkal szemben.

A repedezett alaphegységi típusú tároló szerkezeteket, amelyek a szénhidrogén-kutatásban egyre fontosabbak, a felszín közeli kemény kőzetek mállási kérgében megfigyelhető jelenségek analógiája alapján modellezhetjük.

A kristályos, szeizmikusan kemény kőzetek legfontosabb tulajdonsága a repedezettség, amely közvetlenül befolyásolja mind a kőzetmechanikai, mind a hidrogeológiai tulajdonságokat.

A másodlagos porozitású kőzetek pórustere szabálytalanabb, ezért nem is jellemezhető viszonylag olyan egyszerűen, mint az elsődleges, szemcseközi porozitású üledékes kőzeteké. Valószínűleg ezért ismerjük kevésbé a repedezett kőzetek porozitás- és vízáteresztő-képességi viszonyait, mint az üledékes kőzetekéit.

A tanulmányban elsősorban a repedésrendszer tulajdonságainak az akusztikus és elektromos mérésparaméterekre gyakorolt hatásáról lesz szó. A repedésrendszer fő jellemzőit, illetve a geomechanikai jellemzőket az akusztikus lyukfal „televízer”-mérésből, akusztikus hullámkép méréséből, illetve fűrómagvizsgálatokból kaptuk.

Zilahi-Sebess, L.: The effect of fracturing on results of well logging

The actuality of the topic is given by the main target of geological investigations at Bataapáti on the area designed for disposing low and intermediate level radioactive waste, i.e. by the Mórágy granite which is also a fractured rock with secondary porosity. Because of that, a better understanding of fracture systems and a more effective characterisation of the rock itself has a great importance also in the environmental protection. During the investigations since 1996, many well logging measurements and core analyses were carried out in this area. It has been an excellent opportunity to learn more about fractured rocks in general too, because in the hydrocarbon exploration such kind of rocks occur only in great depths in the basements and the oil industry is interested only in their altered crust, which might be a possible reservoir.

Before the Bataapáti project, at the previous structural geological borehole investigations, the geophysical parameters were outweighed by core analysis.

It has to be noted that fractured reservoirs increasingly significant in hydrocarbon exploration can be better understood by the help of the results of recent investigations made on altered zones of near-surface crystalline rocks.

The most important feature of the seismically hard crystalline rocks is the fracture porosity because it directly affects both the hydrogeological and geomechanical properties of the rock. The pore space of rocks with secondary porosity is more irregular and that is why it cannot be so easily characterized than that of the clastic sedimentary rocks with primary intergranular porosity. Probably, because the accumulated knowledge on the porosity and permeability in case of fractured rocks with secondary porosity is less than that in case of sedimentary rocks.

In this paper we discuss the influence of fracture properties of fractured rocks on the physical parameters – first of all on specific electrical resistivity and sonic wave propagation. The main features of fracture systems and geomechanical properties were obtained from BHTV measurements, measurements of full acoustic waveform and from core samples.

Beérkezett: 2010. június 14.; *elfogadva:* 2010. augusztus 19.

1. Bevezetés

Az 1992-ben indított Nemzeti Projekt keretén belül folyó, bátaapáti kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló földtani kutatás során végzett nagy mennyiségű mélyfúrás-geofizikai mérés és kőzetminta-vizsgálat egyedülálló lehetőséget biztosított a kristályos alaphegységi kőzetek értelmezési módszertanának kidolgozására.

Az RHK KHT megbízásából 1996 és 2006 közt 64 fúrást mélyítették kb. 8000 m hosszban, ezekből 20 db 250 m-nél mélyebb, azaz fúrásoként legalább kétszáz méter hosszban gránitot harántolt. Ennek jelentőségét elsősorban az adja, hogy ezeknek a fúrásoknak nagy része a felszíni mállástól nem érintett, üde kőzetben haladt. Kicsit másként fogalmazva, egyrészt ez azt jelenti, hogy nem csak a mállási kéreg különböző fokozatait lehetett tanulmányozni, mint a kristályos alaphegységet ért olajipari fúrások nagy részénél, másrészt jóval több különböző geofizikai mérést végeztek a fúrásokban, mint a bontatlan alaphegységi kőzeteket ért szerkezetkutató fúrásokban szokás. A radioaktív hulladék elhelyezésére irányuló kutatások során alkalmazott akusztikus lyukfal televíziós-mérésekből kapott repedéssűrűség és a hagyományos mérések összehasonlítása alkalmat adott olyan összefüggések tanulmányozására is, amelyre eddig legfeljebb elméleti úton és a szakirodalom alapján lehetett következtetni.

A másodlagos porozitású és ezen belül a repedezett kőzetek pórusterének szerkezetéről, a mérhető fizikai paraméterekre gyakorolt hatásáról, valamint azok és a mechanikai, illetve hidrogeológiai tulajdonságok közti kapcsolatokról jóval kevesebb ismerettel rendelkezünk, mint az elsődleges porozitású üledékes kőzetek esetében.

Amíg az elsődleges szemcseközi porozitású kőzetek porozitása és permeabilitása közti összefüggés jól modellezhető, és viszonylag nagy térfogatra ki is terjeszthető, a repedezett kőzetek esetében ez sokkal bizonytalanabb, és a kiterjeszhetőség sem olyan magától értetődő, mint a rétegzett közegek esetében. A repedezett kőzetekre általában nagyfokú inhomogenitás a jellemző, ezért pusztán a repedés kimutatásával nem tudjuk olyan jól jellemezni ezeket a porozitással és egyéb fizikai paraméterekkel a fúrás egy adott szakaszán, mint az elsődleges porozitású üledékes kőzeteket. Az üledékes kőzetekben a mélyfúrásban mért adatokat általában aránylag nagy távolságra extrapolálhatjuk. Gyakran még fél méter vastagságú rétegek is korrelálhatóak akár kilométeres távolságokra, de még a horizontálisan erősen inhomogén folyóvízi üledékekben is extrapolálhatunk néhányszor tíz méterre. A repedezett kőzetekben ezzel szemben semmi biztosítékunk sincs az extrapolálhatóságra még néhány méteres távolságban sem. Ennek az ellentmondásnak a feloldása a repedezett kőzetek értelmezésének legfontosabb feladata. Ahhoz azonban, hogy az egyes mérésgegrében tapasztalható mélységi trendeket kőzetmechanikai és hidrogeológiai szempontból helyesen tudjuk értelmezni, előbb a lokális kőzetmodellt szükséges megértenünk, ami több módszer együttes értelmezését kívánja meg. Ebben a

tanulmányban ezért az általános gyakorlattal ellentétben a módszerek egymás közti kapcsolatának fontosságát, az azokból a repedésrendszerre levonható következtetéseket állítjuk a középpontba. Más szavakkal ez a repedezettség az egyes fizikai paraméterekre gyakorolt hatásának vizsgálatát jelenti. Ez a vizsgálat elsősorban empirikus, hiszen mélyfúrás-geofizikai és magminta-vizsgálati anyagokon alapul, de nem nélkülözheti az elvi megfontolásokat sem.

2. A repedezett kőzet statisztikai modelljének elemei

A tisztán geometriai statisztikai repedezettségi modell a *repedéssűrűség-eloszlással*, a *repedés-nyílásszélesség eloszlásával*, a *repedésirány-eloszlással*, a *dőléseloszlással*, valamint a *repedéshosszúsággal* jellemezhető. A *repedéssűrűség* definíció szerint adott hosszra (többnyire 1 m-re) eső repedések száma. A valódi repedések számát nem tudjuk pontosan meghatározni az eszközök véges felbontása miatt, ezért helyette az adott eszközzel mérhető *látszólagos repedésszámról* beszélhetünk. A repedéssűrűség geomechanikai jellemzőként csak kvalitatív kőzettagoltság jellegű információnak számít, viszont a repedések osztályozásával elvileg többféle is definiálható. A *repedések irányítottsága* a kőzetek geomechanikai viselkedése szempontjából fontos paraméter. A repedések közvetlen kimutatásáról külön fejezetben esik majd szó.

A *repedéssűrűség-eloszlást* – vagy azzal ekvivalens mennyiséget – többféle módon is megkaphatjuk, „akusztikus lyukfal-televíziós” mérésből (angolul *acoustic televízió*; rövidítve BHTV), magszkennerképből vagy a fúrómagok leírásából származó töredezettségi adatokból.

A repedések *irány szerinti eloszlását* és a *dőléseloszlását* mélyfúrás-geofizikai oldalról BHTV¹⁾ felvételek alapján vizsgálták. A MÁFI IMAGEO magszkenner²⁾ (Maros, Palotás 2000) berendezés hasonló adatrendszerét a BHTV alapján orientálják, így az irány szerinti eloszlás szempontjából nem független a két adatrendszer. (Ezzel szemben olyan értelemben független, hogy a magszkenner-értékelésben a statisztikai súlypont inkább a zárt és kitöltött repedéseken van, míg a BHTV repedéseloszlásban kizárólag olyan repedések szerepelnek, amelyek mechanikai tulajdonságaikban biztosan különböznek a környezetüktől, és nem szerepelnek közöttük az 1 mm alatti hajszálrepedések.) A repedések irányeloszlása és dőléseloszlása egyaránt fúrólukirányba eső látszólagos eloszlások, mivel ugyanakkora térbeli repedéssűrűség esetén a fúrólukra merőleges repedések látszólagos repedéssűrűsége a legnagyobb. Ezt lehet részben helyrehozni a Terzaghi-korrektúrával³⁾ (Terzaghi 1965) amely természetesen csak nagyobb számú repedés esetén működik jól.

A repedés-nyílásszélességről és annak eloszlásáról közvetlen mérés adatunk nincs, mivel még a repedéskimutató eszközökkel is csak kvalitatív információt lehet szerezni. Ennek a BHTV esetén a felbontóképesség szab korlátot. A lyuktelevíziós képeken ugyan meg lehet különböztetni vékony és vastag repedéseket, ám ezek nem a repedés tényle-

ges vastagságát mutatják, mert a műszer 1 MHz-es adófrekvenciája valójában maximum 1 mm körüli felbontást tesz lehetővé, a menetemelkedés 4 mm két mélységpont között, így az 1 mm-es felbontás is csak vonalas alakzatokra érvényes. Ennek ellenére a jóval vékonyabb repedések nagy része is kimutatható az amplitúdóképen⁴⁾, mert a repedés körül annak létrejöttével kapcsolatosan mindig van egy keskeny tönkremeneteli zóna, ahonnan a reflexió gyengébb. A tényleges zavart zóna – már a vékony repedések többségénél is – a műszer felbontásánál szélesebbnek mutatkozik. A reflexióidő-képen⁵⁾ viszont a felbontás mérete alatti repedések egyáltalán nem látszanak, még ha nyitottak lennének is (1. ábra). A vastagabb repedések esetében az előbbieket értelmében általában várható, hogy a BHTV amplitúdóképen is vastagabbnak mutatkoznak. Ilyen értelemben ez olyan információ, amely éppen a mag kivétele miatt a fűrótagon nem jól vagy egyáltalán nem vizsgálható, míg a BHTV-kép alapján relatív rangsor állítható fel. Főleg a nagyobb repedések esetében a magvizsgálatok erre nem adnak információt, hiszen ha a repedések nyitottak, szétválik a mag, és emiatt a nyílászélesség a legtöbb esetben megállapíthatatlan. Közvetett kvalitatív információnak számítható a vezetőképesség – porozitás, illetve a vezetőképesség – akusztikus Δt közötti összefüggés is.

A repedéshosszúságról még a nyílászélességéhez hasonló közvetett információt sem lehet szerezni, egyszerűen fel-

tételezzük, hogy a nyílászélességgel egyenesen arányos. Más méréseket is hasonló logika alapján terjeszthetünk ki a fűrás körüli térbe. Az indikáció vertikális mérete nagy valószínűséggel arányos a horizontális mérettel. Ez a feltételezés – habár kvalitatív jellegű – *a priori* ismeretek híján mégsem helyettesíthető mással, mert rétegmentes közegben a fűrási információk csak vonal menti mintavételt jelentenek. A repedések relatív nyílászélességére az egyes fizikai paraméterek egymáshoz való viszonyából következtethetünk. Ilyen paraméterek az elektromos ellenállás és az akusztikus paraméterek.

3. A repedezett kőzetek szonikus tulajdonságai

Akusztikus szempontból a repedezett kőzetek szeizmikusan kemény formációk, vagyis az alapkőzetben a transzverzális hullám terjedési sebessége meghaladja a fűrófolyadékban terjedő longitudinális hullám sebességét.

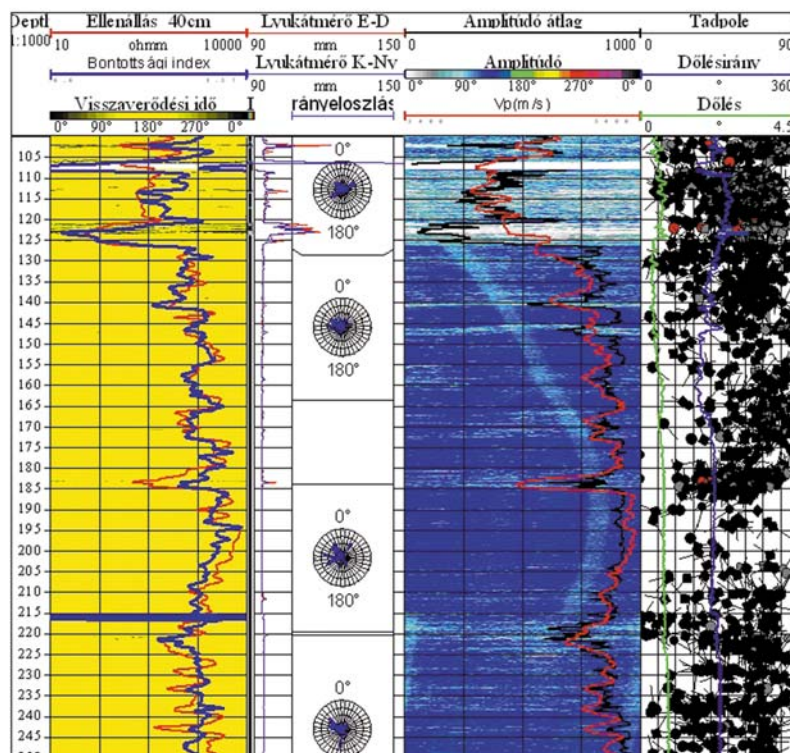
Első közelítésben feltételezhető, hogy a kőzetmátrixra jellemző akusztikus hullámterjedési idő konstans, vagyis a hullámterjedési idő alapvetően a kőzet mechanikai állagától függ, annak kémiai összetételétől csak kis mértékben függ. (Ez a feltételezés a nagy sebességek tartományában természetesen nem igaz, mert ott a petrológiai jellemzőkkel kapcsolatos szilárdságtani jellemzőbeli különbségekből adódó változatosságot regisztráljuk, vagyis az akusztikus paraméterek a természetes gamma-méréshez hasonlóan a kőzet



Geo-Log Környezetvédelmi és Geofizikai Kft.

1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23. Tel./Fax: 363-5643

Üveghuta, Üh-45



1. ábra BHTV kép tadpole feldolgozással valamint mért és származtatott mélyfűrás-geofizikai mérés görbékkel. Az ábrára több helyen is hivatkozunk a cikkben

Figure 1 BHTV-image with tadpole evaluation and measured and calculated logs. This figure is referenced several times in this paper

anyagával kapcsolatos információt adnak. Figyelembe kell venni azonban, hogy az üde kőzetek paraméterei nagyjából egy 50 $\mu\text{s/m}$ széles tartományban változnak, ami körülbelül 10% porozitásváltozásnak felel meg. A gyakorlatban egy fúráson belül a kőzet anyagából eredő teljes változás tartománya maximálisan ennek az egyharmada, még metamorf kőzetek esetében is!⁶⁾

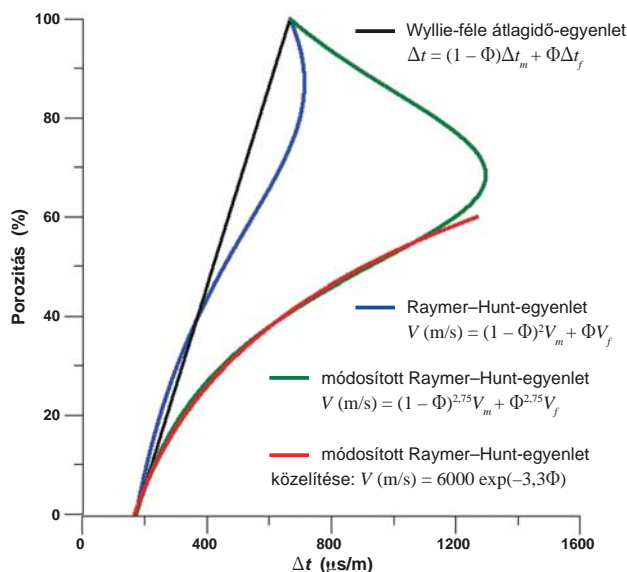
Az akusztikus hullámcsomagfajták, a longitudinális, a transzverzális és a Stoneley-hullámok terjedési sebességeinek egymáshoz való viszonya, nagymértékben a kőzetváznyíró erőkkel szembeni ellenállásától függ.

A zárt mikrorepedezettség pusztán mennyiségi növekedése, ha az egyes repedések mérete változatlan, elvileg a repedés darabszámával egyenesen arányosan növeli a hullámterjedési időt. Ez azonban nem egyezik a megfigyelésekkel. A hullámterjedésre hatással levő mikrorepedéseknek egymással valamilyen kapcsolatban kell lenniük,⁷⁾ míg a diszkrét, egymással kapcsolatban nem lévő mikrorepedések a legrövidebb idejű úthosszára teljesen hatástalanok is lehetnek, mert az energiaterjedés útvonalából kieshetnek. Bár a terjedési időt nem csökkentik, azonban ez utóbbiak is a terjedő hullám energiájának egy részét abszorbeálhatják. Ilyen jelenség csak akusztikus hullámképfelvételén tapasztalható.

Az akusztikus hullámterjedés szempontjából meg kell különböztetni a mátrixra jellemző Δt -t kevésbé befolyásoló agyagásványosodást a Δt -t jelentősen megnövelő agyagásványos bontástól. Ez utóbbi feltehetően alacsony hőmérsékleten jött létre, és jelentős mennyiségű, reverzibilisen eltávolítható kötött vizet tartalmaz. Ennek a víznek nagy része nem az adszorpciósan kötött víz, hanem szubkapilláris víz, amelyet lényegében a totalporozitáshoz számíthatunk. A mérések alapján következtethető, hogy még 30%-os kloritosodás⁸⁾ esetén is csak elhanyagolható mértékben csökken az akusztikus hullámterjedési sebesség. A sebességcsökkenés közvetlen oka a mechanikai fellazulás és az azzal kapcsolatos pórustérképződés. Látszólag tehát a sebességmérés közelebbi kapcsolatban van a porozitásméréssel a kis porozitású kristályos kőzetek esetében⁹⁾, mint a többi porozitáskövető módszer. Ez azonban kicsit megtévesztő, mert az alacsony hőmérsékleten létrejött agyagásványosodáshoz kapcsolódó, kötött vízzel kitöltött porozitást is a totalporozitáshoz számítjuk. Bár ez a pórustér mindhárom porozitáskövető módszerre jelentős hatással van, nem kapcsolódik hozzá permeabilitás. A kristályrácsban hidrogént tartalmazó ásványok látszólagos neutronporozitása viszont valóban csak látszólagos, és nem számítható a totalporozitáshoz, ha csak a neutronporozitásra van számottevő hatással. A hidrotermás elváltozásoknál sincs feltétlenül bármilyen valódi porozitás, noha a keletkező ásványok jelentős OH- és kristályvíztartalma miatt a neutronporozitás nagy lehet.

4. Szonikus tulajdonságok vizsgálata más fizikai tulajdonságokkal összefüggésben

Az akusztikus terjedési sebesség modellezéséhez a reálisan számba jöhető porozitástartományban az üde, felszíni hatá-



2. ábra A Raymer-Hunt-egyenlet, a Wyllie-féle átlagidő-egyenlet és a módosított Raymer-egyenlet összehasonlítása

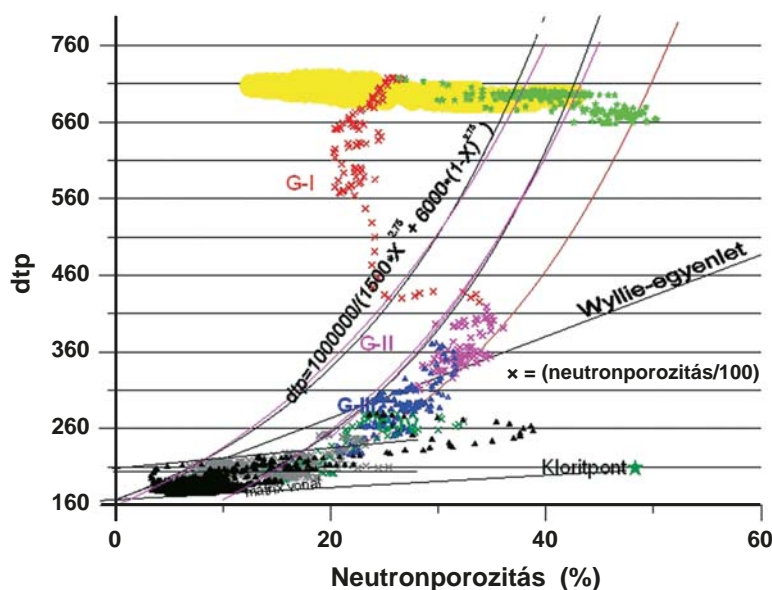
Figure 2 Comparison of the Raymer-Hunt equation, the Wyllie equation and the modified Raymer equation

soktól mentes, kis hézagterefogatú kőzetekre, nagy sebességnél a Raymer-Hunt-összefüggés közel hasonló akusztikus hullámterjedési sebességet ad, mint a Wyllie-egyenlet, ezért az elektromos tulajdonságok és a szonikus hullámterjedési sajátságok közti összefüggés szempontjából mindegy, hogy melyik összefüggést vesszük figyelembe. A Raymer-Hunt-összefüggés (2. ábra) repedezett kőzetekben valamivel kisebb terjedési időket ad:

$$V (m/s) = (1 - \Phi)^2 V_m + \Phi V_f, \quad (1)$$

ahol V_m a matrix, V_f pedig a kitöltő folyadék szonikus hullámsebessége, Φ a folyékkal kitöltött porozitás.

Feltételezve, hogy az eredetileg 0,1% porozitást képviselő, átlagosan 10 μm vastag mikrorepedések a fellazulás következtében 50-szeresre tágulnak, akkor 5% porozitás mellett 0,5 mm vastag repedéseket kapunk. Ekkor a Wyllie- (átlagidő-) egyenlet alapján az akusztikus sebesség várhatóan 700–800 m/s-ot csökken, amely az eredetileg 5500 m/s-nak feltételezett sebesség 1/8-a körüli érték. A mérések alapján azonban a sebességcsökkenés ennél jóval nagyobb. Abban, hogy a fellazult repedezett kőzetekben mérhető, az átlagidő-egyenlet alapján a vártnál jóval nagyobb sebességcsökkenés jöjjön létre, a kőzet anyagának bontottsága is szerepet játszik, ami főként agyagásványosodást jelent. A nagyobb vastagságú repedéseknél jelentős sebességcsökkentő tényező a repedések kétdimenziós jellegéből adódó geometriai effektus, amely összességében inkább a Raymer-Hunt-egyenlet használatát indokolja. A geometriai effektus magyarázataként feltehető, hogy az akusztikus hullámterjedési sebesség nagysága elsősorban a kőzetmátrixban megtehető úthossz átlagos nagyságától függ, és csak a kis porozitásoknál van



3. ábra | Neutronporozitás– Δt keresztábrák a módosított Raymer-egyenlet exponenciális közelítésének feltüntetésével
Figure 3 | Neutron porosity – Δt crossplot with the exponential approximation of the modified Raymer equation

lineáris összefüggés a porozitás és a Δt_p közt (3. ábra). A kérdés az, vajon létezik-e az ilyen repedések geometriájával összefüggő effektus, vagy a kémiai értelemben vett agyagásványosodás is jelentős szerepet játszik a sebesség csökkenésben.

A neutronporozitás– Δt keresztábrák (3. ábra) kis Δt -vel jellemezhető (nagy sebesség-) tartományában a pontfelhő alsó határához húzott egyenes egyfajta mátrixvonalnak tekinthető, amelynek egyenlete a konkrét esetben a következő:

$$\Delta t (\mu s) = 172,5 (\mu s) + 0,8 \cdot \Phi_N (\%), \quad (2)$$

ahol Δt az akusztikus hullámterjedési idő és Φ_N a neutronporozitás.

Ez a burkoló egyenes azoknak a pontoknak a halmaza, ahol adott neutronporozitás mellett az akusztikus Δt minimális. Feltételezzük, hogy a burkoló egyenesen levő pontok esetében a Δt növekedése kizárólag a kőzetmátrix neutronporozitás-növekedésével kapcsolatos, elvileg nincs köze a valódi porozitáshoz.

Az üde grániton belül a kloritosodás maximális mértéke a Φ_N – Δt keresztábrák szerint nem lehet több, mint 30%, az ahhoz tartozó maximális Δt is csak 184 $\mu s/m$, vagyis 5440 m/s. Ebből az összetételből származó maximális különbség mindössze 360 m/s-nak adódik, vagyis az ingadozás mértéke $\pm 3,2\%$ az 5620 m/s középérték körül van. Ezt figyelembe véve 5600 m/s-nak megfelelő 178 $\mu s/m$ -nek véve a mátrix Δt értékét, a számított porozitás hibája $\pm 1,14\%$ -nak adódik, ami csak kis porozitásoknál jelentős.

Másmilyen típusú kristályos¹⁰⁾, de szintén kétkomponenses mátrixú kőzetben ez a keresztábrák hasonlóan alakulna, csak az egyenlet lenne más. A „klorit”-komponens Δt -jét

annak az elméleti neutronporozitását (47,5%) a burkoló egyenes egyenletébe behelyettesítve lehet megkapni¹¹⁾. Ez 210,5 $\mu s/m$, 4750 m/s, ami lényegében megegyezik a bodai aleurolit V_p sebesség értékével, amely egy argillitkőzet, viszont geomechanikai szempontból nagyon hasonló a gránit-hoz. Ebből következően agyagásványok jelenléte csak akkor befolyásolja számottevően az akusztikus terjedési sebességet, ha azok szárítással is eltávolítható szubkapilláris és kapilláris vizeket tartalmaznak.

Fontos megemlíteni, hogy amíg az elméleti neutronporozitás egy rögzített érték, amely kapcsolatban van a sztöchiometriai képlettel, a Δt nem lehet ilyen kapcsolatban az anyagi minőséggel, csak ha a kőzet repedezésmentes.

A kiértékelő görbesereg általános egyenlete, amelyet a továbbiakban módosított Raymer-egyenletnek nevezünk, a következő:

$$\Delta t (\mu s/m) = 1/\{V_m [1 - (\Phi + \Phi_m)/(100 - \Phi_m)]^{2,75} + V_f [(\Phi - \Phi_m)/(100 - \Phi_m)]^{2,75}\}, \quad (3)$$

ahol Φ_m a mátrix neutronporozitása.

A $\Phi_m = 0\%$ paraméterű görbe fejezi ki a teljes porozitás (Φ) és a Δt közötti kapcsolatot. Mivel a Φ porozitást kifejezve kétértékű a függvény, ezért ahelyett ennek exponenciális közelítését a

$$\Delta t = 172 (\mu s/m) e^{0,03378 \cdot \Phi}; \quad r^2 = 0,998 \quad (4)$$

regresszióval célszerű használni, amiből

$$\Phi_i (\%) = 29,6 (\mu s/m) \cdot \ln(\Delta t (\mu s/m)) - 152,35, \quad (5)$$

ahol Φ , a totálporozitás, Δt az 1 m-re eső akusztikus hullámterjedési idő (2. ábra).

Megjegyezzük, hogy ez az egyenlet helyes eredményt ad a víztelített löszre és a pleisztocén homokokra is, ezért általánosabb érvényűnek mondható, mint az a kitűzött feladattól következik. Ennek valószínű oka, hogy akár a repedettségről van szó, akár a Pannon-üledékekről, mindegyik esetben a mátrix cementáltságáról van szó, és ez hozható kapcsolatba az akusztikus hullámterjedési idővel. A közös pont valójában a közetmátrixban átlagosan megtehető úthossz, amely annál nagyobb, minél cementáltabb a kőzet. A kőzet cementáltsága viszont a porozítással fordítottan arányos a laza üledékes kőzetekben. A repedetett kőzetek esetében viszont feltehető, hogy a közetmátrixban átlagosan megtehető úthossz fordítottan arányos a repedéssűrűség valamilyen egynél magasabb hatványával.

A repedéssűrűség és a totálporozitás (Φ) egyenletes vastagságú repedések esetén természetesen egyenesen arányosak egymással. Kis porozítások esetén ezt a feltételezést igazolja a radioaktív porozításkövetőkből számított porozitás és az BHTV-kép alapján megállapítható repedéssűrűség közti jó korreláció.

A Δt – legalábbis a kőzetmagmintákon mért geomechanikai paraméterek és a mélyfúrás-geofizikai mérésekből számított paraméterek összehasonlítása alapján – függ a nyomástól is. A kiértékelő táblázatokban (Western Atlas 1985) megadott agyagásványokra vonatkozó Δt értékek irreálisan nagyok (212 msec/ft vagy 695 msec/m), gyanúsan közeli értékek a víz fajlagos akusztikus hullámterjedési idejéhez. Sokkal valószínűbb, hogy a teljesen száraz állapotú agyagásványokra jellemző terjedési sebesség – a csillámokhoz (6000 m/s) hasonlóan – nagy érték. A keresztábrán alsó burkoló egyeneséből kiindulva ez 4700–4800 m/s körüli érték. Ezt igazolja a tiszta argillitkőzetben felvett ke-

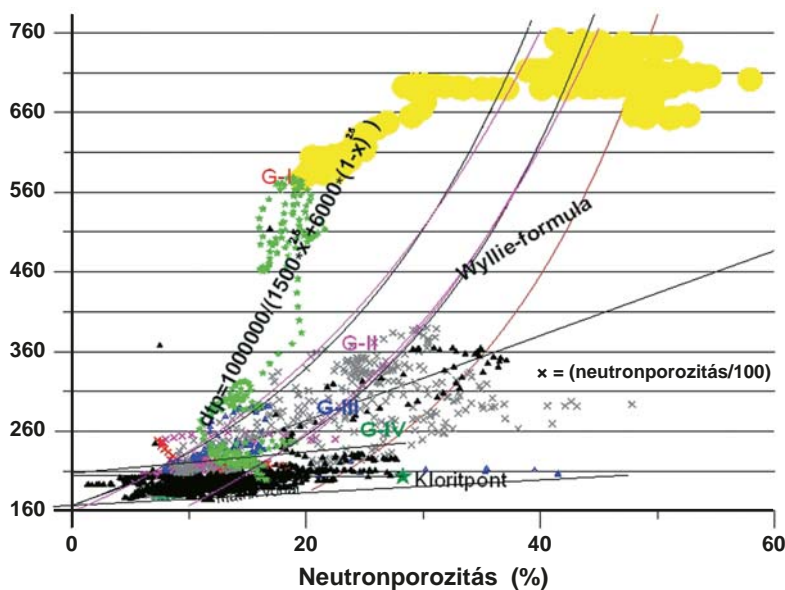
resztábrán is (5. ábra), ahol az adott neutronporozitáshoz tartozó legkisebb Δt értékek ennek az értéknek a közelébe esnek.

A keresztábrák alapján tehát a rétegszilikátok jelenléte az akusztikus tulajdonságok szempontjából nem jelent túl nagy változást, amit az üveghutai gránitra (3. és 4. ábra) és a bodai aleurolitra (5. ábra) vonatkozó keresztábrák is alátámasztanak. Ennek alapján a nagy sebességváltozásnak mindenképpen a redukálható víz nagyobb mennyiségéhez kell kapcsolódnia.

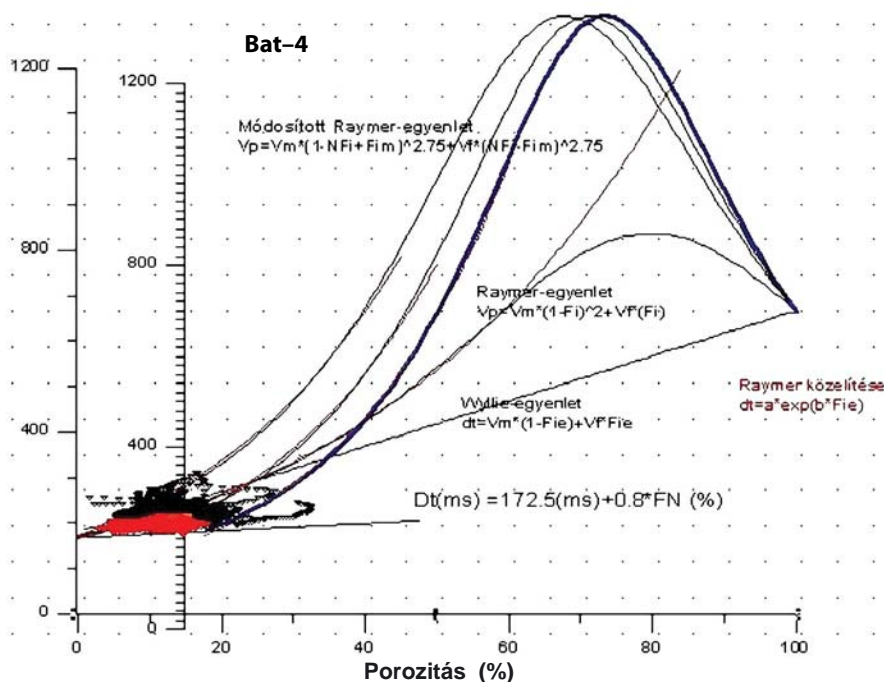
Ez a redukálható víz magában foglalja a kötött víz egy részét is, de nem tartozik hozzá a felülethez közvetlenül kapcsolódó, a külső Helmholtz-réteg kationjait hidratáló burokokban magában foglaló réteg.

A 4. ábrán az Üh-4 fúrásban felvett keresztábrán a kisebb neutronporozításokhoz is tartozhat nagy Δt , ami egyértelműen a repedettség hatására utal. Külön figyelmet érdemel, hogy a minimális neutronporozítású és Δt -jú pontból kiinduló görbére is sok pont esik, amely egyrészt a fúrás kőzeteinek erősebb tektonizáltságát jelzi, másrészt pedig megerősíti azt az elképzelést, hogy a nyitott repedésrendszer jelenléte az, ami az átlagidő-egyenletnél, sőt a Raymer-egyenletnél is jobban növeli a terjedési időt a porozitás függvényében.

Összefoglalva, a Δt -ből számított porozitást elvileg azonosíthatjuk magával a kötött vizeket is tartalmazó totálporozítással, mivel a mátrix összetételére csak kevésbé érzékeny és az anyagi összetétel megállapítását pedig a neutronporozitás-sűrűség keresztábrán alapján végezzük el. A keresztábrán pontjainak elhelyezkedéséből megállapítható, hogy a gránitban és valószínűleg más repedésporozítású kristályos kőzetben is a Raymer-Hunt-egyenlet jobban közelíti a tényleges porozitás- Δt összefüggést, mint a Wyllie-féle átlagidő-egyenlet. A konkrét esetben azonban meg kell



4. ábra | Üh-4 fúrás: neutronporozitás- Δt keresztábrán a módosított Raymer-egyenlet exponenciális közelítésének feltüntetésével
 Figure 4 | Üh-4 borehole: neutron porosity – Δt crossplot with the exponential approximation of the modified Raymer equation



5. ábra A neutronporozitás – akusztikus Δt összefüggés konszolidált argillitben Jelmagyarázat: MR – módosított Raymer-egyenlet, R – Raymer egyenlet, W – Wyllie-formula, M – kőzetmátrix-vonal, A(%) – neutronporozitás vagy mészkőekvivalens porozitás, $\Delta t \sim$ fajlagos akusztikus hullámterjedési idő. A második Δt tengely tartozik a ponthalmazhoz, az 5. és 6. ábrán is látható függvénygörbékhez pedig a balra lévő, vagyis a maximális Δt kb. 30–40 $\mu\text{s}/\text{m}$ -rel tér el a gránitra jellemző értéktől

Figure 5 Relation between neutron porosity and acoustic Δt in consolidated argillitic rock. Legend: MR – Modified Raymer equation, R – Raymer equation, W – Wyllie equation, M – rock matrix line, A(%) – neutron porosity or limestone equivalent porosity, Δt – characteristic acoustic travel time. The second Δt axis belongs to the point cluster, whereas the left one belongs to the curves of Figures 5 and 6, hence, the maximum Δt differs from that of granite with about 30–40 $\mu\text{s}/\text{m}$

állapítani, hogy a Raymer-egyenlet is csak akkor írja le jól a Δt porozitásfüggését az egész porozitástartományban, ha a Φ porozitás és az $(1 - \Phi)$ kitevője egyaránt 2,75. A 0% totálporozitásnak megfelelő pontot a keresztábrán az aktuális mátrixporozitás pontja jelöli ki.

A bátaapáti gránitban történt mérések összehasonlítása igazolja azt a feltételezést, hogy a száraz, csak redukálhatatlan hidrogént tartalmazó mátrixanyagára jellemző akusztikus hullámterjedési idő a porozitáshatáshoz csak kis mértékben függ annak kémiai, ásványos összetételétől. Az, amit mátrixhatásként értelmezünk, valójában nagyrészt nem mátrixhatás, hanem abban az ahhoz kapcsolódó redukálható vizek hatása is benne van. Önmagában tehát az agyagásványok hatása a terjedési sebességre kicsi. Az agyagásványosodás önmagában csak viszonylag kis mértékben befolyásolja az akusztikus terjedési sebességet, ezzel szemben az agyagosodás az, ahol valóban nagymértékben csökken a fajlagos akusztikus hullámterjedési sebesség, és hozzá képest viszonylag kismértékben nő a neutronporozitás. Az agyagosodás az akusztikus hullámterjedés szempontjából azt jelenti, hogy redukálható víztelítettséget is feltételezünk a kőzetben. A vizsgált mérésanyagok alapján megállapítottam, hogy nem szükségszerűen jön létre nagymértékű, az egész kőzetterfogatot érintő agyagásványosodás a repedezettség hatására. Ahhoz, hogy a kismértékű repedezettség észrevehető anomáliát okozzon az agyagásványosodással,

illetve később az agyagosodással, jelentős mennyiségű pórustérfogatnak kell létrejönnie. Arra, hogy ez a pórustérfogat valóban létezik, bizonyíték a radioaktív mérésekből számított porozitás és a BHTV-repedezettség jó korrelációja. A V_p (longitudinális hullámsebesség) legkisebb értékeinél a tektonikai zónákban általában a természetes gamma kis értékei¹²⁾ és a neutronporozitás nagy értékei a jellemzőek, ami arra utal, hogy a kőzet nagyrészt impermeábilis, mert a pórustérfogat nagyrészt tapadó vízzel van kitöltve.

5. A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállása

5.1. A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának kvalitatív leírása

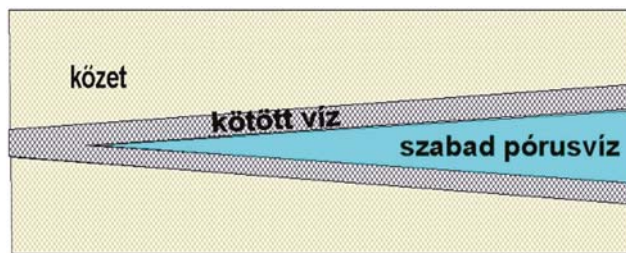
A kőzetek elektromos ellenállása repedezett kőzetekben a repedezettséget és az agyagásványos bontást mutatja ki. Ez alól kivételt csak a vezető, illetve félvezető ércásványokat tartalmazó kőzetek jelentik, ugyanis a kőzetalkotó ásványok általában szigetelők, ami azt jelenti, hogy elektromos ellenállásuk 10^6 ohmm-nél is nagyobb, sőt inkább a 10^9 – 10^{11} ohmm tartományba esik (Egerer-Kertész 1993). Ezzel szemben még az üde, bontatlan kristályos kőzetek fajlagos elektromos ellenállása is gyakorta jóval alacsonyabb ennél,

pár ezer ohmm. Általában még a legnagyobb fajlagos ellenállású kőzetek ellenállása sem nagyobb pár százezer ohmm-nél. Ennek az ellentmondásnak a feloldása a mikrorepedezettség vezetőképességet növelő hatásában rejlik.

A mikrorepedéseket általában kötött víz tölti ki. Elektromos szempontból tehát a bontatlan (üde) mátrixot szigetelőnek, vagyis végtelen ellenállásúként kezelhetjük, így az elektromos vezetőképesség, ha az agyagásványos bontástól eltekintünk, lényegében csak a porozitás nagyságának, a pórusok térbeli eloszlásának és a póruskitöltő folyadék vezetőképességének függvénye.

A póruskitöltő folyadék eredő elektromos ellenállása állandó fajlagos szabadfolyadék-vezetőképesség mellett is az átlagos repedésméret függvénye, mert a kőzetek belső felületén nagy ionkoncentrációjú, adszorpciósan kötött vízréteg alakul ki.

Az adszorpciós kettős réteg kialakulása az ásványok felületén jelen lévő lekötetlen vegyértékekből és a víz poláros tulajdonságaiból adódik. Ez főleg az agyagásványokra jellemző, ám kisebb mértékben mindenhol jelen van. A kőzetfelületeken mindig található rácshiba eredetű felületi töltések. Az agyagásványok a kristályrácsban található Si–Al helyettesítések miatt negatív töltésűek, ezért a külső felületükön nagy mennyiségű kationt kötnek meg. A negatív töltések és a közvetlenül a felülethez legközelebbi, ahhoz kapcsolódó kationok alkotják a Helmholtz-féle kettős réteget. A Helmholtz-féle kettős réteg azonban csak durva közelítés, mert a kationokat polarizált vízmolekulákból álló szolvátburok veszi körül. A szolvátburokkal körülvett kationokból álló réteg a Dual Water modell (Clavier et al. 1977)

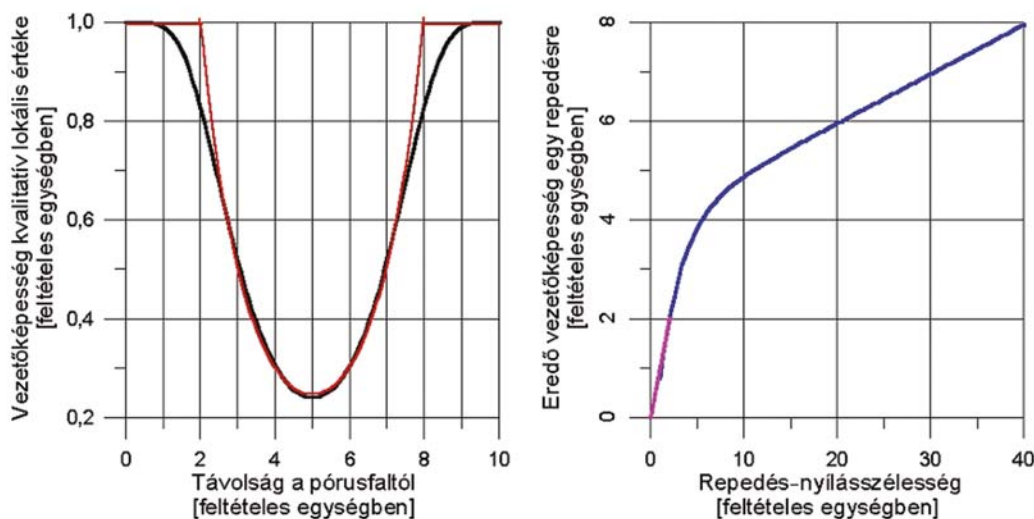


6. ábra A repedésvastagság hatása a kötött víz mennyiségére

Figure 6 The effect of fracture aperture on the quantity of bound water

Stern-rétege. Az ionatmoszférával övezett kationok jóval nagyobb helyet foglalhatnak el, mintha csak a nélkül lennének jelen. Ezért egy rétegben nem tudják kiegyenlíteni az ásványok felületi – az agyagásványok esetében negatív – töltését. Ennek elektromos kiegyenlítése miatt kapcsolódik kifelé a Dual Water modellben feltételezett Gouy–Chapmann-réteg, amely a tényleges adszorpciósan kötött réteg. A Stern-réteget és a Gouy–Chapmann-réteget együtt nevezik adszorpciósan kötött kettős rétegnek.

A többletkationok nagy koncentrációja miatt az adszorpciósan kötött víz vezetőképessége jóval (egy-két nagyságrenddel) nagyobb, mint a szabad vízé. Ennek következtében a kőzet eredő elektromos vezetőképességét az adszorpciós kettős réteg határozza meg (Dual Water modell, Clavier et al. 1977). Az adszorpciós kettős réteg vastagságát, ha szabad folyadék is van jelen, a felületi töltéssűrűség és a szabad folyadék ionkoncentrációjának aránya, valamint a hőmérsékletből eredő ionmozgékonyaságbeli különbségek szabják



7. ábra A vezetőképesség változása állandó repedés sűrűség és változó porozitás mellett. Jelmagyarázat: A(a) – a pórusfaltól mért távolság (relatív egység), B(b) – vezetőképesség (relatív egység), C(a) – repedés szélesség (relatív egység), D(b) – effective vezetőképesség egy repedésre (relatív egység) X tengely: 1 feltételes egység $\approx 0,005\text{--}0,1 \mu\text{m}$ (a szorosan vett adszorpciós réteg $0,01 \mu\text{m}$ alatti vastagságú), Y tengely: 1 feltételes egység \approx az adszorpciós réteg (maximális) vezetőképessége. A 6a ábrán a pórus vagy repedésfalától való távolsággal a vezetőképesség folyamatosan változik (fekete vonal), ennek közelítő modellje, hogy a vezetőképesség az adszorpciós rétegen belül állandó (piros vonal)

Figure 7 Conductivity vs porosity with constant fracture density and varying porosity. Legend: A(a) – distance from the porus wall (relative units), B(b) – qualitative conductivity (relative units), C(a) – fracture aperture (relative units) D(b) – effective conductivity for one fissure (relative units). 1 relative unit on X axis $\approx 0.005\text{--}0.1 \mu\text{m}$ (the thickness of the adsorption layer is under $0.01 \mu\text{m}$). On Fig. 6a the conductivity changes with distance from the fissurewall continuously (black line), the red line is an approximation of the black line, i.e. conductivity considered to be constant inside the adsorption layer

meg. Az adszorpciós kettős réteg vastagsága tehát, ha minden egyéb fizikai paramétert rögzítünk, állandónak tekinthető. Az adszorpciósan kötött réteg összterfoga 0,1 mikron vastagságúnak feltételezett agyagpikkelyek esetén körülbelül 10–15% porozitásnak felel meg.

A szubkapilláris vizek az egyes agyagásványhalmazok közt már nem igazán számíthatók magához az anyaghoz, mivel ezek mennyisége az anyag állagától, tömörödöttségétől is függ, tehát a litológiai számításoknál célszerű a porozitáshoz számolni.

Az elektromos ellenállást kialakító másik tényező az elektromos vezetés úthossza, amelyet az áramút tekervényessége, a *tortuozitás* határoz meg.

Állandó porozitás mellett, ha a repedések mérete jóval nagyobb, mint a kötött vízréteg vastagsága, akkor minél nagyobb a repedések száma, annál nagyobb a fajlagos felület, és annál nagyobb a vezetőképesség.

Ha a kötött vízréteg vastagsága egy nagyságrendbe esik a repedések nyílásszélességével (mikrorepedések), akkor a tortuozitásváltozások hatása dominál inkább (6. ábra).

Az utólagos, nem vezető ásványkiválások (kalcit, kvarc) az eredetileg egységes vezető síkként leírható repedést tekervényes póruscsatorna-rendszerre változtatják. A repedések felszínén található mikroegyenletlenségek miatt az ezekkel összemérhető kis repedés-nyílásszélességek tartományában a nyílásméret-csökkenés lényegében hasonló eredményre kell vezessen, mint a mineralizáció esetében, vagyis a tortuozitás erőteljes növekedésére. A döntően csak mikrorepedéseket tartalmazó kőzetben az elektromos ellenállás erősen nő az átlagos nyílásszélesség kis csökkenésénél is. A kristályos kőzetekben a mélységgel növekvő rétegerheléses nyomás hatására a mikrorepedések nyílásszélessége csökkenhet, így emiatt nő a tortuozitás és ezzel a fajlagos elektromos ellenállás.

5.2. A repedezett kőzetek fajlagos elektromos vezetőképességének kvantitatív modellje

A szemcseközi porozitású kőzetekhez hasonlóan a repedezett kőzetekben is ugyanazokkal a fizikai jelenségekkel kell számolni, vagyis érvényes kell legyen a Dual Water modell. Egy repedés falától távolodva a távolsággal fordítottan arányosan változik a vezetőképesség (7. ábra).

A Dual Water modellben feltételezett, pórusfalhoz közeli redukálhatatlan kötöttvíz-réteget a modellszámításban konstans vezetőképességűnek lehet feltételezni¹³⁾, és csak azon kívül csökken a többlet-ion-koncentráció exponenciális függvény szerint. Az alábbi képlettel írható le a 7.a ábrán piros görbével jelzett vezetőképesség-változás egy repedésen belül:

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_2, \text{ ha } x < x_a \text{ és } x > D - x_a, \\ \sigma &= (\sigma_2 - \sigma_1) \{ a \exp[-(x - x_a)/b] + a \exp[-(D - x_a - x)/b] \}, \text{ ha } x_a < x < D - x_a, \end{aligned} \quad (6)$$

ahol σ_2 a kötöttvíz-réteg vezetőképessége, σ_1 a szabadon mozgó víz vezetőképessége, x a repedés falától mért távolság, x_a a kötöttvíz-réteg vastagsága, D a repedés vastagsága.

Ez a feltételezés egyenértékű azzal is, hogy a kis repedésvastagságoknál a redukálhatatlan kötöttvíz-réteg összemérhető a repedésvastagsággal, és a redukálhatatlan réteg valószínűségi eloszlása egy feltételezett átlagértékkel jelenik meg.

A pórusfaltól távoli szabad víz vezetőképességét szintén konstansnak lehet venni a modellszámítás során.

Egy repedés elektromos vezetőképessége, ha a repedést vékony lemezként modellezzük, a felületi adszorpciós kettős réteget is figyelembe véve, a repedésvastagság függvényében a 7.a. ábrán látható függvény integráljával számítható,

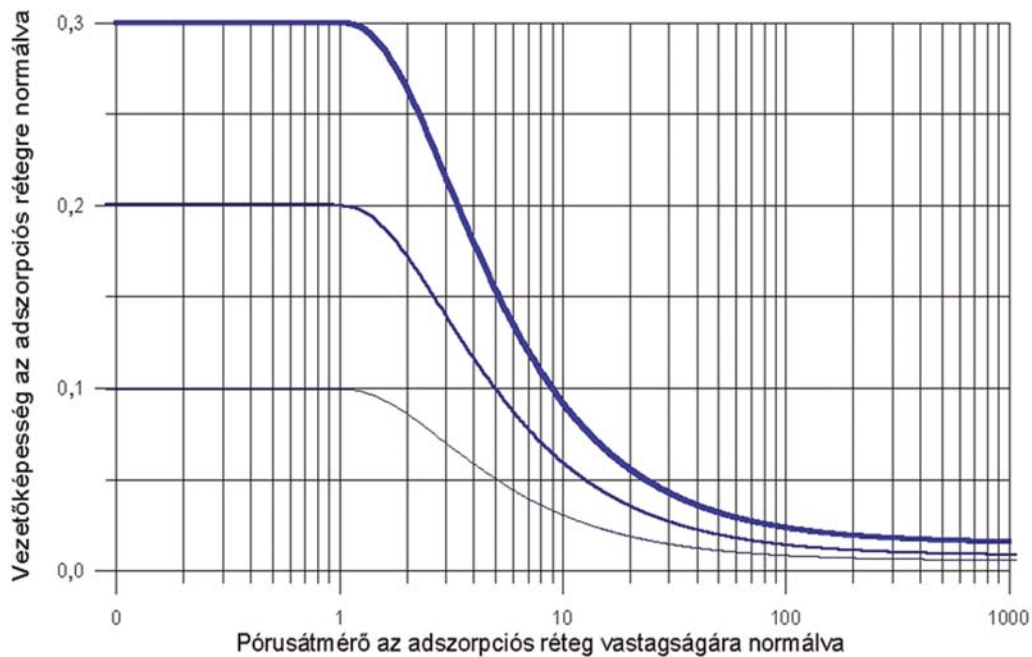
$$\begin{aligned} \sigma_e &= 2(\sigma_2 - \sigma_1) \int_{x_a}^{D/2} a \exp[-(x_a - x_d - x)/b] \\ &+ \sigma_0 2x_d, \text{ ha } D > 2x_d, \end{aligned} \quad (7)$$

ahol σ_e egy repedés eredő elektromos vezetése, és a 7.b ábra szerint alakul. A modellezési görbe szerint a vékony repedéseknél jóval erősebb a vezetőképesség vastagságfüggése, mint a vastagabbaknál, vagyis a tortuozitás hatásának feltételezése nélkül is egy repedést tekintve a vezetőképesség–vastagság függés két jól elkülöníthető szakaszra bomlik. A vékony repedések szakaszán a vastagság összemérhető az adszorpciós kettős réteggel – melynek feltételezett vezetőképessége egy-két nagyságrenddel nagyobb, mint a szabad vízé –, míg a második szakaszon az adszorpciós kettős réteg hatása elhanyagolható. Az ábrázolt függvény monoton növekvő, mert egy repedésről van szó, és ezért a nyílásszélességgel együtt nő a porozitás is. A tapasztalattal összhangban van, hogy a feltételezhetően főleg nagy nyílásszélességű repedéseket tartalmazó, mechanikailag bontott kőzetekben csak mérsékelt vezetőképességbeli különbségeket jelez előre a repedés-nyílásszélesség változásával. Más szóval ez azt jelenti, hogy a sok nyitott repedést tartalmazó, de szeizmikus szempontból egybefüggő nyíróhullám-terjedésre alkalmas közeg és a hasonló belső fajlagos felülettel rendelkező reziduális törmelék közt az elektromos vezetés szempontjából alig van különbség. (Az utóbbira jellemző akusztikus hullámterjedési sebesség jóval kisebb, mint az üde, bontatlan kőzeté.) Ha az adszorpciós kötött réteg és a szabad folyadék határán ugrásszerű átmenetet tételezünk fel, akkor a vezetőképesség állandó porozitás mellett:

$$\sigma = \Phi \left[\frac{f_a - 2d_a}{f_a} \sigma_1 + \left(1 - \frac{f_a - 2d_a}{f_a} \right) \sigma_2 \right] / f(t), \quad (8)$$

ahol f_a a repedés vastagsága, d_a az adszorpciós kötött réteg vastagsága, σ_1 a szabad folyadék vezetőképessége, σ_2 a kötött folyadék vezetőképessége, $f(t)$ tortuozitással arányos mennyiség.

Az $f(t)$ mennyiséget első közelítésben az $f(t) \sim f_a / (f_a - 2d_a)$ kifejezéssel arányosnak lehet tekinteni, vagyis a repedés nyílásszélességének növekedésével csökken a tortuozitás. Az adszorpciós réteg vastagsága alatti nyílásszélességű repedések esetén a kisebb nyílásméretőjűnek a nagyobb tortuozitás miatt egyben nagyobb a várható elektromos ellenállása is.

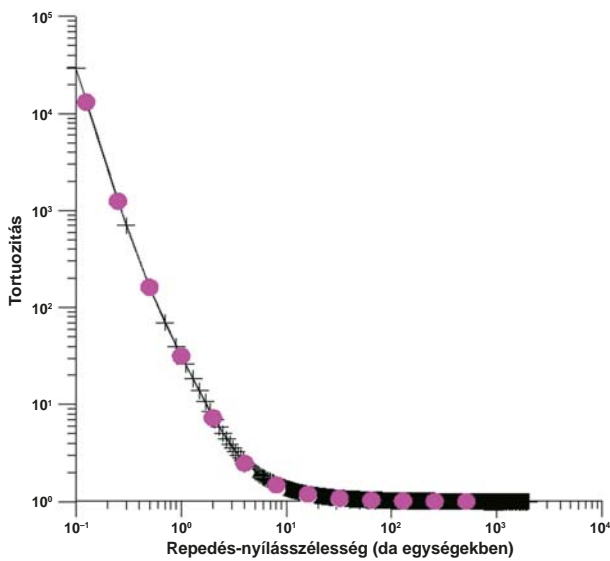


8. ábra | Vezetőképesség az átlagos pórusátmérő (repedésvastagság) függvényében konstans porozitás mellett. Jelmagyarázat: A görbék a hozzájuk tartozó porozitásban különböznek. A – repedés-nyílásszélesség feltételes egységeiben, a feltételes egység az adszorpciós kötött vízréteg vastagsága, B – pórus- (hézag-) térfogat.)

Figure 8 | Conductivity as a function of the average pore diameter (fracture aperture) under constant porosity. Legend: The curves differ from each other in their porosity, A – fracture aperture in relative units, 1 relative unit is the thickness of the adsorption layer, B – pore volume

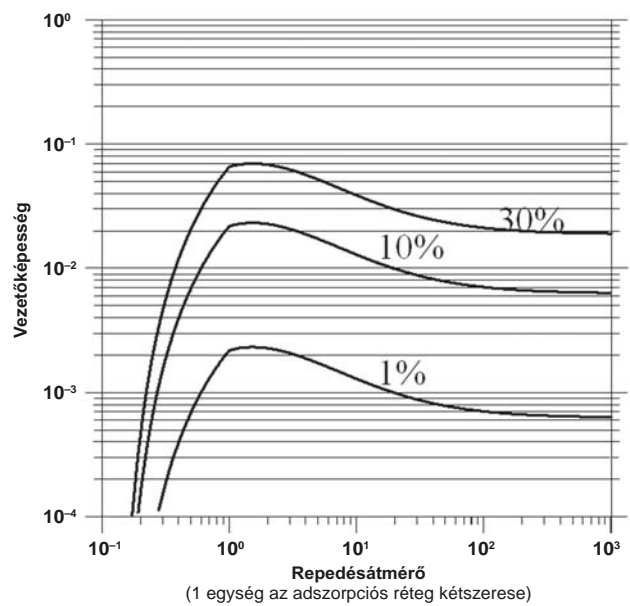
A 8. ábrán a vezetőképességet a repedésvastagság (f_a) függvényében – a d_a , σ_1 , σ_2 , $f(t)$ mennyiségeket konstansnak véve – ábrázoltuk, a görbék paramétere a porozitás.

Látható, hogy egy bizonyos pórusátmérő felett rögzített porozitásnál a vezetőképesség konstanshoz tart, amelyet a szabad víz vezetőképessége határoz meg. Az adszorpciós



9. ábra | Az áramút tekervényessége a repedés-nyílásszélesség függvényében

Figure 9 | Tortuosity versus fracture aperture



10. ábra | Vezetőképesség a repedésátmérő függvényében konstans porozitás mellett a tortuozitás hatását figyelembevéve. Jelmagyarázat: A görbék a hozzájuk tartozó porozitásban különböznek, A – repedésnyílásszélesség feltételes egységeiben, a feltételes egység az adszorpciós kötött vízréteg vastagsága, B – pórus- (hézag-) térfogat

Figure 10 | Conductivity vs. fracture aperture with constant porosity and considering the effect of tortuosity too. Legend: The curves differ each other in their porosity, A – fracture aperture in relative units, 1 relative unit is the thickness of the adsorption layer, B – pore volume

réteg kétszeresénél kisebb átmérők esetében az egyszerűsített modell szerint a kitöltő folyadék ekvivalens ellenállása konstansnak adódik, azaz az áramút hosszának növekedését (tortuozitás) csak konstansként vesszük figyelembe. Feltehető azonban, hogy kis repedésvastagságok esetén r repedés nem írható le egyszerűen egy vezető síkkal, hanem az egyenetlenségek miatt valójában egy bonyolult, tekervényes áramútrendszerré változik. Ebben az esetben feltehető, hogy a tortuozitás valamilyen hatványfüggvény szerint növekedik a repedésvastagság csökkenésével.

$$f(t) \sim [(x_a + x_d)/x_a]^n; \quad n = 2, \quad (9)$$

ahol n a tortuozitást jellemző kitevő.

Ezzel feltételezzük, hogy a tortuozitás a végtelenhez tart, miközben a repedés-nyílásszélesség tart a 0-hoz (9. ábra)

Ezt a vezetőképeség képletébe helyettesítve kapjuk, hogy a vezetőképeség az adszorpciós réteg kétszeresénél kisebb repedésvastagságok esetén tart a végtelenhez, ami ebben az esetben a repedésmentes kőzetek szigetelő mivoltára utal (10. ábra).

6. A repedéssűrűség összevetése mért és számított fizikai paraméterekkel

A lyukfalleképező eszközök indikációit többféle módon lehet kvantitatívan is összehasonlítani a többi mélyfűrés-geofizikai módszerrel. Ehhez azonban a képet mélység szerinti

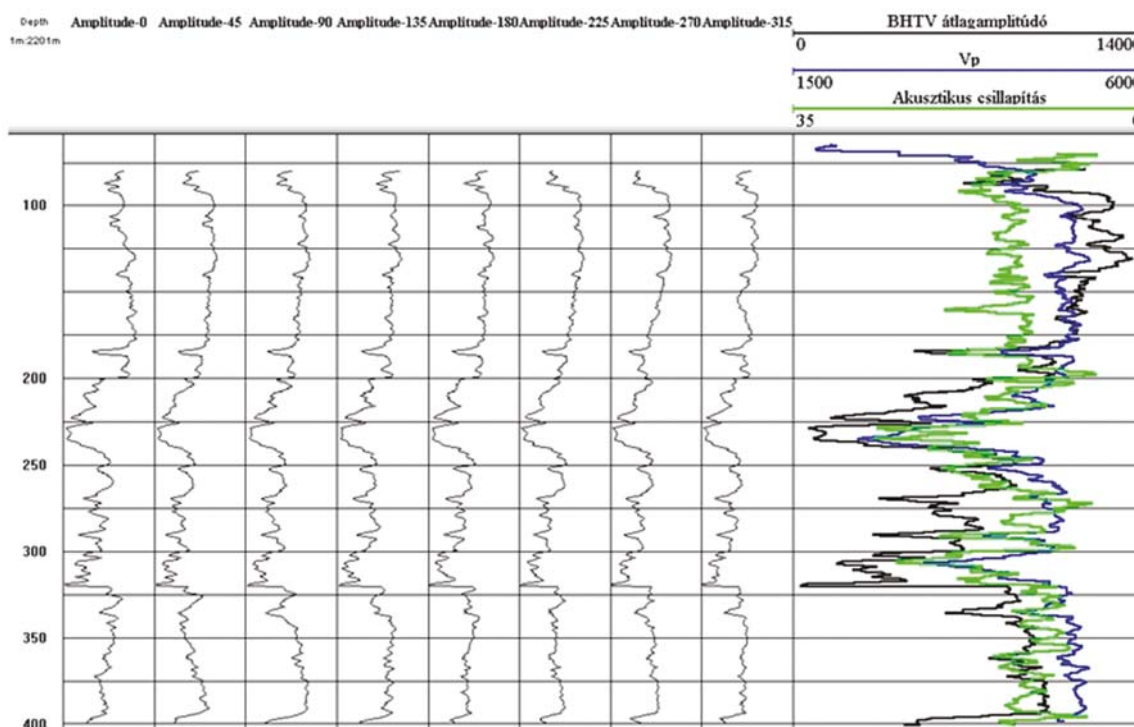
görbévé kell átalakítani. Az akusztikus BHTV esetében az első kézenfekvő lehetőség, hogy az egyes alkotók mentén felvett, a lyukfalkép elemeit alkotó amplitudógörbéket összeadjuk, átlagoljuk, majd az akusztikus sebességekkel összehasonlítjuk (11. ábra).

Az amplitudóátlag és az akusztikus hullámterjedési sebesség V_p egymásra fektetett görbéi jól korrelálnak egymással (1. ábra), ahol háttérként az amplitudóképet használtuk.

Az összehasonlítás másik lehetősége, hogy a repedésindikációkból repedéssűrűséget képzünk. A repedéssűrűség-szelvényt a BHTV *tadpole*-kép összes repedésindikációja alapján állítjuk elő úgy, hogy az 1 m-re eső repedészámot ábrázoljuk a mélység függvényében. A BHTV repedéssűrűség ugyanakkor az RQD¹⁴⁾-t mint a repedezettséggel arányos mennyiség és a karotázspanaméterek kapcsolatát is vizsgáltuk. A repedéssűrűséget a repedések kategóriái szerint több változatban is el lehet készíteni (12. ábra)¹⁵⁾. Az ábrán a repedéssűrűség-szelvények közül a teljes szinuszt adó, vagyis körbefutó repedések és az elektromos ellenállásgörbe a leginkább hasonló lefutásúak.

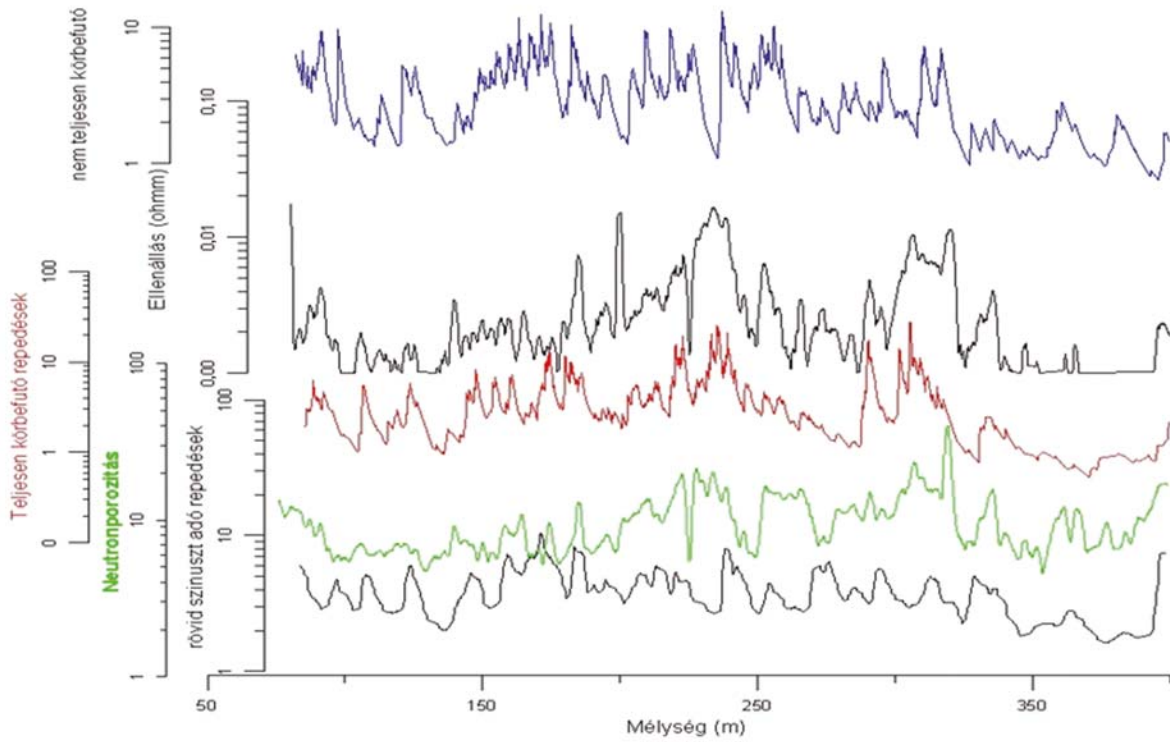
Azok az üledékes kőzetek, amelyekben BHTV-vel lehet mérni, gyakorlatilag a repedezett kőzet kategóriájába tartoznak. A különbséget az jelenti, hogy az eredeti rétegzettség is jelentkezik a lyukfalleképező módszereknél, vagyis olyanok, mintha irányított szövetük lenne. Ezzel a jelenséggel például a gránithoz hasonlóan szeizmikusan kemény¹⁶⁾ Bodai Aleurolit Formációban számolni kell.

Az összehasonlításnál elsősorban a kőzet porozitásával valamilyen formában összefüggő fizikai paramétereket, il-

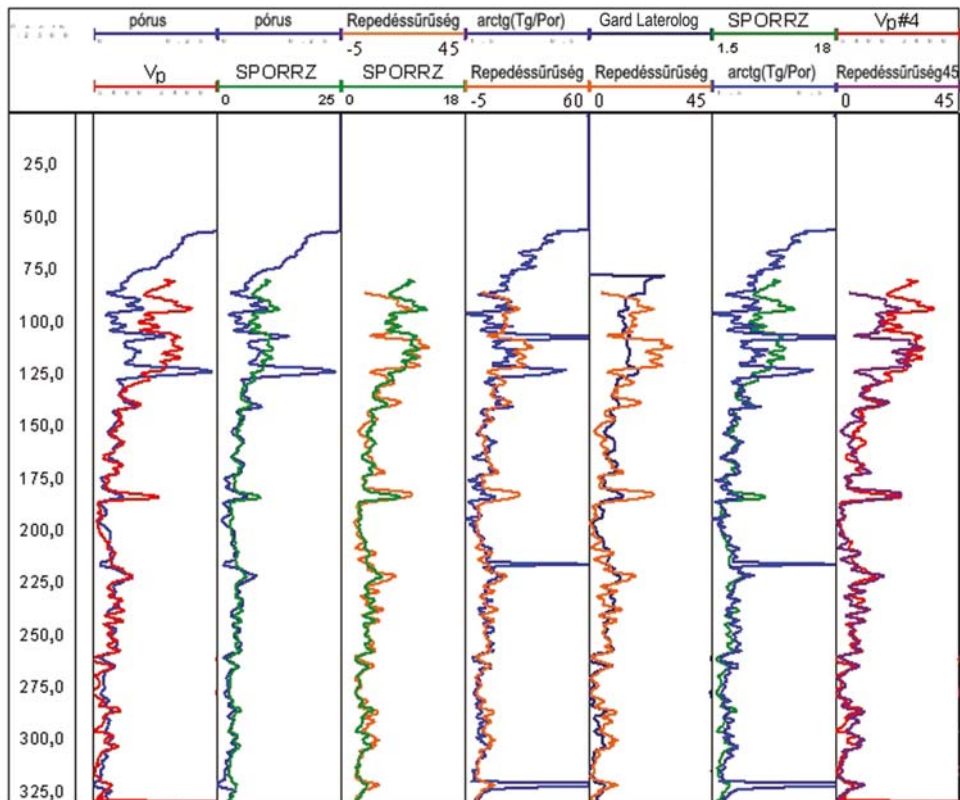


11. ábra | Különböző azimutirányú BHTV amplitudógörbék és az átlagamplitudó összehasonlítása az akusztikus sebességgel és csillapítással

Figure 11 | Amplitude curves of BHTV belonging to different directions and the average amplitude compared to the acoustic velocity and attenuation



12. ábra | Különböző kategóriájú repedéssűrűség-szelvények és hagyományos mérések összehasonlítása
Figure 12 | Comparison of fracture density curves of different categories with conventional well log measurement curves



13. ábra | BHTV repedéssűrűség-szelvények és különböző mért és számított porozitáskövető görbék összehasonlítása
Figure 13 | Correlation of fracture density with some measured and calculated porosity follower logs

letve az azokból származó mennyiség és a repedéssűrűség összefüggését vizsgáltuk. A teljesség kedvéért a repedezettség fizikai paramétereire nemcsak a többi paraméter repedéssűrűséggel való, hanem azok egymás közötti kapcsolatait is elemezzük. Tekintetbe véve, hogy a tényleges repedéstér fogat az üde, bontatlan, szabad szemmel porozitásmentes gránitban elhanyagolható (1% körüli) kell legyen, a nukleáris porozitáskövető módszerekből keresztldiagramon felvett paraméterek alapján számolt porozitások túl nagyok, gyakran 10% feletti.

A BHTV-mérésből származtatott repedéssűrűség és a nukleáris mérésekből számított porozitás (a neutronporozitásból, valamint a sűrűségből számított eredő porozitás) a felszíni hatásoktól nem érintett, üde gránitban ennek ellenére jól korrelálnak egymással (13. ábra). Figyelembe véve, hogy a neutronporozitás korrelációja a sűrűséggel valódi pórusterfogatra utal, vagyis a kis repedéstér fogathoz viszonylag jelentős a mátrixporozitást növelő hatást kell feltételeznünk. Ebből következik, hogy ahol jó a görbék közti illeszkedés, ott feltehetőleg csak olyan vízmolekulákkal kitöltött póruster létezik, amely a repedésrendszerhez valamilyen formában kapcsolható. A tényleges repedésporozitással együtt ez a póruster tekinthető a teljes vagy totálporozitásnak, amely egyaránt magában foglalja a kötött vizet és a szabad póruszvizet is. Az így létrejött porozitás nagy részét a keskeny repedések esetében feltehetően kötött víz tölti ki, mivel ez főleg a repedésekkel kapcsolatos agyagosodáshoz tartozik, a tényleges repedéstér fogat csak kis része a teljes pórusternek. Lényegében ennek a megnövekedéséhez, a mikrorepedezettséghez és az azzal kapcsolatos agyagos elváltozásokhoz köthető a sebesség nagyobb arányú lecsökkenése is a bontott zónákban. A különböző mért és számított görbék az üde gránitban csak kevéssé térnek el egymástól.

A V_p görbe menete 125 m-nél kisebb mélységben tér el jelentősen a számított porozitásától. Ezért ha a teljes harántolt gránit anyagú intervallumot kívánjuk leírni egyetlen egyenlettel, akkor a két paraméter közti összefüggés nem lehet lineáris, vagyis nem érvényes a Wyllie-egyenlet (13. ábra, bal szélső oszlop). Alternatív megoldásként a mállási kéregre az üde gránittól eltérő paraméterekkel lehet még felírni az átlagidő-egyenletet (125 m-nél kisebb mélységek). A módosított Raymer-egyenlettel számolt totálporozitás-görbe (SPORRZ) is csak 125 m mélységig fektethető jól a radioaktív mérésekből számított effektív porozitással.

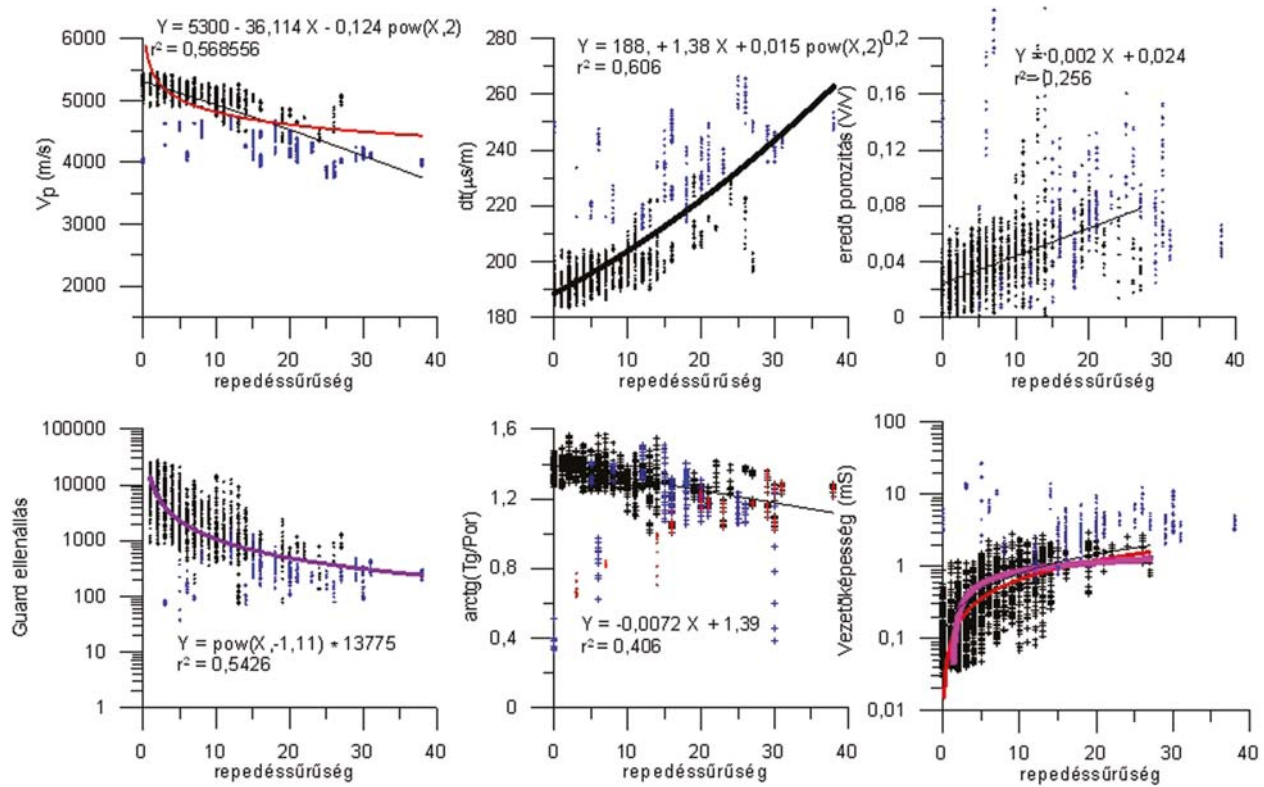
Hasonlóan alakul egymáshoz képest a repedéssűrűség és az akusztikus porozitás viszonya is, azonban még a mállási zóna alsó részében is jó illeszkedés van a görbék között (13. ábra, balról 3. oszlop). Mindez arra utal, hogy a mállási kéregben a kimutatható repedéssűrűség jobban felerősödik, mint amely a számított effektív porozitásból adódna. Ebből következik, hogy a repedéssűrűség és a V_p görbe (13. ábra, jobb szélső oszlop) illeszkedése is sokkal jobb, mint a porozitás- V_p páré.

Az elektromos ellenállásgörbe (Guard Laterolog) menete a mállási kéregben jóval közelebb áll a kémiai bontottsági index ($\arctg(Tg/Por)$, ahol Tg a természetes gamma, Por a neutronporozitás)¹⁷⁾ görbe menetéhez (ennek kis értékei je-

lentik a nagyobb agyagoságot), mint a repedéssűrűségéhez (Zilahi-Sebess 2004). Az elektromos ellenállás és a bontottsági index közt általánosságban jobb a kapcsolat, mint az ellenállás és a repedéssűrűség, vagy az ellenállás és a V_p közt. Ez megfelel az elektromos vezetőképesség repedésfelületekkel arányos jellegének. Visszautalva megint az 1. ábrára, ezt tükrözi az elektromos ellenállás és a bontottsági index közti jó korreláció is. A mállási kéregben, ahol zömében szélesebb repedések is vannak, viszonylag sok kis vezetőképességű póruskitöltő fluidum is jelen van. A kémiai bontottsági index jó korrelációja az ellenállással éppen abból származik, hogy a vezetőképességet a mállási kéregben ugyanúgy a felületek agyagásványos elváltozása hozza létre, mint a neutronporozitás növekedése és a radioaktív anyagtartalom közti kapcsolatot.

Az egész vizsgált tartományban (üde gránit és mállási kéreg) a jó kapcsolatok lényegében lineáris jellegű vagy azzá transzformálható kapcsolatot jelentenek. Ilyennek tartom az akusztikus sebesség és a repedéssűrűség közti kapcsolatot. Ennek fizikai tartalma, hogy a hullámterjedési sebesség nagysága elsősorban a közetmátrixban megtehető úthossz átlagos nagyságától függ, és csak a kis porozitásoknál van lineáris összefüggés a porozitás és a V_p közt. A bontott zónákban a sebesség lecsökkenése nagyobb arányú, mint amely a repedéssűrűség alapján várható, ami feltehetően a nyitott repedésekkel kapcsolatos. A nyitott repedések és az agyaggal kitöltött repedések közös tulajdonsága a szilárd mátrix folytonosságának a megszakadása, illetve az abban folyamatosan megtehető út lerövidülése. Az elektromos ellenállás és a V_p közti kapcsolat a mállási kéregben különbözik az üde gránitban tapasztalhatóétól. Felvetődik a kérdés, hogy lehet-e a fajlagos akusztikus hullámterjedési idő egyszerre arányos a repedéssűrűséggel és a totálporozitással is. Ez nem lenne lehetséges anélkül, hogy a repedéssűrűség ne lenne arányos a totálporozitással. Amint ez nem így van, vagyis a repedések átlagos vastagsága eltérő egymástól, két szakaszon két különböző összefüggés lesz érvényes a repedéssűrűség és a repedések által képviselt térfogat közt. (Lényeges, hogy amit repedéssűrűségként kezelünk, az valójában csak a mérőeszközünkkel kimutatható mérettartományba eső repedések sűrűsége.)

A keresztldiagramok (14. ábra) alapján megállapított regressziós koeficiens szerint is a legszorosabb összefüggés az akusztikus dt , illetve az abból számított V_p terjedési sebesség és a repedéssűrűség közt van. Majdnem ugyanilyen jó, bár ellentett korreláció tapasztalható a repedéssűrűség és az elektromos ellenállás közt, illetve annak reciproka, a vezetőképesség és a repedéssűrűség közt. A legrosszabb regressziós összefüggés a neutronporozitásból és sűrűségből számított eredő porozitás és a repedéssűrűség közt van, ám ez is határozottan felismerhető. Meg kell említeni, hogy a keresztldiagramok szerinti korrelációt nagyban befolyásolja az információszerezés módja is. Ez közelebbbről azt jelenti, hogy a korrelációt befolyásolja a szelvények vertikális felbontóképessége is. Ezt figyelembe véve feltételezhető, hogy a valóságos összefüggések szorosabbak, mint amelyek regressziókoeficiensből adódnának. Például a repedés-



14. ábra A repedéssűrűség és néhány mért, illetve számított fizikai paraméter keresztábrája (A kék szín a mállási kéreg pontjait jelöli)

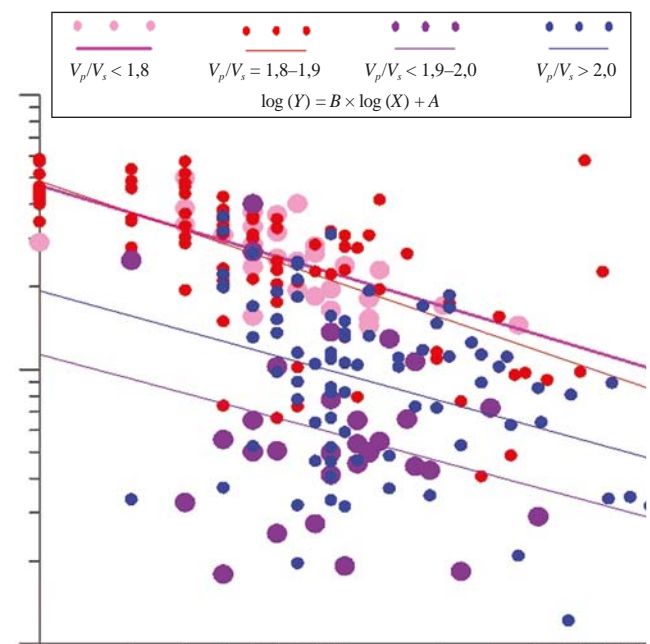
Figure 14 Crossplots of fracture density with some measured and calculated physical parameters (The points of altered zone are indicated with blue colour)

sűrűség-szelvény eleve 1 méteres átlagokból álló pontokból áll, ami egyben a mintavételi sűrűséget is jelenti. Ehhez a legközelebb az akusztikus szonda átlagolása áll, habár a mintavételi sűrűség 10 cm-es, ami 10 cm-enkénti 2 m-es átlagokat jelent, amelyek elvileg is különbözhetnek egymástól egy méteren belül, amíg 1 m-re csak egyetlen repedéssűrűség-adatunk van. További, a szórást növelő hibaforrás lehet, ha bármelyik szelvénynek van valamikora saját zaj jellegű hibája is. Az eredő (totál)porozitás-repedéssűrűség összefüggésnél jobb regressziókoeficiensű a kémiai bontottsági index – repedéssűrűség összefüggés. Ennek legfőbb oka, hogy a sűrűség-szelvényből számított porozitás relatív bizonytalansága nagyobb, mint a természetes gammáé, ami kihat a regresszióra is.

7. A repedezettségi jellemzők hatása a V_p/V_s elektromos vezetőképesség kapcsolatára

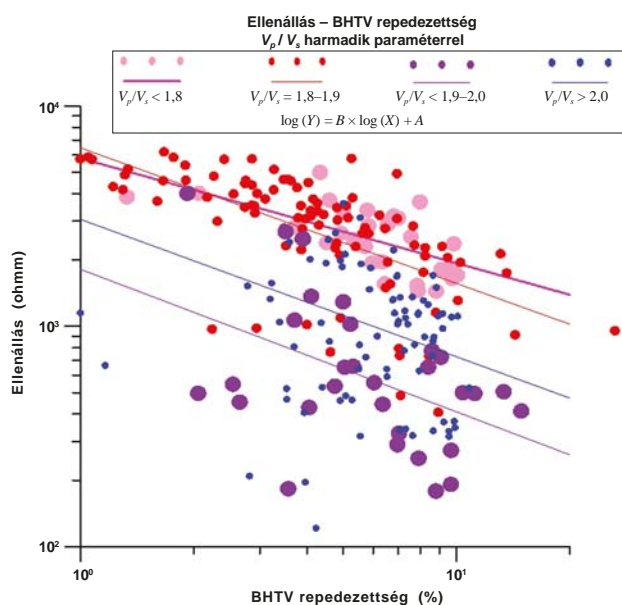
Változatlan repedéssűrűség és vékony repedések esetében a repedés-nyílásszélesség növekedésének hatására a nyíróhullám-sebességnek le kell csökkennie, ami miatt a V_p/V_s aránynak meg kell nőnie, miközben az elektromos vezetőképességnek meg kell nőnie. Ez utóbbi az elektromos vezetőképességi modell következménye (7. ábra).

Ezeket az elvi modellekből eredő következtetéseket a BHTV-mérésnek köszönhetően közvetlenül gyakorlati szel-



15. ábra Fajlagos elketromos ellenállás az RQD magtőredezettségi jellemző függvényében

Figure 15 Resistivity versus RQD

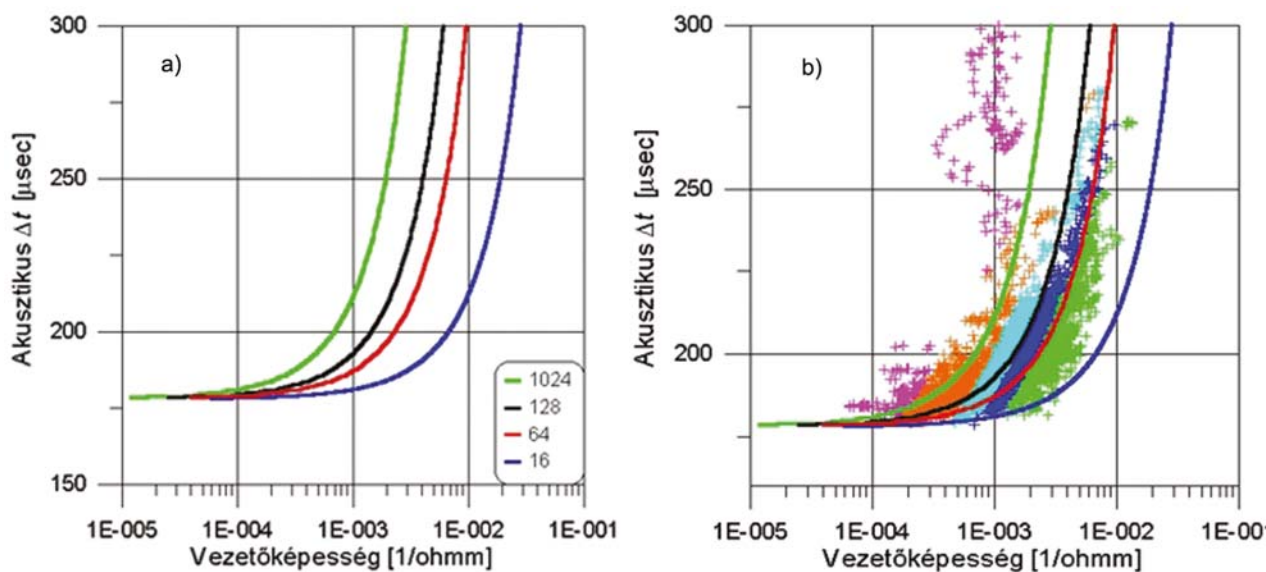


16. ábra Fajlagos elektromos ellenállás a BHTV-vel megállapított repedeztűrűség függvényében

Figure 16 Resistivity versus fracture density from BHTV evaluation

vény példájával, illetve keresztábrával lehet alátámasztani. A keresztábrák az elektromos vezetőképességet az RQD (ahol RQD egy speciális közettagoltsági mérték) tagoltsági értékek, illetve a BHTV-ből származó repedeztűrűség függvényében ábrázoltam (15. és 16. ábra). A harmadik paraméter a V_p/V_s arány, amelyet színkóddal jelenítettem meg. Ahol a V_p/V_s érték nagyobb ugyanannál a repedeztűrűségi, illetve közettagoltsági értéknél, nagyobb az elektromos vezetőképesség is.

A 15. és 16. ábra alapján a lényeg, hogy a kisebb V_p/V_s -ek kisebb vezetőképességhez, vagyis nagyobb ellenállásokhoz tartoznak. A repedeztűrűség és a V_p/V_s arány közt kvalitatíven elvileg egyenes arányos, bár nemlineáris kapcsolat tételezhető fel. Az ábrán látható elektromos ellenállásbeli nagy változást a repedeztűrűség nagy változása okozza, ami a 3. ábra és a 17. ábra modellgörbéit igazolja, ugyanakkor viszont felhívja a figyelmet a V_s (nyíróhullám-)sebesség megmérésének fontosságára is. A vékony, összességében csak kis porozitást képviselő repedéseknel a rögzített V_p/V_s arány a repedések repedeztűrűségétől független, azonos minőségüket (a repedések egyedi geometriai paraméterei azonosnak tekinthetők) jelenti, amiből következően a vezetőképesség a repedeztűrűségtől rögzített vsatagság mellett csak lineárisan függ¹⁸⁾. Ez az eredmény igazolja azt a feltevést, hogy önmagában sem a BHTV-vel kiértékelt repedeztűrűség, sem a magtoredeztség nem hozható közvetlen kapcsolatba az egyéb fizikai paraméterekkel. Ezzel szemben az ismeretük nélkül az elektromos ellenállás és az akusztikus sebesség viszonyára – lényegében a hidrogeológiai viselkedésre – tett megfontolások (repedésvastagság, vízáteresztő-képesség) nem lennének jól alátámaszthatóak. Visszaülva a 13. ábrára a repedeztűrűség jó kapcsolatát a fizikai paraméterekkel a 125 m alatti szakaszon – elsősorban az akusztikus és az ebből számított akusztikus porozitással – a feltehetően az észlelt repedeztűrűség és a totálporozitás közti jó korreláció biztosítja. Ezeket a megfontolásokat támasztja alá a karotázsmérésekből empirikus képlettel becsült szivárgásitényező-értékek (Zilahi-Sebess et al. 2004, 2007) jó korrelációja a rövid idejű hidraulikai tesztek (gyorsteszt) (Molnár et al 2000) kapott szivárgásitényező-értékekkel.



17. ábra A vezetőképesség és az akusztikus Δt elvi összefüggése. A görbék paramétere a repedeztűrűség. A b) ábrán a színek a Δt /vezetőképesség konstans értékek közti tartományait jelentik.

Figure 17 Principle correlation of conductivity and acoustic Δt . The parameter of the curves is the fissure aperture. On panel b) colours indicate zones between constant average values of Δt /conductivity

8. Az elektromos ellenállás és a szonikus hullámterjedési sebesség kapcsolatára alapozott lokális kőzetmodell

Az elektromos ellenállás – porozitás- és repedés-nyílászélességfüggő – modelljéből, valamint az akusztikus Δt porozitásfüggéséből kiindulva kapjuk meg a két módszer kollektív modelljét, amelyet paraméteres görbeseregként ábrázoltam.

A vezetőképesség és az akusztikus hullámterjedési idő közti modellösszefüggés a 17.a ábrán látható. A modellösszefüggést paraméteres görbeseregként ábrázoltam úgy, hogy a Δt esetében a mátrixra jellemző, 1 m-re vonatkoztatott terjedési időt konstansnak és kizárólag a porozitás nagyságától függőnek tekintjük (3. ábra). Ha a Δt -t a Wyllie-féle átlagidő-egyenlet szerint számoljuk, akkor az ábrázolás a vezetőképesség–porozitás összefüggésnek csak a kis Δt -k (nagy sebességek) esetén felel meg pontosan. A neutronporozitás– Δt keresztidiagramnál megállapítottak szerint a kisebb sebességeknél egyértelműen a Raymer-egyenlethez közeleli a valóságos összefüggés. Mivel a vezetőképesség elsősorban a belső felülettől függ, a porozitás függvényében csak paraméteres görbeseregként ábrázolható, mert a különböző repedésvastagságokhoz ugyanannál a porozitásnál különböző nagyságú belső felületek tartoznak.

A görbék modellparamétere a repedésvastagság. Ugyanannál a fajlagos akusztikus hullámterjedési időnél a legnagyobb repedésvastagság mellett áll elő a legkisebb fajlagos vezetőképesség. A mátrixra konstans fajlagos akusztikus hullám terjedési időt feltételezve, ebben a modellben a hullámterjedési idő kizárólag a porozitástól függ. A modell-repedésvastagságot ekvivalens repedésvastagságnak lehet tekinteni, amely ebben a formában csak az elektromos vezetőképesség– Δt viszonyoknak a magyarázatához elegendő.

Az $\dot{U}h$ -22 fúrás elektromos vezetőképesség– Δt keresztidiagramjára feltéve a modell-görbesereget látható, hogy az jól illeszkedik a pontokra (17.b ábra).

Figyelem bevéve, hogy a jól vezető adszorpciós kötött réteggel összemérhető mikrorepedések elhanyagolható mértékű porozitást képviselnek csak, hatásuk az akusztikus hullámterjedésre szintén kismértékű. Ha a Δt első közelítésben csak a hézagterfogatától függ, annak geometriájától is elhanyagolható a függése. Ezzel szemben a vezetőképesség hézagterfogat-függése a vékony – csak iondús kötött vizet tartalmazó – repedéseknél jóval erősebb, mivel annak fajlagos vezetőképessége jóval nagyobb, mint a szabad vízé, és még a tortuozitás is erősebben nő a repedésnyílászélesség csökkenésével.

A vastag repedések esetén a modell szerint (17. ábra) a helyzet fordított kell legyen, vagyis az akusztikus sebesség nagymértékben változhat, miközben a vezetőképesség csak gyengén változik, hiszen a nagy vastagságú repedéseket nagyrészt a kis vezetőképességű szabad víz tölti ki.

Látható, hogy bonyolult modellmegfontolások nélkül is a mért értékekből alkotott koordinátájú pontok elhelyezkedése lényegében az elvi összefüggést követi. A valóságos modell természetesen ennél jóval bonyolultabb, hiszen az ilyen

viszonylag egyszerű kép felvázolásához számos tényezőt konstansnak kell tekinteni, mint például a hőmérsékletnek az ionmozgékonyosságra és ezáltal a vezetőképességre gyakorolt hatását, a szabad folyadék sósságát, a különböző felületek kationcsere-kapacitásbeli különbözőségét, az akusztikus tulajdonságoknál a frekvencia szerinti diszperziót.

Ezenkívül a durva egyszerűsítések közé tartozik, hogy a kristályos kőzetek esetében a porozitásnövekedés egyedüli okaként a repedés-nyílászélesség növekedését vettük figyelembe.

Az egyszerűsített modell használatát főleg azzal lehet indokolni, hogy a rögzített paraméterek valójában csak igen lassan változnak a mélység függvényében, vagyis egy több száz méteres mélységszakaszon is valóban konstansként kezelhetők.

A fenti modellmegfontolásokból következik, hogy az elektromos vezetőképesség – akusztikus terjedési idő kapcsolat alapján következtetni lehet a repedések nyitott vagy zárt állapotára is. Természetesen ilyen csak az átlagra vonatkoztatva lehet állítani, és akkor is figyelembe kell venni az ekvivalenciákat, mivel a repedések nyitott vagy zárt állapota a módszerek szempontjából nem feltétlenül esik egybe a hidrogeológiai szempontú nyitott vagy zárt állapottal. A repedések zártsága hidrogeológiai szempontból azt jelenti, hogy a repedések csak kötött vizet tartalmaznak. Figyelembe véve, hogy a jól vezető adszorpciós kötött réteggel összemérhető mikrorepedések csak elhanyagolható mértékű porozitást képviselnek, hatásuk az akusztikus hullámterjedésre szintén kismértékű, legalábbis nem nagyobb, mint amely az osztérfogatuk alapján várható.

A repedések zártsága az akusztikus módszer szempontjából valójában azt jelenti, hogy az effektív érintkező felület nagy, ezért a hullámterjedés szempontjából csak kis akadályt képeznek. A repedések nyílászélességének növekedése erőteljes mértékben csökkenti a repedések effektív érintkező felületeit, ami a kőzetváz hullámterjedési szempontból jelentős folytonossági hiányához vezet. A repedések akusztikus szempontú zártsága esetében a mikrorepedezettség jelentős hányadát olyan határfelületekként foghatjuk fel, amelyek nem csökkentik a hullám terjedési sebességét. Ennek értelmében a mikrorepedezettségnek az a része, ahol már kötöttvíz-tartalom nincs – az effektív érintkező felület –, nem vesz részt az elektromos vezetésben sem.

Ezt az állapotot csak nagy nyomás alatt, a kötöttvíz-film kiszorításával, illetve cementációval lehetne elérni. Feltételezem, hogy a már egyszer létrejött repedésből kis mélységekben a kötött víz nem távozik el, csupán a növekvő nyomás hatására, ezért a tortuozitás növekedése sem jöhet létre pusztán a repedések vastagságának a nyomás hatására való csökkenése miatt. A tortuozitás növekedés jelensége a vékony repedéseknél logikailag biztosan létezik, más-különbben a gránit ellenállása nem lehetne több ezer ohmm, más szóval a vékonyabb repedéseket eleve kisebb hosszúságúnak kell feltételezni. Az utólagos repedéskitöltések következtében előálló cementáció az eleve vékony repedéseknél biztosan megnöveli a tortuozitást, ezért a mélységgel való konszolidációs trend eredete szerint fellazulás,

vagyis az ellenállásnövekedési trend csak formájában hasonlít az üledékek tömörödésénél előálló hasonló trendhez.

Az elektromos ellenállás tehát csak abban az esetben hozható közvetlen kapcsolatba a geomechanikai paraméterekkel, ha az akusztikus hullámterjedés mintájára a repedésrendszer térfogatával hasonló a kapcsolata. Ezt támasztja alá, hogy az akusztikus nyíróhullám-sebességből és sűrűségből előállított nyírási modulus (fekete görbe) a 100 m-nél nagyobb mélységekben jól korrelál a fajlagos elektromos ellenállás logaritmusával (kék görbe), míg e felett a mállási kéreg felső részében egyértelműen eltér egymástól (18. ábra). Miközben a nyitott repedéseknél a közet nyírófeszültséggel szembeni ellenállása erősen lecsökken, az elektromos ellenállást ez jóval kisebb mértékben érinti, mivel a fajlagos felület csak kevésbé nő meg a vékony repedésekéhez képest. Az elektromos ellenállás addig lehet csak arányos a repedések térfogatával, amíg igaz az, hogy a felülettel arányos vezetőképesség egybeesik a térfogattal arányossal. Ez a mállási kéregben természetesen nem áll fenn, mivel a kötött vizen kívül szabadon mozgó fluidum is van jelen, s emiatt az ellenállás-csökkenés a nyitott repedéseknél kisebb, mint amelyre a teljes porozitásnövekedésből következtetni lehetne.

Az előzőeket támasztja alá a 18. ábra alsó részén a BHTV repedéssűrűség- és az RQD (megtöredezettség-) görbék egymásra fektetése is. A két görbe a kisebb mélységekben tér el egymástól jelentősebben. A kisebb mélységekben a feltehetően nagyobb nyílásszélességű repedéseket az akusztikus lyukfal-televízió nagyobb százalékban képes érzékelni. Ezért bár a töredezett zónák ugyanott találhatók, mint

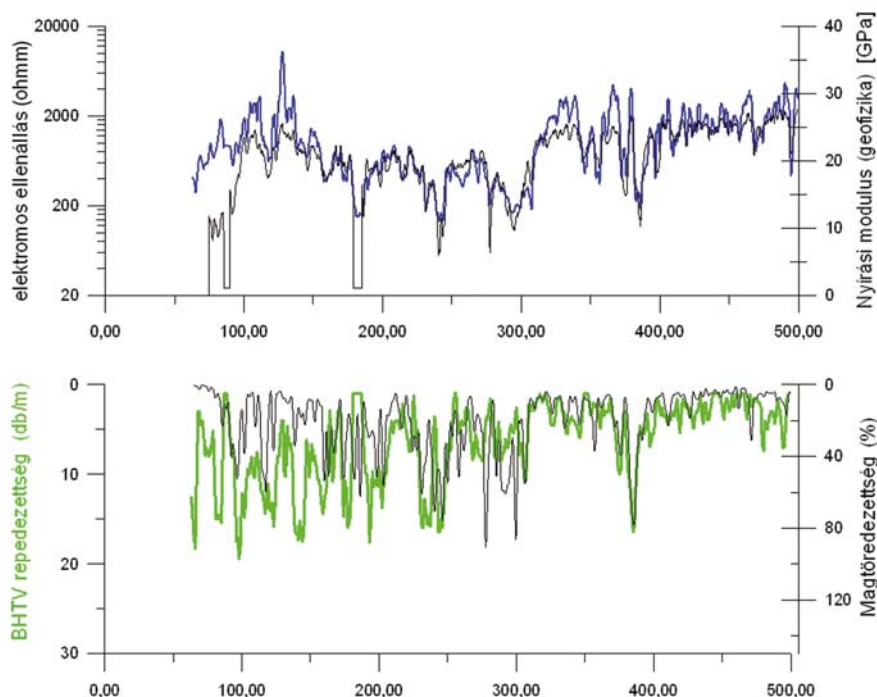
ami a megtöredezettségből következik, van egy másodlagos hatás is, amelyet a BHTV kimutat.

Ez lényegében a repedések össztérfogatának a mélységgel való trendszerű csökkenését jelenti, amely egyébként a 13. ábra valamennyi görbéjén is látható. A kiemelés során történő relaxáció miatt ez a másodlagos hatás a kivett magtagoltságát kifejező RQD-ban nem mutatkozik.

9. Konklúziók, összefoglalás

A repedezettség a legnagyobb mértékben a póruskitöltő fluidumokra és a póruster geometriára érzékeny mérésekre van hatással. A repedezettség hatása az üde közetben, ahol csak vékony, feltételezhetően kizárólag kötött vizet tartalmazó mikrorepedések vannak, megközelítőleg minden mérési módra egymással jól korrelálható fizikai paramétereloszlásokat eredményez.

Az agyagásványosodás önmagában csak viszonylag kis mértékben befolyásolja az akusztikus terjedési sebességet, ezzel szemben az agyagosodás az, ahol valóban nagy mértékben csökken a fajlagos akusztikus hullámterjedési sebesség, és hozzá képest viszonylag kis mértékben nő a neutronporozitás. Az agyagosodás az akusztikus hullámterjedés szempontjából azt jelenti, hogy redukálható víztelítettséget is feltételezünk a közetben. A vizsgált mérésanyagok alapján megállapítottam, hogy nem szükségszerűen jön létre nagymértékű, az egész közettérfogatot érintő agyagásványosodás a repedezettség hatására. Ahhoz, hogy a kismértékű repedezettség észrevehető anomáliát okozzon, az agyagásványosodással, illetve később az agyagosodással jelentős mennyiségű pórusterfogatnak kell létrejönnie. Az, hogy ez a



18. ábra | Az elektromos ellenállás és a számított nyírási modulus korrelációja

Figure 18 | Correlation of resistivity and shear modulus

pórustérfogat valóban létezik is, arra bizonyíték a radioaktív mérésekből számított porozitás és a BHTV-repedettség jó korrelációja.

A V_p legkisebb értékeinél a tektonikai zónákban általában a természetes gamma kis és a neutronporozitás nagy értékei a jellemzőek, ami arra utal, hogy a kőzet nagyrészt impermeabilis, mert a pórustérfogat nagyrészt tapadó vízzel van kitöltve.

A repedettség, miután kis térfogatot érint, elvileg nem lehetne hatással a nukleáris porozitáskövető módszerekre, a korrelációs vizsgálat azonban ennek az ellenkezőjét bizonyította. Ebből következik, hogy a repedettséghez tartoznia kell egy olyan tönkremeneteli zónának, amely úgy csökkenti a sűrűséget és növeli a neutronporozitást, mintha valóban pórustérfogat-növekedés lenne. Ennek a folyamatnak megfelel egy olyan agyagásványosodás, ahol az eredeti kőzethez képest a neutronporozitás a sűrűségcsökkenéssel arányosan nő meg, vagyis a hidrogén jó része magába a kristályrácsba épül be OH formájában úgy, hogy közben az új ásvány sűrűsége kisebb, mint amelyből keletkezett. A hidrogén más része viszont az alacsony hőmérsékleten redukálhatatlan interlayer és adszorpciós vizek része. A jelenséggel egyszerre meg lehet magyarázni a mikrorepedettség erős elektromos ellenállásának és akusztikus hullámterjedési sebességének csökkentő hatását, valamint a BHTV amplitúdóképpel kimutatható részletgazdag repedésképet is. Ennél fontosabb azonban, hogy magyarázatot ad az akusztikus sebesség- és az ellenállásmérések szoros korrelációjára is, mivel ez az elektromos és a mechanikai paraméterek közti viszonylag szoros összefüggésre utal. A vékony repedéseket tartalmazó kőzetben az elektromos vezetőképesség szoros összefüggése a repedésekkel bizonyos körülmények között lehetőséget biztosít az RMR (rock mass rating) csupán elektromos ellenállás alapján történő becsülésére is.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét nyilvánítja Balla Zoltánnak, az üveg-hutai kutatások korábbi vezetőjének, hogy lehetőséget biztosított a kutatómunkában való részvételre, ami nagyban hozzájárult a mélyfúrás-geofizikai értelmezés fejlesztéséhez. Továbbá köszönettel tartozom Szongoth Gábornak és Kasza Zoltánnak (Geo-Log Kft.) a mérések kiváló minőségéért, amely alkalmassá tette az eredményeket, hogy módszertani vizsgálatokra használhassam azokat. Továbbá köszönettel tartozom az RHK Kht. képviselőjének, aki engedélyezte, hogy ez a cikk a *Magyar Geofizika* című szakmai lapban is megjelenhessen.

Jegyzetek

- ¹⁾ Az akusztikus lyukfal-televívezer a lyukfal akusztikus nyalábbal történő letapogatásából képet előállító eszköz.
- ²⁾ Az ImaGeo magszkenner a fúrómag külső felületéről digitális fényképet készítő automata berendezés.
- ³⁾ Eredetileg a Terzaghi-korrekción: $S = (\cos \alpha)^{-1} \sum_{i=1}^n (1/\cos \alpha_i)$, és a statisztikai súlyok összege $\sum S = 1$, ahol α_i az i -edik repedés

dőlésszöge és n a kiértékelt repedések darabszáma. Mivel a repedések száma véges, és az észlelt nagyon meredek repedések száma különösen kicsi, ez a korrekció túl nagy statisztikai súlyt adhat akár egyetlen repedésnek is, miközben nem tudjuk a valószínűségi gyakoriságot. Ezért a gyakorlatban a Terzaghi-korrekción ott alkalmazzák, ahol a nagy dőlésszögű repedésekre maximálják a korrekció mértékét. Ennek magfüggvénye: $\cos \alpha + f(\alpha)$, amelynek 75° -nál kisebb dőlésszögekre gyakorlatilag meg kell egyeznie $1/\cos \alpha$ -val, de 90° -nál sem ad egy megadott korlátnál (7) nagyobb szorzót.

- ⁴⁾ Az amplitúdókép a BHTV eszköznél a lyukfalról visszavert akusztikus hullám amplitúdókból előállított kép.
- ⁵⁾ A reflexió-időkép a BHTV eszköznél a lyukfalról visszavert akusztikus hullámmal terjedési időkből előállított képe.
- ⁶⁾ Az abszolút mérési hiba az időmérésnél konstansnak tekinthető, mert többnyire ciklusugrásból ered, ám emiatt a sebesség-meghatározás hibája a sebességgel arányosan nő. Egy félperiódus hossza 20 kHz frekvencia mellett 25 μ s, ami 5000 m/s közetsebesség mellett 2 m szondahosszat feltételezve 300 m/s sebességmeghatározási hibát jelent. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy a Δt szempontjából a közzétett különbségekből eredő meghatározási hiba a mérési hiba nagysága körüli, tehát a geomechanikai tulajdonságok vizsgálatánál elhanyagolható.
- ⁷⁾ A hullámterjedési út hosszát befolyásoló módon összekötött.
- ⁸⁾ A kloritot a mélyfúrás-geofizikai szakirodalomban általában az agyagásványok közé sorolják (Serra 1984).
- ⁹⁾ Meg kell említeni azonban, hogy kis porozitások esetében ez valóban csak a látszat, mivel a Δt meghatározása esetében a hullámkép 4 μ s-os mintavételi köze valójában alig kisebb, mint amely a mátrix kloritosodása miatti sebességkülönbségek figyelembe nem vételéből adódó $\pm 5,6$ μ s-os hiba.
- ¹⁰⁾ Itt a kristályos kőzet olyan szeizmikusan kemény kőzet, amelyben az effektív porozitás jellemzően repedésporozitás.
- ¹¹⁾ A Western Atlas kiértékelő segédletben a klorit hidrogénindexe 0,32-nek van megadva, míg a kaolinité 0,37, azonban a sztöchiometriai képletből egyaránt 0,36 adódik a kloritra és a kaolinitre is. A kaolinit neutronporozitása 47%, és nincs olyan ok, amely miatt ne lenne legalább egyenlő a két ásvány neutronporozitása is. A vastartalom miatt várhatóan a klorit neutronporozitásának kellene nagyobbak lennie.
- ¹²⁾ A granitoid kőzetekben a természetes gamma kis értékei kapcsolódnak az agyagosodáshoz. A tektonikai zónákban előforduló nagyobb természetes gamma-értékek általában mozgó vizekből kicsapódó uránok miatt alakulhatnak ki.
- ¹³⁾ Állandó hőmérsékleten és a szabadon mozgó folyadék állandó ionkoncentrációja mellett.
- ¹⁴⁾ A fúrából kivett kőzetmagminta tagoltságát jellemző mennyiség, definíció szerint az RQD (%) a 10 cm-nél hosszabb kőzetmagminta-darabok összhosszúsága a vizsgált szakaszon belül / a vizsgált szakasz hosszúsága hányados szorozva 100-zal. A 10 cm-nél hosszabb, de nem kemény állagú magdarabokat nem számolják az ép maghosszúsághoz (Deere 1964).
- ¹⁵⁾ A repedések kategorizálása a képen látható hosszúságuk, látzólagos vastagságuk, a BHTV-képen nyitott, illetve zárt állapotuk szerint történhet.
- ¹⁶⁾ Mélyfúrás-geofizikai szeizmikusan kemény kőzet az, ahol a V_p nyíróhullám-sebesség meghaladja az 1500 m/s-t, vagyis a hullámkép-felvétel a nyíróhullám beérkezése kimutatható. Ez a gyakorlatban legalább 3000 m/s V_p kompressziósebességnek felel meg. A talajmechanikában már 800 m/s V_s sebességtől konszolidáltak számít a kőzet.
- ¹⁷⁾ A gránit agyagásványos bontottságakor a radioaktivitás csökkenése és a neutronporozitás növekedése egymással összefügg-

gő folyamat, ezért a kettő hányadosa jellemző a bontás mértékére. Bontási indexnek azonban mégsem a hányadost, hanem a $P = \arctg(\text{természetes gamma/neutronporozitás})$ mennyiséget lehet célszerűbben használni. A P függvénnyel azt fejezzük ki, hogy a neutronporozitás – természetes gamma keresztábrán minden pontját egy látószöggel (vagyis egy irányvektorral) jellemezzük elkerülve, hogy a bontatlan kőzet különböző bontottsági indexeket kapjon a változatos természetes gamma-szintből eredő különböző hányadosok miatt. A bontatlan kőzet neutronporozitása kicsi (5% alatti), ezért az

azt képviselő pontok a keresztábrán gyakorlatilag mind azonos irányban látszanak. A bontás mértékének a szögelfordulást tettük meg. Minél kisebb a számított szög, annál bontottabbnak számít a kőzet.

¹⁸⁾ A repedéssűrűségtől való lineáris függés a vezetőképesség csökötég modelljével (a vezetőképesség lineárisan nő a porozitással), illetve az ezzel analóg, párhuzamos, egyforma vastagságú repedésekből álló, elektromosan párhuzamos kapcsolásúnak feltételezett repedésrendszer várható vezetőképességével is összhangban van.

Hivatkozások

- Clavier C., Coates G., Dumanoir J., 1977: The theoretical and experimental basis for the “Dual-Water” model for the interpretation of shaly sands. Soc. Pet. Eng., AIME, Pap. No. 6859
- Deere D. U., 1964: Technical description of rock cores. Rock Mechanics Engineering Geology 1, 16–22
- Egerer F., Kertész P., 1993: Bevezetés a közetfizikába (első kiadás). Akadémiai Kiadó, Budapest
- Maros Gy., Palotás K., 2000: Evaluation of planar features in boreholes Üveghuta Üh-22 and Üh-23 near Üveghuta with COREDUMP software. (Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt sikszerű jelenségek értékelése COREDUMP szoftverrel). Annual Report of the Geological Institute of Hungary 1999, 315–340
- Molnár P., Bradley J. G., Enachescu C., Wozniwicz J., 2000: Single-Borehole Hydrogeological testing in the carboniferous granites, at Üveghuta, in South-West Hungary (Egyedi pakkeres kútvizsgálatok az üveghutai telephely mélyfúrásaiban). Annual Report of the Geological Institute of Hungary 1999, 407–426
- Serra O., 1984: Fundamentals of well-log interpretation. The acquisition of logging data. Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo
- Terzaghi R. D., 1965: Sources of error in joint surveys. Géotechnique 15, 287–306
- Western Atlas, 1985: Log Interpretation Charts. Western Atlas, Houston, USA
- Zilahi-Sebess L., 2004: Mélyfúrás-geofizikai módszerfejlesztés. A mélyfúrás-geofizikai mérések közzétani értelmezhetőségének vizsgálata. Report on the fulfilment of the task of the 2004 year – manuscript. Budapest, 2004, MGSZ adattár
- Zilahi-Sebess L., Fancsik T., Guthy T., Hegedűs E., Török I., Kovács A. Cs., 2004: Radioaktív hulladék elhelyezéssel kapcsolatos geofizikai kutatások (Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján). Budapest, 2004, MGSZ adattár
- Zilahi-Sebess L., Fancsik T., Török I., Kovács A. Cs., 2007: Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján. Magyar Geofizika 48/3, 99–111

Sorfejtéses inverzió IV. A nehézségi erőter potenciálfüggvényének inverziós előállítás

DOBRÓKA MIHÁLY^{1,3}, VÖLGYESI LAJOS^{2,4}

¹Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros

²Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Általános és Felsőgeodézia Tanszék, H-1521 Budapest

³MTA–ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport, 3515 Miskolc-Egyetemváros

⁴MTA–BME Fizikai Geodézia és Geodinamikai Kutatócsoport, H-1521 Budapest

A jelen dolgozat egy cikksorozat része, amelyben a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén kifejlesztett sorfejtéses inverziós módszeren alapuló adatfeldolgozási/értelmezési eljárásokat mutatjuk be. Az első dolgozatban a Fourier-transzformációt újszerű megközelítésben inverz feladatként tárgyaltuk úgy, hogy a frekvenciaspektrumot sorfejtéssel közelítettük, inverziós változóknak a sorfejtési együtthatókat tekintve. A második dolgozatban a sorfejtéses inverzió módszerét a mélyfúrási geofizikai adatok feldolgozására alkalmaztuk úgy, hogy a petrofizikai paramétereket – mint a mélység függvényeit – sorfejtéssel közelítettük, a sorfejtési együtthatókat az inverziós eljárás keretében állítottuk elő. A harmadik dolgozatban a sorfejtéses inverzió módszerével a gerjesztettpotenciál- (GP-) adatok feldolgozására mutattunk be új módszert. Folytatva az alkalmazási lehetőségeket, ebben a dolgozatban a ME Geofizikai Tanszék és a BME Általános és Felsőgeodézia Tanszék együttműködése keretében korábban kidolgozott 2D eljárás továbbfejlesztésével bemutatjuk a nehézségi erőter 3 dimenziós potenciálfüggvényének inverziós előállítását Eötvös-ingával mért adatok, nehézségi gyorsulás mérésének, függővonal-elhajlás értékeinek és digitális terepmodell adatainak együttes felhasználásával. A módszerrel nem csupán az Eötvös-inga mérési pontjaiban, hanem ezek környezetében (a mérési terület bármely pontjában) is meghatározható a teljes Eötvös-tenzor, és így megkaphatjuk az Eötvös-ingával közvetlenül nem mérhető vertikális gradiensértékeket is. Ezzel egyszerű lehetőség adódik az Eötvös-inga-mérések átszámítására különböző magasságokra, és megoldható a nehézségi erőter potenciál-szintfelületeinek analitikus meghatározása.

Dobróka, M., Völgyesi, L.: Series expansion based inversion IV. Inversion reconstruction of the gravity potential

The present study is part of a series of articles in which data processing/interpretation methods are presented which are based on series expansion inverse technique developed by the Department of Geophysics, University of Miskolc. In the first paper the Fourier transform was discussed in a new approach as an inverse problem so that the frequency spectrum was approximated by series expansion and the inversion variables were regarded as series expansion coefficients. In the second article the series expansion inverse method was applied for borehole geophysical data processing so that the petrophysical parameters – such as functions of depth – were approximated by series expansion, the series expansion coefficients were produced within the confines of the inversion method. A new method which processes induced potential (IP) data by series expansion inversion method was presented in the third paper. Now as a continuation we developed the former 2D solution which was elaborated by cooperation between the Department of Geophysics, MU and the Department of Geodesy and Surveying, BUTE, and an inversion reconstruction of 3D gravity potential is presented in this paper which is based not only on the torsion balance and gravity measurements, but also on the deflections of the vertical and digital terrain model data. Applying this method the elements of the full Eötvös tensor including the vertical gradients which are not directly measurable by torsion balance can be determined not only in the torsion balance stations, but anywhere in the surroundings of these points. This gives a simple possibility to transform the torsion balance measurements to different heights and the analytical determination of the equipotential surfaces of the gravity field.

Beérkezett: 2010. november 11.; *elfogadva:* 2010. november 15.

Bevezetés

Magyarországon a múlt században közel 60000 mérést végeztek Eötvös-ingával elsősorban ásványi nyersanyagok kutatása céljából. Napjainkban erre a célra már lényegesen hatékonyabb kutatási módszereket alkalmaznak, ezért az Eötvös-ingával végzett mérések geofizikai hasznosítása helyett a geodéziai hasznosítás került előtérbe.

A geofizikai alkalmazások céljára korábban csak a W_{zx} és a W_{zy} horizontális gradienseket dolgozták fel, a W_{Δ} és W_{xy} görbületi adatok eddig feldolgozatlanok maradtak. A geodéziában viszont éppen a görbületi gradiensek alapján számíthatók függővonal-elhajlások, amelyeknek többek között a geoid finomszerkezetének meghatározása szempontjából van nagy jelentősége (Völgyesi 1993, 1995, 2001, 2005).

Az Eötvös-ingával végzett mérések geodéziai célú felhasználási lehetőségei a legutóbbi időkben tovább bővültek (Völgyesi et al. 2005). A W_{zx} és a W_{zy} horizontális gradiensek felhasználásával a nehézségi erőter, illetve a gravitációs anomáliák határozhatók meg interpolációval (Völgyesi et al. 2004, 2007), a W_{zx} és a W_{zy} horizontális gradiensek és a W_{Δ} és W_{xy} görbüeti adatok együttes felhasználásával pedig a vertikális gradiensek állíthatók elő az Eötvös-ingával végzett mérési pontokban (Haalck 1950, Tóth et al. 2004, 2005, Tóth 2007).

Valamennyi probléma megoldása szempontjából nagy jelentősége van a potenciálfüggvény előállításának. Amennyiben meg tudjuk határozni a nehézségi erőter potenciálfüggvényét, ebből megfelelő irányú első deriváltakkal elő tudjuk állítani az erőter vektorának összetevőit, a második deriváltak pedig az Eötvös-tenzor elemeit adják. Az általunk korábban kidolgozott 2D eljárással megoldottuk a W_{Δ} és a W_{xy} Eötvös-inga-mérések alapján a nehézségi erőter potenciálfüggvényének és a potenciálfüggvény valamennyi fontos deriváltjának inverziós előállítását (Dobróka, Völgyesi 2005, 2008). Az alábbiakban a 2D eljárás továbbfejlesztésével a nehézségi erőter 3D potenciálfüggvényének inverziós rekonstrukciójára adunk megoldást. A 3D inverziós algoritmus ellenőrzésére a Szabadszállás–Kiskőrös környéki, közel 750 km² kiterjedésű területen végeztük kísérleti számításokat. A javasolt módszerrel lehetőség nyílik az eddig alkalmazott interpolációs módszerek pontosságát felülmúló számítások elvégzésére és a korábban alkalmazott eljárások során felmerülő bizonyos problémák áthidalására. Ezzel kapcsolatos kutatásainkban több részletkérdés még tisztázásra szorul, azonban a módszer bizonyítottan jól működik.

Az inverziós algoritmus

Írjuk fel a nehézségi erőter potenciálfüggvényét valamely bázisfüggvényrendszer szerinti sorfejtés alakjában!

$$W(x, y, z) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i(x) \Psi_j(y) \Psi_k(z), \quad (1)$$

ahol $l = i + (j - 1)N_y + (k - 1)N_x N_y$.

Bázisfüggvényekként pl. hatványfüggvényeket alkalmazhatunk. Az 1 index a konstans tagot jelöli, és mivel a potenciál konstans erejéig egyértelmű, ezért az $i = j = k = 1$ eset kizárható.

Az (1) potenciál második deriváltjaiként egyszerűen előállíthatjuk az Eötvös-ingával mérhető görbüeti adatok (W_{Δ} , W_{xy}), illetve a horizontális gradiensek (W_{zx} , W_{zy}) elméleti értékeit:

$$W_{xy}^{\text{számított}} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i'(x) \Psi_j'(y) \Psi_k(z), \quad (2a)$$

$$W_{\Delta}^{\text{számított}} = W_{yy} - W_{xx} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \{ \Psi_j''(y) \Psi_i(x) - \Psi_j''(y) \Psi_i''(x) \} \Psi_k(z), \quad (2b)$$

$$W_{zx}^{\text{számított}} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i'(x) \Psi_j(y) \Psi_k'(z), \quad (2c)$$

$$W_{zy}^{\text{számított}} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i(x) \Psi_j'(y) \Psi_k'(z), \quad (2d)$$

ahol a $\Psi'(x)$, ill. $\Psi''(x)$ típusú mennyiségekben a vessző a zárójelben levő koordináta szerinti első, ill. második deriváltat jelenti. Vezessük be a q -ik (x_q, y_q, z_q) mérési pontban az alábbi jelöléseket!

$$\begin{aligned} S_{ql} &= \Psi_i'(x_q) \Psi_j'(y_q) \Psi_k'(z_q), \\ Q_{ql} &= \{ \Psi_j''(y_q) \Psi_i(x_q) - \Psi_j''(y_q) \Psi_i''(x_q) \} \Psi_k(z_q), \\ D_{ql} &= \Psi_i'(x_q) \Psi_j(y_q) \Psi_k'(z_q), \\ F_{ql} &= \Psi_j'(y_q) \Psi_i(x_q) \Psi_k'(z_q), \end{aligned}$$

amelyekkel a (2) Eötvös-ingával kapott adatok a q -ik pontban:

$$\begin{aligned} W_{xy}^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l S_{ql}, \\ W_{\Delta}^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l Q_{ql}, \\ W_{zx}^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l D_{ql}, \\ W_{zy}^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l F_{ql}, \end{aligned}$$

ahol $M = N_x N_y N_z - 1$ a sorfejtési együtthatók száma, $S_{ql}, Q_{ql}, D_{ql}, F_{ql}$ pedig ismertek.

Az inverziós eljáráshoz szükséges első deriváltak így írhatók:

$$\begin{aligned} W_z &= \frac{\partial W}{\partial z} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i(x) \Psi_j(y) \Psi_k'(z), \\ W_x &= \frac{\partial W}{\partial x} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i'(x) \Psi_j(y) \Psi_k(z), \\ W_y &= \frac{\partial W}{\partial y} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i(x) \Psi_j'(y) \Psi_k(z), \end{aligned}$$

és szükség van a

$$W_{zz} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} B_l \Psi_i(x) \Psi_j(y) \Psi_k''(z)$$

második deriváltra is. Alkalmazzuk a q -ik (x_q, y_q, z_q) mérési pontban az alábbi jelöléseket!

$$\begin{aligned} A_{ql} &= \Psi_i(x_q) \Psi_j(y_q) \Psi_k'(z_q), \\ C_{ql} &= \Psi_i'(x_q) \Psi_j(y_q) \Psi_k(z_q), \\ H_{ql} &= \Psi_i(x_q) \Psi_j'(y_q) \Psi_k(z_q), \\ R_{ql} &= \Psi_i(x_q) \Psi_j(y_q) \Psi_k''(z_q). \end{aligned}$$

Ezek szintén kiszámítható és mátrixba foglalható elemek, amelyekkel a számított első derivált adatok a q -ik pontban:

$$\begin{aligned} W_z^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l A_{ql}, \\ W_x^{(q)\text{ számított}} &= \sum_{l=1}^M B_l C_{ql}, \end{aligned}$$

$$W_y^{(q)\text{számított}} = \sum_{l=1}^M B_l H_{ql},$$

$$W_{zz}^{(q)\text{számított}} = \sum_{l=1}^M B_l R_{ql},$$

ahol $M = N_x N_y N_z - 1$ a sorfejtési együtthatók száma, $A_{ql}, C_{ql}, H_{ql}, R_{ql}$ pedig ismertek.

A mért és a számított értékekből alkotott eltérésvektorok elemei a második deriváltra vonatkozó adatokra:

$$e_q^{(1)} = W_{xy}^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l S_{ql},$$

$$e_q^{(2)} = W_{\Delta}^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l Q_{ql},$$

$$e_q^{(3)} = W_{zx}^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l D_{ql},$$

$$e_q^{(4)} = W_{zy}^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l F_{ql},$$

az első derivált adatokra pedig:

$$e_q^{(5)} = W_z^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l A_{ql},$$

$$e_q^{(6)} = W_x^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l C_{ql},$$

$$e_q^{(7)} = W_y^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l H_{ql},$$

$$e_q^{(8)} = W_{zz}^{(q)\text{mért}} - \sum_{l=1}^M B_l R_{ql},$$

ahol $W_z^{(q)\text{mért}}$ a nehézségi gyorsulás graviméterrel mérhető értéke és $W_x^{(q)\text{mért}}$ és $W_y^{(q)\text{mért}}$ pedig csillagászati függővonal-elhajlásokból számítható értékek. (Az első deriváltak a függővonal-elhajlásból: $W_x = -g\xi + U_x$ és $W_y = -g\eta + U_y$, ahol U az ellipszoidi normáltér ismert potenciálfüggvénye, g az átlagos nehézségi gyorsulás, ξ és η pedig a függővonal-elhajlási összetevők.)

A minimalizálandó függvény legyen az eltérésvektor L_2 normája!

$$E = \sum_{s=1}^8 \sum_{q=1}^{N_s} (e_q^{(s)})^2, \quad (3)$$

ahol N_s az s -ik típusú adatok száma. Vektoros írásmódot alkalmazva vezessük be a

$$\mathbf{d}^{\text{mért}} = \{W_{xy}^{(1)}, \dots, W_{xy}^{(N_1)}, W_{\Delta}^{(1)}, \dots, W_{\Delta}^{(N_2)}, W_{zx}^{(1)}, \dots, W_{zx}^{(N_3)}, \dots, W_y^{(1)}, \dots, W_y^{(N_7)}, W_{zz}^{(1)}, \dots, W_{zz}^{(N_8)}\}$$

jelölést! Az $S_{ql}, Q_{ql}, D_{ql}, F_{ql}$, valamint az $A_{ql}, C_{ql}, H_{ql}, R_{ql}$ értékeket egyetlen (az ún. Jakobi-együttható-mátrixba) foglalva:

$$G_{qj} = \begin{cases} S_{qj} & q \leq N_1 \\ \vdots & \\ R_{qj} & \sum_{s=1}^7 N_s < q \leq \sum_{s=1}^8 N_s \end{cases}.$$

A mért és a számított értékek eltérése:

$$\mathbf{e} = \mathbf{d}^{\text{mért}} - \mathcal{G}\mathbf{B},$$

és ezzel a (3) összefüggés szerint:

$$E = (\mathbf{e}, \mathbf{e}) = \sum_{q=1}^N e_q^2, \quad \text{ahol } N = \sum_{s=1}^8 N_s.$$

Az így definiált inverz feladat megoldását a

$$\partial E / \partial B_l = 0, \quad l = 1, \dots, M$$

feltételrendszer alapján felállított

$$\mathcal{G}^T \mathcal{G} \mathbf{B} = \mathcal{G}^T \mathbf{d}^{\text{mért}}$$

egyenletrendszerből kapjuk:

$$\mathbf{B} = (\mathcal{G}^T \mathcal{G})^{-1} \mathcal{G}^T \mathbf{d}.$$

Az inverz probléma lineáris, megoldásával a sorfejtési együtthatók \mathbf{B} vektora meghatározható. A \mathbf{B} vektor elemeinek ismeretében a teljes Eötvös-tenzor (beleértve az Eötvös-ingával közvetlenül nem mérhető vertikális gradiens értékeket is), ezenkívül pedig a függővonal-elhajlás számításához szükséges W_x, W_y mennyiségek, továbbá a nehézségi gyorsulás értékek is egzaktul számíthatók nemcsak a mérési pontokban, hanem a teljes mérési területen.

Kísérleti számítások

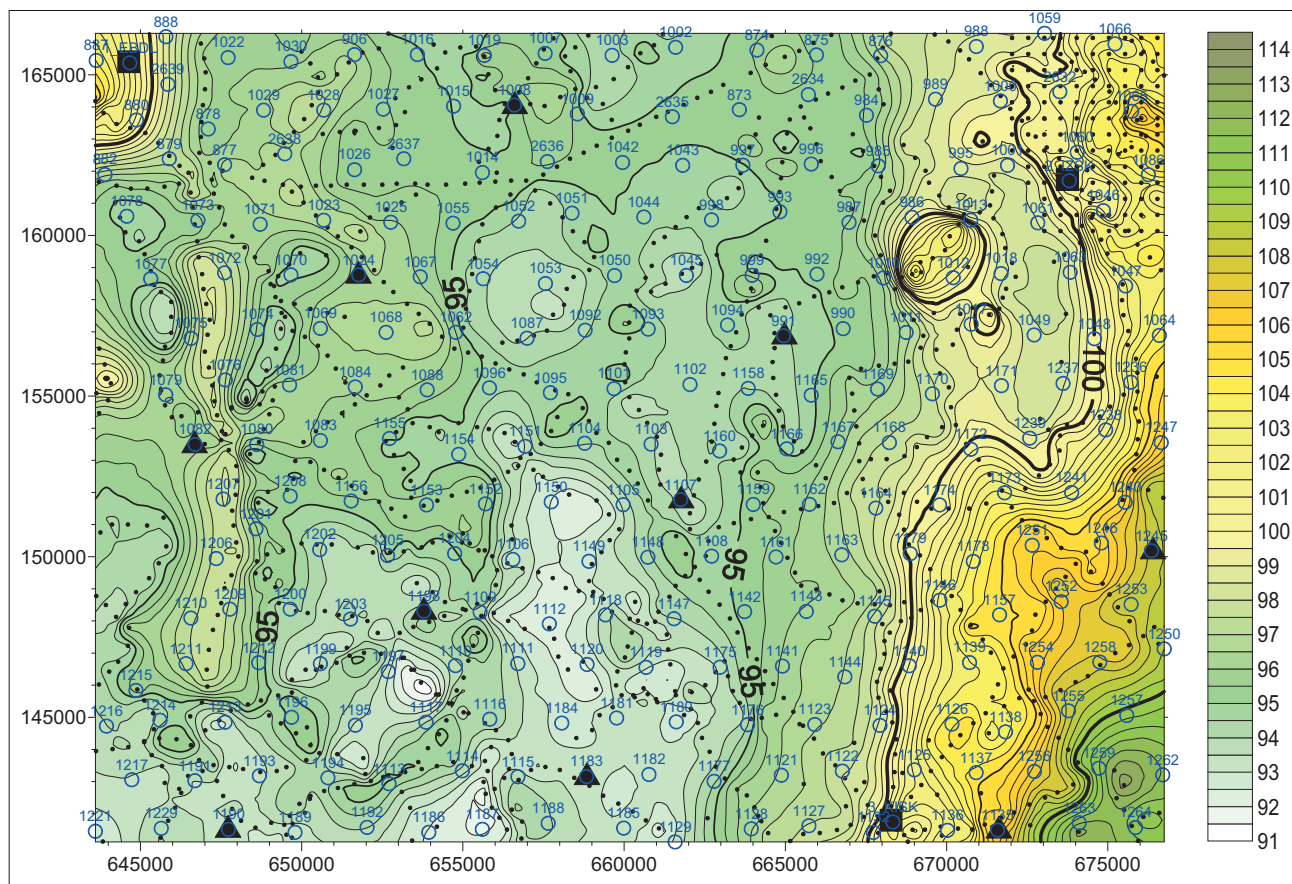
A módszer alkalmazhatóságának vizsgálatára az 1. ábrán látható Szabadszállás–Kiskörös környéki területen végeztünk kísérleti számításokat, ahol 248 Eötvös-ingával végzett és 1197 graviméteres mérés eredményei álltak rendelkezésre.

A teszterületen három asztrogeodéziai és további tíz asztrogravimetriai pont is található, ahol ismertek a GRS80 rendszerre vonatkozó ξ, η függővonal-elhajlás-értékek. Az ábrán a pontok a graviméteres mérések, a körök az ingamérések helyszínét, a fekete négyzetek az asztrogeodéziai, a háromszögek pedig az asztrogravimetriai pontokat jelölik. A kereten az EOVS koordináták láthatók méterben. A területen mind a topográfiai viszonyok, mind a Eötvös-ingával végzett mérések sűrűsége, valamint az asztrogeodéziai állomások átlagos magyarországi állapotot tükröznek.

A 2. és 3. ábrán a W_{Δ} , a 4. és 5. ábrán a W_{xy} görbületi gradiensek, a 6. és 7. ábrán a W_{zx} , a 8. és 9. ábrán pedig a W_{zy} horizontális gradiensek izovonalas térképe látható. A 2., 4., 6. és 8. ábrán a 248 Eötvös-ingával végzett mérés alapján megszerkesztett kép, a 3., 5., 7. és 9. ábrán pedig az inverziós eljárással előállított kép látható. Az ábrákon az izovonalak lépésköze 5 E. (1 E = 1 Eötvös-egység = 10^{-9} s^{-2}). Az ábrákat úgy csoportosítottuk, hogy az Eötvös-ingával mért eredeti és az ellenőrzés céljából inverziós rekonstrukcióval előállított képek egymás mellett közvetlenül összehasonlíthatók legyenek.

A $W_{\Delta}, W_{xy}, W_{zx}$ és a W_{zy} gradiensek 2., 4., 6. és 8. ábrán látható meglehetősen változatos képe azt vetítette előre, hogy esetünkben a potenciáltér sorfejtéses leírása csak viszonylag magas fokszámú polinomokkal válik lehetővé.

Az inverziós feladat megoldása során meghatároztuk mindazon sorfejtési együtthatókat, amelyek segítségével a teljes teszterületre előállítható mind a nehézségi erőter potenciálfüggvénye, mind a potenciálfüggvény valamennyi első és második deriváltja. Összehasonlítva például a 2. és 3., illetve a 4. és 5. ábrákon az Eötvös-ingával mért, valamint az együttes inverzióval előállított W_{Δ} és W_{xy} görbületi

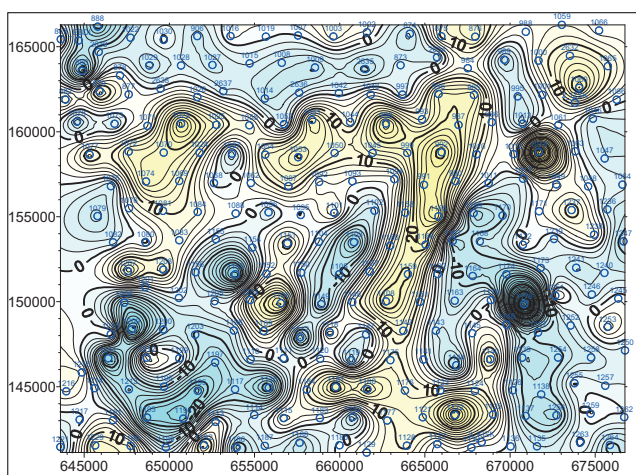


1. ábra | Graviméteres és Eötvös-inga-mérési helyek, valamint az asztrogeodéziai és az asztrogravimetriai pontok a teszt terület topográfiai térképén. A kereten az EOY koordináták, jobb oldalon a magasságok láthatók méterben

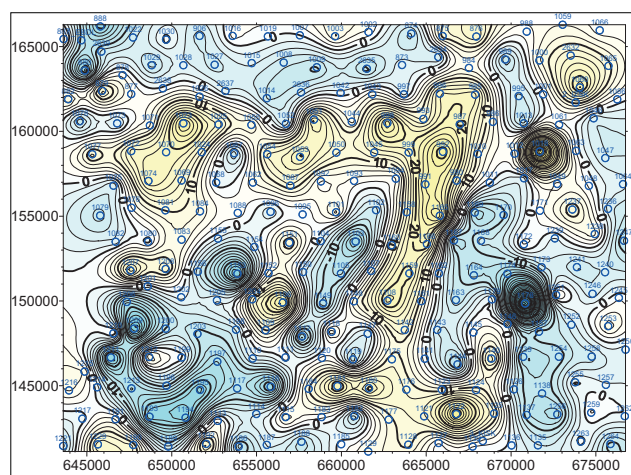
Figure 1 | Locations of the gravity and torsion balance stations, besides the astrogeodetic and astrogravimetric points on the topographic map of the test area. Coordinates are in meters in the Hungarian Unified National Projections (EOY) system

gradiensek képét, az egyezés igen jónak mondható, de ugyanez a jó egyezés tapasztalható a W_x és a W_y horizontális gradiensek esetében is a 6. és 7., illetve a 8. és 9. ábrákon.

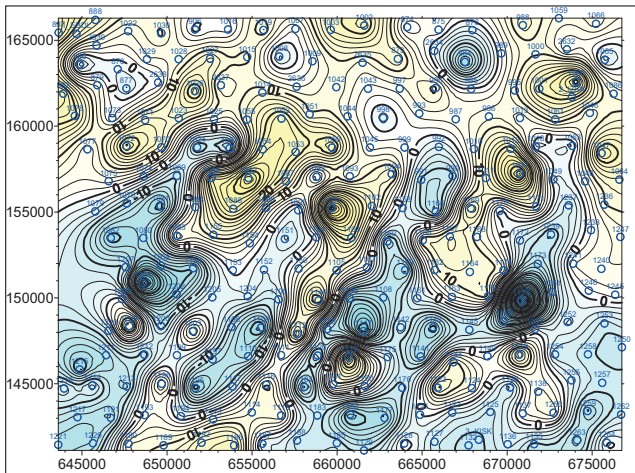
Tapasztalataink szerint a számításainkban alkalmazott Legendre-polinomok fokszámának meghatározásakor körültekintően kell eljárunk, mert a fokszám növelésével kezdetben lassan, majd egyre gyorsabban csökken a meg-



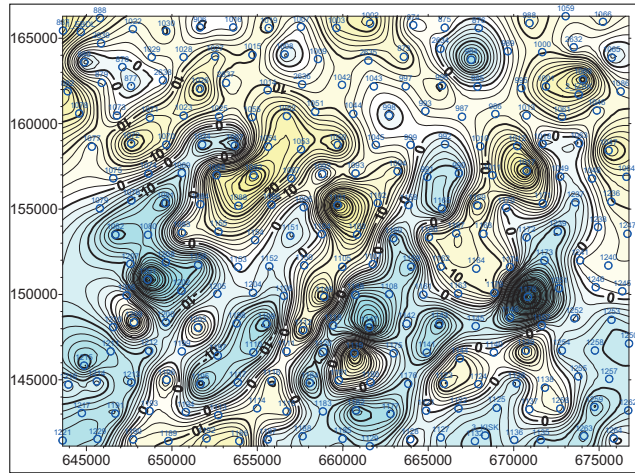
2. ábra | Eötvös-ingával mért W_A területi eloszlása
Figure 2 | Isoline map of W_A measured by torsion balance



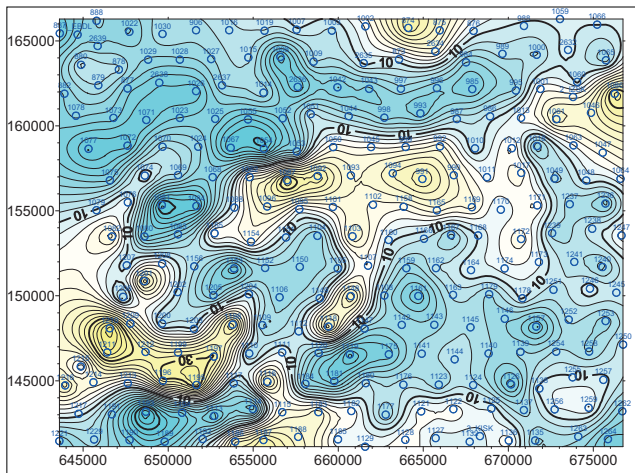
3. ábra | Az inverzióval előállított W_A területi eloszlása
Figure 3 | Isoline map of W_A from joint inversion



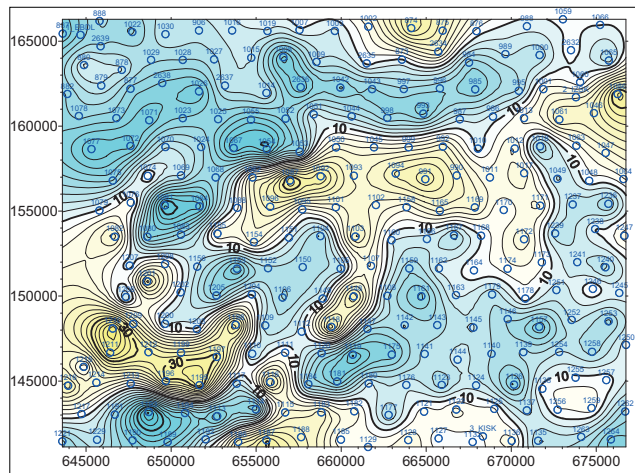
4. ábra | Eötvös-ingával mért W_y területi eloszlása
Figure 4 | Isoline map of W_y measured by torsion balance



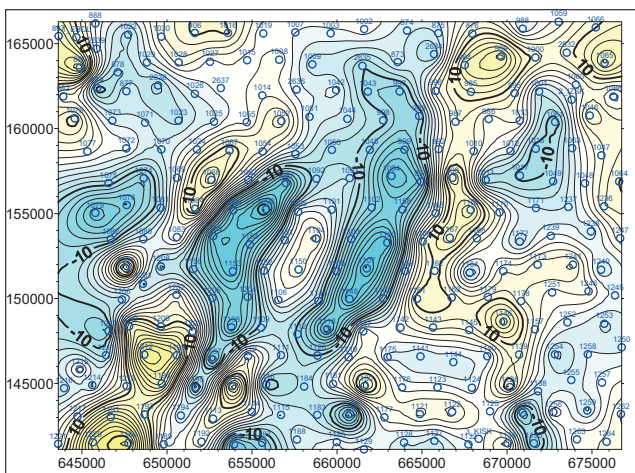
5. ábra | Az inverzióval előállított W_y területi eloszlása
Figure 5 | Isoline map of W_y from joint inversion



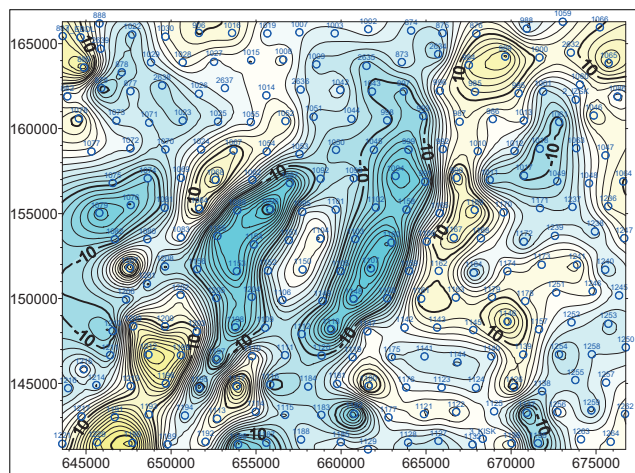
6. ábra | Eötvös-ingával mért W_x területi eloszlása
Figure 6 | Isoline map of W_x measured by torsion balance



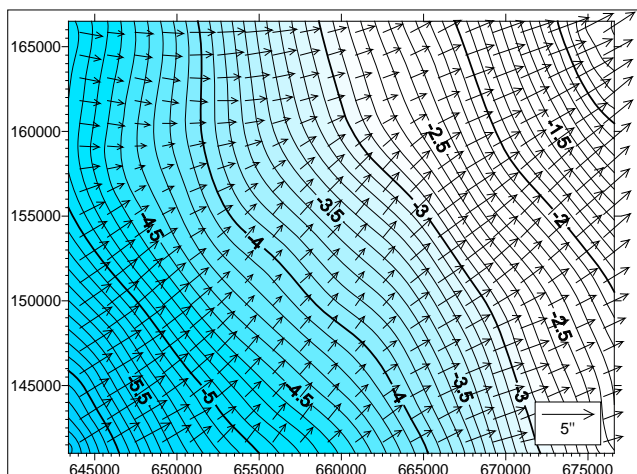
7. ábra | Az inverzióval előállított W_x területi eloszlása
Figure 7 | Isoline map of W_x from joint inversion



8. ábra | Eötvös-ingával mért W_z területi eloszlása
Figure 8 | Isoline map of W_z measured by torsion balance



9. ábra | Az inverzióval előállított W_z területi eloszlása
Figure 9 | Isoline map of W_z from joint inversion

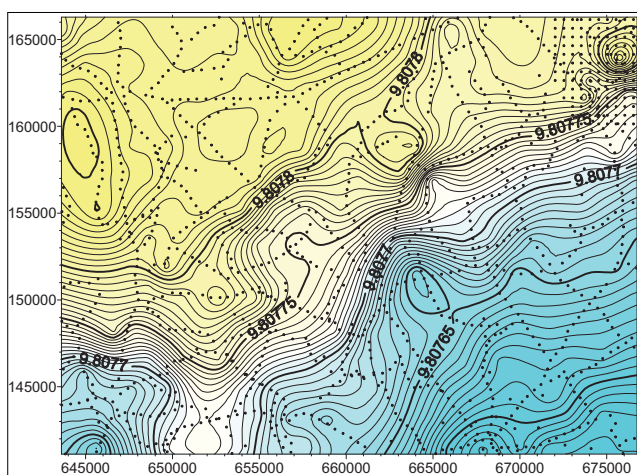


10. ábra | Az együttes inverzióval előállított potenciáltér (az izovonalak lépésköze $0,1 \text{ m}^2/\text{s}^2$) és a függővonal-elhajlások vektorábrája
Figure 10 | Computed potential field W from the joint inversion (isoline interval is $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$) and the vector field of the deflections of the vertical

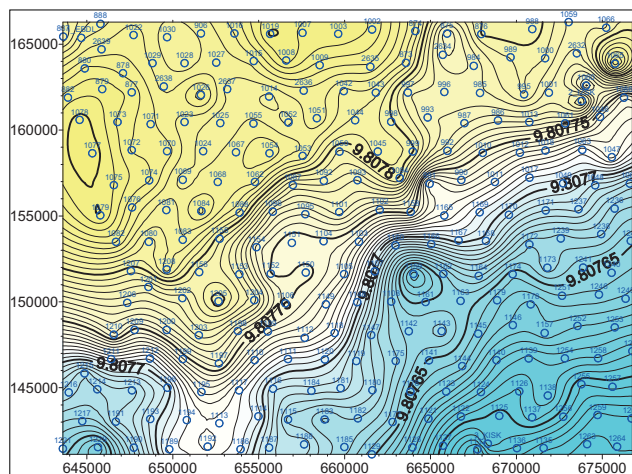
oldandó normálegyenletek együtthatómátrixának kondicionáltsága, a foksám csökkentésével viszont romlik a felbontóképesség. Vizsgálataink szerint a $P = 18\text{--}24$ közötti érték általában jó kompromisszumnak látszik a felbontóképesség és a normálegyenletek kondicionáltsága vonatkozásában – számításaink során a $P = 19$ foksámig terjedő Legendrepolinomokat alkalmaztuk.

A sorfejtési együtthatók ismeretében lehetőség van a nehézségi erőter potenciálfüggvényének, valamint a potenciálfüggvény első deriváltjainak meghatározására is. A 10. ábrán egy additív állandó erejéig együttes inverzióval meghatározott potenciálmező látható. Az ábrán az izovonalak lépésköze $0,1 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

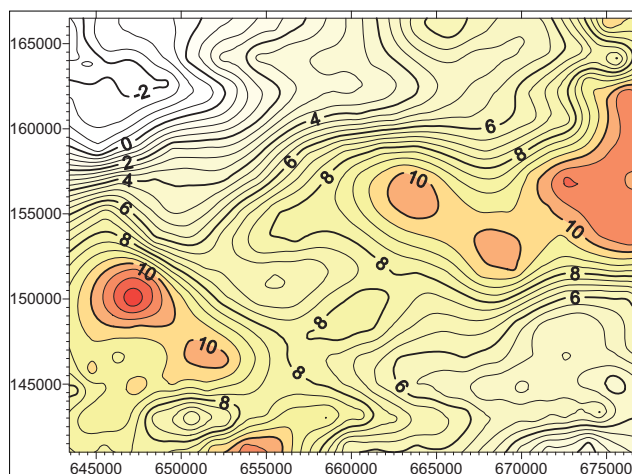
A 11., 12., 13. és 14. ábrák a potenciáltér első deriváltjainak izovonalas térképeit mutatják be. Az izovonalas lépésköz $0,5 \text{ mGal}$ ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$). A potenciáltér izovonalas



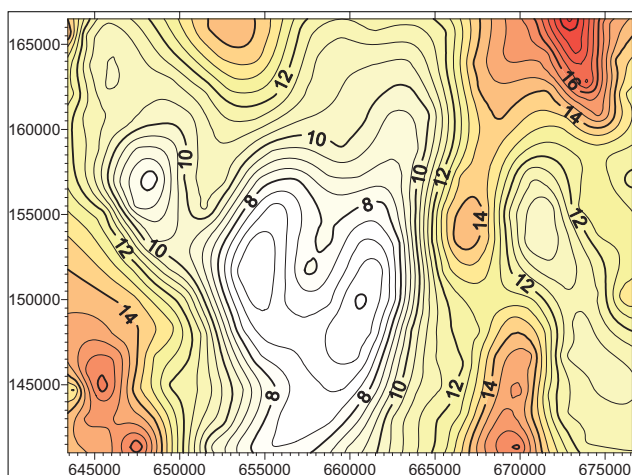
11. ábra | Graviméterrel mért $g (W_z)$ területi eloszlása
Figure 11 | Gravity $g (W_z)$ measured by gravimeters



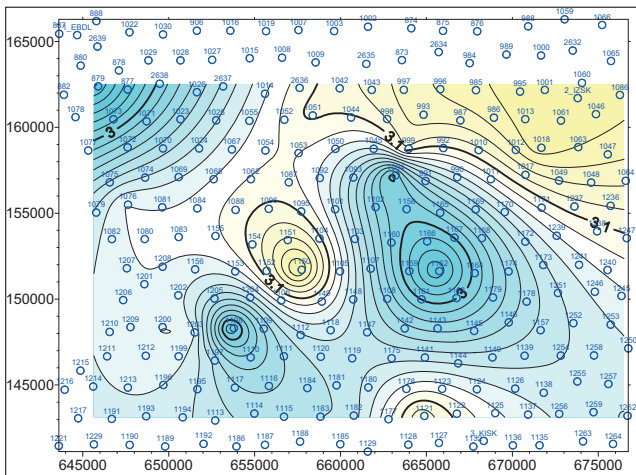
12. ábra | Az inverzióval előállított $g (W_z)$ területi eloszlása
Figure 12 | Isoline map of gravity W_z from joint inversion



13. ábra | Az inverzióval előállított W_x területi eloszlása
Figure 13 | Computed W_x from the joint inversion



14. ábra | Az inverzióval előállított W_z területi eloszlása
Figure 14 | Computed W_z from the joint inversion



15. ábra Az inverzióval előállított W_{zz} vertikális gradiensek
 Figure 15 Computed vertical gradients W_{zz} from the joint inversion

térképe, mely a 10. ábrán látható, 1197 gravitációs mérésen alapszik. A geodézia számára igen fontos függővonal-elhajlások számításához a W_x és W_y mennyiségek ismerete szükséges, ugyanis a ξ és az η értékek a

$$\xi = W_x/g$$

és az

$$\eta = W_y/g$$

összefüggések alapján számíthatók. Ezeknek a W_x és W_y első deriváltaknak a területi eloszlását láthatjuk a 13. és 14. ábrán.

Mindemellett a 10. ábrán egyúttal a függővonal-elhajlások vektorait is bemutatjuk az együttes inverziós megoldásból, ahol a vektorok hosszát a $\theta = [\xi^2 + \eta^2]^{1/2}$ összefüggés alapján számítottuk.

Végül, amint jeleztük, az inverziós eljárással lehetőség nyílik az Eötvös-ingával közvetlenül nem mérhető W_{zz} vertikális gradiensek meghatározására is. A teszterületünkre vonatkozó vertikális gradiensek területi eloszlása a 15. ábrán látható. Az így meghatározott vertikális gradiensek ellenőrzésére eddig nem volt lehetőségünk, ebből a célból néhány ellenőrző pontban vertikális gradiens méréseket tervezünk.

Összefoglalás

Az általunk korábban kidolgozott 2D eljárás továbbfejlesztésével megoldottuk a nehézségi erőter 3 dimenziós potenciálfüggvényének inverziós előállítását. A bemutatott módszer a potenciálfüggvény nagyszámú Eötvös-inga- és graviméteres mérés, valamint digitális terepmodelladatok és néhány függővonal-elhajlás-adat együttes inverziójának felhasználásával történő meghatározására nyújt lehetőséget. Az így rekonstruált potenciálfüggvényből számos gyakor-

lati fontosságú mennyiséget (pl. vertikális gradienseket, függővonal-elhajlásokat) származtathatunk le a vizsgálati terület bármely pontjában. Az eljárás előnye, hogy mindezt egy jelentősen túlhatározott inverz probléma megoldásával tehetjük.

Köszönetnyilvánítás

Kutatásaink a K60657, K76231 és T-037929 OTKA támogatásával folynak. A szerzők köszönetet mondanak a Magyar Tudományos Akadémiának az MTA–ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport, (3515 Miskolc-Egyetemváros) és a MTA–BME Felsőgeodézia és Geodinamikai Kutatócsoport (H-1521 Budapest) támogatásáért.

Hivatkozások

Dobróka M., Völgyesi L., (2005): A nehézségi erőter potenciálfüggvényének inverziós rekonstrukciója Eötvös-inga adatok alapján. Geomatikai Közlemények VIII, 223–230

Dobróka M., Völgyesi L., (2008): Inversion reconstruction of gravity potential based on gravity gradients. Mathematical Geosciences 40/3, 299–311

Haalck H., (1950): Die vollständige Berechnung örtlicher gravimetrischer Störefelder aus Drehwaagemessungen. Veröffentlichungen des Geodätischen Institutes Potsdam, Nr. 4, Potsdam

Tóth Gy., Völgyesi L., Csapó G., (2004): Determination of vertical gradients from torsion balance measurements. IAG International Symposium, Gravity, Geoid and Space Missions. Porto, Portugal August 30 – September 3, 2004

Tóth Gy., Völgyesi L., Csapó G., (2005): Determination of vertical gradients from torsion balance measurements. IAG Symposia Vol. 129, Gravity, Geoid and Space Missions, Jekeli C., Bastos L., Fernandes J. (Eds.), Springer, 292–297

Tóth Gy., (2007): Vertikális gravitációs gradiens meghatározás Eötvös-inga mérések hálózatában. Geomatikai Közlemények X, 29–36

Völgyesi L., (1993): Interpolation of deflection of the vertical based on gravity gradients. Periodica Polytechnica Civ. Eng. 37/2, 137–166

Völgyesi L., (1995): Test interpolation of deflection of the vertical in Hungary based on gravity gradients. Periodica Polytechnica Civ. Eng. 39/1, 37–75

Völgyesi L., (2001): Local geoid determinations based on gravity gradients. Acta Geodaetica et Geophysica Hung. 36/2, 153–162

Völgyesi L., Tóth Gy., Csapó G., (2004): Determination of gravity anomalies from torsion balance measurements. Gravity, Geoid and Space Missions GGSM 2004. IAG International Symposium Porto, Portugal. Jekeli C., Bastos L., Fernandes J. (Eds.) Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York; Series: IAG Symposia 129, 292–297

Völgyesi L., Tóth Gy., Csapó G., Szabó Z., (2005): Az Eötvös-ingamérések geodéziai célú hasznosításának helyzete Magyarországon. Geodézia és Kartográfia 57/5, 3–12

Völgyesi L., (2005): Deflections of the vertical and geoid heights from gravity gradients. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica 40/2, 147–159

Völgyesi L., Tóth Gy., Csapó G., (2007): Determination of gravity field from horizontal gradients of gravity. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica 42/1, 107–117

A mély medencék izosztatikus hatása

KISS JÁNOS[@]

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz utca 17–23.

[@]E-mail: kiss@elgi.hu

Közép-Európa Moho-térképét a Kárpát-medence és környező hegységek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) között meglévő kéregvastagság-különbségek határozzák meg. Ez elsősorban a hegységek alatt megjelenő izosztatikus gyökérszónáknak köszönhető. Az izosztatikus korrekcióval a gyökérszónák által okozott regionális gravitációs hatásoktól akartunk megszabadulni, amelyek benyúlnak a Kárpát-medencébe – ezt mutatta be az izosztáziával foglalkozó első cikk (Kiss 2010). Az Alföld mély üledékes medencéi felett tapasztalható nagy Bouguer-értékek okát kerestük, és próbáltuk azokat kiszűrni az izosztázia segítségével. A munkánk eredményeképpen két megállapítást tehetünk. *Egyrészt:* az izosztatikus korrekció ellenére a regionális gravitációs hatásoktól nem sikerült teljesen megszabadulni (feltételezhetően geodinamikai okok vagy a fizikai paraméterek pontatlansága miatt). *Másrészt:* az Alföld területén a gravitációs alapszintet nem sikerült jelentősen csökkenteni. Itt a Moho szintje és a felszíni domborzat között nincs korreláció (mivel a magasságváltozás minimális – viszont ismert köpenyfelboltozódások vannak), azaz a medencealjzat felszíne és a Bouguer-anomália menete között továbbra is ellentmondás van. Az óceáni árkok izosztatikus hatása régóta ismert, de mi a helyzet az Alföld több kilométer mély medencéivel, hiszen azoknak is lehet izosztatikus hatásuk? Ebben a cikkben a mély medencék lehetséges izosztatikus hatását vizsgáljuk. Célunk az izosztatikus hatásoktól mentes gravitációs anomáliatérkép, az izosztatikus anomáliatérkép előállítás.

Kiss, J.: Isostatic effect of deep sedimentary basins

The different depths of the Moho in Central-Europe is determined by different crust thicknesses of the Carpathian Basin and its surrounding mountains (Alps, Carpathians and Dinarides) which are connected, first of all, to the isostatic roots of the mountain regions. Using the isostatic correction we tried to compensate the gravity effects of those roots – as it was published in a previous paper (Kiss 2010). We looked for the reason of high Bouguer values above the deep sedimentary basins of the Great Hungarian Plain and we have tried to eliminate that regional effect by isostatic correction. Our experiences showed as follows. *On the one hand*, some regional gravity anomalies were left also after isostatic corrections (presumably because of geodynamic processes or inaccuracies of used physical parameters). *On the other hand*, the high level of gravity values at the Great Hungarian Plain could not be significantly decreased. The topography has no correlation with the depth of the Moho at the plain but there are some well-known mantle diapirs there. Thereupon the Bouguer gravity anomaly map still contradict to known depths of the basement in the area. A formula to calculate the isostatic effect of oceanic crust – the effect of antiroots – is known for a long while, but what about the isostatic effect of deep sedimentary basins of continental crust? In this paper we are going to study that question. Our purpose is to realize a full isostatic correction and get gravity maps without any isostatic effects.

Beérkezett: 2010. október 7.; *elfogadva:* 2010. november 9.

Bevezetés

Egy előző cikkben (Kiss 2010) az izosztatikus korrekció segítségével a regionális hatásoktól akartunk megszabadulni. A környező magas hegységek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) mély gyökérszónái jelentős negatív gravitációs anomáliát okoznak, és ez a hatás Magyarország területére is benyúlik. Az elvégzett izosztatikus korrekció kizárólag a felszíni domborzat alapján valószínűsíthető (és számítható) Moho-hullámzást kompenzálta. Ez azonban nem volt elegendő, mert nagy negatív anomáliák maradtak a hegyvidéken ÉK-en – a Keleti-Kárpátok vonulata mentén, a Kelet-Európai Táblával való találkozásnál és a D-i Kárpátok mentén – a Moesia Táblával való találkozásnál. Ezek eredete nem egyértelmű, talán a kéreg mozgásával van kapcsolatban, amint azt a korábbi cikkünkben feltételeztük.

Az európai léptékű hatások esetében a hibás paramétrezés is okozhatja a megmaradó jelentős gravitációs anomáliákat, ám ennek főleg a hegységek környezetében kellene megjelennie szisztematikus hibaként, azaz mindenhol. A pontról pontra jelentkező változások a lokális földtani felépítéssel függenek össze, s ezt nem tudjuk (nem is akarjuk!) kompenzálni.

Az izosztatikus egyensúly irányába mutató változások sokkal hosszabb idejűek, mint a kéreglemezek dinamikai mozgása. A „gyors” kéregmozgások velejárája ugyan a tömegkiegyenlítődes hosszán elnyúló folyamata, de a kétféle földtani folyamat eltérő sebességgel zajlik. Példaként bemutatjuk a Földben zajló különböző mozgások eltérő idődimenzióját (*1. táblázat*) egy EGU konferencián elhangzott előadás adatai alapján.

Szeizmikus hullámterjedés időtartalma pl. a földrengés-hullámok terjedési sebességét, annak időtartalmát jelzi.

1. táblázat | Földben lezajló különböző mozgások időtartalmai (Thatcher és Pollitz 2010)

A mozgás típusa	A mozgás időtartalma (év)
Szeizmikus hullámterjedés	$\sim 10^{-4}$
Szeizmikus deformációkiegyenlítődé	$10^1 - 10^4$
Glaciális izosztatikus kiegyenlítődé	$10^4 - 10^5$
Izosztatikus kiegyenlítődé	$10^6 - 10^7$

A szeizmikus deformációk kiegyenlítődése a feszültség-kiegyenlítés hatására bekövetkező kéregmozgások sebességét, míg az izosztatikus kiegyenlítődések időtartalma a nagy viszkozitású anyag lassú, képlékeny alakváltozásának idejét mutatja.

Mély medencék és az izosztázia

A vizsgálódásaink következményeként rá kellett döbbsen, hogy a hegységek izosztatikus hatásán kívül más hatással is számolni kell, amikor a regionális anomáliákat¹⁾ el akarjuk távolítani a Bouguer-anomáliatérképből.

Az Alföld viszonylag magas Bouguer-anomáliaértékeit csökkentettük a gyökérszónák hatásának kiszűrésével, de az Alföld sima rónasága, csak a magassági adatokból kiindulva, komolyabb izosztatikus eredetű változást nem okozhat.

Nem kellene azonban valamilyen mértékben figyelembe venni a nagy, 5 km-es mélységet is meghaladó, laza üledékekkel feltöltött medencéket, amelyek sűrűsége a kéreg átlagsűrűségétől jelentősen eltér? Hiszen az izosztatikus egyensúlynak nemcsak a magas hegységek esetében, hanem az óceáni árkoknál vagy a mély üledékes medencéknél is fenn kell állnia.

Magyarország esetében a medencemélység maximális értéke durván egy nagyságrenddel nagyobb, mint a domborzati kiemelkedések maximális értéke, így ebben a megközelítésben a medencék izosztatikus hatása jelentősebb lehet, mint a hegységeké!

Az izosztázia szakirodalmában az óceáni vékony kéreg (és mélytengeri árkok vagy negatív domborzati elemek) izosztatikus hatásának kiszámítása legalább olyan régóta ismert, mint a kontinentális kéreg (magas hegységek vagy pozitív domborzati elemek) okozta izosztatikus hatások számítása. Az Alföld több kilométer mély, laza üledékekkel feltöltött medencéje esetében is alkalmazhatóak ezek a képletek, csak megfelelően kell használni ezeket.

Az üledékes medencék izosztatikus hatása

A hegységeknél, az izosztatikus korrekció számítása során, a gyökérszónák mélységét a kéreg sűrűsége, a domborzat magassága, valamint a kéreg és a köpeny közötti sűrűségkülönbség alapján határoztuk meg.

A medencebeli, laza üledékek sűrűsége, a pórusterfogat csökkenése és a tömörödés miatt nagyon változó (1900–2670 kg/m³), az átlagos sűrűségérték 2285 kg/m³ körüli.

A hegységek (felnyúlva a légtérbe) a környezetükhöz képest 2670 kg/m³ sűrűségkontrasztal jelentkeznek. Az üledékekkel feltöltött medencék sűrűségkontrasztja átlagosan 400 kg/m³ körüli (ezek a kéregbe nyúlnak le). Persze ez nem állandó érték, hanem a felszín közeli maximális (770 kg/m³) értékétől a nagy mélységek minimális (0 kg/cm³) sűrűségkontraszt-értékéig változhatna a mélység függvényében. Ebből már látszik, hogy a mély medencék által okozott izosztatikus hatás nem lesz olyan nagy, mint a hasonló méretű hegységek izosztatikus hatása.

Az alkalmazott izosztatikus alapképletet (pl. Heiskanen és Veining Meinesz 1958) ennek megfelelően kissé módosítva, általánosabb formában kell felírni, a hegységek esetében:

$$d = d_c + [(\sigma_b - \sigma_l) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_l, \quad (1)$$

ahol d a kompenzációs mélység (*root*), d_c a kéreg átlagos vastagsága, σ_b a Bouguer-korrekciós sűrűség (2670 kg/m³), σ_l a levegő sűrűsége ($\sim 1,3$ kg/m³), σ_m a köpeny sűrűsége (3270 kg/m³), σ_c a kéreg sűrűsége (2670 kg/m³), h_l a domborzat magassága.

A képlet a korábban publikálthoz képest tulajdonképpen annyiban változott meg, hogy kiegészült egy olyan taggal (σ_l), amely a hegységek esetében elhanyagolható, mivel az azokat körülvevő levegő sűrűsége nagyon kicsi, 1 kg/m³ körüli érték.

A síkságokon, mély üledékes medencék esetében a képlet a következőképpen alakul:

$$d = d_c - [(\sigma_b - \sigma_{\bar{u}}) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_b, \quad (2)$$

ahol d a kompenzációs mélység (*antirroot*), d_c a kéreg átlagos vastagsága, σ_b a Bouguer-korrekciós sűrűség (2670 kg/m³), $\sigma_{\bar{u}}$ az üledékek sűrűsége²⁾ (?), σ_m a köpeny sűrűsége (3270 kg/m³), σ_c a kéreg sűrűsége (2670 kg/m³), h_b az ismert medencemélység.

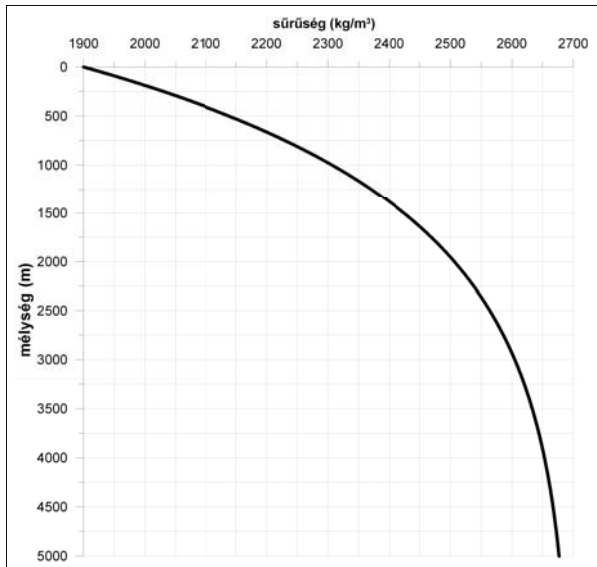
Az (1) és (2) képlet csak a második tag előjelében különbözik – a hegységek izosztatikus gyökerei (*root*) negatív Bouguer-anomáliát okoznak, a mély medencék által okozott izosztatikus kiemelkedések (*antirroot*) a kéreg–köpeny határon pozitív Bouguer-anomáliát adnak. A (2) képletben az üledékes medence sűrűségét elvileg vehetnénk állandónak (ez sok szempontból előnyös lenne), de valójában ez változó érték, amelyet célszerű kicsit részletesebben megvizsgálni.

A nem konszolidált üledékek sűrűsége

A porozitás a laza üledékek esetében a mélység növekedésével exponenciális csökken (Athy 1930), aminek következtében az üledékek sűrűsége a mélységgel exponenciálisan növekszik. Ez azt jelenti, hogy minél mélyebben vagyunk, annál kisebb a porozitás és annál nagyobb a sűrűség.

Mészáros és Zilahi-Sebess (2001) mélyfúrás-geofizikai adatok alapján megállapították, hogy a magyarországi vastag üledékek esetén a sűrűség mélységfüggése³⁾ a következőképp közelíthető:

$$\sigma = d(a - be^{-ch}), \quad (3)$$



1. ábra A sűrűség mélységfüggése Magyarországon (Mészáros és Zilahi-Sebess 2001)

Figure 1 Density–depth relationship in Hungary (Mészáros és Zilahi-Sebess 2001)

ahol a az üledékek maximális sűrűsége (országos szinten $a = 2,70$), b a felszínre extrapolálás paramétere (országos szinten $b = 0,80$), c a növekedés mértékének paramétere (országos szinten $c = 0,00071$), d konverziós koefficiens, CGS–SI átváltás ($d = 1000$), h a mélység (m), σ a h mélységre vonatkozó sűrűség (kg/m^3).

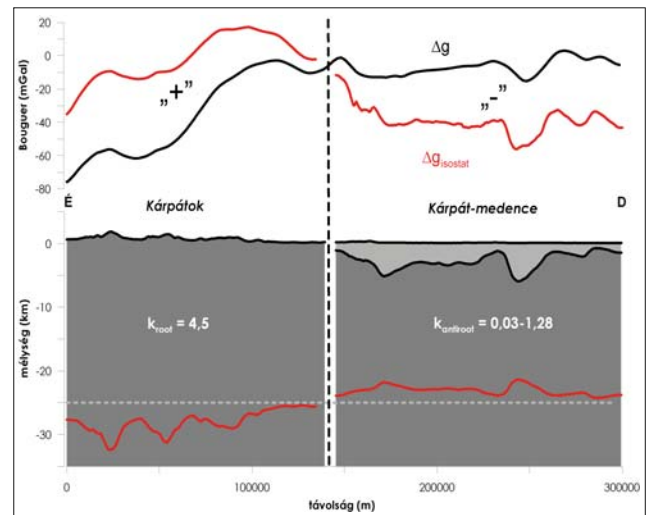
A fenti függvénnyel meghatározott sűrűséggörbét az 1. ábra mutatja. Ez a grafikon a tömörödés (pórustérfogat elvesztése, diagenézis stb.) hatására a mélységgel arányosan bekövetkező sűrűsénövekedést – az üledékek általános tömörödési trendjét Magyarországon – mutatja.

Az üledékes medence okozta köpenykiemelkedés mértékének kiszámításakor ezt az összefüggést fogjuk felhasználni.

A (3) képlet alapján a medence adott (h_b) mélységére ki tudjuk számítani a legnagyobb sűrűséget. Ennek a sűrűségnek és a felszíni sűrűségnek az átlagát képezve előállíthatjuk a medence átlagos sűrűségét, amely pontról pontra változik. Mivel azonban a sűrűség–mélység összefüggés nem lineáris, így valószínűleg alulbecsülnénk a medence sűrűségértékét. Célszerű tehát egy olyan, nem túl bonyolult képletet (4) alkalmazni, amely jobban figyelembe veszi az exponenciális mélységfüggést. Ilyen lehet például a súlyozott átlagolás. Kiszámítva minden pontra a félmélységbeli sűrűséget, majd ha a minimális, maximális és félmélységbeli sűrűségértékeket súlyozva átlagoljuk, akkor megkapjuk a keresett átlagsűrűséget.

A számítás tovább egyszerűsödik, mivel a művelet visszavezethető egy olyan függvényre, amelyben csak a minimális és maximális mélységhez tartozó sűrűség szerepel:

$$\sigma_{\bar{u}} = \frac{1}{4}(\sigma_{h_{\min}} + 2\sigma_{h_{\text{half}}} + \sigma_{h_{\max}}) = \frac{1}{4}(\sigma_{h_{\min}} + 2\sigma_{h_{\max}}), \quad (4)$$



2. ábra A hegységek és medencék hatása a kéreg–köpeny határfeületre (alul) és a kiindulási Bouguer-anomália- (fekete) és izosztatikus anomália- (piros) görbék (felül)

Figure 2 Isostatic effect of high mountains and deep basins on the depth of Moho (below) and on the value of the Bouguer anomaly (above)

ahol $\sigma_{\bar{u}}$ a medenceüledék átlagos sűrűsége, $\sigma_{h_{\min}}$ a felszíni sűrűség, $\sigma_{h_{\text{half}}}$ a félmélységbeli sűrűség, $\sigma_{h_{\max}}$ a legnagyobb mélység sűrűsége.

A sűrűség meghatározásánál feltételezzük az ideális üledékciklus meglétét: a felszíni legfiatalabb képződményektől a medencealjzatig folyamatos üledékképződést és az ennek megfelelő, folyamatosan növekvő sűrűségértékeket. Erre azért van szükség, hogy mindenhol ugyanúgy járjunk el a sűrűség és izosztatikus mélység meghatározása során. Természetesen a földtani felépítés általában nem ilyen. A sűrűség meghatározásából származó hiba csak az izosztatikus köpenykiemelkedés (*antiroot*) méretét módosítja némileg (mivel a felszín közeli, de kvarternél idősebb medenceüledékek sűrűsége nagyobb, mint amelyet kezdősűrűségként az 1. ábra alapján feltételeztünk), de a 25 km-es mélység miatt ez a hiba remélhetőleg nem adódik túl nagyra.

A kapott átlagos sűrűséggel határozzuk meg a $\{(\sigma_b - \sigma_{\bar{u}}) / (\sigma_m - \sigma_c)\}$ kifejezés értékét. Nevezzük ezt a kifejezést izosztatikus koefficiensnek, és jelöljük k -val! Az izosztatikus koefficiens 2670 kg/m^3 korrekciós sűrűségnél a medenceüledékek esetében 0,03–1,28 értékek között változik a medence mélységétől függően (a hegységek esetében ez az érték 4,5 körüli volt). Ez durván azt jelenti, hogy a sekély, néhány száz 100 m mély medencéknél kb. hasonló magasságú köpenykiemelkedés jelentkezik. A nagyon mély medencék esetében a mélységgel csökkenő sűrűségkontraszt miatt egyre kisebb lesz az üledék által okozott izosztatikus hatás. A legmélyebb, kb. 9 km-es medencéknél a köpenykiemelkedés mértéke számításaink szerint maximálisan 2,8 km körülinek adódik.

Az üledékes medencéknek tehát hatásuk van az izosztatikus kompenzációs mélységre. Ez a hatás nem növelni, hanem csökkenteni fogja a Moho-mélységet, mert ebben az

esetben a kompenzációhoz köpenykiemelkedésre van szükség. A köpenykiemelkedés pozitív gravitációs anomáliát okoz, amely megnöveli a gravitációs alapszintet, maximumot okozva. Egy ilyen hatás eltávolítása után az Alföld nagy gravitációs értékei is remélhetőleg eltűnnek!

A 2. ábra a domborzat és mély medencék által okozott izosztatikus gyökérvonalat és köpenykiemelkedést mutatja egy szelvény mentén (25 km-es átlagos Moho-mélységhez viszonyítva), valamint felettük a kiindulási Bouguer-anomáliát és az izosztatikusan korrigált Bouguer-anomáliát, az izosztatikus anomáliát. A szelvény mentén jeleztük az alkalmazott izosztatikus koefficiens értékeit, továbbá a korrekció előjelét is a „+” és „-” szimbólumokkal.

A teljes izosztatikus korrekció Magyarország területére

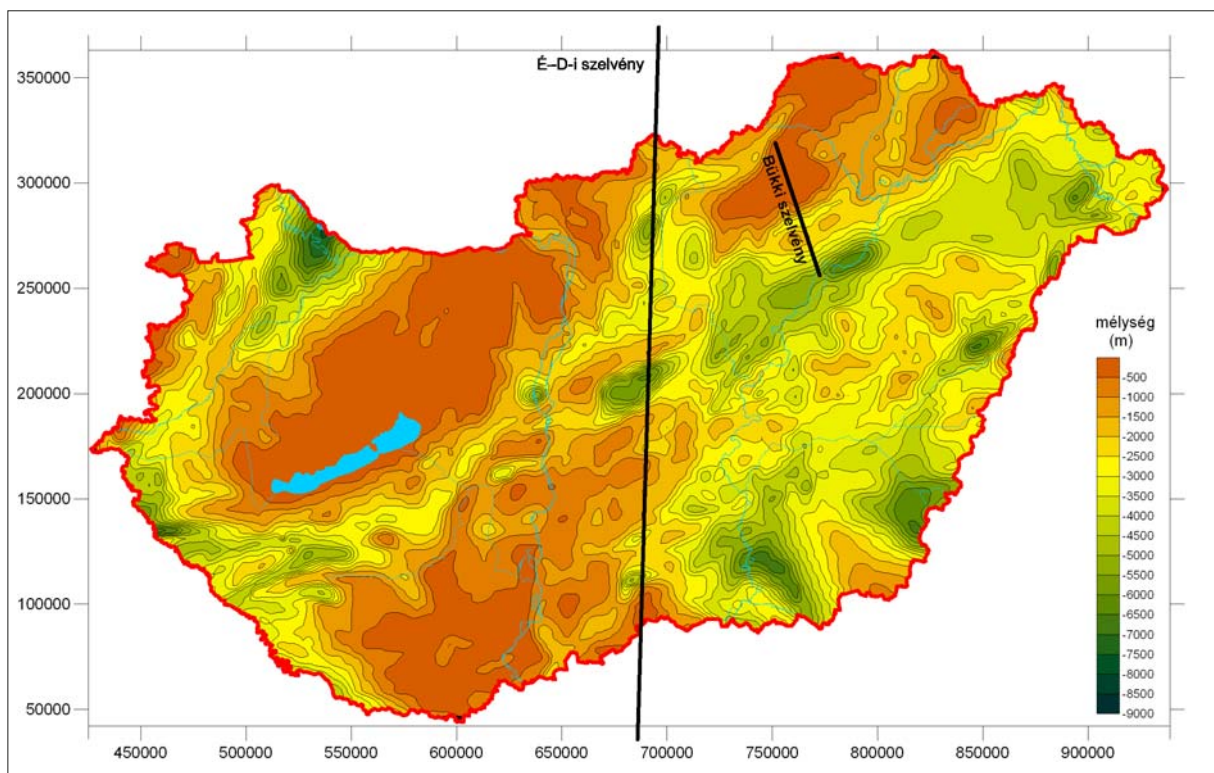
A medenceüledékek vastagságát Magyarország területére a Kilényi et al. (1991) által közölt mélységtérkép alapján (3. ábra) kaphatjuk meg⁴⁾. Az egész Kárpát-medence izosztatikus *antiroot* hatásának kiszámításához ismernünk kellene Közép-Európa medencealjzat-térképét, de ez nem áll rendelkezésünkre! Konkrét mélységadatokat hiányában⁵⁾ számításainkkal az országhatáron belül maradtunk, amiből némi torzulás várható ÉNy-on a Bécsi- és a Duna-medence (Szlovák-Alföld), D-en pedig egészen a Belgrádig lenyúló

(Szerémség–Bácska–Bánság) Pannon-mélymedencék izosztatikus (oldal)hatásának negligálása miatt.

Mivel a domborzat (pozitív felszíni elemek) regionális hatását csak a közép-európai magasságadatok alapján tudjuk meghatározni (átnyúló anomáliák), így a teljes izosztatikus korrekciót két lépésben kell elvégeznünk.

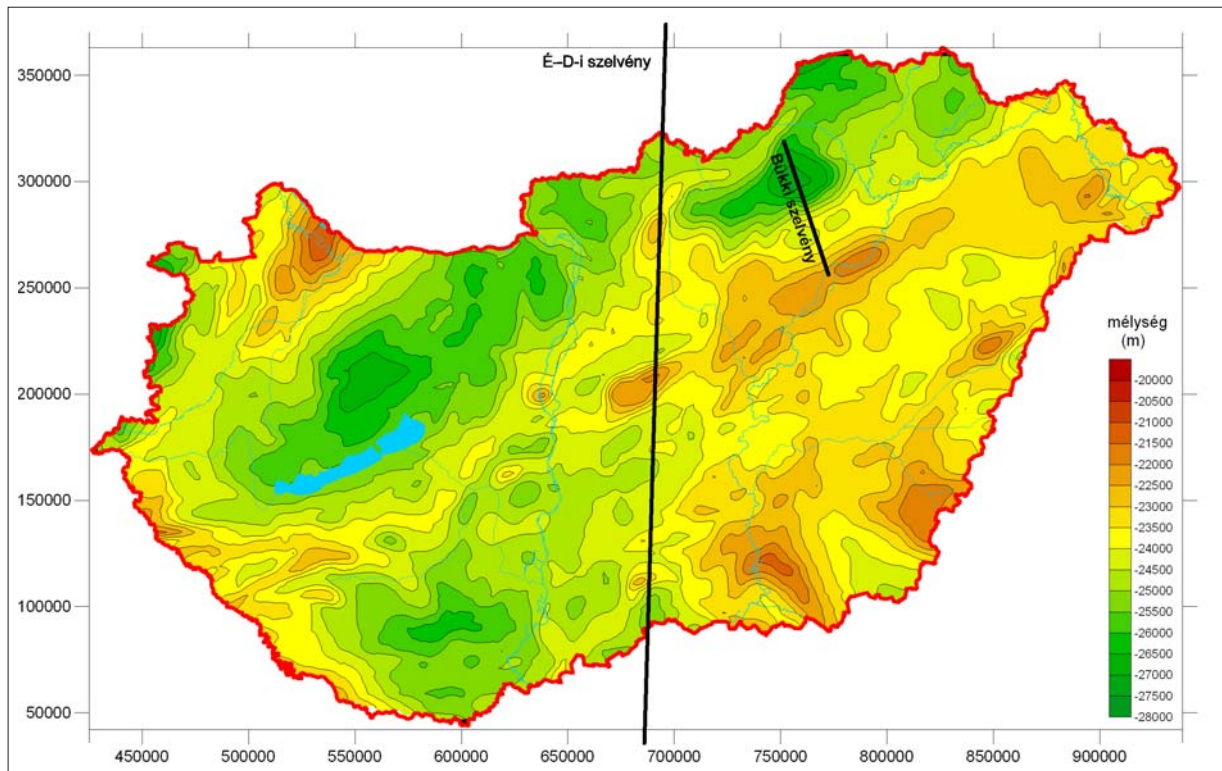
Az *első lépés* az izosztatikus gyökerek (*root*) gravitációs hatásának meghatározása a közép-európai domborzati adatokból (Kiss 2010), majd *második lépésként* a Kilényi-féle mélységtérkép alapján – csak Magyarország területére – a mély medencék által okozott köpenykiemelkedések (*antiroot*) hatását határozzuk meg háromdimenziós gravitációs modellezéssel, a Parker-féle (1973) algoritmus alapján. A kéreg–köpeny felület átlagos mélységét a szeizmikus mérések (Posgay et al. 1991) alapján határoztuk meg. Ez Magyarország területén 25 km-es vonatkoztatási szintet jelent.

Ilyen módon a domborzat és a mély medencék várható (az Air–Heiskanen által adott, nyomáskiegyenlítésen alapuló) izosztatikus hatása alapján meghatározhatunk egy *izosztatikus Moho-felszínt*. Ez a Moho-felszín egy statikus állapotot tükröz, ami az izosztatikus egyensúly feltételezéséből következik. A geodinamikai mozgások miatt sokszor nem tud kialakulni az izosztatikus egyensúly, így ez csak egy pillanatnyi, az izosztázia alapján feltételezhető Moho-felszín, de az izosztatikus korrekció mértékének meghatározására csak ezt tudjuk használni. A kapott Moho-felszínt a 4. ábra mutatja. A mélységintervallumok durván megfelelnek az

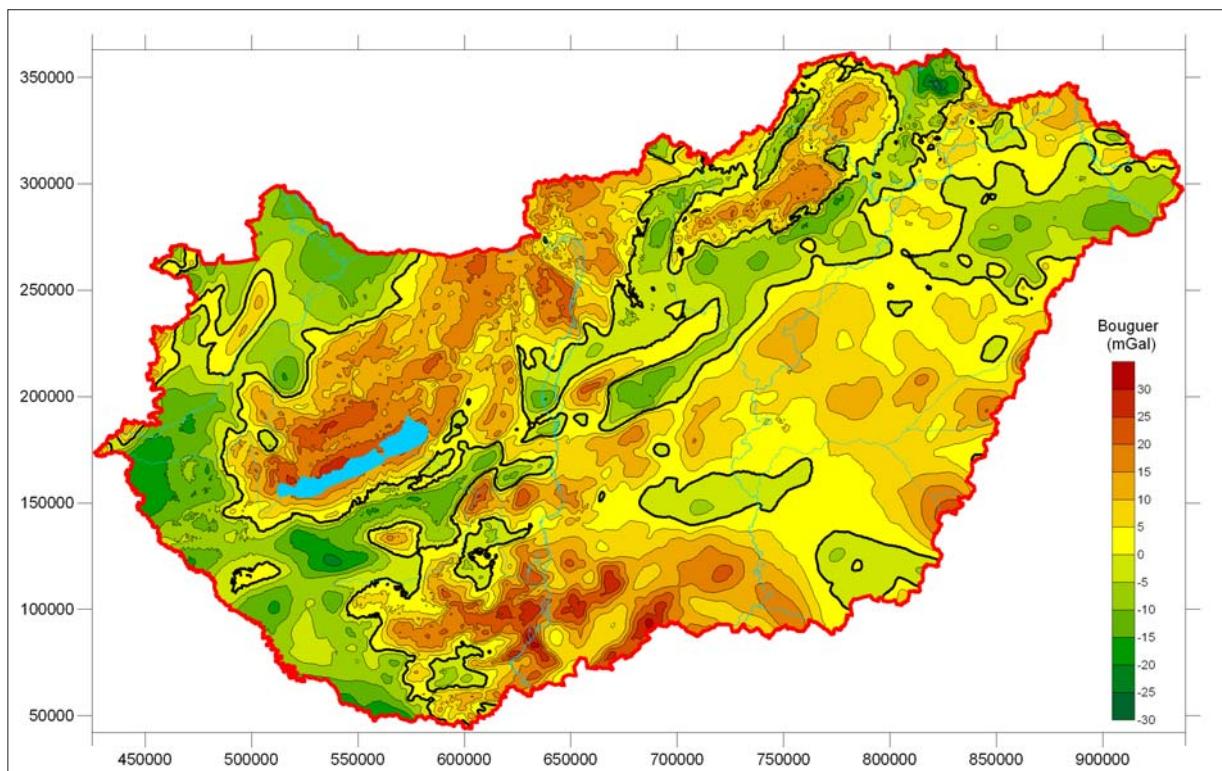


3. ábra | Kilényi-féle mélységtérkép (felszíntől számított mélység) a mintaszelvények nyomvonalával

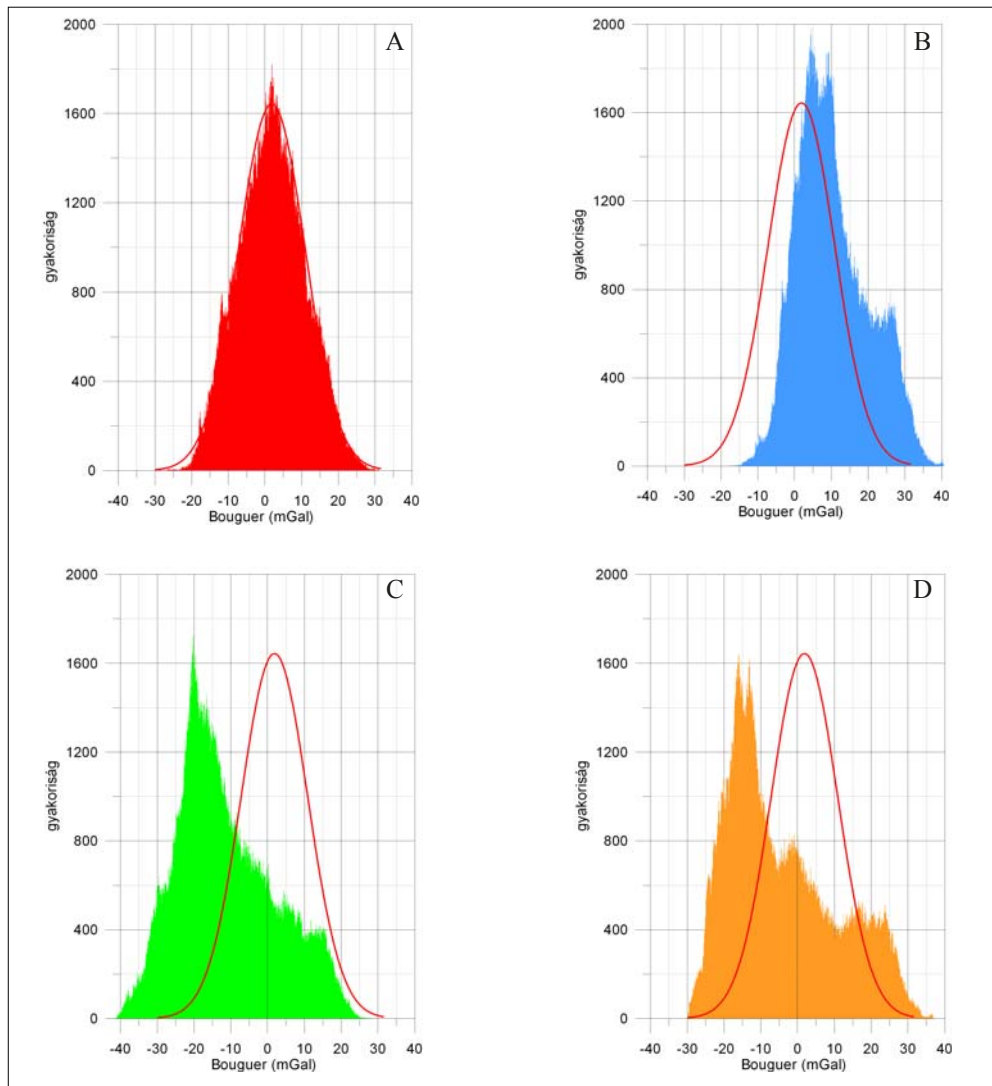
Figure 3 | Basement depth map (Kilényi et al. 1991) with locations of model profiles



4. ábra | A domborzat és a medencemélységek alapján kiszámított izosztikus Moho-felszín a mintaszelvények nyomvonalával
Figure 4 | Hypothetical isostatic surface of the Moho calculated from topography and basement depth with locations of the model profiles



5. ábra | Izosztikus korrekció nélküli alap Bouguer-anomáliatérkép (korrekciós sűrűség 2670 kg/cm^3)
Figure 5 | Base Bouguer anomaly map without isostatical correction (reduction density 2670 kg/cm^3)



6. ábra | A rácsadatok histogramjai az eredeti (A), a gyökérszónák (B), a köpenykiemelkedések (C), valamint a teljes izosztatikus (D) hatással korrigált Bouguer-anomáliatérképek esetében

Figure 6 | Grid histogram of the original (A), of the root-corrected (B), the antiroot-corrected (C) and the full isostatic-corrected (D) Bouguer anomaly

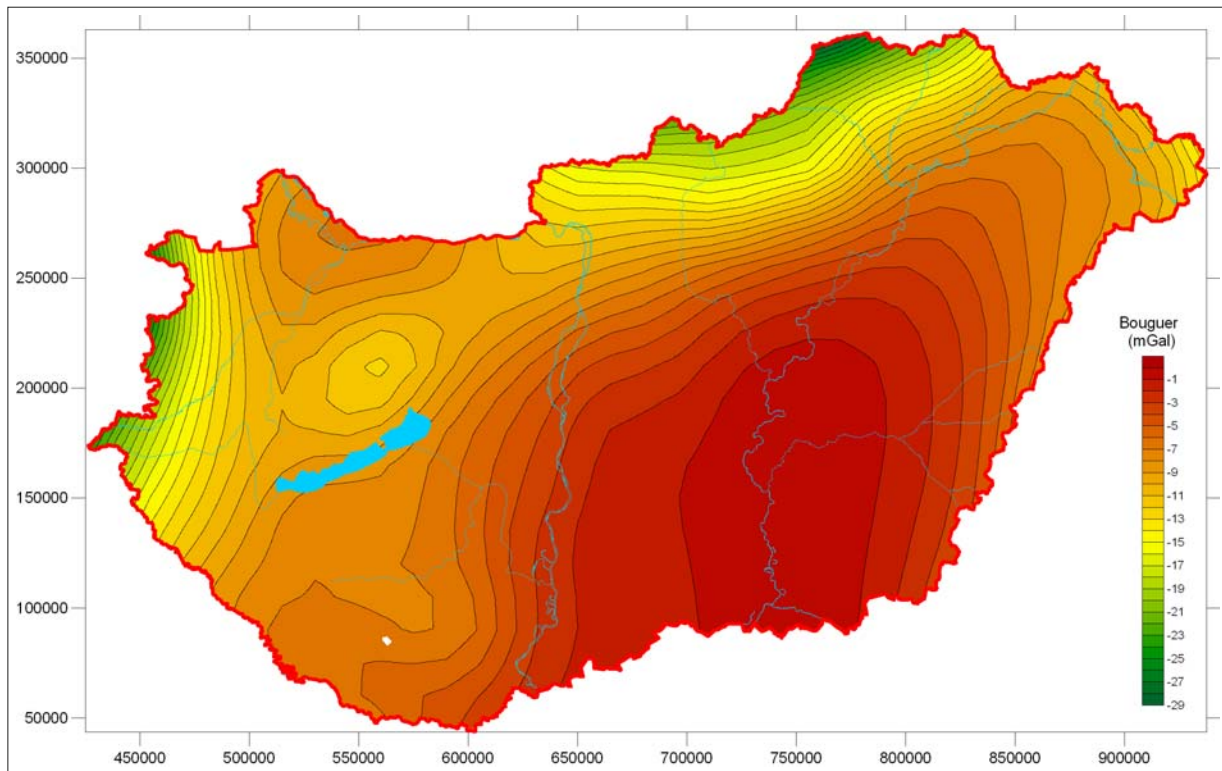
ismert Moho-felszínnek (lásd pl. Lenkey 1999), és csak a Bakony, valamint a Bükk esetén találunk komolyabb eltérést, az előbbi sekélyebb, az utóbbi mélyebb, mint az ismert Moho-szint.

Magyarország területén az egyszerűség kedvéért a maximális *root* hatást és a minimális *antiroot* hatást nullának vettük. Feltételeztük, hogy az Alföldön a legkisebb a hegységek által okozott izosztatikus hatás, illetve a legmagasabb hegyeink esetében a legkisebb, a mély medencék által okozott izosztatikus hatás. Ezeken a helyeken tehát, a minimális hatások legyenek egyenlők nullával!

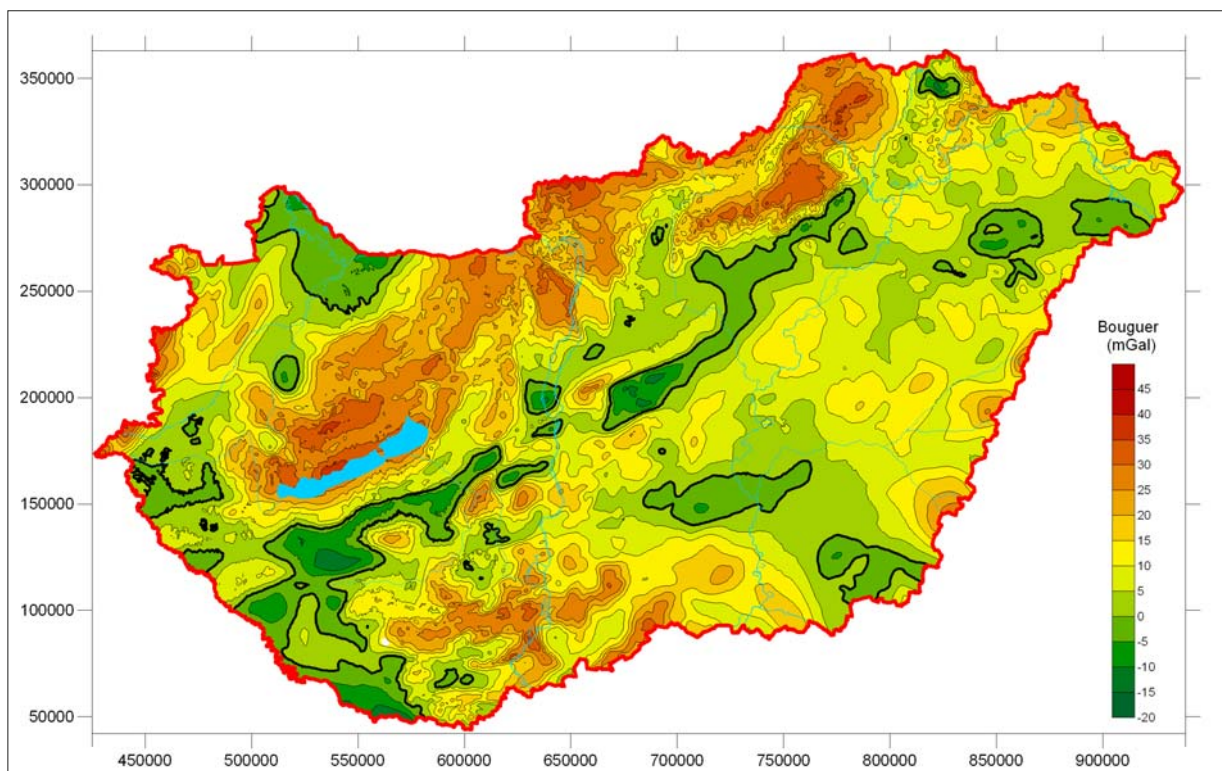
Az izosztatikus gyökérszónák és köpenykiemelkedések gravitációs hatásának kompenzálása után érzékelhető változások jelentkeznek az alap Bouguer-anomáliatérképhez (5. ábra) képest, amelyet például a rácsadatok histogramja (6. ábra) alapján vagy a térképi megjelenítésekben (7–12. ábra) követhetünk nyomon.

Látható, hogy a hegységek izosztatikus hatásának korrigálása pozitív, a mély medencék izosztatikus hatása pedig negatív irányban mozdítja el a histogramot, illetve annak módusát. A gyökérszónák izosztatikus hatása negatív, a köpenykiemelkedések izosztatikus hatása pedig pozitív előjelű! A histogramon megjelenő kisebb maximumok a domborzati kiemelkedések (6.B ábra) és a mély medencék (6.C ábra) hatásának köszönhetőek. A teljes izosztatikus korrekció a normáloszlást mutató Bouguer-anomália histogramjának a szimmetrikus voltát is megbontja, és a térkép szélsőértékeit is kissé módosítja.

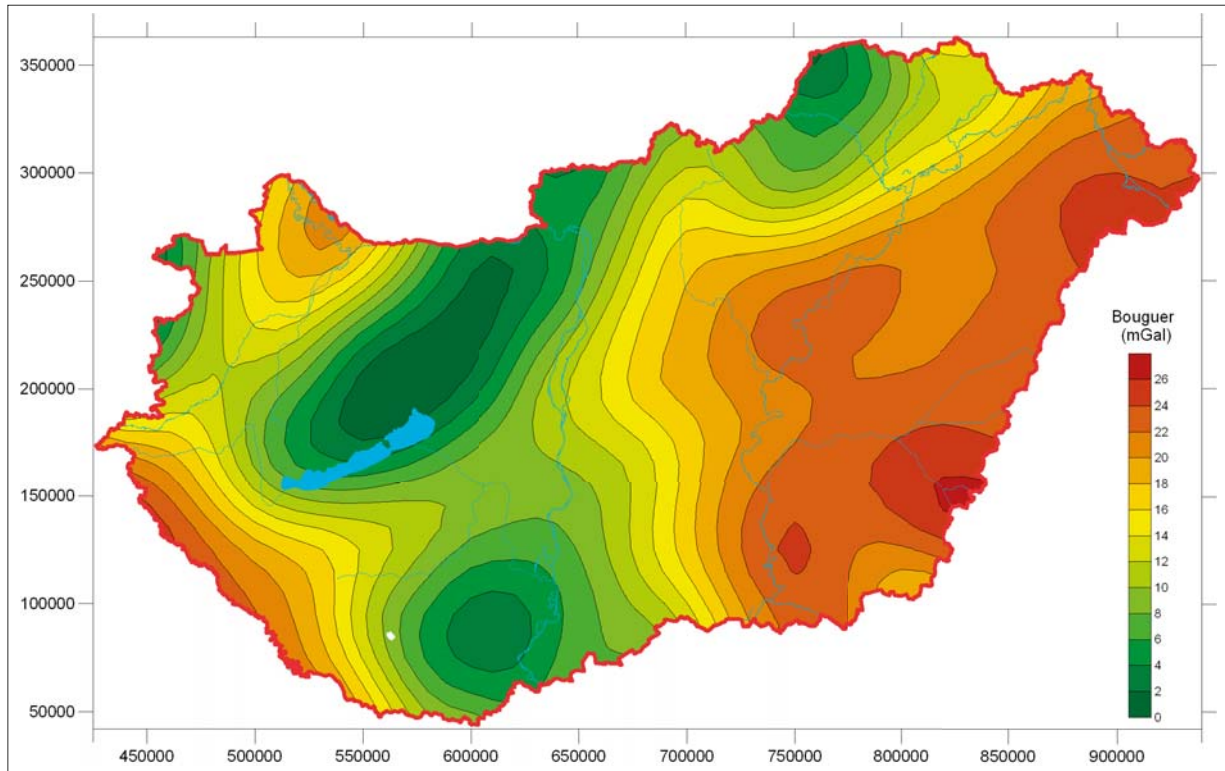
Magyarország területén a gyökérszónák hatása kisebb mértékben módosítja a normál eloszlású Bouguer-értékeket, mint amennyire a köpenykiemelkedések hatása. Ez is azzal van összefüggésben, hogy Magyarország területén nincsenek nagy hegységek, viszont vannak mély medencék!



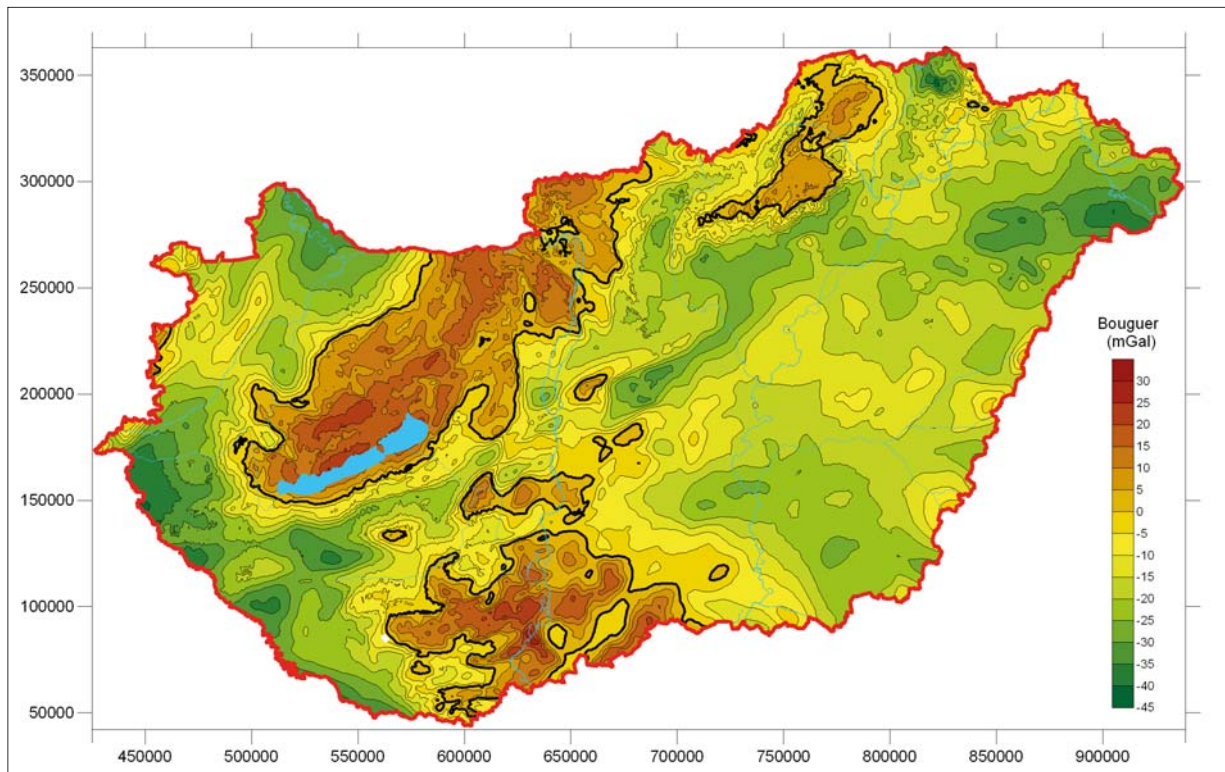
7. ábra | Az iszotstatikus gyökérezónák által okozott gravitációs anomáliák (maximális érték = 0)
 Figure 7 | Gravity effect of isostatic roots (maximal value = 0)



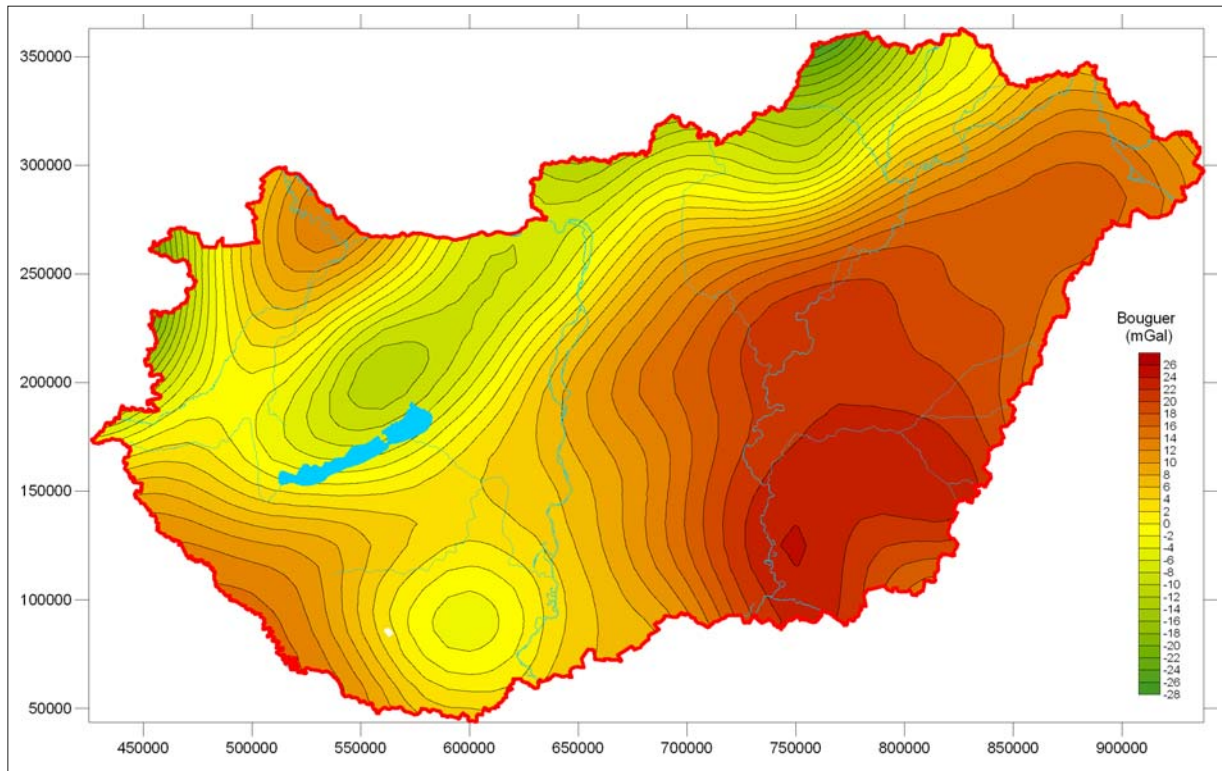
8. ábra | A hegysek iszotstatikus gyökérhatásától mentes Bouguer-anomáliatérképe
 Figure 8 | Bouguer anomaly map after isostatic correction of roots



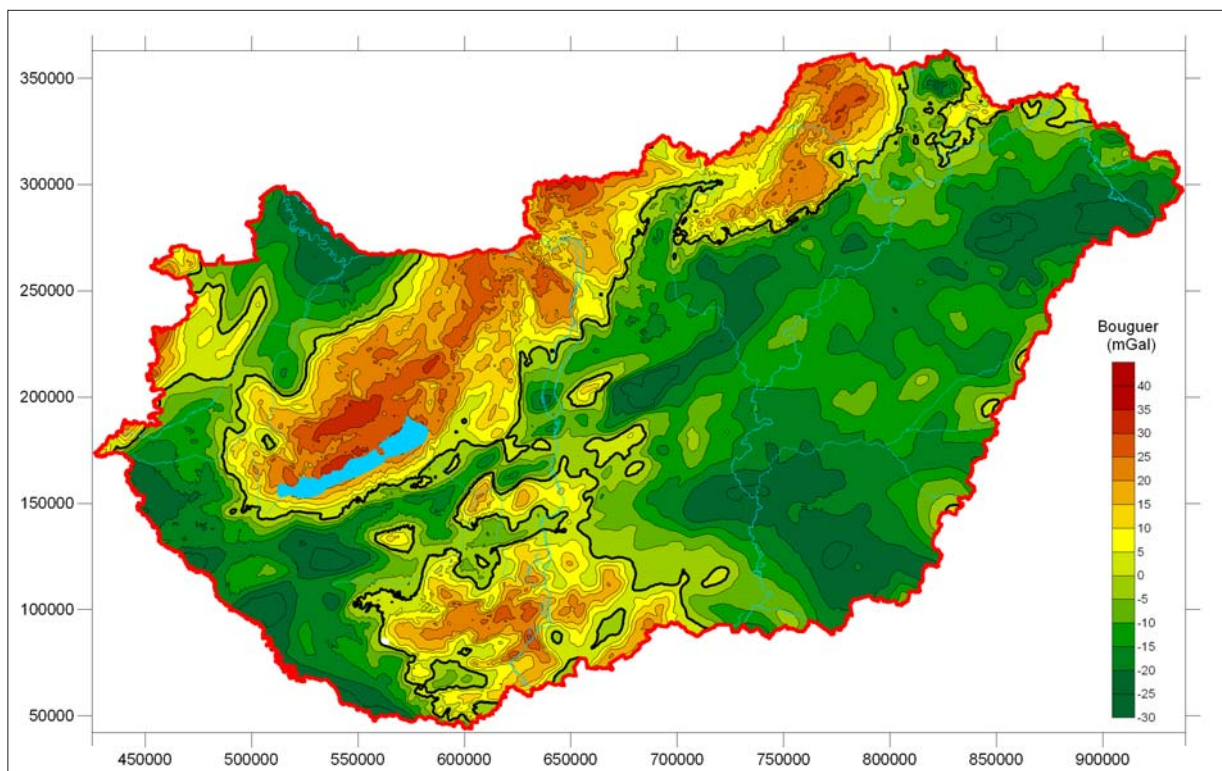
9. ábra | Az izosztikus köpenykiemelkedések által okozott gravitációs anomáliák (minimális érték = 0)
Figure 9 | Gravity effect of isostatic antiroots (minimal value = 0)



10. ábra | A medencék izosztikus hatásától mentes Bouguer-anomálitérképe
Figure 10 | Bouguer anomaly map after isostatic correction of antiroots



11. ábra | A teljes izosztikus (regionális gravitációs) hatás Magyarország területén
Figure 11 | The full gravity isostatic effect in Hungary



12. ábra | A medencék és a hegységek izosztikus hatásától mentes izosztikus anomáliatérképe
Figure 12 | Bouguer anomaly map after full isostatic correction

Az anomáliatérképeken a jobb szintazonosítás céljából a nullás izovonalat vastagabban jelenítettük meg. Az izovonal helyzetének változása az eloszlásgörbék változásának megfelelően mutatja a korrekciók hatását.

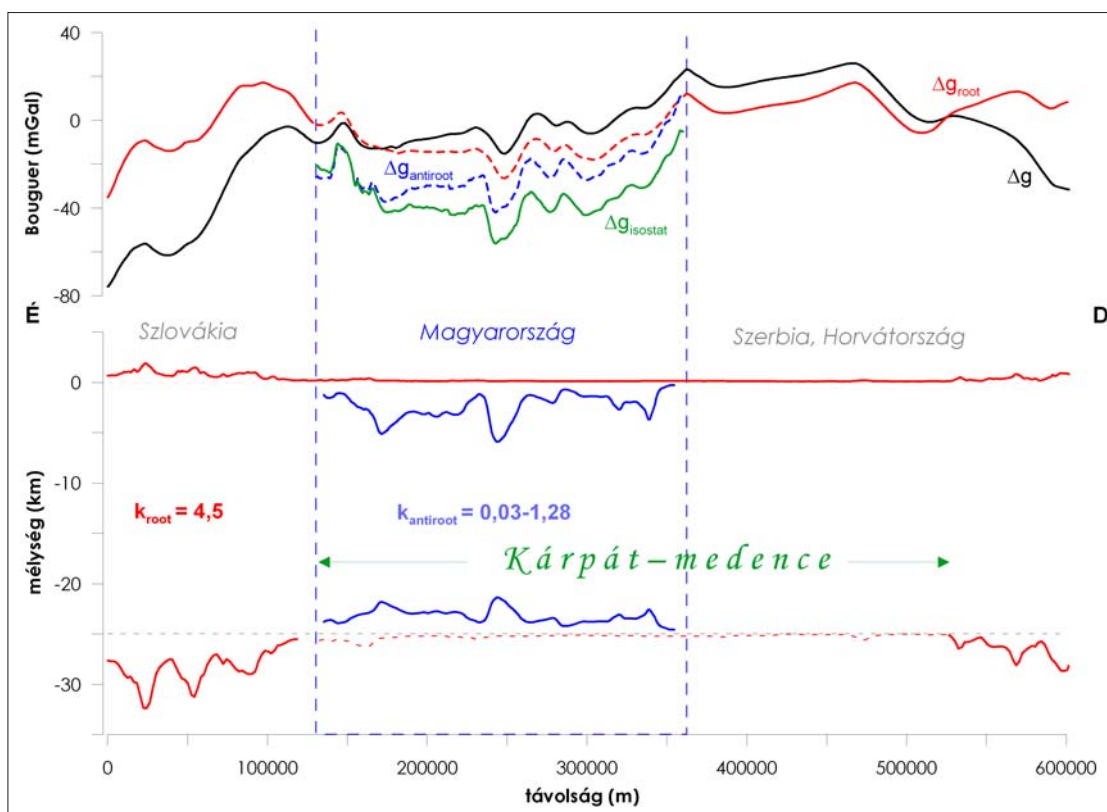
Az eredményeink alapján több, elsősorban meglepőnek tűnő dolog is látszik:

1. Magyarország területén a kétféle izosztikus hatás nagyságrendje ugyanaz, azaz a hegységek és a medencék által okozott izosztikus hatás amplitúdója nagyjából ugyanakkora. Ez abból adódik, hogy a hegységek magassága és a medencék mélysége közötti arány az izosztikus koeficiens (k) arányának felel meg. Ugyanakkor a maximális hatások területi eloszlása már nem ilyen egyenletes, jól láthatóan a köpenykiemelkedések okozta hatás dominál!
2. A gyökérszónák gravitációs hatása negatív, a köpenykiemelkedések gravitációs hatása pozitív előjelű, de mindkét hatás legnagyobb értéke az Alföld területén van, míg a legkisebb hatás a hegyvidéken jelentkezik. Persze ne feledjük, hogy a *root* hatások esetén a nulla a legnagyobb érték, és *antiroot* hatások esetében pedig nulla a legkisebb érték!
3. A kapott izosztikus anomáliatérkép erősebb korrelációt mutat a domborzattal, mint az eredeti korrigálatlan

térkép. A korreláció törvényszerű, ha a medencealjzat mélységét tükrözi vissza a gravitációs anomália. A Bouguer-anomáliaértékek és a domborzat korrelációja Nettleton (1939) szerint a rosszul megválasztott korrekciós sűrűségnek köszönhető. Ez azonban esetünkben kizárható, mivel a kiindulási Bouguer-anomália számításakor a korrekciós sűrűség 2670 kg/m^3 volt, ami a nagy sűrűségű medencealjzat sűrűségének felel meg!

4. Az izosztikusan korrigált gravitációs térkép egy, az Alföld üledékes medencéjének megfelelő gravitációs képet mutat – a medencealjzat-mélységgel összhangban –, ami jelzi az izosztikus korrekció létjogosultságát. A visszamaradó lokális maximumok egy része egyértelműen mágneses anomáliákhoz köthető, azaz kéregbeli sűrűség-inhomogenitásokat jeleznek.

A térképi ábrázolások nagyon látványosak, de a színezés megválasztása módosíthatja a megjelenést. A megjelenítés során ugyanazt a lineáris színskálát alkalmaztuk az eredeti és az izosztikusan korrigált Bouguer-anomália esetében, de eltérő minimum- és maximumértékek mellett, ezért a nullás szintvonalat vastagabb vonallal jelenítettük meg. Egy másik, hasonló színskálát alkalmaztunk az izosztikus gyö-



13. ábra Izosztikus gyökérszónák és köpenykiemelkedések (alul) és azok hatása a Bouguer-anomáliaértékére (felül) az É-D-i szelvény nyomvonalában. g – az eredeti Bouguer, Δg_{root} – csak a gyökérszónák hatásával korrigált Bouguer, $\Delta g_{antiroot}$ – csak a köpenykiemelkedések hatásával korrigált Bouguer, $\Delta g_{isostat}$ – Bouguer-anomália a teljes izosztikus korrekció után, k_{root} – izosztikus koeficiens értéke a hegységek esetében, $k_{antiroot}$ – izosztikus koeficiens értéktartománya a medencék esetében

Figure 13 Isostatic roots, antiroots and their gravity influence on the Bouguer anomalies along a North–West profile. Δg – Bouguer anomaly, Δg_{root} – root-corrected Bouguer, $\Delta g_{antiroot}$ – antiroot-corrected Bouguer, $\Delta g_{isostat}$ – Bouguer anomaly with full isostatical correction, k_{root} – isostatical coefficient in case of roots, $k_{antiroot}$ – isostatical coefficient in case of antiroots

képzóna, a köpenykiemelkedés, valamint a teljes izosztatikus hatás megjelenítése esetében is.

A korrekciók hatásának tanulmányozására alkalmasabbnak tűnik a különféle adatok szelvény menti bemutatása.

A gyökérszónák és köpenykiemelkedések hatása szelvények mentén

Regionális É–D irányú szelvény (13. ábra)

Erre legjobb talán az egyik, korábban már vizsgált közép-európai É–D lefutású szelvény (lásd 3. ábra – Kiss 2010, illetve a 3. és 4. ábra a magyarországi szakaszt mutatja), ami durván az $Y_{EOV} = 685\,000$ -es koordináta mentén halad.

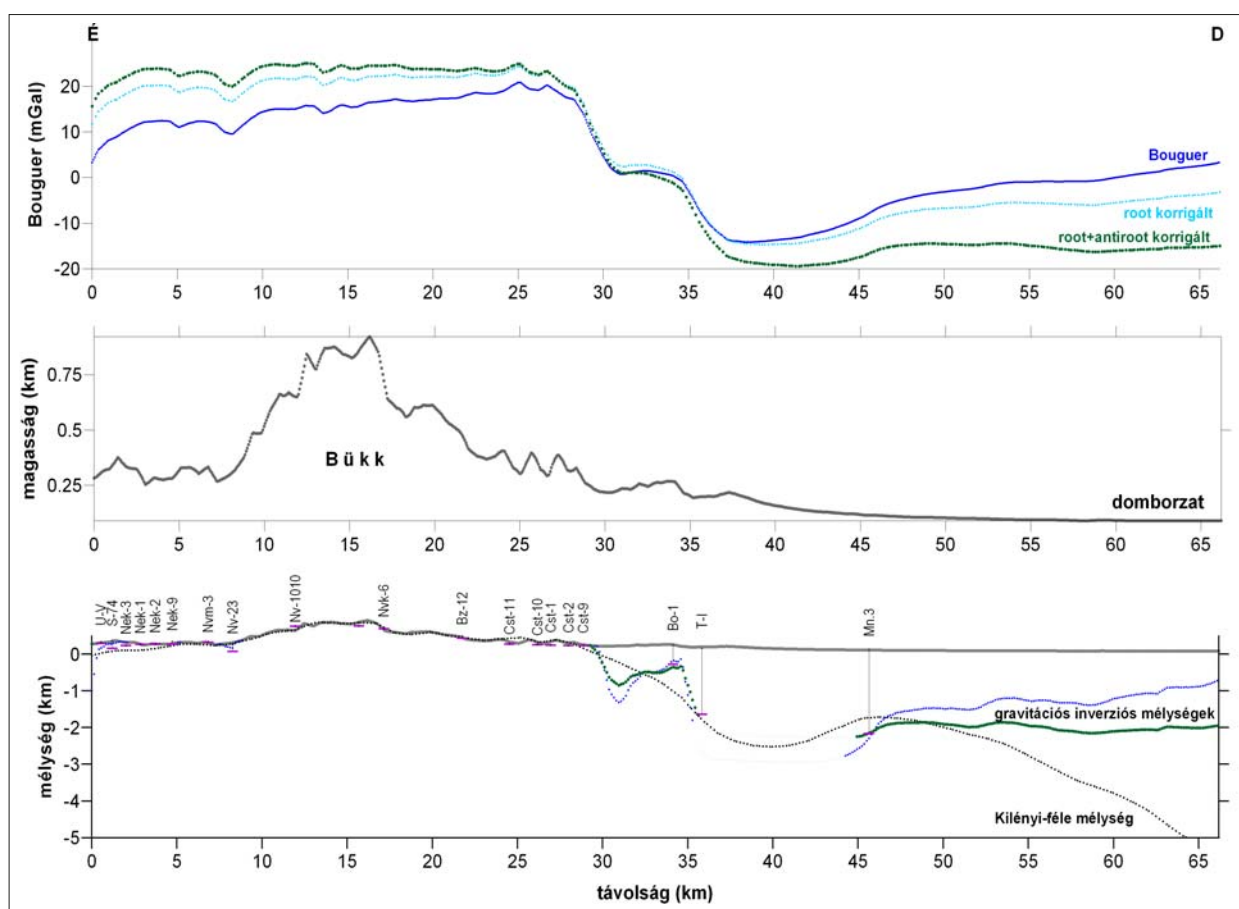
A hegységek izosztatikus gyökérszónáinak hatását a szelvény teljes hosszában ki lehetett számítani, míg a mély medencék által okozott izosztatikus köpenykiemelkedéseket csak a magyarországi adatokból tudtuk meghatározni. Az izosztatikus gyökérszónák és köpenykiemelkedések gravitációs hatását is meghatároztuk, de a hatásokat együttesen figyelembe venni csak Magyarország területére lehetett.

Az eredményeket a 13. ábra mutatja, alul az izosztatikus modell látszik, a domborzat alapján meghatározott gyökérszóna (piros vonal, szaggatottan jelölve ott, ahol szerepe elenyésző) és az üledékes medence által determinált köpenykiemelkedés (kék vonal, vajdasági területen adathiánnyal).

A gyökérszónák (13. ábra alul, piros vonal) hatásának korrigálása után a kapott Bouguer-anomália (13. ábra felül, piros vonal) hegyvidék (Kárpátok és Dinaridák) felett látványosan pozitív irányban mozdult el, kiejtve a gyökérszónák negatív hatását. A Kárpát-medence területén a Bouguer-értékek csökkenése figyelhető meg, amely oldalhatásokból és a +100 m-es átlagos magasságból adódik.

A köpenykiemelkedések (13. ábra alul, kék vonal) hatásának korrigálása után a Kárpát-medence magyarországi szakaszán a Bouguer-érték szintén csökken (13. ábra felül, kék szaggatott vonal). Sajnos a Vajdaság területére (350–525 km) nem tudtuk kiszámítani a köpenykiemelkedésből származó korrekciót, pedig a 13. ábra alapján az analógia nyilvánvaló, és ott is kellene ezzel a hatással számolni!

A gyökérszónák és köpenykiemelkedések együttes izosztatikus hatásának korrigálása után a kapott anomáliagörbe jelentős minimumzónát jelez a Kárpát-medence magyarországi szakaszán (13. ábra felül, zöld vonal).



14. ábra Közel É–D irányú gravitációs modellszelvény a Bükk és a hegység D-i előterén keresztül kétréteges inverziós mélységmeghatározás eredményeivel

Figure 14 A North–South oriented gravity model profile at the foreground of Bükk mountains with the depths of two-layered gravity inversion

Szelvény a Bükk-hegység D-i peremén (14. ábra)

Egy másik példát is bemutatunk, a Bükk D-i előterét, ahonnan az egész elképzelés⁶⁾ egy értelmezési probléma miatt kiindult. A gondot a Bouguer-anomália és a Kilényi-féle medencealjzat lefutásának ellentétes irányú viselkedése jelentette a Vatta-Maklári ároktól D-re. A medencealjzat szintje D-i irányban a Kilényi-féle mélységadatok alapján egyre mélyül (14. ábra, alul), miközben a Bouguer-anomália értéke növekszik (14. ábra, felül).

A korrigálatlan Bouguer-anomália menetében, egy regionális, É-i irányú monoton csökkenés mutatható ki, amely a hegység É-i és D-i előterében is jól azonosítható (nyilván nem azonosítható a Bükk D-i vetőzónájában, ahol a szerkezeti lépcső hatása felülír minden más hatást). A felszín közeli földtani adatok (pl. a szelvény nyomvonalában lévő mélyfúrások) semmivel sem igazolták a gravitációs tér ilyen jellegű változását. Nyilvánvalóan egy mélyből származó hatással van dolgunk, amelynek az eredetét nem ismerjük.

Az izosztatikus gyökérvonal által okozott hatás kiszűrése csak csökkentette a regionális hatást, de nem szüntette meg. A mély üledékes medence okozta izosztatikus köpenykiemelkedés hatásának kiszűrése után a Bouguer-anomália-görbe É–D-i emelkedése eltűnt. Az Alföldön 15 mGal-os állandó értékre beálló Bouguer-anomália már elfogadható, mivel 2–3 km-es mélységben az üledékek a medencealjzatnak megfelelő sűrűséget vesznek fel, tehát eltűnik a sűrűségkontraszt az üledékek és a medencealjzat-képződmények között. Az 1. ábra alapján látható, hogy a laza üledékek sűrűségváltozása 2000 és 5000 m között ugyanakkora, mint 0 és 500 m között!

A tömörödési trend alapján, az ismert, 2 km-nél mélyebb medencék esetén a gravitációs adatokból kiindulva már csak azt lehet megmondani, hogy a nagy sűrűségű medencealjzatot ennél nagyobb mélységben kell keresni, illetve azt, hogy az aljzatban megjelenő esetleges sűrűséginhomogenitások (pl. törésvonalak csökkent sűrűségű zónái vagy a kéreg összetételének változásai) hol jelentkeznek.

Összefoglalás

Az Alföld területe a gravitációs Bouguer-anomálián alapuló értelmezések szempontjából hosszú ideig problémát jelentett, mert a nagy mélységű üledékes medence felett nagy Bouguer-anomáliaértékek jelentkeztek. Kis területek gravi-

tációs feldolgozásai is gyakran a fűrási adatoknak ellentmondó, ellentétes irányban dőlő medencealjzat-felszint valószínűsítettek.

A jelenségnek nyilvánvalóan földtani eredetű okai vannak, de a felszín közeli földtani felépítés erre nem ad magyarázatot. Egyre több információ áll rendelkezésre a nagyobb mélységekből, pl. litoszférakutató szeizmikus mérésekből, amelyet felhasználva tovább vizsgálhatjuk a kéreg felépítését. Térképi adatrendszerek esetén minél nagyobb mélységet vizsgálunk, annál nagyobb területről kell adattal rendelkezni ahhoz, hogy a hatásokat felismerhessük.

A Kárpát-medence gravitációs adatai rámutattak a domborzat és a Moho-felszín kapcsolatára, ahonnan már csak egy lépés volt az izosztázia hatásának a felismerése.

A domborzati adatokból kiindulva az izosztázia alkalmazása a hegységek esetén magyarázatot ad a gyökérvonal negatív gravitációs anomáliáira. Sík területek esetén azonban más tényező, a medencék mélysége határozza meg az izosztatikus egyensúlyt. A hegységek sűrűség-többlete az izosztázia miatt köpenybe nyúló kéreg-gyökérvonalakat okoz, a mélymedencék sűrűséghiánya kéregbe nyúló köpenykiemelkedéseket eredményez, azaz a Moho felszínének mélyégi változását idézik elő.

Az izosztatikus korrekcióval ezeket a hatásokat próbáltuk eltávolítani a Bouguer-anomáliatérképből. A korrekció egyértelműen csökkentette az Alföld gravitációs alapszintjét a környezetéhez képest. A kapott izosztatikus anomáliatérképen az Alföld területe mély medencének megfelelő minimumzóna.

A mély medencék izosztatikus hatásának meghatározása során kényszerből egyszerűsítéseket kellett alkalmazni. A kiindulási adatrendszerekben is van némi bizonytalanság, de az adatok pontosítása esetén az egész számítás bármikor megismételhető!

Összességében, az izosztázia elvéből kiindulva, az alföldi magasabb gravitációs Bouguer-anomália szintjének lehetséges okára sikerült magyarázatot találni!

Utószó

Évekkel ezelőtt, egy ELGI-beszámoló után, egy kedves kollégával (sajnos már nincs közöttünk) jöttünk fel a liftben, aki bajsza alatt mosolyogva a gravitációs módszertani előadással kapcsolatban megjegyezte: „én meg azt hittem, hogy a gravitációban korábban már mindent megoldottunk” – a bajsza alatt talán most is mosolyogna...⁷⁾

Jegyzetek

- ¹⁾ Regionális anomália esetünkben azoknak az anomáliáknak összessége, amelyek Moho mélységű hatásoktól származnak.
- ²⁾ Az eredeti képletben a $\sigma_u = 1027 \text{ kg/m}^3$, mivel az óceáni kéreg felett tengervíz van
- ³⁾ Szabó és Páncsics (1999) közzefizikai vizsgálatok alapján a harmadidőszakú üledékekre szintén publikáltak sűrűség–mélység összefüggést!
- ⁴⁾ A Kilényi-féle mélységtérkép elkészítésekor a gravitációs adatokat is figyelembe vették, de nem ez volt a mélységmeghatározás

alapja, hanem a mélyfűrási adatok és a szeizmika. A gravitáció csak az ismeretlen, fűrási és szeizmikus mérések nélküli medencék mélységfűrási meghatározása során volt mérvadó, ennek ellenére ez hibaforrás lehet.

⁵⁾ A Kilényi-féle mélységtérkép tartalmazza a Bécsi-medence és a Szlovák-Alföld mélységadatait is, de a vajdasági mélységadatok hiánya miatt ezeket nem használtam fel!

⁶⁾ Mély medencék izosztatikus hatásának vizsgálata

⁷⁾ Fejes Imre[†] (1943–2006)

Hivatkozások

- Athy L. F., (1930): Compaction and oil migration. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 14, 25–35
- Heiskanen és Veining Meinesz (1958): The Earth and its gravity field. McGraw-Hill Series in the Geological Sciences, New York, p. 136
- Kilényi É. et al., (1991): Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Geophysical Transactions 36/1–2
- Kiss J., (2010): Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. Magyar Geofizika 50/4, 153–171
- Lenkey L., (1999). Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L., (2001): Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. Geophysical Transactions 44/1, 21–48
- Nettleton L. L., (1939): Determination of density for reduction of gravity observations. Geophysics 4, 176–183
- Parker R. L., (1973): The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal 31, 447
- Posgay K., Albu I., Mayerkova M., Nakladalova Z., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch R., (1991): Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central-Europe. Geophysical Transactions 36/1, 7–13
- Szabó Z., Páncsics Z., (1999): Rock densities in the Pannonian basin – Hungary. Geophysical Transactions 42/1–2, 5–28
- Thatcher W., Pollitz F., (2010): Continental Lithospheric Strength in Actively Deforming Regions. Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010-13540, EGU General Assembly, Wien

Agocs-díj 2010

Az Agocs-díjjal annak alapítója, Dr. William B. Agocs professzor szándéka szerint az Eötvös Loránd Tudományegyetem geofizika szakán megvédett, kiemelkedő színvonalú MSc-, illetve PhD-dolgozatokat lehet jutalmazni. Az Agocs-

díj kuratóriuma idén, 2010-ben, három MSc-dolgozatot talált jutalmazásra érdemesnek. A díjazott dolgozatok a következők:

Kovács Aliz: *Slip-sweep és szimultán jelgerjesztéses szeizmikus mérési technológiák modellezése és alkalmazási lehetőségei*

Témavezetők: *Dr. Lenkey László, Kónya Bence, Dr. Wittmann Géza*

Sári Zsófia: *Szerkezeti vizsgálatok speciális lyukgeofizikai módszerekkel a Makói-árok területén*

Témavezetők: *Dr. Balázs László, Dr. Bada Gábor*

Szántó Éva: *A slip-sweep és szimultán jelgerjesztéses módszerrel mért szelvények feldolgozása és összehasonlítása*

Témavezetők: *Dombrádi Endre, Dr. Wittmann Géza*

A díjakat ünnepélyes keretek között a kuratórium elnöke, *Dr. Mezey Barna* professzor, az Eötvös Loránd Tudományegyetem rektora nyújtotta át a jutalmazottaknak

2010. szeptember 22-én. Az ünnepi alkalmon jelen voltak a kuratórium tagjai és a jutalmazottak által meghívott vendégek.

Kis Károly



Kovács Aliz, 2010. évi Agocs-díjas



Sári Zsófia, 2010. évi Agocs-díjas



Szántó Éva, 2010. évi Agocs-díjas

Interaktív földtudományi kiállítás és vásár a Magyar Természettudományi Múzeumban

Valamennyi hazai földtudományi kutatóhely egyik célja az, hogy munkásságának eredményeit hatékony módon közvetítse a társadalom felé, lehetőséget teremtve ezek hasznosítására. Ugyanilyen fontos feladat a tanulóifjúság vonzalmát felkelteni a természettudományok iránt, hiszen csak ilyen módon lehet megfelelő utánpótlásra szert tenni szakmainknak. A Magyarhoni Földtani Társulat kezdeményezésére és szervezésében ezt a célt szolgálta a *Földindulás* című rendezvény, a hazai tudományos kutatóhelyek, a felsőoktatási intézmények, a nemzeti parkok és vállalkozások közös bemutatkozása a Természettudományi Múzeum kupolatermében. Ez a kiállítás a 2008. április 17. és 20. között a „Föld Bolygó Nemzetközi Éve” megnyitójaként megrendezett bemutató bizonyos mértékű ismétlése volt – a helyszín, a cél és a lelkesedés ugyanaz volt, a kiállítók csapata bővült, a rendezési feltételek nehezedtek.

A rendezvény három napja (szeptember 30. – október 2.) alatt a látogatók interaktív módon, saját élményekkel gazdagodva ismerhették meg a földtudományi kutatások eredményeit, ezek újszerűségét, fontosságát, társadalmi kapcsolatait és hasznosíthatóságukat. A rendkívüli földrajzórakon 767 tanuló vett részt, a kiállításnak (a „földtudományi forgatagnak”) kb. 2800 látogatója volt.

„A geokiállítás 16 standon mutatkoztak be a földtudományok a nagyközönségnek. Jelen voltak a geológia és a geofizika jelentős hazai intézményei, a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, a Magyar Állami Földtani Intézet, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, valamint az MTA Geokémiai Kutatóintézete. A felsőoktatási intézmények közül az Eötvös Loránd Tudományegyetem, a Miskolci Egyetem, a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, a Debreceni Egyetem és az Egri Tanárképző Főiskola föld-



tudományokkal foglalkozó tanszékei képviseltették magukat. Az olajipari kutatásokat a MOL Nyrt., a GES és a Magyar Olajipari Múzeum mutatta be. A nemzeti parkokat a Kiskunsági, a Körös–Maros és a Duna–Ipoly Nemzeti Park képviselte. Éléményszerűen mutatta be kínálatát az első magyar és a világon az első, országhatáron átnyúló geopark, a Novohrad–Nógrád Geopark. Standjukon a térség számos vállalkozása is helyet kapott. A vidéki természettudományi gyűjtemények közül a Bakonyi Természettudományi Múzeum, a Mátra Múzeum és a Duna Múzeum szerepelt. Részt vett továbbá a ProGeo Egyesület, a seregélyesi Pelikán-ház erdei iskola, a Környezetkémiai Kutatóközpont, a Szegedi Barlangkutató Egyesület, a Kemenes Vulkánpark és maga a Társulat is standot állított” – írta beszámolójában

Krivánné Horváth Ágnes, a Magyarhoni Földtani Társulat ügyvezető igazgatója, az esemény fő és leglelkesebb szervezője.

Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kiállításán muzeális és modern műszereket mutattunk be, a gyerekek mágneses és radioaktív műszerekkel dolgozhattak, a látogatók képet kaptak a geofizika történetéről és a magyar geofizikusok külföldi méréseiről, munkatársaink több rendhagyó földrajzórát tartottak. Nagy érdeklődést keltett a Ludovika kertjében a GES által működés közben bemutatott szeizmikus műszerkocsi.

A kiállításról készült fényképek saját fényképalbumunkban, a <http://www.picasaweb.google.com/magyar.geofizika> webhelyen láthatók.

Kakas Kristóf

Húszéves a Geo-Log Kft.

A Geo-Log Kft. 2010. november 6-án, a HM Stefánia úti Tiszti Kaszinójában ünnepelte megalapításának 20. évfordulóját. *Szongoth Gábor*, a Kft. vezetője és többségi tulajdonosa vetített képes előadásban mutatta be a vállalkozás alapításához vezető utat, a cég életét, és szakmai fejlődését a kezdetektől napjainkig. Az alapításkor háromfős létszám ma már több mint 20 állandó munkatársra duzzadt, a Kft. évente kb. 600 fúrás/kutat vizsgál. A szilárd ásványinyersanyag- és vízkutatáson felül olyan jelentős munkákban vett és vesz részt, mint a radioaktív hulladékok elhelyezésével kapcsolatos földtani kutatások (kis és közepes radioakti-

vitású hulladéktároló Bataapátiban, Püspökszilágy, Bodai Aleurolit Formáció) vagy a 4-es Metróhoz kapcsolódó szerkezetkutató vizsgálatok. Budapest körüli 500 km-es sugarú körön belül a legismertebb kútvizsgáló céggé vált a Geo-Log Kft. Az utóbbi időben egyre gyakoribbak a külföldi mérések, így voltak már megrendelések a balti államokból, Ukrajnából és Görögországból is. Ahogy az évek során a feladatok száma gyarapodott, úgy fejlesztették az új igényeknek megfelelően a jármű- és mérőeszközparkot. Ma már a hagyományos mélyfúrás-geofizikai méréseken kívül lyukfalleképező eszközöket (akusztikus és optikai





lyuktelevízió) és lyukkamerát is alkalmaznak a vizsgálatok során. A hévízkutak vizsgálatok tartós (több hónapos) víz-gáz hozamméréseket, mélységi és felszíni nyomás- és hőmérsékletméréseket is végeznek az egyedi kutaknál, illetve többkutas rendszereknél is. Az alkalmazott módszerek számának gyarapodása szélesítette a vállalkozással állandó kapcsolatban álló szakértői kört is. A munkatársak számos előadást tartanak különböző szakmai rendezvényeken, több sikeres pályázatban vesznek részt, valamint PhD-hallgatók kutatási programját is segítik.

Az előadás után a vendégek *David Yengibarjan* örmény harmonikaművész előadását élvezhették, amely után kö-

tetlen beszélgetéssel folytatódott a találkozó. Az összejövetel jó hangulatban zajlott, sokan hosszú idő után találkoztak régi ismerőseikkel, felidézve a közös múltat.

Az ünnepségre eljöttek a Kft. szakmai és üzleti partnerei, valamint az ELGI jelenlegi és volt dolgozói, vezetői, három korábbi igazgatója. Az ünnepségen körülbelül százan vettek részt, ami önmagában is jelzi, mekkora szerepet tölt be jelenleg a Geo-Log Kft. a mélyfúrás-geofizika és a hozzá kapcsolódó társterületek életében.

Zilahi-Sebess László

Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány javára felajánlott SZJA-k 1%-ainak felhasználásáról

Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány (ELGA) kuratóriuma köszönetet mond mindazoknak, akik 2008. és 2009. évi személyi jövedelemadójuk 1-1%-át alapítványi céljaink támogatására ajánlották fel.

Tájékoztatjuk a Tisztelt Olvasót, hogy az APEH értesítése alapján 2009-ben, illetve 2010-ben beérkezett teljes összeget a

– 2008. évben felajánlott 103.689,- Ft-ot, azaz egyháromezer-hatszáznyolcvankilenc forintot 2009-ben a Pro Geophysicsa kitüntetés díjazására,

– 2009. évben felajánlott 81.417,- Ft-ot, azaz nyolcvanegyezer-négyszázötvenhét forintot 2010-ben a Pro Geophysicsa kitüntetés díjazására fordítottuk.

Közhasznú alapítványunk köszönettel fogad minden, a törvények által szabályozott támogatást a jövőben is. Adószámunk 19638902-2-42.

Pályi András
az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány
kuratóriumának elnöke

Zimányi István

1935–2010

2010. július 18-án, hosszan tartó betegség után, mégis váratlanul, 75 éves korában, elhunyt Zimányi István geofizikus, a Magyar Geofizikusok Egyesületének alapító tagja.

1935. július 20-án, Budapesten született. A II. Rákóczi Ferenc gimnáziumban érettségizett 1953-ban, ezt követően felvették az ELTE Élet- és Földtudományi Kar geofizikus szakának hallgatói közé. 1957 novemberében kitűnő eredménnyel államvizsgázott és szerzett geofizikus oklevelet.

1957. november 15-én állt munkába. Első munkahelyén, az ELGI Gravitációs Osztálya tudományos gyakornokaként mint geodéta végzett terepi méréseket. A gyakornoki év letelte után áthelyezését kérte a Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzemhez. A jogutód Geofizikai Kutató Vállalat munkatársa volt 1993-ig, majd a MOL Rt. megalakulását követően, a végleges nyugdíjba vonulásáig, a GES Kft. erőter-geofizikai méréseinek mérés-technikai felügyeletét és üzemképességét biztosította.

Széles körű szakmai érdeklődésével és felkészültségével a kőolajipari felszíni geofizikai kutatások szinte minden szakterületén eredményesen tevékenykedett.

1959–1963 között mint szeizmikus észlelő, elsősorban a Kisalföld szeizmikus kutatásánál végzett refrakciós méréseket.

1963-ban a vállalat megbízta az akkor meginduló Eötvös-inga- és földmágneses méréseket végző terepi csoport megszervezésével és a terepi mérések irányításával.

1965-től tevékenyen részt vett a vállalat központjában a közetfizikai laboratórium kialakításában, megtervezte és megépítette a tellurikus kádmódellező berendezést, és megindította a modellvizsgálatokat. Ezzel a továbbiakban véglegesen eljegyezte magát a geoelektromos mérésekkel. Tevékenysége kiterjedt a mérések irányítására, ellenőrzésére és a műszaki fejlesztésre ugyanúgy, mint a berendezések karbantartására és javítására is.

Az általa 1970-ben tervezett, majd tevékeny részvételével megépített és biztonságosan üzemeltetett, nagy teljesítményű geoelektromos adóberendezés létrehozása képezte az alapját az elektromágneses frekvenciaszondázások hazai bevezetésének. A 80-as évek elején megvalósított tervei képezték a további korszerűsítés alapját is.

Emberi tulajdonságai, nyílt, mindenkin segíteni akaró magatartása, tették közkedvelté munkatársai, barátai körében. Kissé fanyar humorával – annak ellenére, hogy meglehetősen zárkózott természetű volt – sokszor keltett vidámságot a társaságában.

1957-ben megnősült, majd 1967-ben kislánya született. Boldog házasságban élt, családjáért nagyon sokat tett. Felesége és leánya is sokszor betegeskedett, s ekkor Pista volt az, aki a családot önfeláldozóan segítette, gondozta. Sajnos az utóbbi öt évben rajta is egyre jobban elhatalmasodott a betegsége, s tavaly, amikor lakásán meglátogattuk, már igen nehezen tudott mozogni. Ezért már évek óta nem tudott részt venni a szokásos évi évfolyam-találkozónkon, pedig Ő nagyon hiányzott a társaságunkból.

Kreatív adottságai, sziporkázó műszaki és elektronikai ötletei, valamint a gyakorlati megvalósításukban személyes példamutatással és nagy hozzáértéssel végzett tevékenysége jelentősen hozzájárultak a hazai elektromágneses kutatások fejlesztéséhez és eredményeihez.

1995-ben bekövetkezett nyugdíjaztatása után – külön szerződéssel – még évekig dolgozott korábbi munkahelyén, annak megszűnéséig.

Barátai, évfolyamtársai és volt munkatársai 2010. augusztus 6-án vettek Tőle örökre búcsút a pestszentlőrinci Szent István király templomban.

Ígérjük, Zima, nem felejtünk el.

Gadó Károly, Nagy Zoltán



Zimányi István
1935–2010

Rendezvénynaptár

2011. január		
2011. jan. 16–19.	EAGE Mélyfúrás-geofizikai Workshop (http://www.eage.org)	Isztanbul, Törökország
2011. február		
2011. febr. 21 – 24.	DGG (Német Geofizikai Társulat) 71. évi közgyűlése (http://www.geomt.uni-koeln.de/dgg-2011)	Köln, Németország
2011. febr. 25.	DGG/EAGE Workshop: A nagy mélységű geotermikus energia geofizikája (http://www.eage.org)	Köln, Németország
2011. március		
2011. márc. 27–30.	EAGE 3. Passzív Szeizmikus Workshop (http://www.eage.org)	Athén, Görögország
2011. április		
2011. ápr. 3–8.	European Geoscience Union közgyűlése (http://meetings.copernicus.org/egu2011)	Bécs, Ausztria
2011. ápr. 10–13.	AAPG évi kongresszus és kiállítás (http://www.aapg.org)	Houston, USA
2011. ápr. 12–14.	EAGE IOR 2011 (http://www.eage.org)	Cambridge, Nagy-Britannia
2011. május		
2011. máj. 23–26.	EAGE, 73. évi kongresszus és műszerkiállítás (http://www.eage.org)	Bécs, Ausztria
2011. szeptember		
2011. szept. 12–14.	EAGE Near Surface 2011 (http://www.eage.org)	Leicester, Nagy-Britannia
2011. szept. 18–23.	SEG 81. évi kongresszus és kiállítás (http://www.seg.org)	San Antonio, USA
2011. október		
2011. okt. 3–6.	A Balkán Geofizikai Társaság 6. kongresszusa (http://www.bgs2011.hu)	Hotel Mercure Buda, Budapest

EAGE: European Association of Geoscientists and Engineers; *SEG*: Society of Exploration Geophysicists; *AAPG*: American Association of Petroleum Engineers

További részletek, referenciák a honlapról (<http://www.mageof.hu>) érhetők el.

Kakas Kristóf



Tisztelt Kollégák!

Lapunk hátsó borítója általában üres. Ide a jövőben képeket szeretnénk tenni. Gondolom, nemcsak Eötvös Loránd fényképezte a terepi méréseket, hanem azóta egyesületünk tagjainál is sok érdekes kép halmozódott fel. Szerkesztőségünk hálásan fogadná, ha érdekes képeikből a lap hátsó borítóján történő megjelentetésre minél többet elküldenének nekünk.

Képeiket várva kíván „Jó szerencsét!”
Bodoky Tamás főszerkesztő



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

1371 Budapest, Pf. 433; Tel./Fax: (1) 201-9815

E-mail: geophysic@mtesz.hu; Honlap: www.mageof.hu