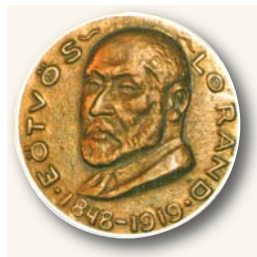


MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR
GEOFIZIKUSOK
EGYESÜLETÉNEK
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE
ASSOCIATION
OF HUNGARIAN
GEOPHYSICISTS

Köszönet

A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének
frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése

Szén-dioxid felszín alatti elhelyezése és az azt meghatározó geokémiai folyamatok
előzetes vizsgálata pannon üledékes formációkon

A CGI inverzió eredményének elemzése egy terepi példán

Mi a joint inverzió?

Wegener-centenárium:
Megszületett-e a kontinensvándorlás Newtonja?

Megemlékezés és emlékkiállítás Takács Ernő professzor tiszteletére

Új utak a földtudományban – és az útépítők

Felhívás



MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

53. évfolyam (2012) 4. szám



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

TARTALOM • CONTENTS

SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 235 Köszönet (Acknowledgements)
235 Helyreigazítás (Erratum)

TANULMÁNYOK • PAPERS

- 236 A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése (Investigation in spectral domain, and interpretation of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region) – *Kiss J.*
- 258 Szén-dioxid felszín alatti elhelyezése és az azt meghatározó geokémiai folyamatok előzetes vizsgálata pannon üledékes formációkon (Carbon capture and sequestration: A preliminary study on its determinant geochemical processes on Pannonian sedimentary formations) – *Berta M., Király Cs., Lévai Gy., Falus Gy., Székely E., Szabó Cs., Sciarpetti G., Zilahi-Sebess L.*
- 267 A CGI inverzió eredményének elemzése egy terepi példán (The analysis of CGI inversion results involving a field case) – *Gyulai Á., Turai E., Baracza M. K.*
- 275 Mi a joint inverzió? (What is joint inversion?) – *Gyulai Á., Baracza M. K.*

TUDOMÁNYTÖRTÉNET • SCIENCE HISTORY

- 281 Wegener-centenárium: Megszületett-e a kontinensvándorlás Newtonja? (Wegener Centennial: Was the Newton of the continental drift born?) – *Horváth F.*

HÍREK • NEWS

- 294 Megemlékezés és emlékkiállítás Takács Ernő professzor tiszteletére (Remembrance and exhibition in memory of professor Ernő Takács) – *Pethő G.*
- 295 Új utak a földtudományban – és az útépítők (New routes in geosciences – and the route-builders) – *Rezessy G.*
- 299 Felhívás (Announcement)

MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

53. évfolyam (2012) 4. szám

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

Főszerkesztő • Editor-in-Chief

DR. BODOKY TAMÁS

E-mail: bodoky.tamas@mfgi.hu

Szerkesztőbizottság • Editorial Board

DR. BARÁTH ISTVÁN, 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 szakcikkeket (tanulmányokat) szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsorát az évvégé számban 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: 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.
Telefon/Fax: (1) 201-9815
Titkársági e-mail: postmaster@mageof.t-online.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

Köszönet

A *Magyar Geofizika* szerkesztősége köszönetét fejezi ki a lap olvasóinak nevében is azoknak, akik a lap szerkesztésében, illetve színvonalának megőrzésében, javításában az elmúlt 2012. évben valamilyen módon közreműködtek.

A hírek, beszámolók szerzőinek nevét mindig közöljük írásuk végén, így ezt nem ismétljük meg itt, de a köszönet természetesen nekik is szól.

Név szerint is szeretnénk megemlíteni itt azokat, akiknek a neve máshol nem jelent meg.

* * *

Köszönet a szakcikkek lektorainak! Ezt a sokszor sok munkával járó munkát az elmúlt évben következő kollégáink vállalták:

Ádám Antal, Bodoky Tamás, Bucsi Szabó László, Debreczeni Ákos, Drahos Dezső, Galsa Attila, Gyulai Ákos, Kis Márta, Madarasi András, Nagy Zoltán, Posgay Károly, Pethő Gábor, Práczser Ernő, Simon András, Szabados László, Szabó Norbert Péter, Szabó Zoltán, Szalai Sándor, Turai Endre, Verő József, Wesztergom Viktor, Zilahi-Sebess László.

Köszönet a hátlap képek beküldőinek! Köszönjük, hogy kérésünkre vették a fáradságot, és sok évtizeddel ezelőtti

fényképeket kerestek elő és juttattak el hozzánk. A képeket következő kollégáinktól kaptunk:

Baráth István, Bodoky Tamás, Kovács Zsombor, Polcz Iván, Rybár Olivér, Sédy Judit, Szongoth Gábor.

Köszönet illeti még egyes hátlap képekért az *Eötvös Loránd Emlékkiállítás* archívumát.

Végül, de nem utolsó sorban, köszönjük *Hock Gábor* technikai szerkesztőnek a lap igényes külsejét és a szerkesztés magas minőségét.

Szerkesztőség

Helyreigazítás

Dr. Fabiáncsics László nekrológját a 2012/3. számban *Ráner Géza* állította össze. Ezúton kérünk elnézést tőle és természetesen az olvasóktól is, hogy pont az ő neve maradt ki az aláírók nevei közül.

Szerkesztőség

A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália-térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése^{a)}

KISS J.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
E-mail: kiss.janos@mfgi.hu

Magyarország gravitációs Bouguer-anomáliatérképének egyik legérdekesebb Ny-ról K-re kinyíló tölcészerű rajzolatát, a felszíni földtani ismereteink alapján csak egyes részleteiben tudjuk megmagyarázni. Minél tovább nézzük a térképet (vizsgáljuk a Bouguer-anomáliateret), annál inkább megbizonyosodunk róla, hogy valószínűleg egy mély regionális földtani hatás tükröződik a felszínközeli tektonika által változtatossá tett anomáliakép alatt.

Ennek a hatásnak a jelenléte a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén teljesen egyértelműen ott azonosítható, ahol ezek a jellegzetességek (minimumzónák formájában) a Pannon-medence kiterjedt gravitációs maximumát feldarabolják. Tulajdonképpen a Pannon-medence izosztatikus eredetű gravitációs maximumát írják felül, jelentős minimumokat rajzolva Bouguer-anomáliatérképre.

Ezek a minimumok medencealjzatnál mélyebb, kéreg- (vagy köpeny-) eredetű hatásoktól származnak, amire néhány évtizedes modellezési tapasztalatainkból következtetünk.

A regionális gravitációs lineamentek kialakulásának okait vizsgálva az izosztatikus gyökérszónák lehetséges hatása többször is előkerült. Az izosztatikus gyökérszónák és köpenykiemelkedések vizsgálataink alapján hatással lehetnek a Kárpát-Pannon Régió kéreg-köpeny mozgásmodelljére is.

Kiss, J.: Investigation in spectral domain, and interpretation of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

One of the most interesting parts of Bouguer anomaly map of Hungary is the cone form opening from West to East which can be explained by our surface geological knowledge only to a certain extent. The longer we are looking the map (studying the Bouguer anomaly field) the more convinced we become that the effect of a deep regional geological structure is reflected on the Bouguer anomaly map which gets variety from the near surface tectonics.

These signatures can be identified only on the Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region where these minimum zones spaded the spacious gravity maximum of the Pannonian Basin. They overwrite the effect of isostasy generating significant minimum zones on this gravity maximum.

Based on our interpretation practice of several decades, we suppose that the source of these effects is deeper than the surface of the basement and it has a crust or mantle origin.

Looking for the sources of regional gravity minimum zones (lineaments), we had to build the consequences of the isostasy into the geodynamical model. The presence of the isostatic roots below the mountain regions and antirroots below the deep basins can modify the crust (mantle) mobility in the Carpathian-Pannonian Region.

Beérkezett: 2012. október 18.; *elfogadva:* 2013. február 12.

Bevezetés

Az izosztázia jelenségének vizsgálata során (Kiss 2009c, 2010) a Moho-felszín hatásának egyértelmű jeleit sikerült azonosítani Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén. Ezek a jelek a környező hegyek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) esetében teljesen nyilvánvalóak voltak, de a Kárpát-medence belsejében ezek a hatások – különösen,

ha az országos Bouguer-anomáliatérképből indultunk ki – nehezen felismerhetők, gyakorlatilag nem azonosíthatóak! A felszíni földtani értelmezések (pl. pretercier medencealjzatmélység-meghatározások) során ezek az anomáliák – mivel a Bouguer-anomáliatérre gyakorolt hatásukat nem ismertük pontosan – értelmezési problémákat okoztak. Ezek a gravitációs anomáliák ugyanakkor a földkéreg felépítésének megismerése szempontjából a szeizmikus mélykutató-

sok mellett – a pont- vagy vonalszerű adatrendszerek után, amelyekből az eddigi információk származtak – új területi képet adtak a földkéregről, annak inhomogenitásáról, amelynek elemzése érdekes adalékkal szolgálhat a kéregkutatás számára!

Vajon az egyértelműen kimutatható kéreghatások mit tükröznek vissza? A kérdés megválaszolása túlmutat a gravitációs értelmezésen, de talán a feldolgozásaink és az ebből kapott információk – más módszerek eredményeivel összevetve – fontosak lehetnek a Kárpát-Pannon Régió földtani „kirakós játék”-ának megoldásában.

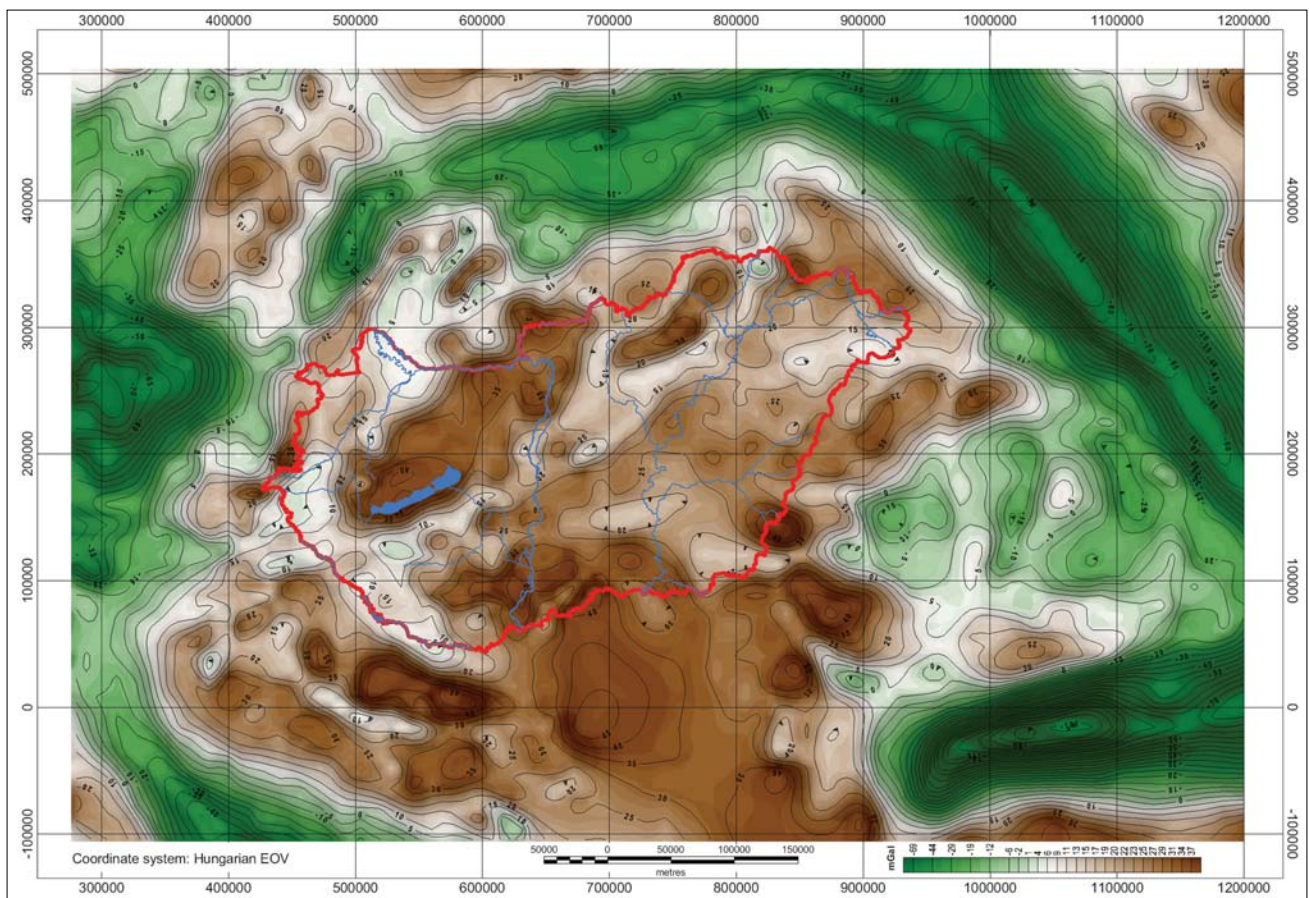
Érdekes az anomáliák spektrális jellege alapján megvizsgálni a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét, hátha a különböző mélységű (léptékű) hatásokat el tudjuk különíteni. Az elkülönítés nem mindig egyértelmű, mert az anomáliák szuperpozíciója miatt interferencia és *alias* jelenségek alakulhatnak ki, s ilyenkor a hatások nem csak a települési mélységüknek megfelelő térfrekvenciával jelentkeznek. Óvatosnak kell tehát lennünk a spektrálanalízis során, ellenőriznünk kell a kapott eredményeket a meglévő, más forrásból származó információkkal összevetve, miközben megőrizzük a gravitációs adatfeldolgozás eredményeit mint kiindulási forrásként szolgáló információkat!

A spektrálanalízis során abból indultunk ki, hogy a különböző mélységű hatások eltérő térfrekvenciájú^{b)} anomáliákat

okoznak. Feltételezzük, hogy a ható mérete nincs jelentős hatással az energiaspektrumra, amint azt a gravitációs lineamensek kimutatásához végzett modellezésekkel már többé-kevésbé beláttuk (Bodoky et al. 2007). Spektrális szűréssel azt is vizsgáltuk, hogy a Bouguer-anomáliák rajzolatát mely mélységtartományokban jelentkező sűrűségváltozások határozzák meg.

A Bouguer-anomáliatérkép spektrális szűrésekor az energiaspektrumon kijelölhetjük az egyenes szakaszokat (elvilleg ezek az azonos mélységtartományból származó hatások), majd sávszűréssel, a spektrum szakaszainak megfelelő hullámhosszúságú anomáliákat elkülöníthetjük. A szakirodalomban mélységi szelelelésnek is hívják ezt az eljárást, az adatfeldolgozás szempontjából tulajdonképpen egy – a kiindulási adatok spektrális elemzése alapján megtervezett – sávszűrésről van szó (a Meskó-féle maradékanomália-szűrő is sávszűrő volt – Meskó 1966).

A Bouguer-anomáliatérkép nagy hullámhosszúságú anomáliái határozott minimumsávokat jeleznek, amelyek eredete a kéreg, esetleg köpeny. Ez viszont azt is jelentheti, hogy az anomáliatérképen a Kárpát-Pannon Régió geodinamikai folyamatainak egyfajta lenyomata látszik, és ezek vizsgálata közelebb vihet minket a Pannon-medence kialakulásának megértéséhez.



1. ábra | Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália térképe

Figure 1 | Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

Kiindulási adatok

A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-értékeinek kiszámítása – nemzetközi együttműködésben – az IGSN71 európai vonatkoztatási rendszert, WGS84 ellipszoidot és 2670 kg/m^3 korrekciós sűrűséget alkalmaztuk (East–West Gravity Project, GETECH–ELGI együttműködés).

A Bouguer-anomáliatérkép (1. ábra) nem egyforma pontsűrűségű adatrendszerből készült, így például Szerbia esetében sokkal ritkább hálózatból kellett a 8 km-es szabályos rácsávolságú Bouguer-anomáliatérképet elkészíteni, ami látszik is a térkép spektrális jellegéből. Ezt a szabályos rácsból álló adatrendszert interpoláltuk tovább 1 km-es hálóba (rácsból-rácsba – sűrítő interpolálás) egy szebb lefutású térkép előállítására céljából, így az interpolálásból származó álanomáliák megjelenését el tudtuk kerülni. A feldolgozásokat és szűréseket ezen az adatrendszeren végeztük el.

A Bouguer-anomáliatérképen (1. ábra) jól látszik, hogy a Pannon-medence belseje maximumként, a környező hegyvidékek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) minimumként jelentkeznek, az izosztázia elvének megfelelően. Ellenőrizni kell azonban, hogy ezek a hatások tényleg a Moho-diszkontinuitás felszínének hullámzásából származnak-e, és nem csak a véletlen műve az anomáliák ilyen jellegű elrendeződése.

A gravitációs mérési adatokból indulunk ki, figyelmen kívül hagyva minden földtani koncepciót és előítéletet, spektrálanalízissel elkülönítjük a különböző gravitációs hatásokat, majd megpróbáljuk értelmezni a kapott eredményeket összekapcsolva azokat más – többek között földtani – ismeretekkel.

Spektrálanalízis

A Fourier-transzformáció a kétdimenziós függvények spektrális karakterisztikájának meghatározására is használható. Ilyen adatrendszer lehet, pl. a mágneses vagy a gravitációs anomáliatér (Meskó 1983, Blakely 1996, Kis K. 2009).

Az energiaspektrum a Fourier-transzformáltból a következőképpen írható le:

$$E(u, v) = \left| \overline{F}(u, v) \right|^2,$$

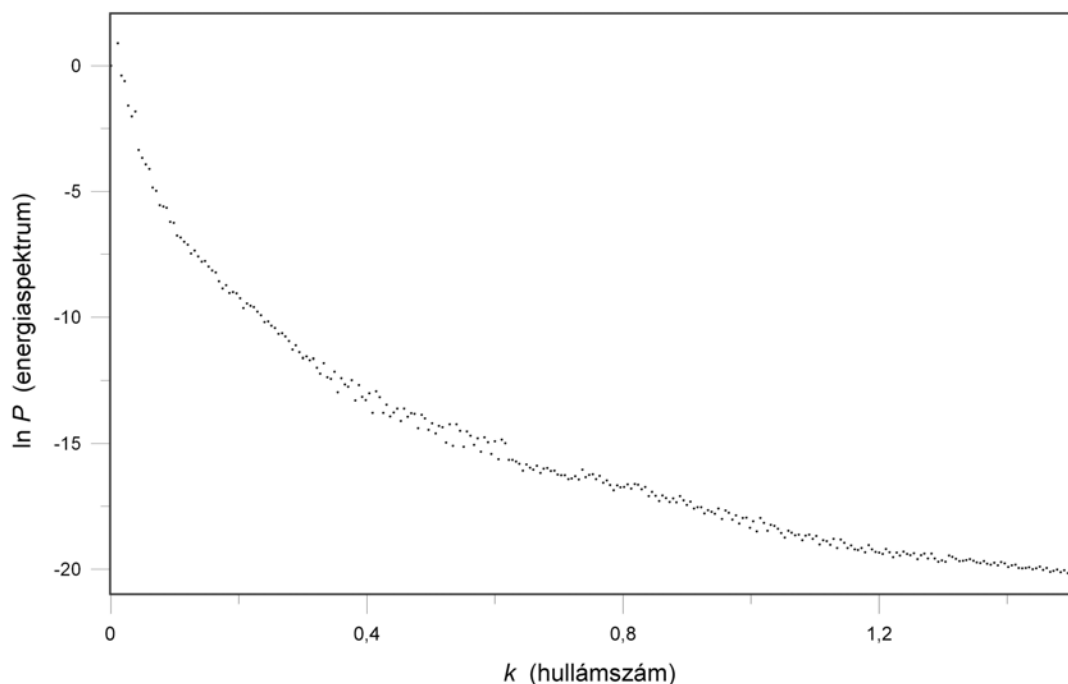
ahol $E(u, v)$ az energiaspektrum, $\overline{F}(u, v)$ a Fourier-transzformált.

Az energiaspektrum természetes logaritmikusanak megjelenítése a hullámszám (vagy térfrekvencia) függvényében adja az adatrendszer spektrumát.

A spektrumot többféle programmal (algoritmussal) állíthatjuk elő, de minden esetben fontos tisztázni, hogy térfrekvenciát vagy hullámszámot használunk-e, illetve azt, hogy mágneses vagy gravitációs adatok elemzésére használjuk-e a spektrálanalízis adta lehetőségeket (az Eötvös–Poisson-összefüggés alapján ismert, hogy egy deriváltnyi különbség van a kétfajta adat között, tehát nem mindegy!). A különböző „gyári” programok nem teljesen egyértelműen jelzik (dokumentálják), hogy mivel, és hogy mit számolnak („feketedoboz effektus”). A mélységmeghatározás során ezek a kiindulási információk döntő fontosságúak.

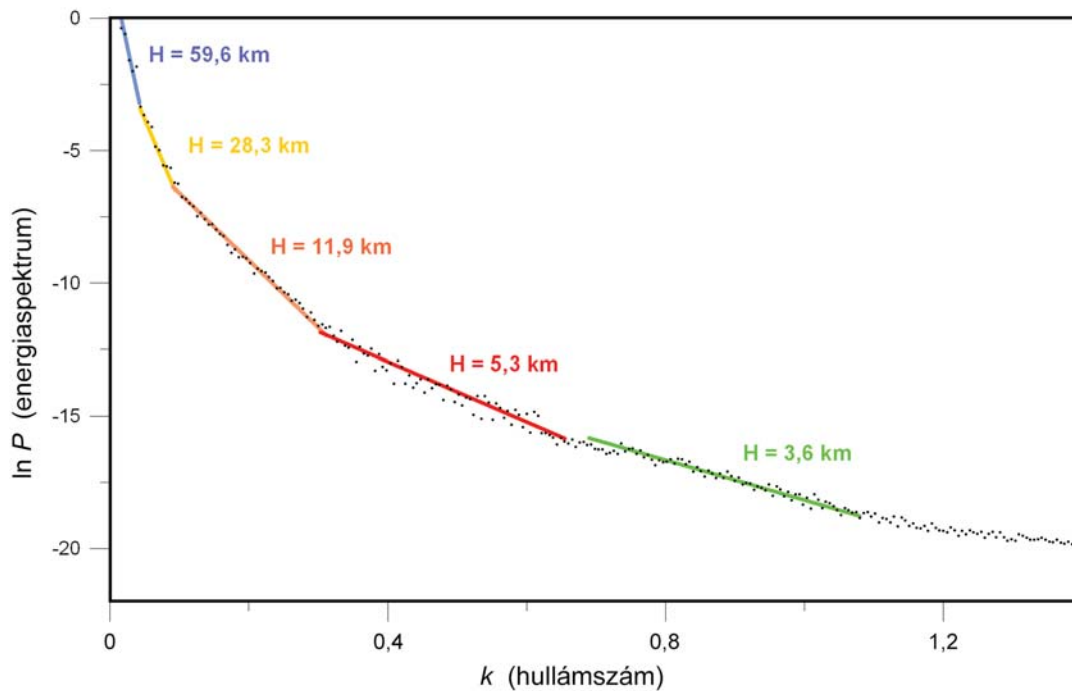
Az adatok spektrális érvényességi tartományát a Nyquist-frekvencia alapján a kiindulási adatok rácsávolságaiból (mintavételi távolságból) tudjuk meghatározni:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta x}; \quad k_N = 2\pi f_N = \frac{\pi}{\Delta x}.$$



2. ábra | A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének energiasűrűség-spektruma

Figure 2 | Power density spectrum of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

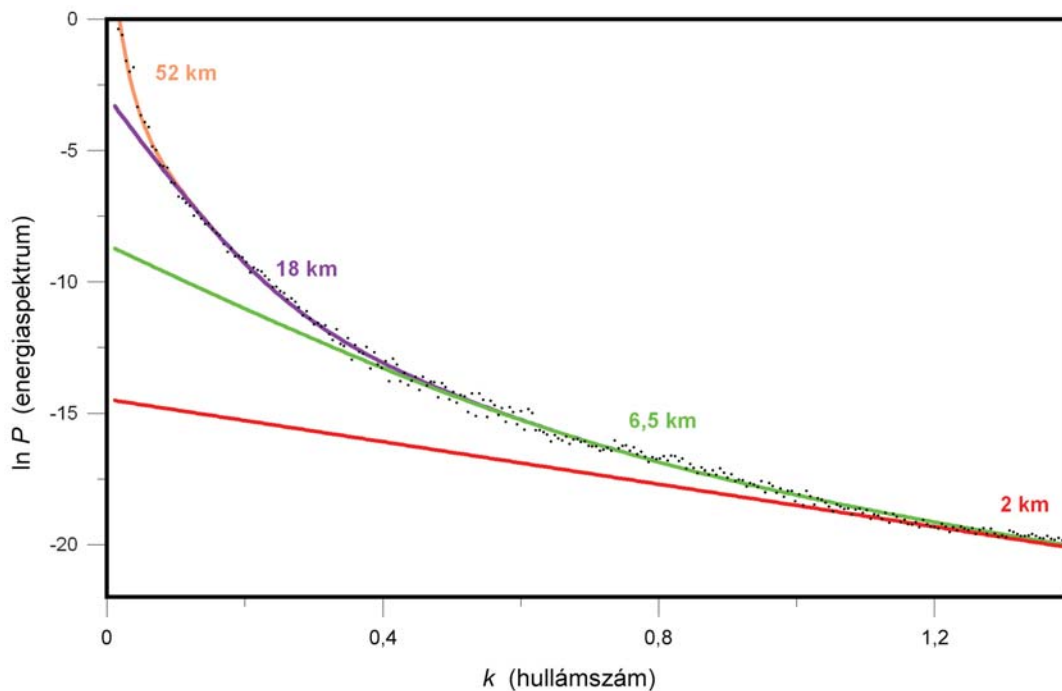


3. ábra Jellegzetes mélységtartományok manuális kijelölése a spektrumon

Figure 3 Manual designation of representative depth domain on the spectrum

Mivel a feldolgozásaink során hullámszámokkal (k_N) dolgoztunk, így esetünkben a térfrekvencia (f_N) értéket 2π -vel meg kellett még szorozni. A Nyquist-frekvenciának megfelelő hullámszámérték ebben az esetben 0,4 körüli (mivel a rácstávolság 8 km), így a kapott

spektrum csak eddig az értékig hordoz információt a mintavételi sűrűségéből adódóan. A spektrum másik szélsőértékét a vizsgált terület nagysága határozza meg (a gyakorlat alapján: vizsgálható mélység \sim területméret/ (10÷50).



4. ábra Jellegzetes mélységtartományok interaktív (illesztéses) kijelölése a spektrumon

Figure 4 Depth estimation by interactive curve fitting of the spectrum

A spektrum (2. ábra) a 0,4-es értéknél „szétválík”, elzajosodik, ez a Nyquist-frekvenciának megfelelő tartomány, és a spektrum 0,4-nél nagyobb hullámszámokhoz tartozó része már – az 1 km-es rácsba interpolálásból adódóan – nem használható valós mélységmeghatározásra.

A spektrumgörbe alapján lehet elkülöníteni a különböző mélységű hatásokat: az azonos mélységhez tartozó hatások a spektrumon egyenes szakaszokként jelentkeznek (Spector és Grant 1970). Van, amikor a kijelölés teljesen egyértelmű, esetenként azonban nehézkes a különböző mélységek hatását felismerni, mert a spektrumgörbe meredeksége folyamatosan változik, és nincsen egyenessel közelíthető szakasza. A modellezések alapján az is látszik, hogy egy adott mélység válaszspektruma csak egy meghatározott spektrális tartományban közelíthető egyenessel.

A 2. ábra a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének energiaspektrumát mutatja, a 3. ábra a spektrumon kirajzolódó (vagy kijelölhető) egyenes szakaszok alapján a gravitációs hatók legvalószínűbb mélységi helyzetét adják meg (ez a manuális vagy szubjektív kijelölés, amivel a szakmai publikációkban leggyakrabban lehet találkozni).

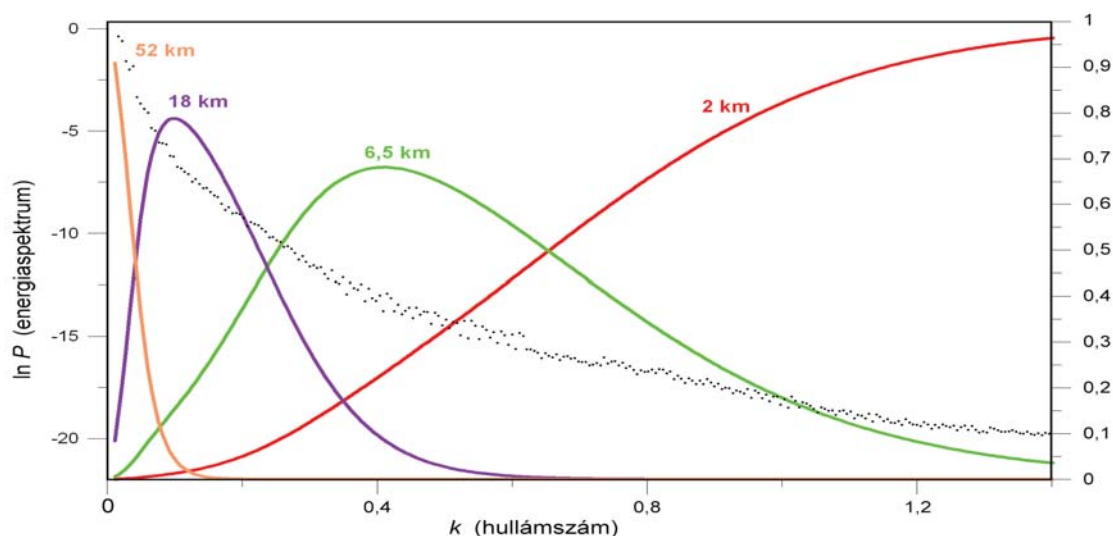
Lehetőség van a spektrális mélységek ellenőrzésére inverzióval, amelyet ekvivalens rétegek, vagy félterek energiaspektrumának kiszámolásával (Phillips 2001), továbbá a

számolt spektrumoknak és az eredeti spektrumnak az összevetésével érhetünk el. Erre azért van szükség, mert egyrészt a szuperpozíció miatt több hasonló megoldás lehetősége is benne van az energiaspektrumban, másrészt a kiindulási réteg mélysége hatással van a következő réteg mélységére, amiről csak a teljes spektrum kiszámításával győződhetünk meg.

Az inverziós spektrumillesztés során több manuálisan kijelölt mélység kieshet, illetve módosulhat, és tapasztalataink alapján a kiindulási értékek (azok hibája) befolyásolják az inverzió végeredményét, ami miatt a felszínről indulva, rétegről-rétegre kell felépíteni a modellt.

A 4. ábra az illesztett és inverzióval finomított spektrumot mutatja ekvivalens rétegenkénti bontásban (az inverziónál a fentebb említett okok miatt a teljes spektrumgörbére kellett illeszteni, figyelmen kívül hagyva a Nyquist-frekvenciát). A piros vonal a 2 km-es mélység spektrumát, a zöld vonal a 2 és 6,5 km-es mélységek együttes hatását mutatja és így tovább, míg végül a narancssárga vonal a teljes spektrumot, a 2–6,5–18–52 km mélységű hatók együttes hatását adja meg. Az utolsó mélységet már nem ekvivalens rétegenként, hanem féltérként vettük figyelembe.

Az illesztéskor különböző súlyokkal szerepelnek az eltérő mélységű hatások, ezt mutatják az 5. ábra átviteli függ-



5. ábra | Átviteli függvények a spektrumillesztésnél
Figure 5 | The bandpass filter characteristics on the spectrum

1. táblázat | A spektrális mélységek lehetséges földtani magyarázata

No.	Az ekvivalens ható mélysége (km)	A gravitációs hatás forrása	A megjelenés jellemző helye, érvényessége
1	~52	Moho-felszín, kéreg–köpeny határfelület	Alpok–Kárpátok–Dinaridák hegykoszorúja
2	~18	Conrad-felszín, gránitos-bazaltos kéreg határfelülete	Pannon-medence
3	~6,5	A legmélyebb üledékes medence mélysége	Pannon-medence
4	~2	A laza, nem tömörödött üledékek kimutathatósági határa	Pannon-medence

vényei. Ez megmutatja egyben azt is, hogy melyek a domináns hatások és melyek a kevésbé megbízható mélységtartományok. Esetünkben az 52 km-es mélységű szint hatása az egyik domináns hatás (a spektrum elején, rövid szakaszon 90%-os részaránnyal szerepel), a másik a 2 km-es lenne (a spektrum végén 96%-os részarányban jelenik meg), de ez már a zajtartományban van, mivel az interpolálásból származó a Nyquist-hullámszám feletti értékek tartományába esik. A 18 km-es és 6,5 km-es mélységek maximum 80, illetve 70%-os részarányban jellemzik a spektrumot az adott mélységtartományban. Az átviteli függvények azt is megmutatják, hogy az adott spektrális mélységhez milyen széles spektrum- vagy térfrekvenciatartomány tartozik.

A kisebb mélységek meghatározásához egy sűrűbben mintavételezett adatrendszerre van szükség, de ilyen adatok Közép-Európában számunkra csak Magyarország területéről állnak rendelkezésre (talán a következő publikációban bemutatjuk).

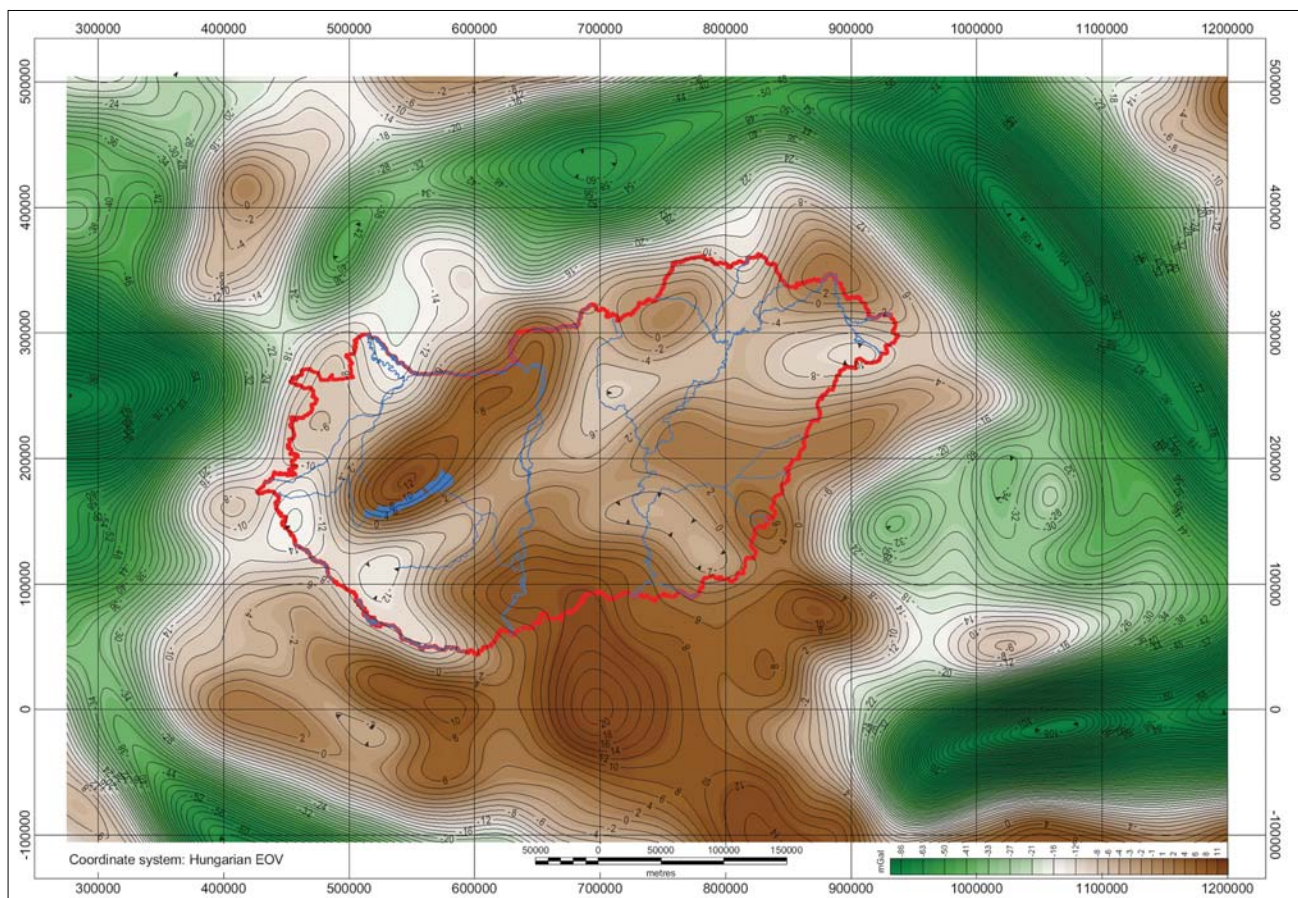
Földtani ismereteink alapján a kapott szintek többé-kevésbé beazonosíthatóak (1. táblázat), bár jelezni kell, hogy a spektrálanalízis csak azokat a Bouguer-anomáliaváltozásokat érzi, amelyek különböző térfrekvenciájú anomáliák formájában megjelennek. Ha nincs laterális sűrűségváltozás vagy vertikális irányú (mélység-) változás, akkor a szint

bármennyire is jellemző a területre, spektrális szempontból láthatatlan (mivel jelfrekvenciája nulla lesz, azaz nincsen anomália, csak egy konstans érték).

A szeizmikus mérések alapján a Pannon-medencére 25–30 km, a környező hegykoszorú alatt 40–60 km-es Moho-mélység a jellemző, így az 52 km-es spektrális mélység oka nagy valószínűséggel a Moho-szinten jelentkező sűrűségugrás. Az egész Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének egy jellemző mélységtartománya ez, ami a Pannon-medence Moho-szintjére – legalábbis jelen tudásunk szerint – nem jellemző, viszont a környező hegyek izosztatikus gyökérzónájának jelenléte miatt egy domináns jelfrekvenciával megjelenő mélység. Mivel spektrálanalízissel a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének egészét vizsgáltuk, nem lehet a hatásokat területileg lehatárolni, csak a földtani ismereteink alapján utólag értelmezni és magyarázni.

A Conrad-diszkontinuitás (SiAl–SiMa határ) mélységére csak a magyarországi mágneses mérésekből tudunk következtetni, amiből 15–18 km körüli mélységet feltételeztünk korábbi cikkeinkben (Kiss 2009a, Kiss et al. 2010). Ez a mélység megfelel a gravitációs spektrális mélységmeghatározás 18 km-es mélységének.

Közismert, hogy Magyarországon a legnagyobb medencemélység 7–8 km körüli, tehát a 6,5 km-es mélység a leg-



6. ábra | 52 km-es mélység Bouguer-anomáliatérképe
 Figure 6 | Bouguer anomaly effect of 52 km depth sources from spectral analysis

mélyebb medencéink szintjén jelentkező sűrűségváltozással lehet kapcsolatban.

A gyakorlati gravitációs modellezések és a sűrűség–mélység összefüggések (Szabó, Páncsics 1999, Mészáros, Zilahi-Sebess 2001) azt mutatják, hogy az üledékek konszolidációjából, a pórusterfogat drasztikus lecsökkenéséből származó gyors sűrűségnövekedés miatt, általában 2–3 km mélységben a laza üledékek a medencealjzatnak megfelelő sűrűséget érnek el, ami után az aljzattól való elkülönítés „a priori” ismeretek hiányában nagyon nehéz. Ez lehetne az utolsó spektrális mélység magyarázata.

A sűrűség megváltozása a felszíntől a legnagyobb behatolási mélységig folyamatosan jelen van, de vannak olyan vezérszintek (reológiai változásokhoz, hőmérséklet–nyomás hatására létrejött, fázisátalakulásokhoz köthető határfelületek), amelyek domináns hatása megjelenik a spektrumon. A kristályos medencealjzat, a Conrad-, és a Moho-határfelületek is ilyen kitüntetett szintek, ezért is kapcsoljuk a kapott mélységeket ezekhez az ismert felületekhez. Nem lehetünk azonban teljesen biztosak abban, hogy csak ezeknél a felületeknél kapunk ugrásszerű változásokat a sűrűségparaméterekben.

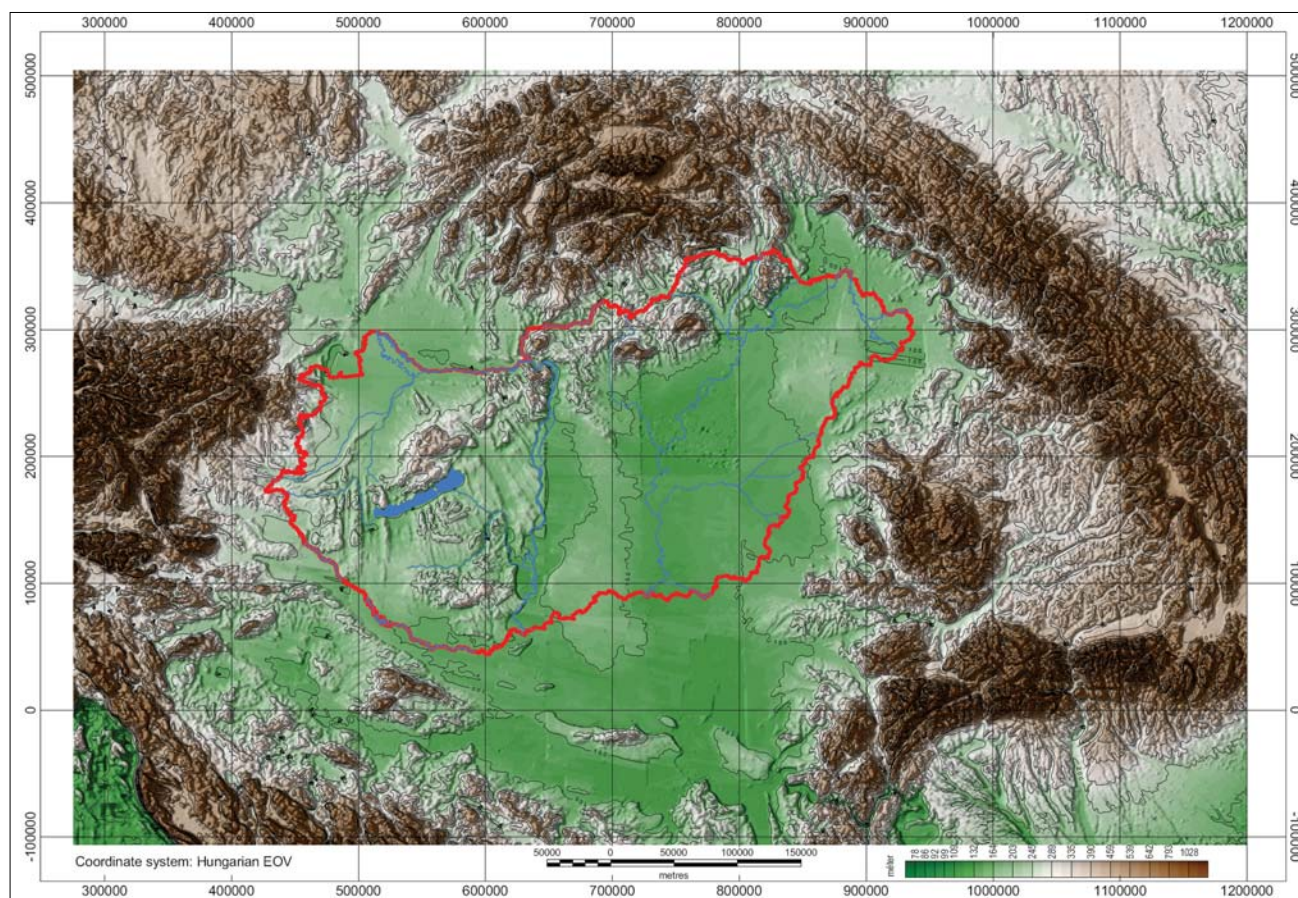
Az 52 km-es mélység az Alpok–Kárpátok–Dinaridák esetében a Moho-mélységgel vannak kapcsolatban, de a Pannon-medencében már a litoszféra vastagságához közeli ér-

ték. Erre a xenolitok vizsgálataiból (Kovács I. et al. 2011) kimutatott kettős felsőköpenyréteg – 30–40 km és egy 40–60 km mély – alapján következtethetünk. Kovács I. és munkatársai egy olyan kisebb mélységű fosszilis litoszféra–asztenoszféra határt feltételeznek, amely a késő miocénre jellemző, kisebb vastagságú litoszférához tartozott. Erről a mélységtartományról azonban nagyon kevés megbízható információval rendelkezünk, talán ezért is lehet érdekes ez a mélység. Ez a kettős felsőköpenyszint megmagyarázhatja a magyarországi Moho-kijelölések bizonytalanságát is.

Nem szabad elfelejteni, hogy a spektrális mélységmeghatározás statisztikusan becsült mélységeket jelent, a spektrum egyes szakaszai a feltételezett gravitációs hatókat egy változó sűrűségű, vékony ekvivalens réteg vagy egy féltér segítségével írják le, és annak mélységét határozzák meg. Így pontos mélységekről (az interferenciajelenségek és a szuperpozíció elvét is figyelembe véve) nem beszélhetünk, inkább csak mélységtartományokról.

Anomáliák a Moho szintjéről

A spektrálanalízis során lehetőség van a különböző hullámhosszúságú anomáliák, azaz az eltérő mélységű hatások el-



7. ábra | Kárpát-Pannon Régió domborzata (SRTM)

Figure 7 | Relief map of Carpathian-Pannonian Region (SRTM)

különítésére, a mélységi szeletelésre. A spektrálanalízis alapján kijelölt különböző mélységek hatását le tudjuk választani a Bouguer-anomátiatérképről. Ez azért lehet érdekes, mert különböző mélységtartományok gravitációs hatását így külön-külön is tanulmányozhatjuk.

Ilyen szempontból a legérdekesebb a Moho körüli mélységnek megfelelő gravitációs anomáliák (6. ábra) vizsgálata volt, azaz az 52 km körüli spektrális mélység. Az 52 km-es mélység elkülönítése lehetőséget ad a Moho körüli mélységek sűrűségváltozásainak nyomon követésére, a kéreg–köpeny határfelület várható hullámzásának vizsgálatára. Sűrűségváltozás, amely 52 km-es mélységben jelen van, az a Moho szintjében is biztosan változásokat jelent.

Az 52 km-es mélység Bouguer-anomátiatérképén megtaláljuk az izosztáziából adódó, már azonosított Moho-jellegzetességeket, a maximumzónát a Pannon-medencében, és a domináns minimumsávokat a környező hegyvonulatok nyomvonalában. Jól látszik a Békési medence ismert – több geofizikai módszer alapján beazonosított – köpenydiapírjának gravitációs hatása (Kovácsvölgyi 1995, 1997, Posgay et al. 1995).

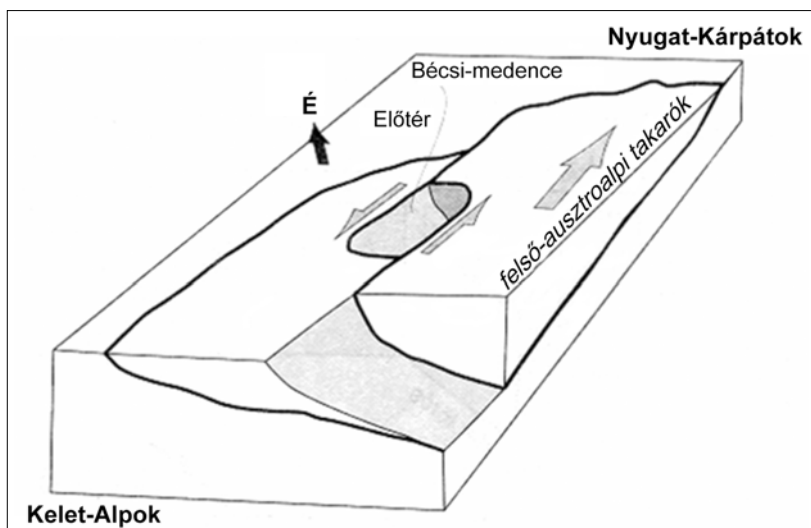
Van azonban néhány, az izosztázia szempontjából nehezen értelmezhető jelenség is a térképen, ezekből vizsgáljunk meg kettőt:

- A Balaton-felvidéken és a Vértes–Gerecse környékén gravitációs maximum van, pedig itt, ha nem is túl magas, de mégis csak hegyek (7. ábra) vannak, s ebből fakadóan izosztatikus gyökérszónát és gravitációs minimumot várnánk az izosztázia elve alapján. Az izosztatikus gyökérszóna jelenlétére utalnak a Dunántúli-középhegységben az 50-es évek végétől folyt intenzív mély szeizmikus kutatások eredményei (Posgay et al. 1991), valamint a litoszférakutató elsőbeérkezései szeizmikus refrakciós (tomografikus) mérések sebességadatai a Bakony–Balaton-felvidék esetében, a CEL08 szelvény mentén (Kiss 2009a, 2009b). Ehhez a gravitációs „rendellenességhez” kapcsolódik a bazaltos vulkanizmus jelenléte, köpeny eredetű zárványokkal. Ezek az információk együtt azt jelezhetik, hogy az izosztázia hatását valami a mélyben

felülírja, pl. egy anomális köpenyhatás, vagy egy köpeny eredetű (felfelé-) áramlás (Kovács et al. 2011), esetleg egy, a környezeténél bázikusabb összetételű alsó kéreg (Török et al. 2005), aminek következtésképpen a sűrűsége és gravitációs hatása is nagyobb, mint a környezetének. Embey-Isztin és társai (1990) a xenolitok vizsgálata alapján a Dunántúli-középhegység felemelkedéséért az alsó kéreg és köpeny közé betelepülő köpeny eredetű bázikus magmát teszik felelőssé, ami egyben a gravitációs rendellenességet is megmagyarázhatja.

- A másik érdekes hely a Bécsi-medence, ahol vastag, laza törmelékkel fedett mély medence van és gravitációs minimum. Látszólag minden rendben is lenne, de ez a minimum a hegyek izosztatikus hatásával összemérhető nagyságrendű, tehát az izosztázia alapján nem egy medencének, hanem jelentős hegyvonulatnak kellene inkább lennie a Bécsi-medence helyén, amelynek izosztatikus gyökérszónája jelentős minimumot okoz. Ezt a jelentős gravitációs minimumot az ismert sűrűségű, laza üledékes kőzetekkel – a hazai modellezési tapasztalatokból kiindulva – már nem lehet modellezni, megmagyarázni. A földtani adatok alapján a Bécsi-medence az izosztatikus mozgásokat felülíró, gyors tektonikai mozgásnak köszönhetően kialakult széthúzásos (*pull-apart*) medence, amely az Alpok (DNy-ről) és a Kárpátok (ÉK-ről) között alakult ki a stabil Bohémiai-tábla és a kilöködő Kárpát-Pannon Régió határvonalán (8. ábra).

Mindkét esetben tehát úgy tűnik, hogy a felszínről ismert szerkezet – domborzati kiemelkedés a Bakony–Balaton-felvidék esetében és a mély árok a Bécsi-medence esetében – folytatódik a mélyben is. Ha elfogadjuk az izosztázia elvét, akkor ez csak gyors geodinamikai mozgásokkal vagy köpenyáramlásokkal lehet megmagyarázni, amelyekről lokálisan nagyon keveset tudunk. Azaz, a Bakony–Balaton-felvidék esetében az izosztatikus gyökérszóna hatását egy köpenyáramlás írja felül (pozitív domborzati elemhez anomálisan nagy sűrűségű köpeny társul), a Bécsi-medence esetében pedig a hegyvidéki zónában kialakult izosztatikus



8. ábra A Bécsi-medence gyors tektonikai mozgások hatására kialakult, széthúzásos medence
Figure 8 Vienna Basin, a pull-apart basin formed by quick geodynamical processes

egyensúlyállapotot egy széthúzásos tektonikának köszönhető medencekialakulás zavarja meg (izosztatikus gyökérzóna felett nagy mélységű medence képződik).

Ez egyértelműen azt jelzi, hogy a Bakony és a Bécsei-medence még nincs izosztatikus egyensúlyban. Persze ne felejtjük el, hogy az izosztatikus kiegyenlítődéés egy nagyon lassú földtani folyamat, amelyet a gyors geodinamikai folyamatok könnyen felülírhatnak.

Kéregszerkezetek a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén

A 8 km rácstávolságú Bouguer-anomáliatérképen több „keskeny” gravitációs minimumzónát (nevezük lineamensnek) azonosíthatunk (9. ábra), amelyeket nem lehet egyben az ismert üledékes medencék (Kilényi, Šefara 1991) hatásával megmagyarázni, illetve a fúrásokból ismert medencealjzat-mélységgel leírni. Ezek a hatások medencealjzatnál mélyebb (kéreg vagy köpeny eredetű) hatások lehetnek, amelyek kialakulásáról a gravitáció alapján nehéz lenne bármit is mondani.

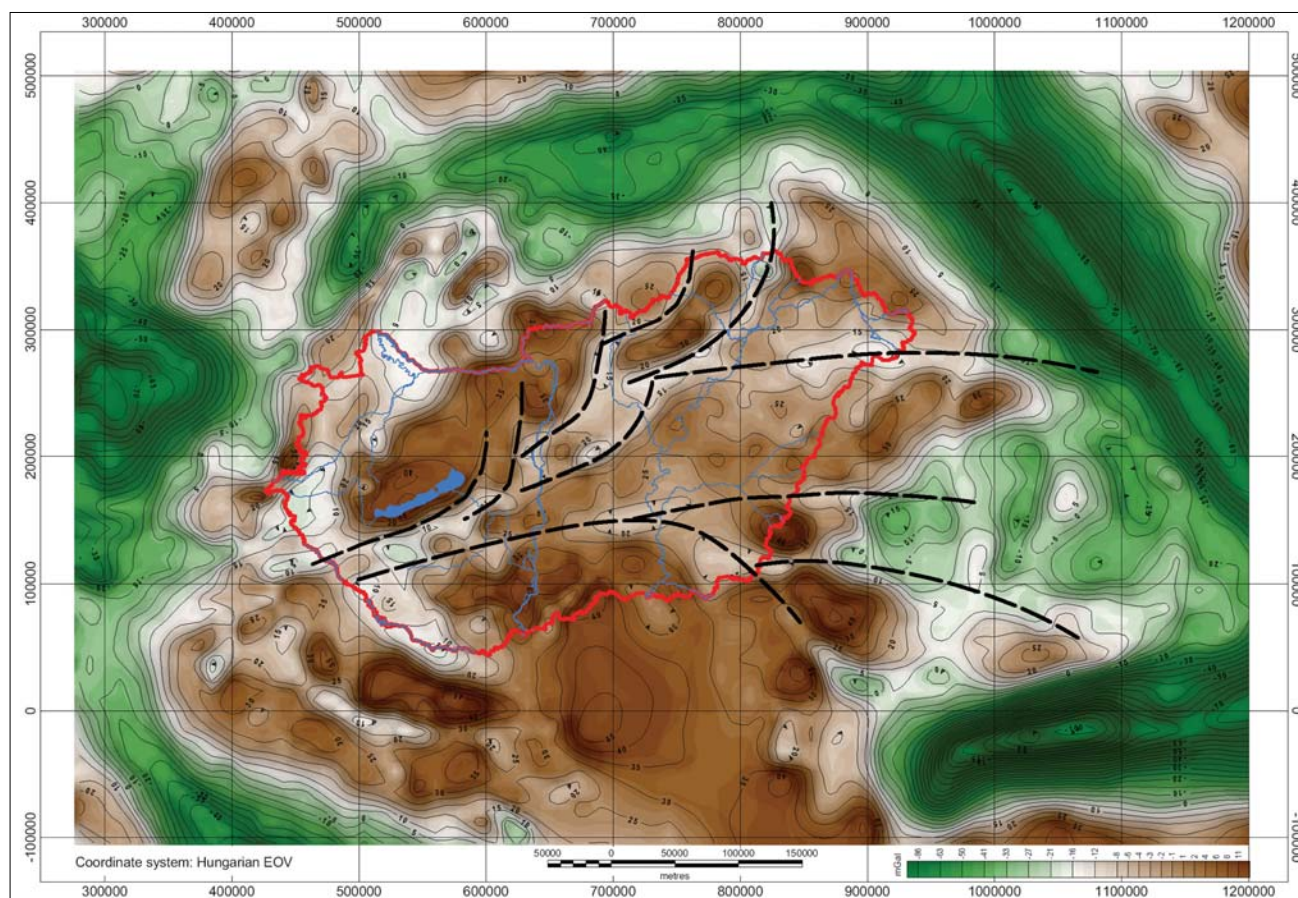
A gravitáció az összes, különböző földtani korokban lejátszódo kéregmozgás együttes hatását mutatja, a képződ-

mények sűrűségparamétere alapján összegezve, a szuperpozíció elvének megfelelően.

A lineamensnek a legnagyobb hullámhosszúságú anomáliák esetében is azonosíthatóak (6. ábra), ami megerősíti a mélybeli eredetet. A minimumzónákban a kéreg átlagos sűrűsége lecsökken a környezetéhez képest, például azért, mert ezek a zónák mély nyírási zónák (a mozgással párhuzamosan kialakuló tektonikai zónák), ahol a mozgások (vagy valamilyen utóhatás) következtében a kéreg kőzetanyaga fellazul, felaprózódik, illetve átalakul. A zónákat vonallal jelöljük ki, de valójában ezek nem vonalszerű képződmények, hanem több kilométer széles zónák.

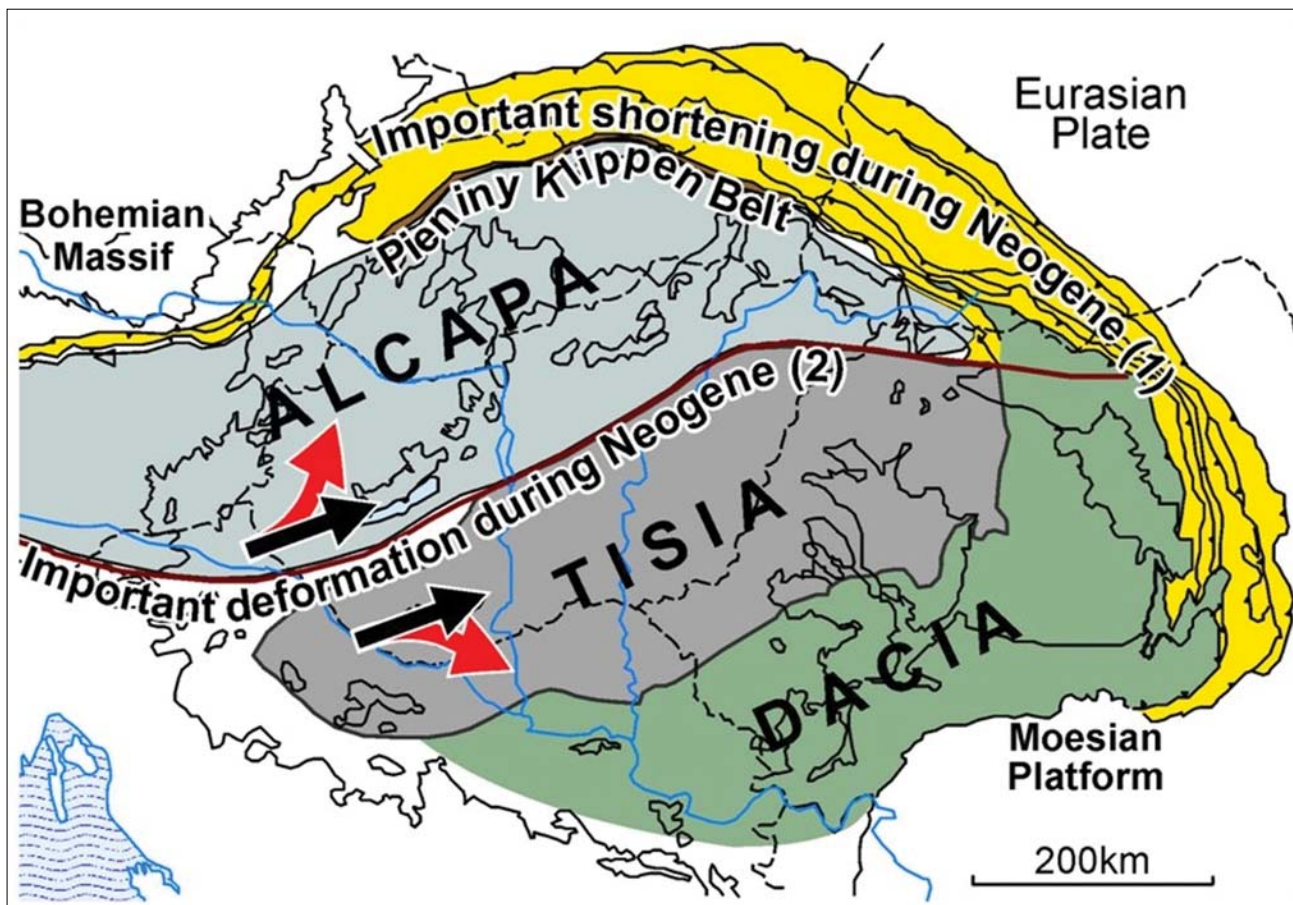
Vauchez és társai (2012) így írják le a vetőkkel kapcsolatos szerkezetgeológiai és geofizikai tapasztalataikat: „More than 40 years of structural geology and geophysics have shown that faults are complex structures (cf. review in Handy et al., 2007). They penetrate deep into the crust and, when crossing the brittle–ductile transition, are no longer characterized by a discontinuity, but by a localized zone of continuous deformation dominated by simple shear, in which the differential displacement between two blocks is accommodated. They become shear zones.”

Következésképpen a felszínről ismert vetőmintatérkép elemei mély nyírási zónáknak a különböző felszíni megjele-



9. ábra Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképe a tölcsészerű lineamenssekkel (minimumzónákkal)

Figure 9 Cone form gravity lineaments (minimum zones) on the Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region



10. ábra Az ALCAPA és TISIA egységek paleomágneses rotációja (Márton 2008)

Figure 10 Different rotation of ALCAPA and TISIA units based on paleomagnetic measurements (Márton 2008)

nési formái lehetnek, melyek között térbeli és időbeli eltérések vannak.

A gravitációs minimumzónák alapján behúzott lineamentek első ránézésre legyezőszerűen szétnyíló vagy tölcserzerű rajzolatot mutatnak (9. ábra).

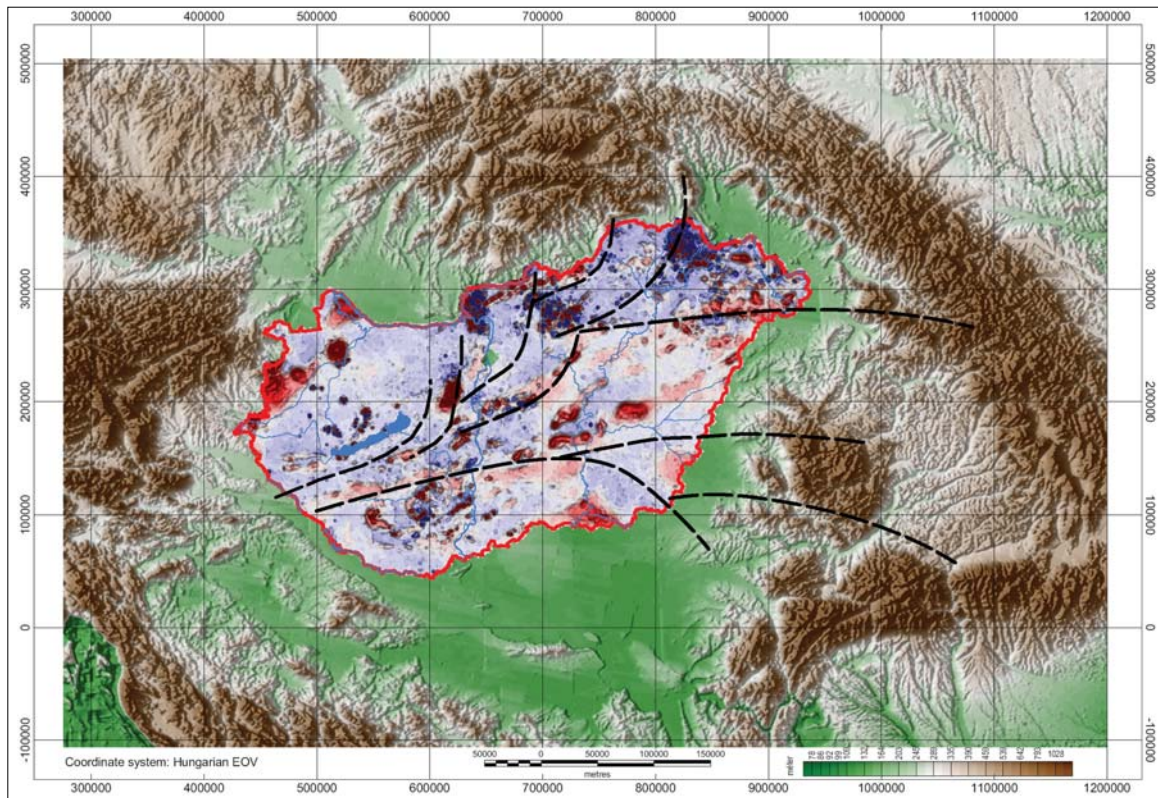
A lineamentek értelmezésünk szerint a mozgással párhuzamosan jelentkező nyírási zónák. A mozgás tengelyiránya esetünkben a NyDNY–KÉK-i irány, Magyarország fő tektonikai iránya. A gravitációs lineamentek ettől a főiránytól É-ra az óramutató járásával ellentétes, ettől D-re pedig az óramutató járásának megfelelő irányú elfordulást mutatnak, például azért, mert a közettömegek elérve a TESZ (*Trans European Suture Zone*) vonalát, egy masszív kontinentális tábla szélét, oldalirányú mozgásra kényszerülnek (persze ennek lehetnek más okai is).

A lineamentek alkotta kép már ismerős számunkra, hiszen az évtizedek óta folyó paleomágneses vizsgálatok (10. ábra) is azt mutatják, hogy a kréta időszak utáni különböző rotációjú mozgások közötti választóvonal mint fő tektonikai zóna kettészeli a Pannon-medencét, az É-i ALCAPA és a D-i TISIA egységekre. A lineamentek elfordulása ugyanezt a haladó-forgómozgást jelezhetik.

A két különböző földtani kifejlődésű egységet a Pannon Szutura Zóna (Balla, 1990) vagy Közép-magyarországi zóna választja el egymástól.

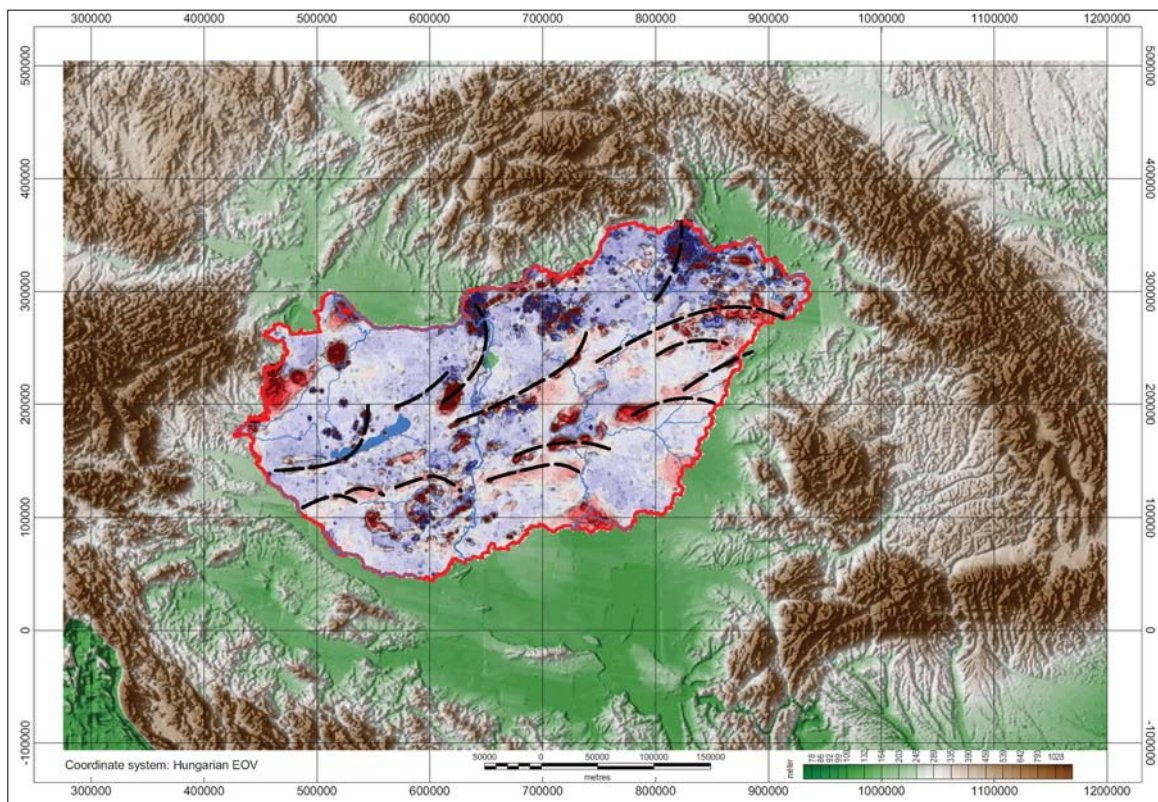
Ez a tölcserzerű irányítottság más geofizikai paramétereknél is megtalálható. A gravitációs lineamenteket a mágneses anomália-térképen elhelyezve (11. ábra) több, a gravitációs lineamentekkel hasonló lefutású mágneses anomália-zónát azonosíthatunk. Ezen a térképen talán nem annyira dominánsan látszik, mint a gravitációs térképen, de azért itt is felismerhetők az irányok és a tendenciák. Ez azért érdekes, mert a lemeztektonika szempontjából a vulkáni tevékenység helye, időbeni mozgása fontos a földtani folyamatok elemzésekor. A geomágneses anomáliák elsődleges hatói pedig, az alkáli, mészkáli vulkáni képződmények.

A gravitációs és mágneses lineamentek között különbségek kettős forrásból erednek, egyrészt a két módszer behatolási mélysége eltérő (a Curie-hőmérséklet mélysége alatt már közetmágnességről nem beszélhetünk, így ebből geomágneses anomáliák sem lehetnek). Másrészt nem minden kéregmozgás velejárája a ferromágneses anyagfeldúsulás vagy anyagfeláramlás, ezért lehetnek a kéregben olyan mozgászónák, amelyekhez nem kapcsolódik mágneses anomália. Az azonban itt is igaz, hogy az összképet eltérő idejű hatások, pl. magmás benyomulások és metamorf kőzetátalakulások idézik elő, amelyek bölcsője (ha úgy tetszik, forrása) nagy valószínűséggel a medencében gravitációsan kijelölt főbb nyírási, szerkezeti zónák vonulata. Példaként a szubdukciós zónákat említhetnénk, és az azzal együtt,



11. ábra | Magyarország mágnesesanomália-térképe és a gravitációs lineamensek összevetése a domborzati térképen

Figure 11 | Magnetic anomaly map of Hungary with gravity lineaments on the relief map of Carpathian-Pannonian Region



12. ábra | Magyarország mágnesesanomália-térképe és a mágneses lineamensek a domborzati térképen (az anomáliatengely vonalainak megjelenése „nem azonos” földtani képződmények mentén!)

Figure 12 | Magnetic anomaly map of Hungary with magnetic lineaments on relief map of Carpathian-Pannonian Region

párhuzamosan, de nem ugyanott megjelenő, szubdukcióhoz kapcsolódó ív menti vulkanizmust.

A mágneses lineamensek (12. ábra) a mozgás tengelye mentén határozottan elkülönítenek egy 30–50 km-es közbülső sávot, amelynek Ny-i része a Szávai Egység (Igal-Bükki Zóna), K-i része pedig durván a „flis zóna”. Ennek a zónának a földtani magyarázatát Balla Zoltán (1982) adta meg, a következő fejezetben ismertetem.

Kéregszerkezeti modellek

Mielőtt ennek a fejezetnek részleteibe belemennénk, idézni kell Vauchez és munkatársainak (2012) egy másik megállapítását a mélybeli kéreg- vagy köpenyszerkezetek vizsgálatával kapcsolatban: „There is a large discrepancy between the scale at which deformation processes are studied (a few kilometres, at most, due to the limited size of continuous mantle exposures at the Earth’s surface) and the scale inferred for strain localization in the mantle from geophysical observations (tens of kilometres).”

A mélybeli kéreg–köpeny szerkezetek azonosítására vagy globális mozgásmodellek kialakításához olyan módszereket kell alkalmazni, amelyek közvetlen információi a vizsgálandó kutatási mélységből származnak, például a nagy mélységek hatását visszatükröző geofizikai mérések (gravitációs mérések, litoszférakutató szeizmikus mérések, földrengések hatását vizsgáló passzív szeizmikus mérések), illetve nagy területet lefedő (azokat összegző) megfigyelések.

A Pannon-medence a medencealjzat-képződmények alapján több allochton blokkból áll, amelyek valamikor a Tethys különböző részein helyezkedtek el, és az oligocén végén, miocén elején rendeződtek egymás mellé a mai helyzetüknek megfelelően. Ezeket az egységeket É–ÉK-ről a „Peniny Klippen Belt”, K–DK-ről a „Mures Ophiolite Belt” és a K-i és D-Kárpátok felől a „Median Dacides”, D–DNy-ről a „Dinaric–Vardar Ophiolite Belt Complexes” zárja le (Kovács S. et al. 1998). A Ny–DNy-i oldalon egy szűk sávban nem beszélhetünk ilyen határfelületről – és nem véletlenül –, hiszen ennek az iránynak a Pannon-medence kialakulása szempontjából, úgy tűnik, rendkívül fontos szerepe volt.

A kéregblokkok összerendezésének többféle modellje ismert, amelyek talán magyarázatot adhatnak a geofizika alapján azonosított szerkezetekre is. Ebből néhányat kiemeltünk. Az egyik a mikrolemezek mozgásának rekonstrukciójából, a földtani folyamatok elméleti visszapörgetéséből és a vulkanizmus vizsgálatából következett a kinematikai mozgásra és a modellre (Balla 1982, 1984). Egy másik a mészkáli vulkanizmus elterjedésére és a vulkanitokban meglévő köpenyxenolitok vizsgálata alapján következett a szubdukcióra és a geodinamikai folyamatokra (Kovács I. et al. 2007, 2008). Egy harmadik a Kárpát-Pannon Régió kialakulását gravitációs csúszással magyarázza (Ratschbacher 1991a, 1991b). Végül ismert még egy lehetőség, amely a mozgás forrásaként a mélybeli köpenyáramlást adja meg (Kovács et al. 2011).

Geodinamikai modell (Balla 1982, 1984)

Balla Zoltán már 1982-ben felvázolta Kárpát-medence kréta utáni geodinamikai modelljét, amelyet a szubdukciókhoz kapcsolódó magmás vulkáni képződmények elterjedésére alapozott. A gravitációs tölcészerű szerkezet és a Balla által felvázolt modell között nagyon sok a hasonlóság (13. ábra), ami annak köszönhető, hogy a szerző a geológiai információk mellett a geofizikai adatokat is figyelembe vette a munkájában.

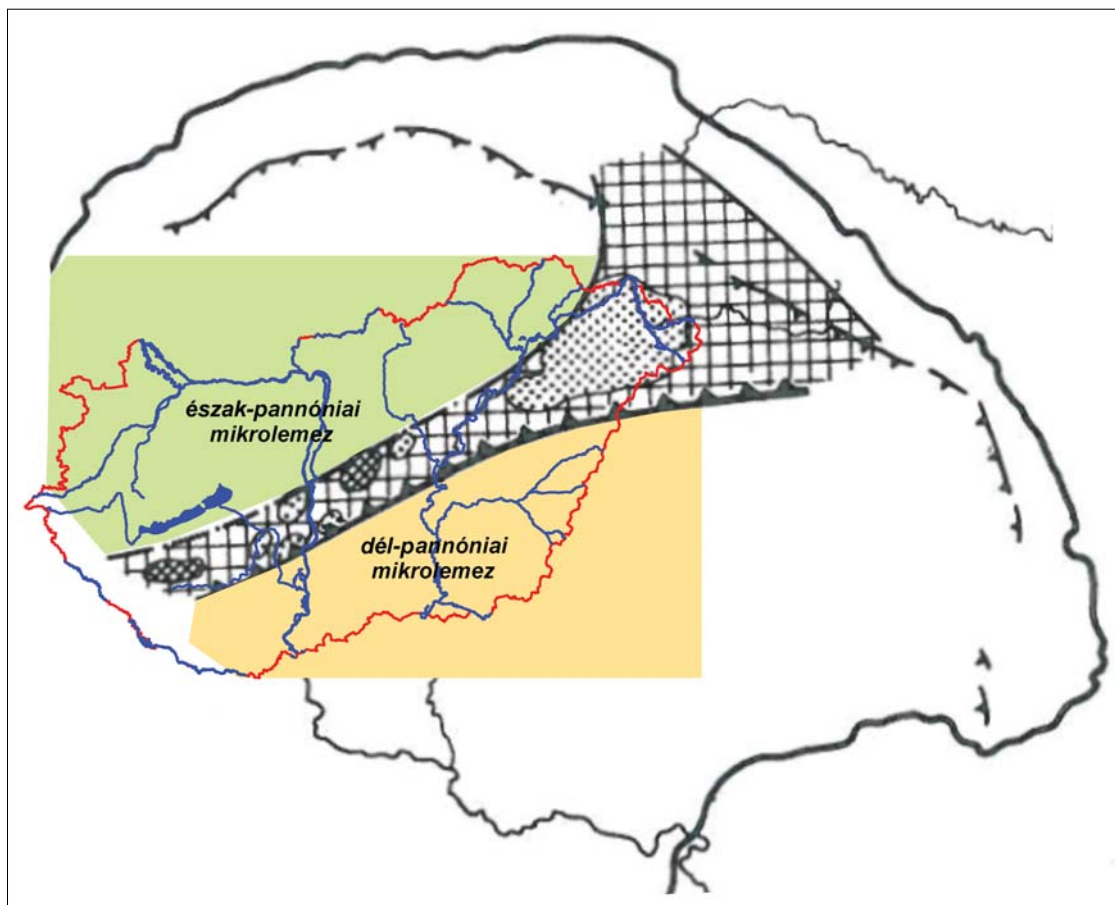
A gravitációs geofizikai adatok alapján csak a mozgás eredményeként kialakult mély nyírás zónákat tudtuk beazonosítani, de az ezekhez tartozó geodinamikai mozgások felismerésére a földtani információk olyan átfogó szintézisére van szükség, amelyet például Balla adott cikkeiben (1982, 1984) vagy később Fodor és társainak (1999) a feszültségtérre alapozott tektonikai fejlődéstörténete, hogy csak néhányat említsék.

Balla első cikkében a szubdukciós eredetű mészkáli vulkanizmus alapján három mikrolemezt mutatott ki, az észak-pannóniai (ma ALCAPA), a dél-pannóniai (ma TISIA) és a közép-pannóniai (ma közép-magyarországi zóna) mikrolemezt.

Az észak-pannóniai mikrolemez Ny-i irányból, a dél-pannóniai mikrolemez D-i irányból került a mai helyére a rekonstrukció alapján, azaz a mikrolemezek eltérő, K-i és ÉÉK-i irányú mozgást folytattak a kréta időszak után, amíg a mai helyükre nem kerültek. Az északi és déli mikrolemezek szilárd kéregként viselkedtek, viszont a közép-pannóniai mikrolemez képlékenyebb kéreg–köpeny anyagból állt, amelyen a többi mikrolemez vonszolódott. A középső mikrolemez tehát egy mobilis zónának tekinthető (Balla 1982). Ez az elképzelés a gravitációs és mágneses adatok szempontjából teljesen elfogadható. Később a mikrolemezek mozgását, forgását is részletezte a szerző (Balla 1984) földtani megfontolások alapján észlelési, mélyfúrás és mérési adatokra alapozva.

Ezek alapján megállapította:

- 1) A Pannon-medence a Kárpátokkal egy időben képződött szinorogén medence.
- 2) Az egész neogén és kvarter időszak alatt Afrika északi mozgása, közeledése figyelhető meg, ennek köszönhető a medence kialakulása (ezt napjaink GPS vizsgálatai igazolták is).
- 3) Az ALCAPA egység az Alpok közvetlen folytatásaként fogható fel, amelyet az eocén és oligocén mészkáli vulkáni ív kapcsol össze, a Dunántúlon az egység D-i határvonala a Balaton-vonal.
- 4) A TISIA egység a Balkán közvetlen folytatásaként fogható fel, amelyet a kréta paleocén mészkáli vulkáni ív kapcsol össze, a Dunántúlon az egység É-i határvonala a közép-magyarországi vonal.
- 5) K-en a két egységet az eocén korú Szolnok–máramarosi flis öv választja el, amelyet csak szerkezeti alapon tudunk a geofizika segítségével Ny-i irányban követni.



13. ábra | Az észak-pannóniai és a dél-pannóniai eltérő mozgású mikrolemezek és a köztes mikrolemez mai helyzete (Balla 1982 után, módosítva)

Figure 13 | The present location of the moving North-, South-Pannonian Microplates and the mobile Middle-Pannonian Microplate by hatch (after Balla 1982, modified)

- 6) A régióban négy mészkáli központot lehet azonosítani, ezekből napjainkban három a külső-kárpáti szubdukcióhoz tartozik, és csak egyetlen kapcsolható a közép-magyarországi zónához.
- 7) A közép-magyarországi zóna éles határvonalat jelent a vulkanitok elterjedésében, amelyek a zónával párhuzamosan, annak peremén láncszemekként sorakoznak az ÉNy-i és DK-i egységek közötti belső kárpáti szubdukciós vonalon.
- 8) A mészkáli vulkanizmus és a szubdukció kapcsolata nem bizonyított egyértelműen, de az egyetlen módja a rotációs mozgásokkal tarkított fejlődéstörténet megmagyarázásának.
- 9) A mészkáli vulkanizmus időbeli megjelenésének ÉK-i irányú eltolódása a szubdukálódó lemez lehajlásával (vagy a szubdukció hátrálásával) lehet kapcsolatban.
- 10) A Pannon-medence kialakulása csak a mészkáli vulkanizmussal kapcsolható össze:
 - a) a fiatalabb alkáli vulkanizmus termékei már a medence kialakulása után jelentek meg,
 - b) az idősebb (21–22 Ma) vulkanitok pedig a rotációt megelőző földtörténethez kapcsolódnak.

Geodinamikai modell (Kovács I. et al. 2007, 2008)

A paleogén–miocén vulkanizmus elterjedése a vizsgálatok szempontjából úgy tűnik alapvető információnak számít. Kovács I. és munkatársai (2007, 2008) szintén a vulkanitok elterjedésének elemzése alapján vonták le következtetéseiket. Ebből csak azokat emeltük ki, amelyek új megállapításokat jelentenek a korábbiakhoz képest:

- 1) A paleogén és kora miocén magmás kőzetek az alpi-kárpáti zónában általában lineárisan helyezkednek el, amely területek közül hármat különíthetünk el: a preadriai-, a közép-magyarországi és a Sava–Vardar zónát.
- 2) A paleomágnesez rekonstrukció alapján a három zóna egyetlen, közel lineáris vulkáni övet alkotott, amelynek hosszúsága 1200 km-re tehető.
- 3) A mostani helyzet alapján a közép-magyarországi zóna közel merőlegesen helyezkedik el a preadriai- és/vagy a Sava–Vardar zónákhoz viszonyítva.
- 4) A három zónában folyamatos volt a vulkáni működés eocéntől kora miocénig, a képződött vulkáni termékek geokémiai és kőzettani jellege is hasonló, és

szubdukcióhoz köthető. Egyedül a közép-magyarországi zónában tartott tovább a vulkanizmus, egészen a késő miocénig, itt átfedés van a vulkáni ciklusok között (itt tovább voltak nyitva a magmatsatornák, pl. az extenzió miatt).

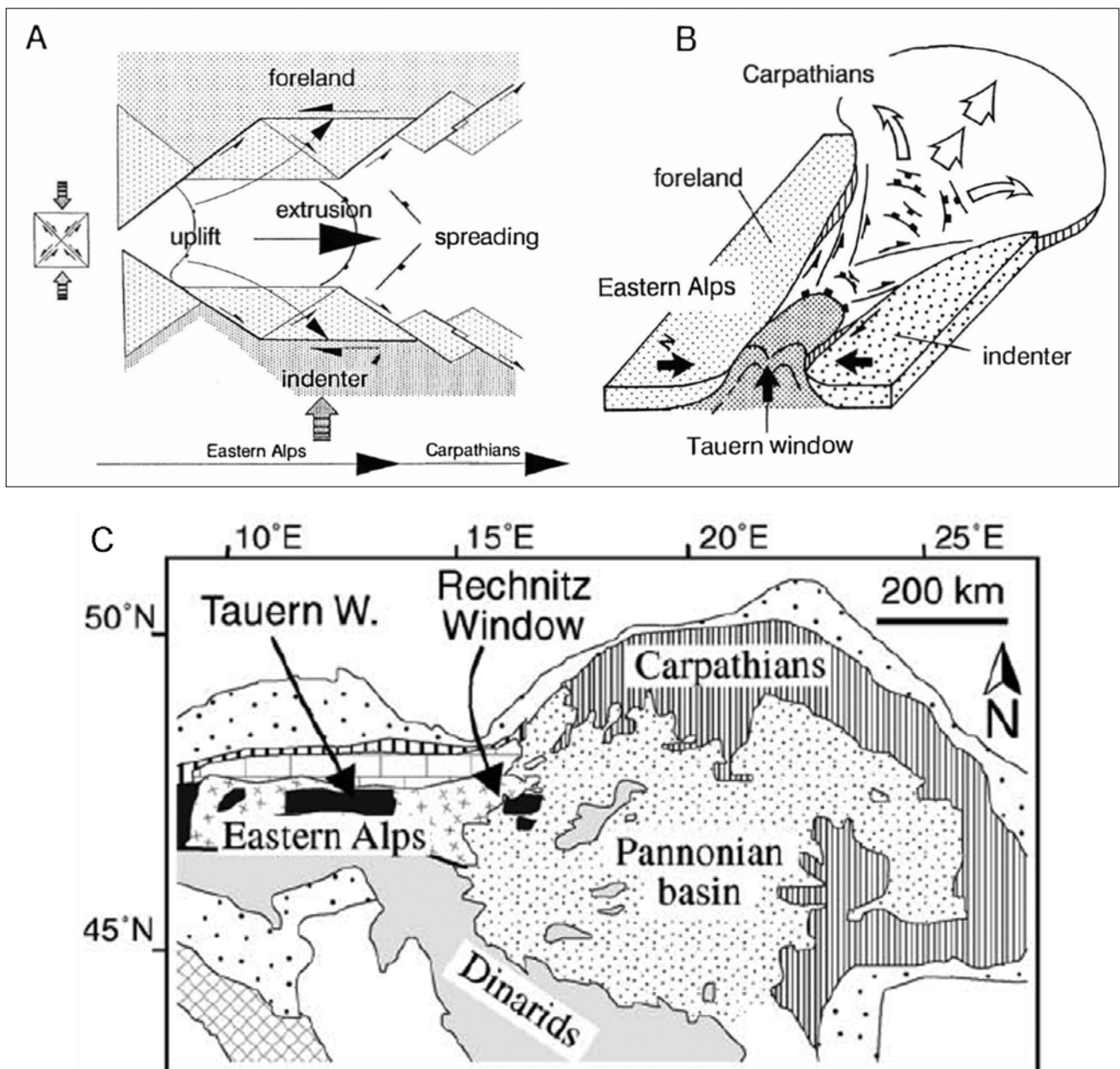
- 5) A vulkanitokban található köpenyxenolitok vizsgálata szubdukcióhoz közeli állapotot mutat. A szubdukció késő jurában vagy kora krétában történhetett.

A fentebb (Balla Zoltántól és Kovács Istvántól) szabadon idézett megállapítások alapján a következők körvonalazódnak: adott a mozgás, annak iránya (NyDNy–KÉK), annak körülbelüli helye és a végeredménye, csak azt kell kitalálni,

hogyan jöhetett ez létre, és mi volt a mozgatója a folyamatnak! Természetesen erre is született korábban már néhány elképzelés.

Gravitációs csúszási modell (Ratschbacher et al. 1991b)

A 14. ábra mutatja sematikusan a Kárpát-Pannon Régió mozgását, az alpi hegységképződést követő gravitációs csúszást feltételezve. Az ábrán a kilökődés irányát jelző nyilak (14. ábra B része) és a gravitációs térkép lineamensei (minimumzónái) hasonló rajzolatot mutatnak. A kilökődést



14. ábra | A Kárpát-Pannon Régió egy másik geodinamikai modellje (Ratschbacher et al. 1991b)

Figure 14 | Another geodynamical model of Carpathian-Pannonian Region (Ratschbacher et al. 1991b)

számtalan tényező befolyásolja, amelyek eltérő sebességű mozgást eredményeznek az egyes blokkok között. Az eltérő sebességű blokkok között feltételezhetően mély nyírási zónák alakultak ki. E zónák töredezett, összemorzsolódott kőzetanyagának sűrűsége eltér a környezet masszív kristályos kőzetanyagától, ennek hatására alakulnak ki a gravitációs minimumok.

Ennek a geodinamikai modellnek a feltételezett mozgásai közvetve vagy közvetlenül a gravitációs Bouguer-anomáliatérképen és a mágneses anomália-térképen is megjelenhetnek. Nyilvánvaló, hogy ilyen jellegzetességek csak térképi geofizikai adatrendszerek esetében ismerhetők fel. Természetesen a pont- vagy vonalszerű mérések adataiban is jelen vannak ezek, de a távoli pontokon vagy szelvényeken ritkán ismerhető fel ugyanaz a hatás teljes biztonsággal.

Kérdés az is, hogy mi volt az a felület, amely mentén a köztömeg mozgása bekövetkezett? Orosz szerzők (Gascenko et al. 2010, Nyikolajevszkij 2001) vizsgálatai alapján a felső kéreg ridegségét a középső kéreg plasztikussága váltja fel a fluidum telítettségnek köszönhetően, és a határfelületen nyírófeszültségek alakulnak ki. A domináns horizontális nyomás hatására a kéregnek a középső részében még a meredek mozgási síkok is vízszintesen elfekszenek, ugrásszerű határvonalat képezve. Ez a plasztikus középső kéreg lehet talán egy ilyen határfelület, amely mentén a horizontális közeli mozgás, a gravitációs csúszás megtörténhetett.

Az európai–adriai táblák heves összeütközésénél (az Alpok vonalában, D-i előterében) a mozgás során felgyülemelő kinetikus energia a köztömegek helyzeti energiává alakul át (az Alpok kiemelkedésével a nagy sűrűségű kőzetek a kis sűrűségű légtérbe nyomulnak). A helyzeti energia egy kriti-

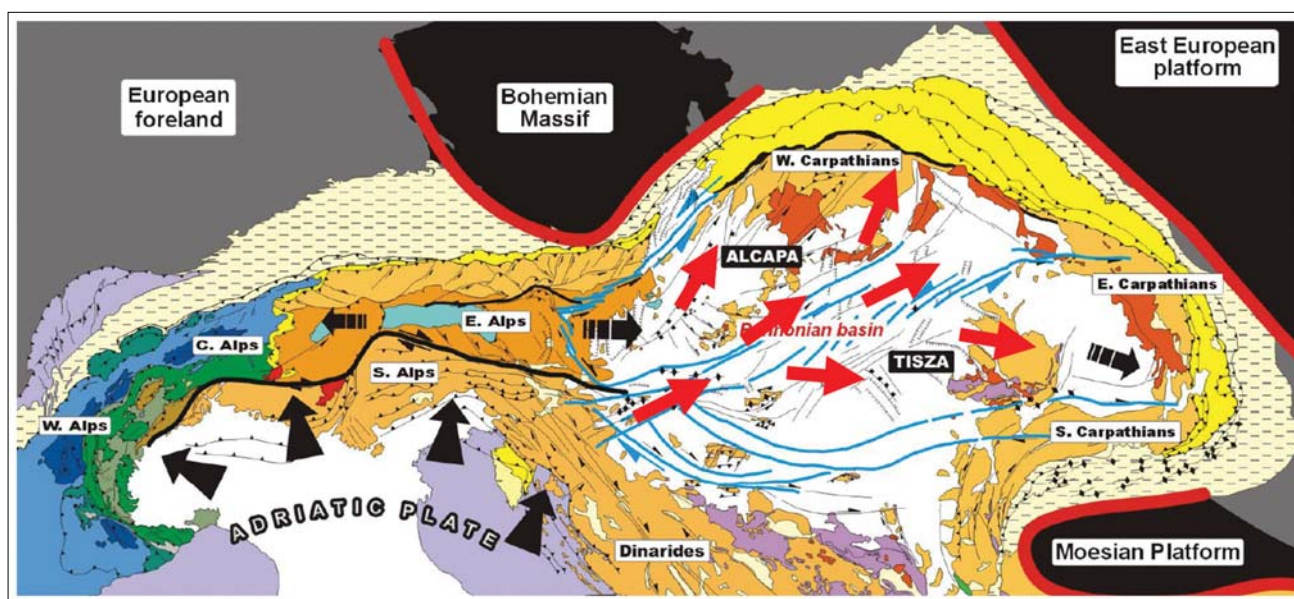
kus értéke felett a kőzetek közötti súrlódás már nem tudja megtartani a felgyülemlett köztömeget, így az energia-minimumra való törekvés miatt elindul a kiegyenlítődé – a gravitációs csúszás – az energiaminimum felé (14. ábra).

A csúszás határfelülete egy képlékenyebb zóna lehet a földkéregben, pl. a középső kéreg, amire a pannon-medencei földrendések fő hipocentrum-mélységéből is következtethetünk, ahol a földrendések gyakorisága lecseng, ott jelentkezhet a csúszás, kb. 15–17 km mélyen.

A modell hihető, de három probléma is felmerül ezzel kapcsolatban:

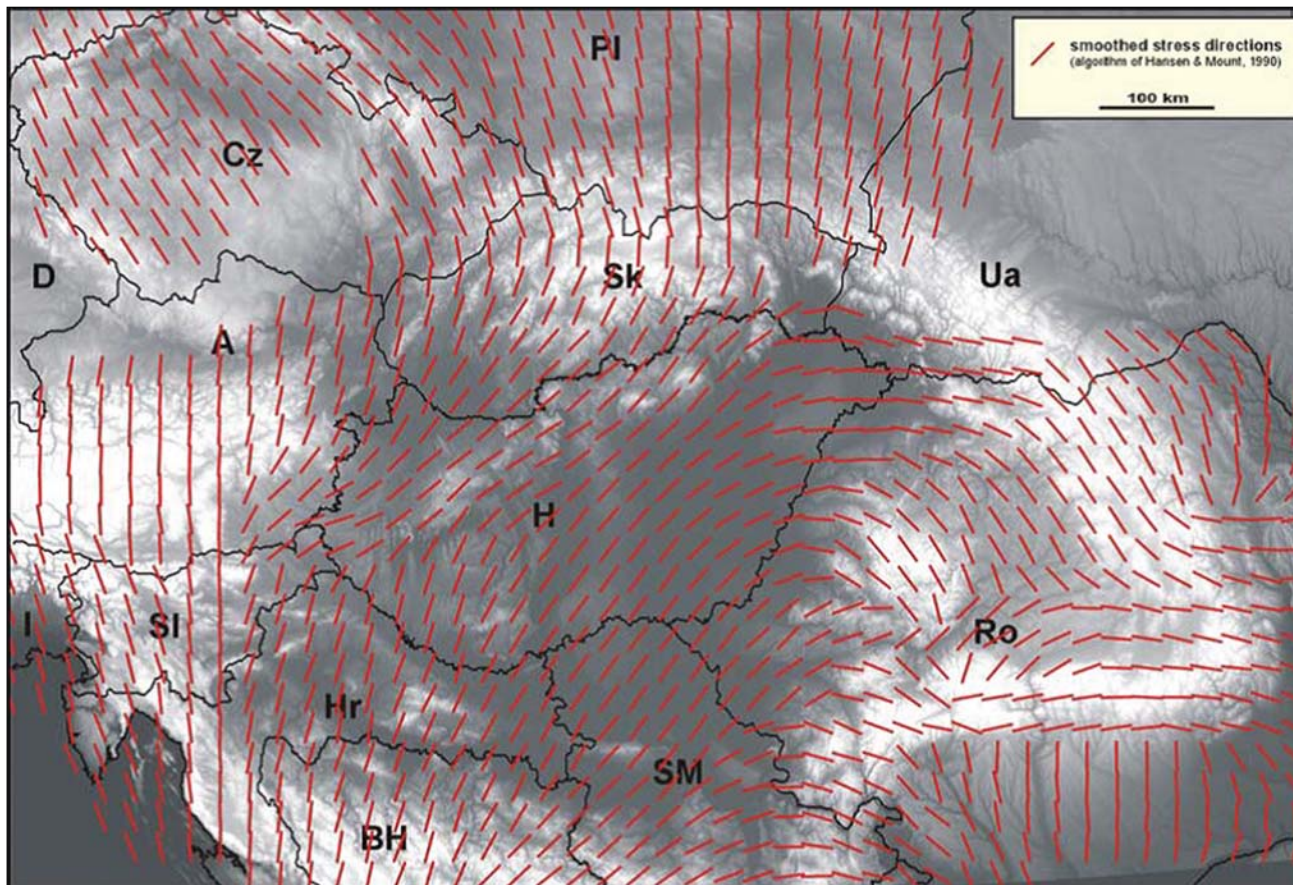
- 1) Az egyik az, hogy földtanilag igazolható-e ez a mozgás, pl. a Pannon-medence képződésénél, vagy nem?
- 2) A másik gond az, hogy a lecsúszott köztömegek eredeti helyeként a Kárpát-Pannon Régió NyDNY-i peremterületét kellene megadni, mert csak a NyDNY–KÉK mozgásirány esetén kapjuk végeredményként a Pannon-medencének megfelelő gravitációs lineament rajzolatot. A Tauern-ablak Ny-i irányban van a medencétől (14. ábra, 15. ábra – Dombrádi 2008), tehát iránybeli eltérés van a modell és a mozgásra utaló, mély szerkezetet jelző gravitációs lineamentek között. Az irány csak akkor felelhet meg, ha:
 - Feltételezzük, hogy a Pannon-medence kialakulását követően az Európa–Adria határvonal jelentős É-i (kb. 150 km) hátrálása következett be, és azóta nem volt jelentősebb K-i irányú gravitációs csúszás (erre semmilyen bizonyíték nincs),
 - Ha a csúszás iránya nem K-i, hanem KÉK-i irányú, ez viszont ütközik a szerzők eredeti elképzelésével.

Mai helyzetében egy ilyen gravitációs csúszás csak az ALCAPA egység vándorlását magyarázhatja meg,



15. ábra Az Alpok–Kárpátok szerkezetföldtani képe és mozgásai (Bada 1999 után módosítva). Piros nyilakkal a Pannon-medence feltételezett mozgásirányai

Figure 15 Geological structures and movements at the Alps and Carpathians (after Bada 1999, modified). Supposed direction of mobility in the Pannonian Basin showed by red arrows



16. ábra | A legfelső kéregnek jelenkori feszültségállapota a Kárpát-Pannon Régióban (Bada et al. 2004, Horváth 2004)

Figure 16 | The present-day stress directions of the upper crust in the Carpathian-Pannonian Region (Bada et al. 2004, Horváth 2004)

az egész medence kialakulását nem, különösen, ha az Európa–Adria határvonal 150 km-es É-i hátrálását is elvetjük.

- 3) A harmadik probléma a mélységi helyzet. A gravitációs anomáliák még az 50 km-ről származó hatások esetében is tartalmazzák ezeket az irányítottságokat (6. ábra), márpedig lefelé a szerkezetek nem öröklődnek, csak felfelé!

A vizsgálataink alapján tehát a mozgatóerő nem a gravitációs csúszás, hanem valami más.

A 15. ábra mutatja az Alpok–Kárpátok környékének szerkezetföldtani képét és mozgásait Bada (1999) munkája alapján. Ezt az ábrát egészítettük ki piros nyilakkal, amivel a gravitációs lineamentek alapján feltételezett mozgásirányokat jeleztük.

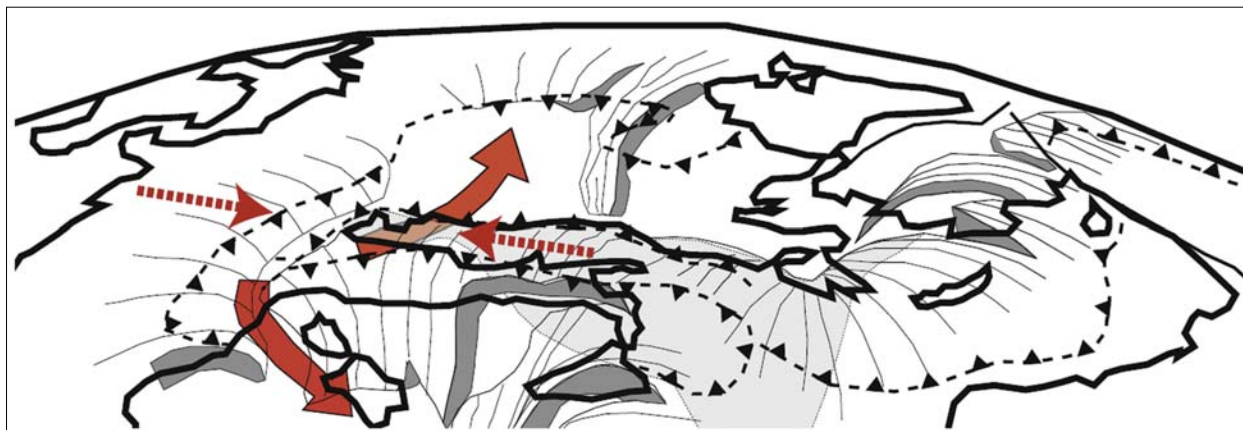
A piros nyilakkal jelzett mozgásirányok (15. ábra) még a jelenkori feszültségterben is meghatározóak, amint azt Bada és munkatársai (2004) vagy Horváth (2004) által szerkesztett geodinamikai atlasz is jelzi (16. ábra). Jól látszik a szlovén–magyar határnál a feszültségirányok hirtelen átfordulása közel É–D irányból, NyDNy–KÉK irányba, nyilvánvalóan az Alpok terelő hatása miatt. D-ről, Horvátország felől ez a forgás kevésbé látványos, folyamatosabb átmenetként jelentkezik a Mecsektől É-ra. Az Alpok irányából je-

lentkező gravitációs csúszás nyomai még a jelenkori feszültségterben sem mutathatók ki! Ugyanakkor viszont (16. ábra) az Alpoktól D-re (kb. a szlovén–osztrák határon) egy hasonló tölcésér rajzolódik ki, mint amelyet a TESZ vonalától NyDNy-ra, a szlovák–magyar–ukrán határ környezetében találunk a feszültségirányok és a gravitációs lineamentek alapján.

Köpenyáramlási modell (Kovács I. et al. 2011)

A Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felső köpenyből származó xenolitokon végzett deformációs vizsgálatok és a Kárpát-Pannon Régióra publikált szeizmikus anizotrópiaadatok együttes értelmezése (Kovács I. et al. 2011) arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asztenoszferikus köpenyáramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. A K-i irányú kilökődésnek tehát lehet egy sokkal mélyebb meghajtó motorja is, ami egy másik geodinamikai modellt jelent.

Ebben az esetben az európai–adriai táblák ütközésénél, a mozgásból származó állandó tömegutánpótlás magas hegységet hoz létre (Alpok), amely alatt az izosztázia elve miatt izosztatikussá gyökérszóna alakul ki (a kisebb sűrűségű rideg kéreg a nagyobb sűrűségű, de képlékenyebb köpenybe

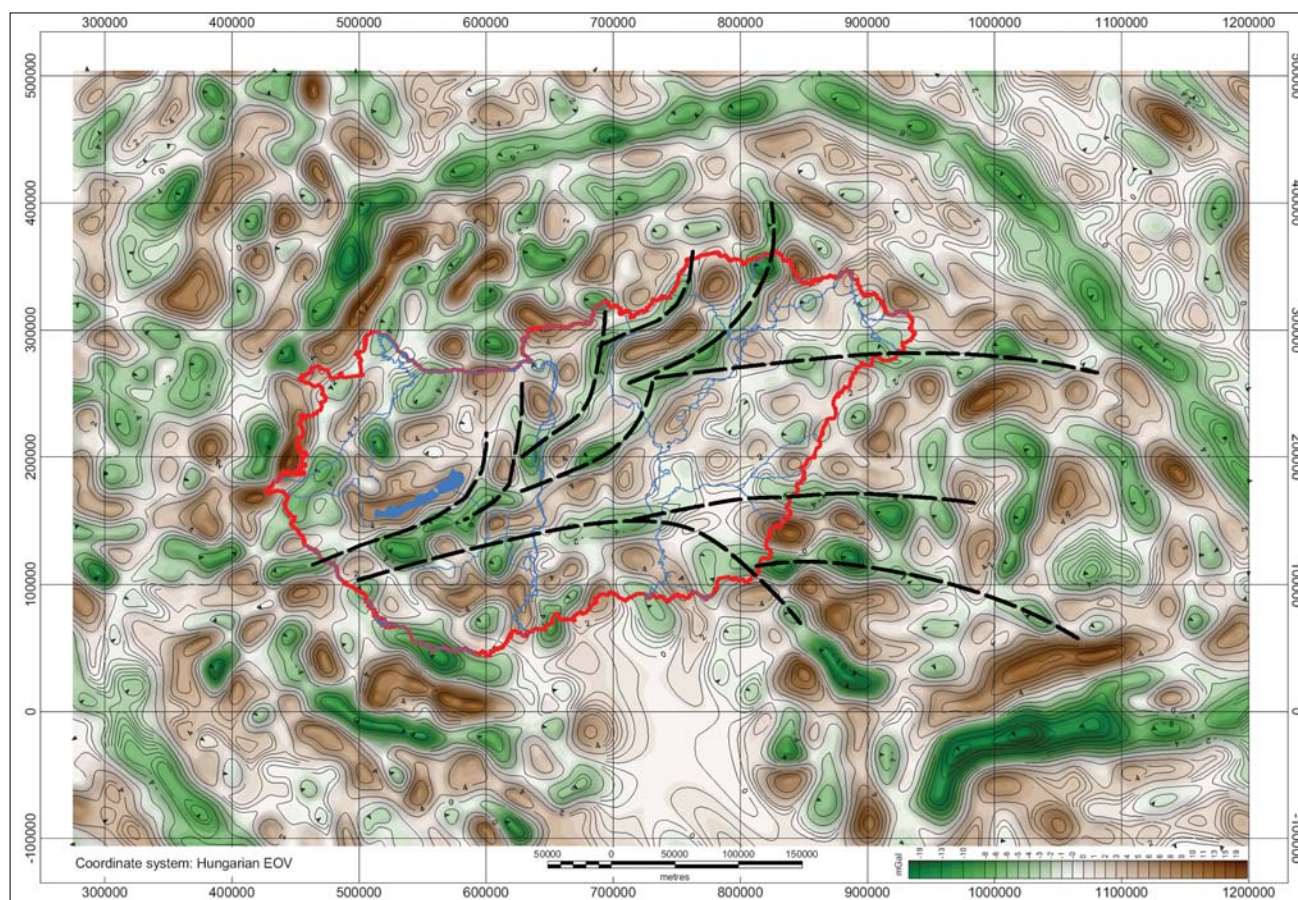


17. ábra A harmadik geodinamikai modell (Kovács et al. 2011, Jolivet et al. 2009 után módosítva). Az afrikai tábla nyomóereje (illetve az ellen-erő) látszik piros szaggatott nyilakkal és a feltételezett köpenyáramlások folyamatos nyilakkal, mindez egy Spanyolország feletti műhold perspektívájából. Jól felismerhető az olasz csizma és az attól Ny–Dny-ra elhelyezkedő szigetek (Szicília, Szardínia és Korzika)

Figure 17 The third geodynamical model (Kovács et al. 2011, after Jolivet et al. 2009). The compressive force of the African plate (and the counter-force) by dashed red arrows and the supposed mantle flows with red arrows can be seen on the figure from a satellite above Spain perspective. The Italian boots and the islands (Sicily, Sardinia, and Corsica) are well recognisable on the picture

nyomul). Ennek a gyökérvónának a mérete a mozgással párhuzamosan nőhet: az izosztázia elvéből kiindulva a mélysége a Moho szintjétől lefelé legalább négyszer akkora, mint a kialakult hegység magassága. Ez a rideg gyökérvóna benyomulva a köpenybe már eleve oldalirányú anyagmozgást,

az Alpok irányából kifelé mutató köpenyáramlást okoz (15. ábra). Az adriai tábla északias irányú mozgása (17. ábra, szaggatott nyilakkal jelölve) az európai táblának nekiütközve K-en NyDny–KÉK irányú (Ny-on ÉK–Dny irányú) köpenyáramlást (vastag nyilakkal jelölve) idéznek elő.



18. ábra A 18 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe a lineamensekkel

Figure 18 Bouguer anomaly effect of 18 km depth sources from spectral analysis

Az áramlás nemcsak az Alpok alatt, hanem annak D-i előterében is kialakul az izosztatikuss gyökérszónák terelő hatása miatt (15. ábra, piros nyíllal jelölve Magyarország DNy-i részén). Az Alpok vonulata, az európai és az adriai tábla ütköző felülete É-ról és Ny-ról is lezárja az utat, K-ról a Dinári-hegységrendszer kiszélesedésével teszi ugyanezt. A hegyeknek mély gyökérszónái vannak, így az adriai blokk északi mozgásának hatása (feszültsége) csak egy keskeny, KÉK-i irányú folyosón keresztül kéreg-, köpenyáramlással tud kiegyenlítődni nagyjából Szlovénia alatt (15. ábra). A köpenyáramlást és közvetve az áramlás irányát a Moho kivastagodása (ami az alpi zóna és a környezete között van) is befolyásolja. Ennél a modellen nem kell feltételezni az Alpok É-i hátrálását, a jelenkori helyzet esetén is tartható a modell, a mélybeli köpenyáramlás és a gravitációs lineamensek iránya nem ellentmondásos.

Ezt a köpenyáramlást K-en, a Pannon-medencén túl, a Kárpátok izosztatikuss gyökérszónája és a TESZ kényszeríti más irányokba, pl. északias és délies irányú szétnyílásra. Ebből déli irányokban (a Vrancea-zóna felé) a feszültségek hatása még napjainkban is kimutathatók földrengések formájában. A köpenyáramlási modell nem mond ellent a Balla-féle elképzelésnek, hanem annak mozgató mechanizmusát adja meg.

A modellek kiválasztásakor a legfontosabb érv az, hogy a szerkezeti hatások felülről lefelé nem öröklődnek, már-

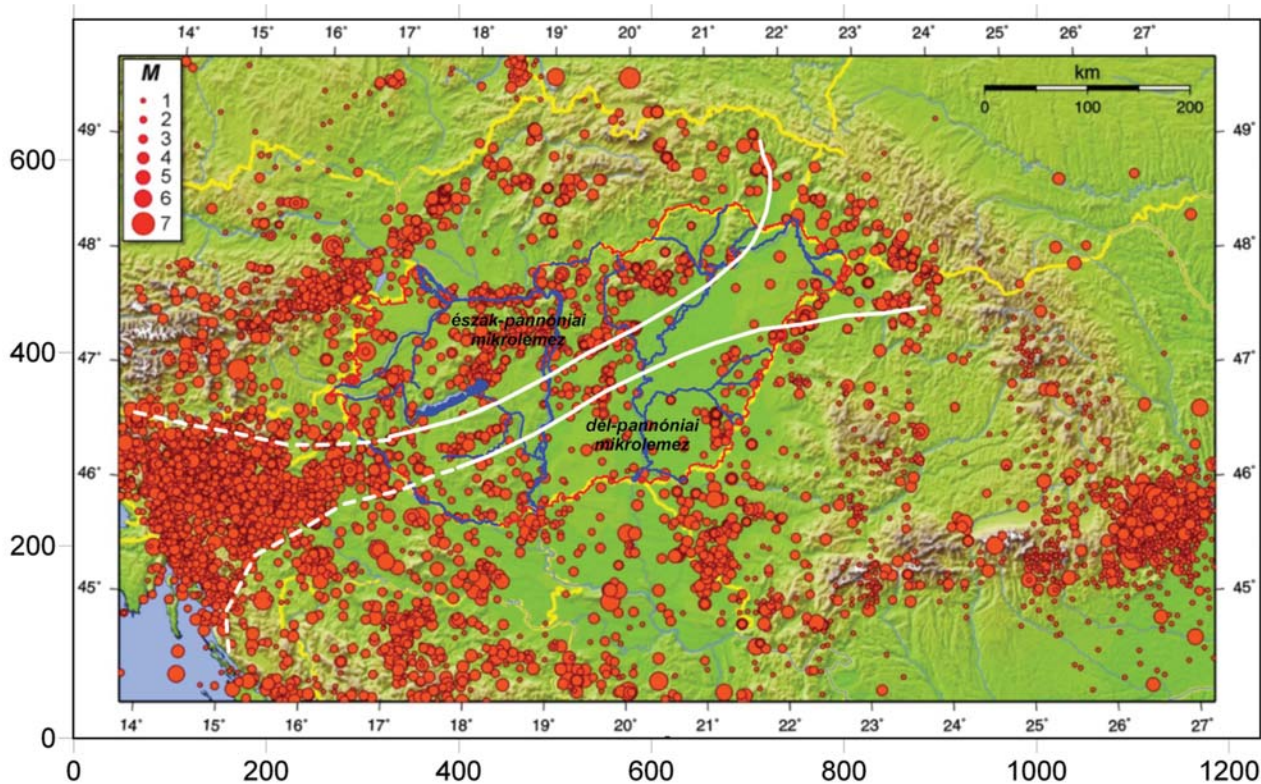
pedig a gravitáció mélynek jelzi a lineamenseket, illetve ezeket az alakzatokat kialakító mozgásokat (amelyekre felszínközeli anomális hatások is utalnak). Amennyiben csak a 15 km feletti rész mozgott volna, akkor a 15 km alatti rész anomális mintázata eltérő lenne, de ez nem így van (lásd akár csak a 18 km-es mélység gravitációs hatását, 18. ábra). Ebből következően a feltételezett gravitációs csúszási modellt gyakorlatilag elvethetjük.

Az általunk feltételezett modell kissé eltér a köpenyáramlási modelltől is, forrása egy NyDNy-i mozgatóerő, amely az adriai és európai tábla kollíziójából táplálkozik, de az Alpok D-i előteréből származik.

Egyéb szerkezeti megfontolások

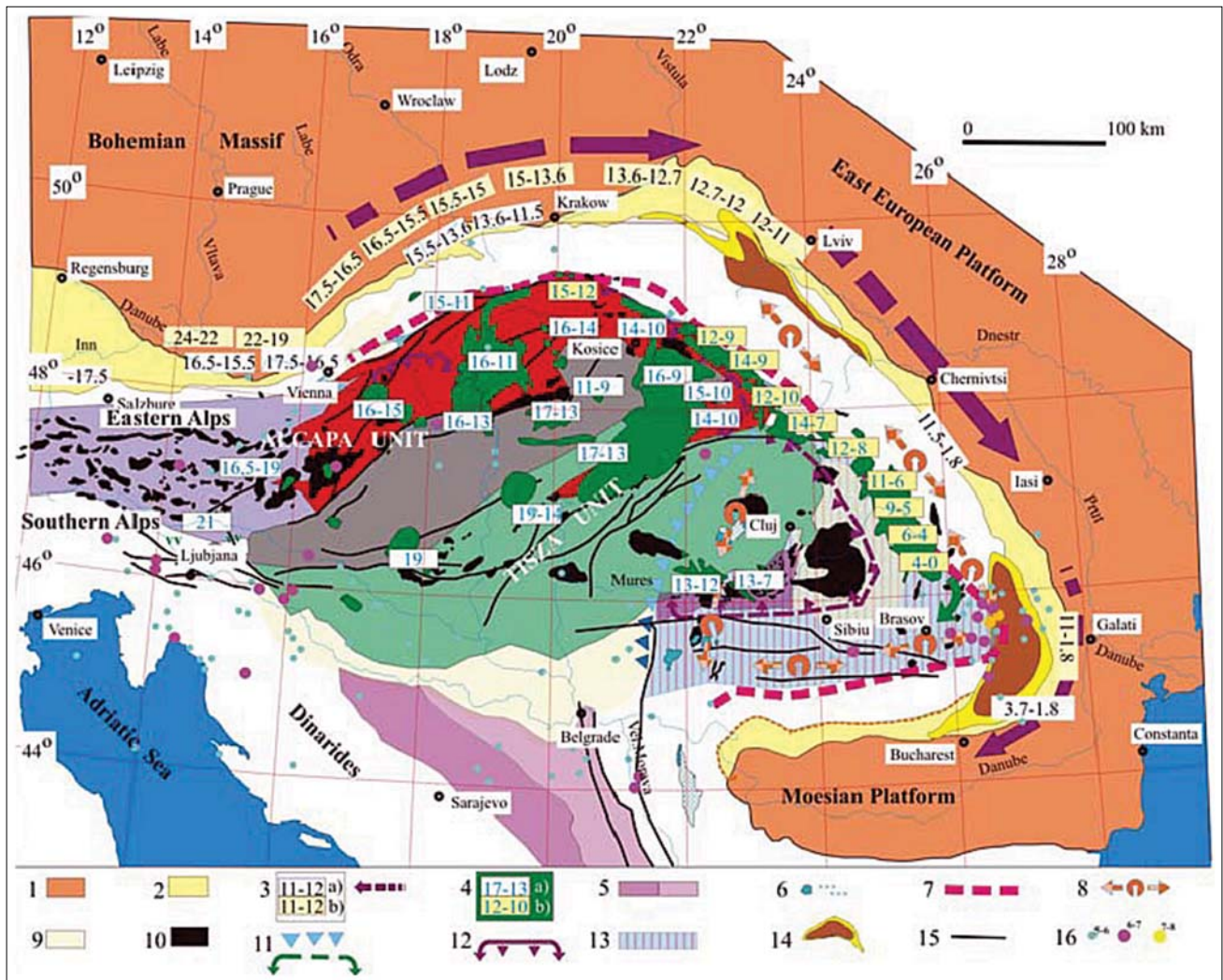
A lemeztektonika elmélete szerint „a lemezek belső része stabil, a földrengések és a vulkánok a lemezszegélyeken alakulnak ki” (Hartai 2011). Eddigiekben utaltunk a vulkanitok és a mikrolemezek kapcsolatára, de nem elemeztük a földrengésekkel való kapcsolatot. A magyarországi földrengés-adatbázis és -nyilvántartás (Tóth, Zsíros 2000) lehetőséget nyújt ennek a vizsgálatnak az elvégzésére is.

A történelmi földrengések térképén (19. ábra) azt látjuk, hogy Szlovénia területe szinte ki sem látszik a sok rengést jelző piros pont alól, azaz szeizmikusan nagyon aktív a terü-



19. ábra | Balla-féle lemezhatárok (folytonos vonal) a magyarországi földrengések térképén (Tóth, Zsíros 2000), kiegészítve a szlovéniai rengések határoló vonalaival (szaggatott)

Figure 19 | Boundaries of microplates (solid lines) after Balla and the contours of area of active plate edges (dashed lines) below Slovenia on the Earthquake Map (Tóth és Zsíros 2000)



20. ábra A szubdukció–kollízió átmenet és a vulkanizmus korának változása a Kárpát-Pannon Régióban (Pospíšil et al. 2012). 1 – kontinentális tábla, 2 – előtéri süllyedék, 3 – a) a legutolsó üledékfelhalmozódás (Ma); b) az utolsó takaróképződés a külső Kárpátokban (Ma), 4 – a) területi vulkanizmus korral; b) lineáris vulkanizmus korral, 5 – ophiolitok, 6 – finális bazaltvulkanizmus, 7 – jólvezető zóna, 8 – anomális mértékű vertikális mozgások, 9 – prekainozoos összletek, külső kárpáti egységek, 10 – pretercier eredetű geomágneses hatók, 11 – szubdukáló óceáni litoszfémaradványok tengelye, 12–13 – óceáni litoszféralemez-maradványok megjelenése, 14 – az előtéri süllyedék legmélyebb része, 15 – főbb törésvonalak, 16 – 5–8-as magnitúdójú földrengések helyei

Figure 20 The changes of the age of subduction–collision transition and volcanism in the Carpathian-Pannonian Region (Pospíšil et al. 2012). 1 – platform, 2 – foredeep 3 – a) last stage of foreland basin deposition (in Ma), b) last thrust movements of the Outer Carpathians (in Ma), 4 – a) areal volcanisms with ages (roll-back), b) linear volcanisms with ages (tear break-off), 5 – ophiolite complex, 6 – final (basalt) volcanism, 7 – high conductive boundary, 8 – anomalous trends of recent vertical movements, 9 – pre-Cenozoic complexes and the Outer Carpathian units, 10 – sources of magnetic anomalies from the pre-tertiary subsurface, 11 – axis of abscission of subducting oceanic lithosphere, 12–13 – delineation of remaining parts of oceanic lithosphere (rCFB), 14 – deepest parts of foredeep, 15 – principal fracture zones, 16 – foci of earthquakes with magnitude 5–8

let. Ez azt jelzi, hogy aktív lemezszegélyek (európai, adriai stb.) található ebben az ÉÉK-i irányban összeszűkülő zónában. Ez a zóna éppen abban az irányban és abban a helyzetben van, mint amelyet a gravitációs lineamentek és főbb szerkezeti vonalak alapján a mozgásmodell kiinduló pontjaként meghatároztunk. Ennek a zónának a pannon-medencei folytatását jelölte ki Balla is az 1982-es cikkében (13. ábra).

A földrengéstérképről megállapított rengés határvonal és a Balla-féle mikrolemezhatárok együttes megjelenítésekor még a vázlatos értelmezési vonalak ellenére is meggyőző illeszkedést tapasztalunk (19. ábra). A Pannon-medence

belsejében a rengések több helyen is a Balla-féle vonalakkal párhuzamosan, attól É-ra rajzolódnak ki (Benioff-zóna).

Egy másik érdekes adat lehet a szubdukció–kollízió átmenet kora és a vulkanizmus ideje. Ezt vizsgálták Pospíšil és munkatársai (2012) a Kárpátok gerincvonala mentén. A vizsgálatok eredménye azt mutatja, hogy a szubdukció–kollízió átmenet ÉNy-on a legidősebb és DK-i irányban fiatalodik. Ugyanez vonatkozik a vulkáni tevékenységre is (20. ábra).

Ezzel kapcsolatban fel kell idéznünk Karátson Dávid „Vulkanológia I.” c. könyvének (1998) egy bekezdését:

„Lemeztektonikai érdekesség a lemezek mozgásának iránya a külső szubdukció frontjához képest. Ha ferde, annak sajátos következménye van. A vulkánosság, ahogy az alábukó lemez éppen beolvadó (illetve beolvadást gerjesztő) része vándorol, az ív mentén fiatalodik – ilyen folyamattal magyarázható a Kelet-Kárpátok vulkáni ívének déli fiatalodása.”

Pospíšil et al. (2012) eredményei és a gravitációs lineamentek helyzete számunkra azt jelzik, hogy a legfőbb mozgatóerőnek az iránya idővel változott, a kezdetben É-i irányítottságot az Alpok hegyvonulatának és az Alpok izosztatikus gyökérszónájának kialakulásával egyre inkább az ÉK-i irányítottság váltotta fel, amely K-en a kárpáti ív és annak izosztatikus gyökérszónájának kialakulása és terelő hatása miatt fokozatosan K-i, illetve DK-i irányúvá vált.

Az orogén hatásokra kialakuló hegyvonulatok alatt a jelentős fáziskéssel megjelenő izosztatikus gyökérszónák a köpenyáramokat megterelik, időben és térben változó mozgást idézve elő.

Összegzés

Spektrálanalízis segítségével megvizsgáltuk a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét. Különböző mélységű hatásokat tudtunk elkülöníteni és beazonosítani az energiaspektrum alapján, amiből az 52 km és a 18 km mélységhez tartozó szűrt Bouguer-anomáliatérképet be is mutattuk.

A gravitációs maximumként megjelenő Pannon-medencét néhány nagy minimumzóna darabolja fel, amely zónák a pretercier medencealjazatnál mélyebb eredetű sűrűséginhomogenitásoknak a hatásai, mivel ezek a minimumzónák azonosíthatók a legnagyobb spektrális mélységhez (52 km) tartozó anomáliatérképen is.

Végeredményként megállapíthatjuk, hogy a tölcsészerű minimumzónák kéregszerkezeti anomáliák, amelyek a kéreg mozgásának nyomait – a mozgással párhuzamosan kialakult nyírási zónákat – tükrözik.

A Kárpát-Pannon Régió kialakulását többféleképpen magyarázták: gravitációs csúszással, amely elsősorban a középső kéregtől felfelé lehet jellemző (Ratschbacher et al. 1991b), vagy mélybeli köpenyáramlásokkal (Jolivet et al. 2009), amelyekre a zárványok geokémiai elemzése és a szeizmikus anizotrópia vizsgálatok (Kovács et al. 2011) is utalnak.

Vizsgálataink alapján a köpenyáramlási modellt fogadtuk el, kiegészítve az izosztatikus gyökérszónák feltételezhető terelő hatásával, amivel pontosítottuk Kovács István és társai által felállított mozgásmodellt.

Mindegyik mozgási modellnek a meghajtó ereje az európai és adriai lemezek ütközési zónájában felgyülemelő anyagtöbblet, amely felülről és alulról hatva igyekszik kiegyenlíteni vagy levezetni az Alpi zónában keletkező többletfeszültséget. A feszültséget levezető mozgás az Adria felől, Szlovénián át a Pannon-medence irányába mutat, amelynek hatását a gravitációs anomáliatérkép is magán hordozza.

A tanulmányban nem foglalkoztunk a környező kontinentális táblák (bohémiai, kelet-európai, moesiai, égei) önálló mozgásával, hanem csak az adriai mikrolemez mozgásának hatásával, noha azoknak is jelentős szerepe lehet a Pannon-medence belsejében jelentkező földtani folyamatokra. Völgyesi Lajos (2010) geodinamikai tanulmányában GPS és műholdas radarvizsgálatokra alapozva azt írja, hogy a statisztikai tesztekkel világosan kimutatható, hogy az adriai mikrolemez egésze függetlenül mozog Euráziától és Nubiától is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az ELGI egykori és jelenkori vezetését, hogy lehetővé tették a gravitációs adatok használatát és a módszertani vizsgálatokat, kutatásokat, amelyek eredménye az itt megjelent cikk is. Sok segítséget adtak a szakmai beszélgetések kollégákkal (geofizikusokkal, geológusokkal) a gravitációs anomáliák vizsgálatakor és azok földtani beazonosításakor.

A cikkben felhasználtuk Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét, amely ELGI–GETECH nemzetközi együttműködésnek köszönhetően állt rendelkezésünkre.

Köszönettel tartozom az OTKA-043100 sz. „Magyarország gravitációs lineamentterképe” és az OTKA-68475 sz. „Mágneses fázisátalakulás a földkéregben és geofizikai következményei” c. projekteknek, amelyek előmunkálatai (adatgyűjtései) és utóélete (szakmai megbeszélések, publikációk) megteremtették jelen tanulmány alapanyagát és módszertani hátterét.

A tanulmányban sok cikket felhasználtunk (lásd irodalomjegyzék), amelyekben rengeteg kereshívkoztatás volt; ezek felgöngyöltése nem minden esetben történt meg, így elnézést kérünk mindenkitől, akinek megállapítását felhasználtuk, de a hivatkozásban sem a neve, sem a cikke nem jelent meg.

P.S.: 1) Azt hiszem báró Eötvös Lorándnak is meg kell köszönni! 2) E cikkel (kapcsolódva az MTA és az ELTE lemezteknikai előadásaihoz) adózunk a 100 éves kontinensvándorlás-elmélet és Alfred Wegener emlékének.

A tanulmány szerzője

Kiss János

Jegyzetek

- a) A szerző 2011. évi BGS konferencián és az MTA Soproni Tudósklub rendezvényén elhangzott előadásának kibővített változata – az anyag az MFGI módszertani kutatásainak eredménye.
- b) Térfrekvencia (f_i) az időtartománybeli frekvenciának megfelelő érték tértartományban ($f_i = 1/\lambda$), azaz az anomália hullámhosszának reciprok értéke, ami analóg az időtartománybeli frekvenciával ($f_i = 1/T$, ahol T egyetlen periódus ideje). A tértartománybeli hullámszám, vagy ciklusszám ($k = 2\pi f_i = 2\pi/\lambda$) az időtartománybeli körfrekvenciának felel meg ($\omega = 2\pi f_i = 2\pi/T$). A tértartománybeli hullámszámot nem szabad összekeverni az elektromágneses térelméletben használatos időtartománybeli hullámszámmal. Ez utóbbi egy komplex szám, amely a körfrekvencia mellett közeg fizikai paramétereit (elektromos vezetőképességet és mágneses permeabilitást) is tartalmazza! A szakirodalomban időnként a térfrekvenciát szokták hullámszámként is hívni; hibásan, mert a két mennyiség nem ugyanaz, ezeket meg kell különböztetni egymástól!

Hivatkozások

- Bada G., 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems, *Geodynamics* 27, 501–527
- Bada G., Windhoffer G., Szafián P., Dövényi P., 2004: Feszültségtér Európában és a Pannon-medence térségében: Adatok, modellek és geodinamikai alkalmazások. ELTE tanulmány
- Balla Z., 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Cretaceous–Cenozoic collision: a new synthesis. *Tectonophysics* 88, 61–102
- Balla Z., 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophysical Transactions* 30/4, 313–353
- Balla Z., 1990: On the origin of Carpathian mantle diapir. Oral presentation on Symposium of Diapirism, 8–14 December 1990, Bandarabbas, Iran
- Blakely R. J., 1996: *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press
- Bodoky T., Kiss J., Gulyás Á., Vértesy L., Prácer E., 2007: Magyarország gravitációs lineamenstérképe. (zárójelentés) OTKA T-043100
- Dombrádi E., 2008: A Pannon-medence kialakulása és fejlődéstörténete – Geodinamika óra. PPT bemutató, ELTE
- Embey-Istzin A., Scharbert H. G., Dietrich H., 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for deep structure of the Pannonian Basin. *Minerological Magazine* 54, 463–483
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Seranne M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication 156, 295–334
- Gacsenco Sz. V., Ivanov Ny. K., Krivosenkov A. L., Szmirmov T. G., 2010: A Szaján-hegység és a Léna mentén húzódó regionális szelvény D-i szakaszának komplex geofizikai értelmezési eredményei a földkéregről és a felső-köpenyről. Kézirat, 426–431 o., GFYGP, Irkutszk – Geofizika, Irkutszk
- Handy M. R., Hirth G., Bürgmann R., 2007: Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. In: Handy M. R., Hirth G., Hovius N. (eds.), *Dahlem Workshop Reports*. The MIT Press, Cambridge, USA, pp. 139–181
- Hartai É., 2011: *Geológia IX. Globális tektonika. Digitális Egyetem, jegyzet*
- Horváth F., 2004: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Jolivet L., Faccenna C., Piromallo C., 2009: From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 198–209
- Karátson D., 1998: *Vulkanológia I. (Vulkánosság és lemezttektonika; a magma; a vulkánosság fő folyamatai és típusai)*. ELTE, Eötvös Kiadó, Budapest
- Kilényi É., Šefara J., 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* 36/1–2
- Kis K., 2009: *Magnetic methods of applied geophysics*. Eötvös University Press, pp. 203–214
- Kiss J., 2009a: Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD) értekezés, NyME Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola, Sopron
- Kiss J., 2009b: A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika* 50/2, 59–74
- Kiss J., 2009c: Regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika* 50/4, 153–171
- Kiss J., 2010: Mély medencék izosztatikus hatása. *Magyar Geofizika* 51/3, 1–13
- Kiss J., Prácer E., Szarka L., Ádám A., 2010: Mágneses fázisátalakulás és a magnetotellurika. *Magyar Geofizika* 51/2, 73–87
- Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: An integrated approach. *Geological Society of America, Special Paper* 418, 93–112
- Kovács I., Szabó Cs., 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics* 45, 1–17
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedüs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T., 2011: Asztenoszféra áramlás, mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? *Magyar Geofizika* 52/2, 79–87
- Kovács S., Szederkényi T., Árkai P., Buda Gy., Lelkes-Felvári Gy., Nagymarosy A., 1998: Explanation to the terrane map of Hungary. In: Papanikolaou D., (ed.): *IGCP Project No. 276, Terrane Maps, Terrane Descriptions, 1996/1997*, Athens. *Ann. Geol. Pays Helleniques* 37, 271–330
- Kovácsvölgyi S., 1995: Interpretation of gravity and magnetic anomalies in SE Hungary. *Magyar Geofizika* 36/3, 198–202
- Kovácsvölgyi S., 1997: Gravitációs kutatások Magyarországon. A békési rejtély. Élet és Tudomány. <http://www.sulinet.hu/eletestudomany/archiv/1997/9718/bekesi/bekesi.html>
- Márton E., 2008: Intézeti beszámoló a Paleomágneses Laboratórium 2008. évi munkájáról. ELGI archívum
- Meskó A., 1966: Two-dimensional filtering and the second derivative method. *Geophysics* 31, 606–617
- Meskó A., 1983: A frekvenciataromány felhasználása gravitációs és mágneses térképek lineáris szűrésében. *Magyar Geofizika* 24/2, 43–75
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L., 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions* 44/1, 21–48
- Nyikolajevszij V. N., 2001: *Kéregtörések és tektonikai hullámok*, Vesztnyk OGGGGN Orosz Tudományos Akadémia, No. 1.
- Phillips J. D., 2001: Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential field anomalies. ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane
- Posgay K., Albu I., Mayerová M., Nakládová Y., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch, R., 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geoph. Trans.* 36, 7–13
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G., (1995): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics* 252, 467–484
- Pospišil L., Hefty J., Hipmanov L., 2012: Risk and geodynamically active areas of the carpathian lithosphere on the base of geodetical and geophysical data. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 47/3, 287–309, DOI: 10.1556/AGEod.47.2012.3.2
- Ratschbacher L., Merle O., Davy Ph., Cobbold P., 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* 10, 245–256
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Merle O., 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part II: Structural analysis. *Tectonics* 10, 257–271
- Spector A., Grant F. S., 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35/2, 293–302

- Szabó Z., Páncsics Z., 1999: Rock densities in the Pannonian basin – Hungary. *Geophysical Transactions* 42/1–2, 5–28
- Tóth L., Zsiros T., 2000: A pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Török K., Dégi J., Szép A., Marosi Gy., 2005: Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, W-Hungary. *Chemical Geology* 223, 93–108, DOI: 10.1016/j.chemgeo.2005.05.010
- Vaucher A., Tommasi A., Mainprice D., 2012: Faults (shear zones) in the Earth’s mantle, *Tectonophysics* 558–559, 1–27, DOI: 10.1016/j.tecto.2012.06.006
- Völgyesi L., 2010: A Kárpát-Pannon-térség geodinamikája. Kézirat, BME <http://www.agt.bme/volgyesi/mszeizmo/pannon.pdf>

Szén-dioxid felszín alatti elhelyezése és az azt meghatározó geokémiai folyamatok előzetes vizsgálata pannon üledékes formációkon

BERTA M.¹, KIRÁLY CS.¹, LÉVAI GY.², FALUS GY.³, SZÉKELY E.²,
SZABÓ CS.^{1,@}, SCIARPETTI, G.², ZILAHÍ-SEBESS L.³

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Közöttani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor (ELTE LRG), 1117, Pázmány Péter sétány 1/C

²Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Kémiai és Környezeti Folyamatmérnöki Tanszék (BME), 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3–9.

³Magyar Állami Földtani és Geofizikai Intézet (ELGI), 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

@E-mail: cszabo@elte.hu

Az ipari forradalom óta mintegy harmadával nőtt a földi légkör szén-dioxid-koncentrációja. A főként ennek hatására kialakuló klímaváltozás már bekövetkezett, és várható hatásai jelentős gazdasági és társadalmi problémák forrásai, ezért a XX. század végétől a fejlett országokban célá vált a szén-dioxid-kibocsátás csökkentése. Ennek egyik eszköze az ipari pontforrások szén-dioxid-kibocsátásának leválasztása és a szén-dioxid biztonságos, felszín alatti elhelyezése (CCS: carbon capture and sequestration). A tárolás szempontjából a legjelentősebb kapacitást világszerte (és Magyarországon is) a sósvizes vizek jelentik, ezért ezekben a szén-dioxid-besajtolás révén végbe menő folyamatok megismerése kiemelten fontos a tárolás megfelelő, hosszú távú biztonságának garantálásához. Jelen cikk az ELTE–BME–ELGI együttműködésében megvalósult kutatómunka eredményeit foglalja össze, amelynek során az említett folyamatok kísérleti vizsgálatát végeztük el.

Berta, M., Király, Cs., Lévai, Gy., Falus, Gy., Székely, E., Szabó, Cs., Sciarpetti, G., Zilahi-Sebess, L.: Carbon capture and sequestration: A preliminary study on its determinant geochemical processes on Pannonian sedimentary formations

Since the industrial revolution the concentration of carbon dioxide in the Earth's atmosphere has been increased by 1/3, becoming the most important driving force for climate change and therefore resulting in serious environmental and economical problems. That is the reason for the efforts made by the developed countries to reduce their CO₂ emissions. One of the tools to significantly decrease the emission of industrial point sources is to capture the CO₂ from their flue gas, and sequester it safely in a geological system under the surface (CCS: carbon capture and sequestration). Amongst these geological formations deep saline aquifers have the biggest storage capacity, therefore the examination of processes occurring during and after CO₂ injection is essential to guarantee the safety necessary for long term CCS projects. This paper presents the results of a cooperative research project by Eötvös Loránd University, Budapest University of Technology and Economics, and Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary about the examination of the processes mentioned above.

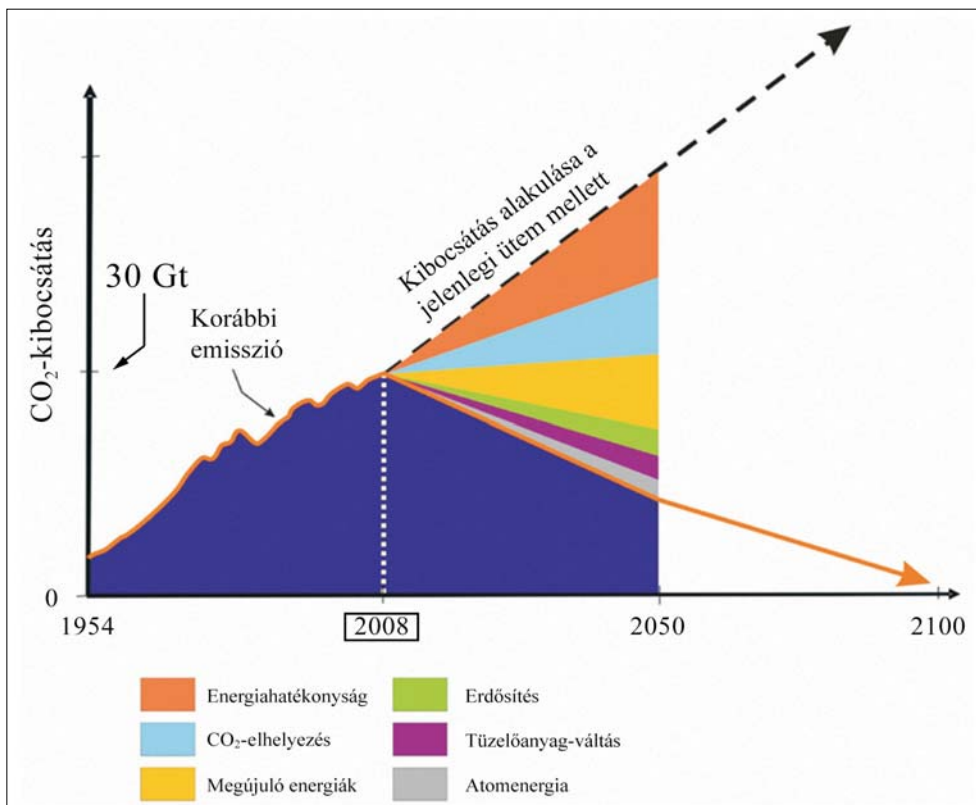
Beérkezett: 2012. október 24.; *elfogadva:* 2013. február 28.

Bevezetés

A XXI. század társadalmának egyik leglényegesebb problémája a globális klímaváltozás. A felmelegedés egyik fő oka a légköri CO₂-koncentráció (IPCC, 2007) és az ezt okozó antropogén kibocsátások növekedése (1. ábra). A klímaváltozás következtében egyre gyakoribbak az extrém időjárási események, fokozottan gyorsul az élőlények életterének

változása, így a különféle betegségek elterjedése is (WHO, 1990).

E hatások csökkentésére született meg 1997-ben a Kiotói Jegyzőkönyv, amely kimondta az antropogén eredetű CO₂-kibocsátás csökkentésének kötelezettségét. Ennek fő eszköze az energiaszektor gyökeres átalakítása: a megújuló energiaforrások elterjesztése és az energiahatékonyság növelése. Nem elhanyagolható a már használatban levő, fosszilis



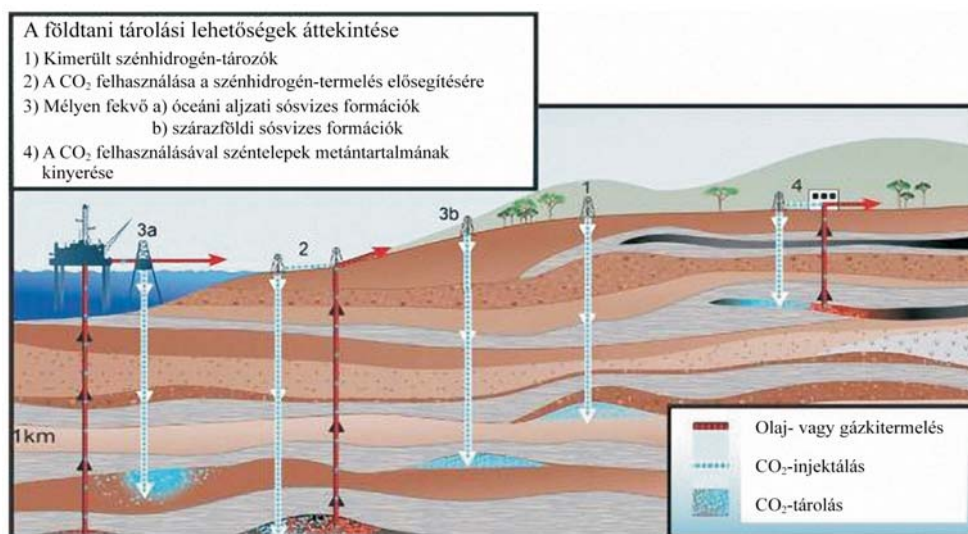
1. ábra | Az emberiség által kibocsátott szén-dioxid mennyisége és a jövőbeni csökkentést lehetővé tevő eljárások várt hatásának együttes bemutatása (Pacala, Socolow 2004)

Figure 1 | Anthropogenic emission of carbon dioxide in the past, and potential methods to reduce emission in the future (Pacala, Socolow 2004)

energiahordozókon alapuló technológiák környezetkímélőbbé tétele sem. Ennek egy hatékony eszköze lehet az ipari folyamatok során keletkező CO₂ elkülönítése és felszín alatti elhelyezése (CCS). Alkalmazásának célja a fenntartható energiaforrásokra való átállás ideje alatt használt fosszilis

energiahordozókból származó CO₂-emisszió csökkentése (2009/31/EK irányelv).

A szén-dioxid tárolása többféle geológiai szerkezetben lehetséges (2. ábra): ezek a kimerült szénhidrogéntelepek, a mafikus kőzettestek, a nem gazdaságosan termelhető szén-



2. ábra | CO₂ geológiai tárolásának lehetőségei (Benson, Cole 2008)

Figure 2 | Possibilities for geological CO₂ sequestration (Benson, Cole 2008)

telepek és a sósvizes üledékes rendszerek. Ez utóbbi – tárolókapacitás szempontjából – Magyarország tekintetében (Szamosfalvi et al. 2011) és globálisan egyaránt a legjelentősebb. Ennek oka, hogy nagy kiterjedésűek, ugyanakkor a bennük található pórúsvíz nem alkalmas sem emberi fogyasztásra, sem ipari-mezőgazdasági hasznosításra. Szén-dioxid besajtolására viszont kitűnően megfelelhetnek. Erre jó példa a norvég Statoil vállalat Sleipner nevű projektje az Északi-tengeren, ahol a miocén korú Utsira homokkőformáció szolgál szén-dioxid-tárolóként (Torp, Gale 2004). Hasonló a helyzet az algériai In-Salah projekt esetében (Eiken et al. 2011), ahol a gázadó homokkőréteg mélyebb, sósvizes zónába sajtolják vissza a kitermelt gázból leválasztott szén-dioxidot.

A szén-dioxid felszín alatti elhelyezésének egyik leglényegesebb mozzanata, hogy a földtani környezet, amelybe a szuperkritikus fluidum kerül, biztonságosan és hosszú távon tudja magában tartani azt. A rezervoár viselkedését a besajtolás alatt és azt követően megváltozó nyomás-hőmérséklet értékek, valamint szilárd és fluid fázisok összetételei határozzák meg, így kiemelt fontosságú a bekövetkező geokémiai folyamatok megismerése. Ez lehetséges kísérletekkel, modellekkel és természetes analógokkal a tároló és fedő kőzettestekre egyaránt. Az ELTE–BME–ELGI kutatási együttműködés során célunk az említett folyamatok kísérleti tanulmányozása volt.

A lejátszódó folyamatokat minden esetben a rezervoárban jellemző nyomás-, hőmérséklet-, valamint (fluidum és szilárd) összetételviszonyok határozzák meg (Gaus 2009). A besajtoló CO_2 hatására a tároló kőzettestben többféle reakció együttesen következik be. Ezek közül a tárolás hosszú távú biztonságát elősegíti a reakció, amelyben a Ca-gazdag plagioklász kalcitá (CaCO₃) alakul, így szilárd fázisban köti meg a besajtoló szén-dioxidot. Ez a reakció végbemehet az anortitos földpátot tartalmazó homokkővek esetében is, ezért is döntő fontosságú ismerni a vizsgált formációk ásványos összetételét. A folyamat meghatározó lépése („szűk keresztmetszete”) a szilikátásványok lassú disszociációja (Oelkers, Cole 2008).

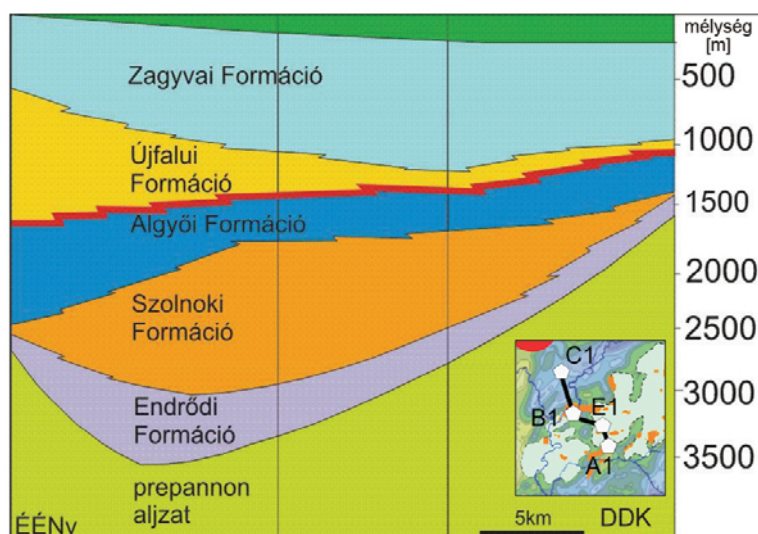
Magyarország lehetőségei a CCS terén

A CO_2 biztonságos tárolásához, azaz a CCS-technológia egyik legkritikusabb egységéhez elengedhetetlen a jól kiválasztott földtani rendszer (tároló-fedő formációpárok). A geológiai környezetnek és a fejlődéstörténetnek egyaránt döntő szerepe van egy rezervoár minősítésében. A Pannon-medence rétegsora jól ismert, mivel az 1950–70-es években több mint tízezer kutatófúrás mélyült, amelyek átszelték a részmedencék üledékeit (Juhász 1998). Továbbá intenzív geofizikai kutatás is folyt a régióban, aminek eredményei arról tanúskodnak, hogy nagy területen megtalálhatók a már említett sósvizes rezervoárok.

CO_2 -tárolás szempontjából – a medencekitöltő üledékek közül – elterjedését, kifejlődését, vastagságát és elszigeteltségét tekintve egyaránt az alsó pannon rétegsor (mintegy 7–5 millió éves formációegyüttes) tűnik a legalkalmasabbnak. Részletes kísérleti és műszeres vizsgálatokat a homokkőes Szolnoki és az agyagos-aleurolitos Algyői Formáción végeztünk (Berta et al. 2011). Ezek azok a rétegtani és kőzettani formációk, amelyek rezervoargeológiai paramétereik (porozitás, permeabilitás, hőmérséklet) alapján alkalmasak lehetnek szén-dioxid hosszú távú biztonságos tárolására. (Király et al. 2011).

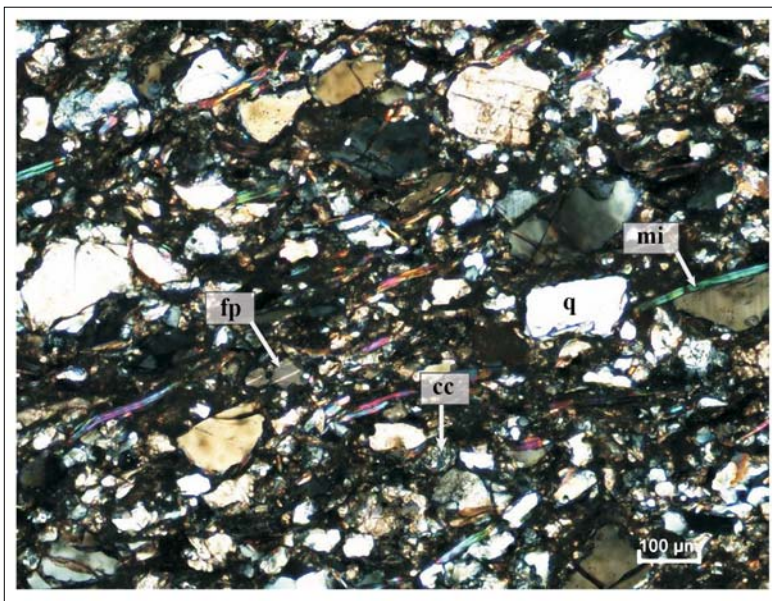
A Szolnoki Formáció vastagsága az 1000 m-t is elérheti (3. ábra), kőzettani szempontból a formációt a finomszemcsés homokkőrétegek közé rakódott, 5–30 m-es aleurolit- és agyagmárgarétegek jellemzik. A formáció felszíne nagyjából követi az aljzat morfológiáját (Juhász 1992). Kialakulása a Pannon-tó mélyzónáiban zajlott a késő miocénben (Juhász 1998). A Szolnoki Formációhoz tartozó homokkővek porozitása 15–20% közt mozog (MBFH adattár), ezeket a pórusokat sós víz tölti ki.

A szén-dioxid tárolás céljaira a Szolnoki Formáció potenciálisan alkalmas lehet, ezért jelen munka keretében a Szolnoki Formáció homokkővein végeztünk részletesebb vizsgálatokat, ugyanakkor az agyagos rétegek a kis permeabilitásuk miatt szintén figyelmet érdemelnek.



3. ábra A Jászsági-medencét (térképészlata jobbra lent látható) átszelő szemantikusz szelvény, amelyen az alsó pannon (Szolnoki és Algyői) és felső pannon (Újfalui és Zagyvai) formációk rétegtani viszonya látható a vizsgált területen, határukat vastag vörös vonal jelzi. Az Endródi formáció és a preannon aljzat alkotja a vizsgált üledékes rendszer fekvését. Az ábra kútkönyvi és lyukgeofizikai adatbázis alapján készült (forrás: MBFH adattár)

Figure 3 Cross section about the Jászság Basin showing the Upper Pannonian (Zagyvai and Újfalui) and Lower Pannonian (Algyői and Szolnoki) Formations. The figure was made based on well logs and geophysical data (Source: database of the Hungarian Office for Mining and Geology)



4. ábra Szolnoki Formáció vékonycsiszolatán keresztetett nikolok közt látható ásványi alkotók (q – kvarc, cc – kalcit, fp – földpát, mi – csillám)
Figure 4 Mineral phases composing the Szolnok Formation observed on a thin section (crossed nicols; q – quartz, cc – calcite, fp –feldspar, mi – mica)

Az *Algyői Formáció* főleg agyagmárga- és aleuolitritegek váltakozásából áll, amelyek a Szolnoki Formációra települtek (3. ábra). A formáció vastagsága a 900 métert is elérheti a Pannon-medence mélyebb pontjain, míg az prepannon alaphegységi kiemelkedések fölött és a medenceperemeken 100–200 méter vastag. A formáció kialakulása a folyami delták lejtőin történt a felső miocénben. A rétegek dőlése általában 5–7° közötti (Juhász 1998). Ezek alapján a CO₂-elhelyezés szempontjából az Algyői Formációt a Szolnoki Formációt túlterjedő fedő kőzettestnek tekinthetjük.

Előzetes kőzettani és geokémiai vizsgálatok

Az fentiekben bemutatott rezervoár kőzeteinek megismerésére különböző anyagvizsgálati módszereket alkalmaztunk. A porozitást úgy mértük meg, hogy a fűrőmagokból származó

kőzetmintákat vákuum alatt sós vízzel telítettük és mértük a bekövetkező tömegváltozást. Hat mérés átlagaként kapott érték 16% volt, amely jól közelíti az előző fejezetben leírt kútkönyvi értékeket. A Szolnoki Formáció homokköveinek ásványos összetételét vékonycsiszolatok kőzettani vizsgálata alapján határoztuk meg. Az arányok 88 mérési pont alapján néhány százalékos hibával az alábbiak szerint alakultak: kvarc (38%), karbonát (főleg kalcit) (37%), csillám (6%), földpát (főleg plagioklász) (8%) és pórus (11%) (4. ábra). A lényeges kőzetalkotó ásványok mellett kis mennyiségben egyéb alkotókat (piritet, turmalint, rutilt, cirkont, gránátot és baritot) is találtunk. A vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata alapján a mintában az üledék-képződési folyamatnak megfelelő irányítottságot mutattak a csillámok (muszkovit, biotit és klorit). Az általunk elvégzett porozitásmérés eredménye, valamint a megállapított kőzettani tulajdonságok jól közelítik a kútkönyvek adatait

1. táblázat A kísérleti feltételek összesítése. A fluid fázis kezdetben minden esetben 5 m/m %-os NaCl oldat és 99,7 %-os tisztaságú CO₂ volt. A vizsgált ásványok nagy tisztaságú hidrotermás kalcit és pegmatitos plagioklász voltak

A minta kódja	A minta anyaga	Kísérleti berendezés típusa	Hőmérséklet (°C)	Nyomás a kísérlet kezdetén (bar)	Nyomás a kísérlet végén (bar)	A kísérlet időtartama (óra)
GEO1	homokkő	bomba	55	175	138	1013
GEO2	homokkő	bomba	55	205	140	177
GEO4	homokkő	bomba	60	72	78	636
GEO4 A	homokkő	bomba	60	190	20	188
GEO4 B	homokkő	bomba	60	141	40	188
Geo6	homokkő	bomba	60	110	100	180
Geo7	kalcit	bomba	89	190	130	354
Geo8	kalcit	bomba	89	80	62	166
Geo9	plagioklász	bomba	89	110	140	464
CAL1	kalcit	reaktor	83	147	150	98
CAL4	kalcit	reaktor	83	150	150	98

(MBFH adattár), így a magokból vett mintákat reprezentatívnek tekintjük a vizsgált földtani rendszerre.

Kísérleti eszközök

A jelen munkában bemutatott eredmények középpontjában a rezervoár anyagában a szuperkritikus szén-dioxid besajtolására bekövetkező mikrométeres skálájú morfológiai változások, illetve az ezeket okozó, pórúsfűdum és a tárolókőzet közti geokémiai reakciók (Gaus 2009) állnak. Ezek tanulmányozására egy nagy nyomású és hőmérsékletű kísérletre képes (1. táblázat) laboratóriumi berendezést állítottunk össze, amelyben a sós vizet víztartókba történő CO₂-elhelyezés-szelvények és a mélyfűrészi alapadatok alapján várható nyomás (40–205 bar), hőmérséklet (55–90 °C) és törmelékes üledékes kőzetösszetétel viszonyainak megfelelő kémiai sós víz-kőzet rendszerek tanulmányozhatók.

Céljaink eléréséhez két eltérő típusú kísérleti berendezést alkalmaztunk. Az ún. „bomba” (5a. ábra) segítségével a vizsgált, kb. 3×2×10 mm méretű kőzethasábokat a meghatározott nyomás-hőmérséklet viszonyok között kezeltünk 5 m/m%-os sós oldatban a kísérlet idejére. A készüléket egy rozsdamentes acélső, a hozzá tartozó szelepek és egy nyomásmérő alkotja. Az ún. „reaktor” (5b. ábra) alkalmazásával a sós oldatban a vizsgált homokkő jól osztályozott (1 mm szemcseméretű) darbjait folyamatosan kevertettük. A „reaktor” fő előnye, hogy állandó nyomáson és hőmérsékleten (a kísérlet közben) is lehet mintát venni az oldatból.

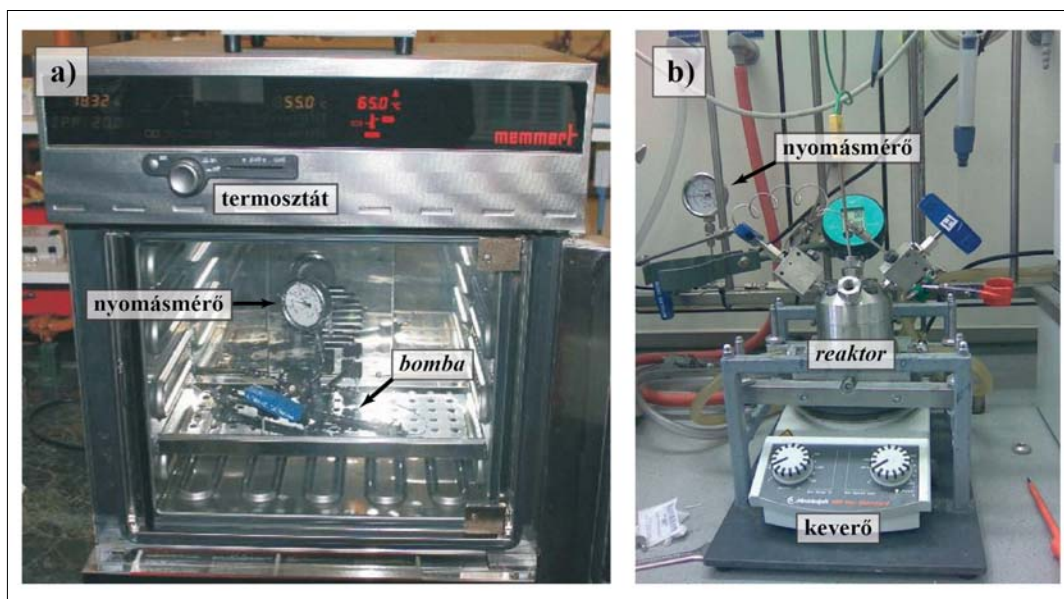
A tanulmányozott homokkövekből készült mintatestek – mindkét berendezésben – a leendő rezervoárnak megfelelő nyomás-hőmérséklet tartományban (1. táblázat) és megfelelő összetételi (szilárd ásvány/kőzet – sós víz – szuperkritikus CO₂) körülmények között voltak kezelve.

A berendezésben az 1. táblázatban bemutatott nyomás-hőmérséklet viszonyok között adott ideig tartott kőzeteken oldódás és kicsapódás jelei voltak észlelhetők. Ezek pontosabb megismerése érdekében a kőzetmintákon való további kísérletezéssel párhuzamosan a kőzetet alkotó, a CO₂-elhelyezés során várt reakciók szempontjából lényeges ásványokat, azaz a legérzékenyebbeket – kalcitot és plagioklász – is vizsgáltunk külön kísérletek keretében. Mindkét esetben az oldódási folyamatok és az okozott morfológiai változások megfigyelése volt a középpontban, azonban a kalciton a kicsapódás (kristályosodás) nyomait is kerestük. Ennek megfelelően jelen munkában elsősorban a homokkővel és a kalcittal kapcsolatos kísérletek szerepelnek (6. ábra).

Vizsgálati módszerek

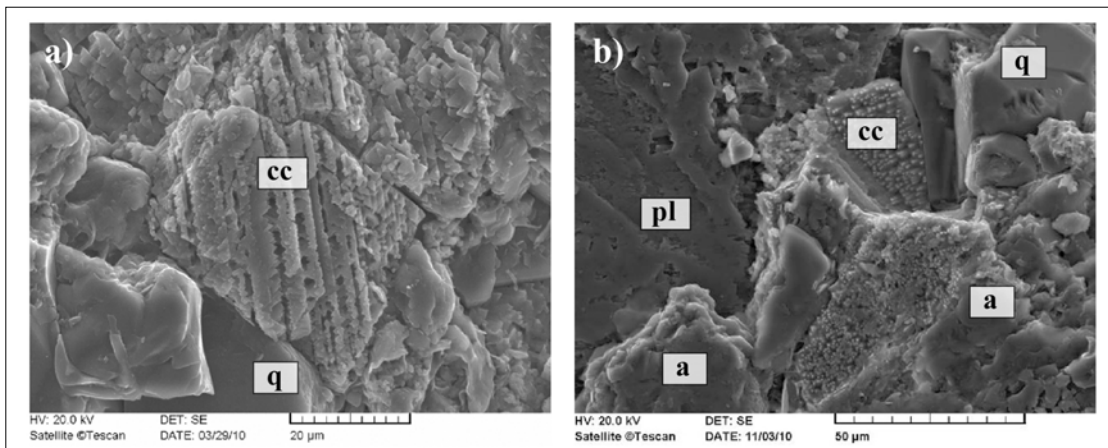
A munka során célunk volt, hogy az 1. táblázatban bemutatott kísérleti körülményeknek a vizsgált homokkőre – az az alkotó ásványok morfológiájára – gyakorolt hatásait tanulmányozzuk SEM (pásztázó elektronmikroszóp) segítségével, valamint az alkalmazott sós oldat kémiai összetételében bekövetkező változásokat kövessük nyomon ICP-MS (induktív csatolású plazma ionforrással működő tömegspektrométer) alkalmazásával.

A SEM vizsgálat során, amelyet az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén működő berendezésével végeztünk, három üzemmódban szereztünk információt a kezelt és kezeletlen mintákról. Szekunder elektronok (SE) alkalmazásával a minta morfológiai jegyeit figyeltük meg; a visszaszórt elektronok (BSE) alkotta képek elemzésével a kőzetalkotó ásványok kémiai összetételére következtítettünk; az energiadiszperzív detektorral (EDS) pedig egy-egy mikro-



5. ábra A BME Környezet- és Folyamatmérnöki Tanszékén működő kísérleti berendezések: a) bomba és b) reaktor

Figure 5 High pressure experimental apparatus at the Department of Chemical and Environmental Process Engineering, Budapest University of Technology and Economics



6. ábra a) A GEO1 kísérleti kőzetminta kalcitján (cc) megjelenő oldási nyomok SEM képe. b) A GEO2 kísérleti kőzetminta kalcitján (cc) és plagioklászán (pl) azonosítható oldódási formák SEM képe. A kvarc (q) és az agyagásványok (a) nem mutattak változást egyik kísérlet során sem
Figure 6 SEM images about forms of dissolution on the GEO1 a) and GEO2 b) rock samples after the experimental treatment. These forms can be observed on calcite (cc), and plagioclase (pl), while quartz (q) and clay minerals (a) did not show any change

méteres nagyságú pont félmennyiségi kémiai összetételét határoztuk meg.

Az ELTE Környezettudományi Kooperációs Kutatóközpontjában működő ICP-MS-sel a mintegy 6000 K-es argonplazmába porlasztott vizsgálandó oldatban jelenlévő ionok koncentrációját határoztuk meg a plazma után kapcsolt nagy érzékenységű tömegspektrométerrel. Az ICP-MS-t a kísérletek során megváltozó összetételű vizes oldat Ca-, K-, Na-, Mg- és Sr-tartalmának elemzésére használtuk. Ezzel a módszerrel azt határoztuk meg, hogy a sósoldat és a CO₂ alkotta szuperkritikus fluidum mely elemekből mennyit oldott ki a szilárd fázisból az emelt nyomású és hőmérsékletű kísérletek során.

Eredmények

Kőzetek vizsgálata

Valamennyi kezelést (1. táblázat, GEO1–GEO6 kísérletek) követően jellegzetes elváltozásokat tapasztaltunk a kőzeteket alkotó ásványok felületén. Ezek a – kezelés intenzitásától függő mértékben – megjelenő főleg oldódási formák elsősorban a kalcit szemcsékre jellemzők (6a. ábra, GEO1

kísérlet bombában: 55 °C, 175–138 bar, 1013 óra), de a GEO2 kísérleti minta esetében (bombában 55 °C-on és 205–140 bar közti nyomáson eltöltött 177 óra után) számottevő volt a plagioklász kristályok oldódása is (6b. ábra).

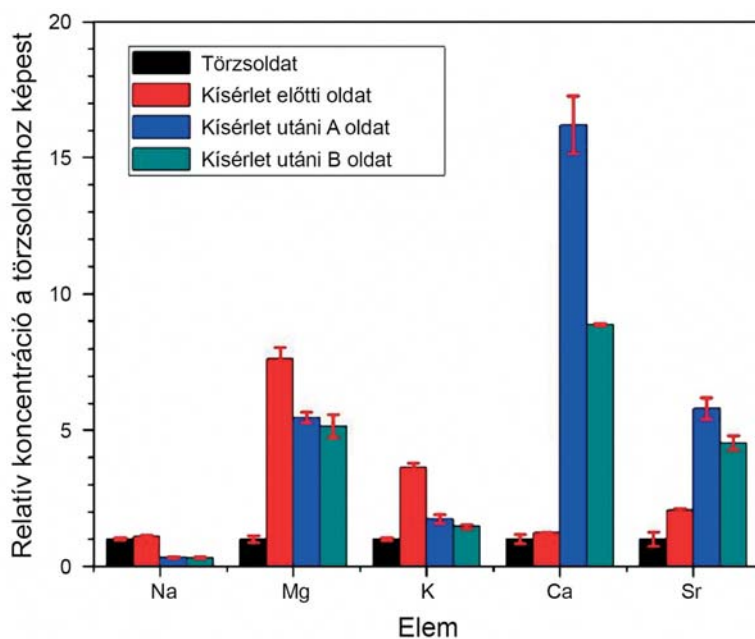
A bekövetkező mikromorfológiai változásokban a kalcitnak döntő jelentősége van – elsősorban oldódás történik –, ami megjelenik a plagioklászon is. Más munkák (pl. Wigand et al. 2008) ugyanezen jelenségek mellett a málló földpát mentén anyagásvány-kiválásokat is említenek, amit mi nem tapasztaltunk.

A sós vizes oldatok Na-, K-, Mg-, Ca- és Sr-tartalmának vizsgálata

A homokkőminták kezelése előtt és után ICP-MS-sel határoztuk meg az oldatok kémiai összetételét. Kiinduláskor olyan törzsoldatot használtunk, amely – a természetes pórusvíz összetételét közelítve – desztillált vízben 5 m/m% oldott NaCl-ot tartalmazott. Ebbe a törzsoldatba helyeztük a kísérletek előtt a mintatesteket, és ezt alkalmaztuk az emelt hőmérsékletű és nyomású kísérletekhez is. Az ICP-MS-sel a kísérlet előtt meghatározott összetételű sós vizes oldatok és a szuperkritikus szén-dioxidos kezelést követően elemzett sós vizes oldatok kémiai elemzési eredményeit összevetet-

2. táblázat A kiindulási törzsoldat és a GEO1 kísérlet (55 °C, 175–138 bar, 1013 óra) és az A és B párhuzamos oldatainak ICP-MS eredményei ppm-ben megadva. Az adatokat a 7. ábra szemlélteti.

Mért elem	Törzsoldat		Kísérlet előtti sósoldat		Kísérlet utáni A sósoldat		Kísérlet utáni B sósoldat	
	Átlag	Szórás	Átlag	Szórás	Átlag	Szórás	Átlag	Szórás
Na	19300	800	21100	1200	6120	400	5950	580
Mg	4,7	0,6	35	1,9	25,7	0,9	24	2
K	5,57	0,3	20,3	0,8	9,7	0,9	8,1	0,5
Ca	102,9	17,3	126	1,7	1668	109	913	4
Sr	1,5	0,4	3,1	0,1	8,7	0,6	6,8	0,4



7. ábra Az ICP-MS elemzési adatok relatív, elemenként a törzsoldat koncentrációjára vonatkoztatott számértékei és ezek szórásértékei

Figure 7 ICPMS results: measured concentrations relative to the initial concentrations of the most important elements is plotted. (The black columns are showing the values for the initial solution (=1), the red ones are for the solution in equilibrium with the solid phase at atmospheric pressure and room temperature, and the blue columns are representing the two parallel samples taken at the end of the experiment)

tük. Ennek alapján becsültük meg a koncentrációváltozásokat (7. ábra), fókuszálva a kiindulási törzsoldat fő alkotójára a Na-ra és a legkönnyebben oldódó kalcit egyszerűen mérhető alkotójára, a Ca-ra, valamint az ezekkel az elemekkel geokémiailag rokon K-ra, Mg-ra és Sr-ra. Ennek alapján ábráztuk, hogy a mintákból a vizsgált ionok milyen mértékben oldódtak ki szobahőmérsékleten és légköri nyomáson az emelt nyomású és hőmérsékletű kísérletek előtt, valamint az egyes kísérletek változó körülményei közt (2. táblázat). A kísérlet előtti oldat adatai a kezelések megkezdése előtt (légköri nyomáson és hőmérsékleten) az oldattal egyensúlyba kerülő sósoldat elemeinek koncentrációját jelölik. A 2. táblázat utolsó két oszlopát a két párhuzamos (A és B) kísérlet utáni oldatok elemzési eredménye adja. A törzsoldat kiindulási koncentrációját tekintettük egységnyi-nek, így a változás (7. ábra) a kiindulási oldathoz képest egyszerűen szemléltethető.

A kapott eredmények alapján látható, hogy a kezelés előtt a törzsoldathoz képest minden ion koncentrációja emelkedett, azonban a Mg- és K-ion koncentrációja a törzsoldathoz képest többszörösére növekedett, míg a Ca alig változott. A minta-előkészítésnek e következményeire a szakirodalom (pl. Assayag et al. 2009, Kaszuba et al. 2003) nem tér ki, így ez egy új lehetőség az eredmények pontosabb kiértékeléséhez. A megemelt nyomású és hőmérsékletű kezelés során az oldatban a vizsgált ionok közül a Ca és Sr koncentrációja erőteljesen megnőtt. Ez megerősíti, amit az SEM képek is mutattak (6a. ábra), azaz a kísérlet folyamán Ca-tartalmú ásvány(ok) (kalcit és plagioklász) oldódása történt. Ezzel szemben a Na, K és Mg koncentrációja csökkent, ami a berendezés leeresztésekor fellépő jelentős NaCl-kristályosodással magyarázható, azonban a Mg és K koncentrációja kicsi (2. táblázat), ezért e folyamatban a szerepük nem tekinthető jelentősnek.

A vizsgált geokémiai rendszer komplex, amelynek megértéséhez szükséges az alkotó ásványok részletes vizsgálata.

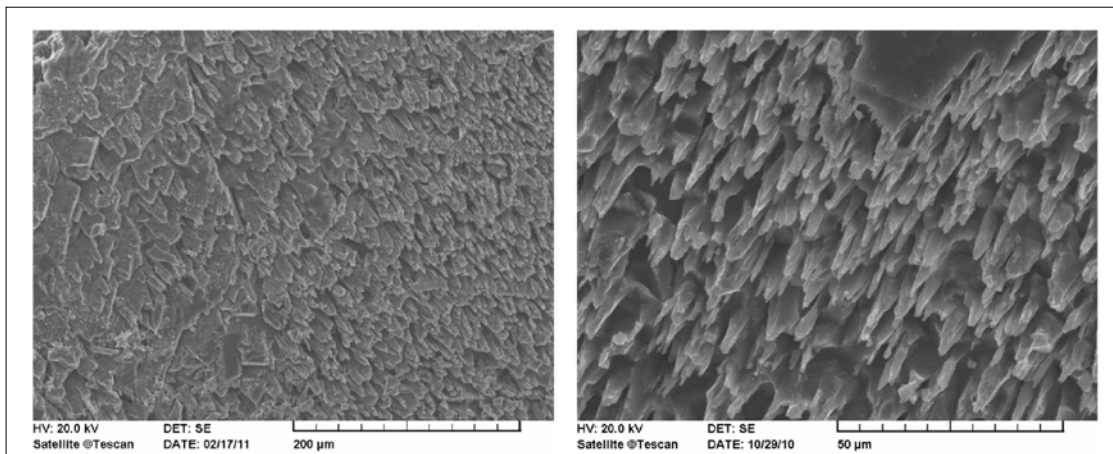
Az ICP-MS mérésekkel kapott Ca-tartalom-növekedés és a SEM vizsgálatok alapján megállapított oldódási jegyek (6. ábra) egyértelműen a kalcit jelentős reaktivitását jelzik meghatározónak. Kalcit hasonló oldódását homokkőves rendszerben Weiber és munkatársai (2011) is leírták. Az oldódás mellett a mintákon láthatók voltak a kicsapódás jelei is (6a. és 6b. ábra).

Kalcit vizsgálata

A kalcit a legreakcióképesebb a kőzetalkotó ásványok közül (6a. és 6b. ábra), ezért jól reprezentálja a várt oldódás-kicsapódás folyamatot (Lévai et al. 2011). Emellett, a kalcit mellett jelen levő oldat Ca koncentrációjának változásait is vizsgáltuk a kísérlet futása alatt, amit a reaktor (5b. ábra) tett lehetővé.

A kalcit oldódásának és kicsapódásának további jellemzője, egyben meghatározó tényezője a reaktív felület nagyságának jelentős megváltozása, amint azt a 8. ábra szemlélteti. A jelenség számszerűsítéséhez a felület növekedését a Crockford és Telmer (2011) munkájában leírt, kocka alakú formákat feltételező módszert a kísérleti eredményeknek megfelelően annyiban módosítottuk, hogy háromszög alapú gúla felületével számoltunk.

A kezelés által okozott fajlagosfelület-növekedés számszerűsített becsléséhez azt tételeztük fel, hogy a kezelt kalciton átlagosan 5 μm oldalhosszúságú, és 20 μm oldallapmagasságú, háromszög alapú, gúla alakú formák keletkeztek (ez jól közelíti a megfigyeléseket, 8. ábra) az oldódás és kicsapódás során. Így a kezdeti egységnyi felület a kiindulási területéhez képest közel 15-szörösére növekedett. Ez a felületnövekedés megfelel például egy finom homok és egy kőzetliszt közti szemcseméret-különbségnek és az ebből adódó felületkülönbségnek, ami pozitív visszacsatolás a reakció sebességére nézve.



8. ábra A kezelt kalcit szemcse felületének megváltozása

Figure 8 Surface of calcite after the experiments. (Note the significant increase of specific surface area)

A felület megnövekedése azonban nem csak a lezajló folyamatok kinetikája szempontjából fontos: e folyamatok geofizikai nyomon követhetőségéhez is hozzájárulhat. Ennek oka, hogy a mintegy egy nagyságrendnyi kristályfelület-növekedés lokálisan hasonló mértékű csökkenést okozhat a fajlagos ellenállásban. A csökkenés oka, hogy a kristályfelületeken kialakul egy adszorpciós réteg, amelyben a kompenzálatlan töltések miatt az oldatból az ionok feldúsulnak, így a pórusokban felületi vezetés jön létre, amely lényegesen kisebb ellenállást eredményez, mint ami a pórus belsejében történő vezetés (illetve kisebb fajlagos felület) esetében lenne jellemző.

A sósvizes oldatok Ca-tartalmának vizsgálata (kalcit)

A reaktorból (5b. ábra) adott időközönként (9. ábra) vett mintákból készült vizsgálatok alapján nyomon lehetett követni a CAL1 kísérlet (83 °C, 150 bar, 98 óra) során a fluid fázis Ca-tartalmának alakulását (9. ábra).

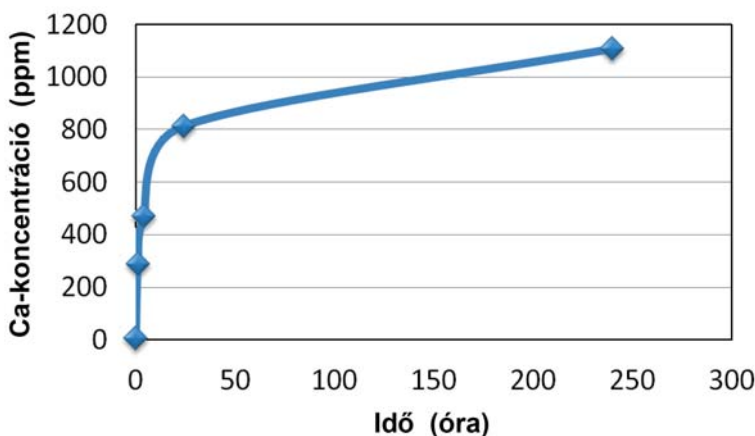
A grafikonon (9. ábra) jól látható, hogy a kalcitból kioldódó Ca koncentrációja az oldatban monoton emelkedik és telítődést mutat (hasonlóan Kaszuba és munkatársainak

(2003), valamint Beier és munkatársainak (2011) eredményeihez). Ez a lefutás azt sugallja, hogy a kezelés során a szilárd és a folyadék fázis között (Ca-ra nézve) egyensúlyközeli állapot alakult ki, ami lehetővé tette a SEM képeken (6. és 8. ábra) megfigyelt oldódási és kicsapódási formákat.

Konklúzió

A kísérletek során egyértelműen látható a szuperkritikus fluidumrendszer hatása a Szolnoki Formáció homokkővére és az azt alkotó (külön vizsgált, máshonnan származó) kalcitra és plagioklászra. A szuperkritikus CO₂ önmagában (azaz sósvíz nélkül) nem gyakorolt jelentős hatást még a tiszta kalcitra sem.

A kőzetalkotó ásványokon a szén-dioxid-besajtolás hatására több helyen jelen levő oldódás által okozott felületnövekedés mérése az érintett kőzettest fajlagos ellenállásának változásán keresztül valószínűleg nyomon követhető. Erre kútmérések lehetnek alkalmasak, annál is inkább, mert az oldódás alapvetően a szén-dioxidot besajtoló kút környezetében várható.



9. ábra A reaktorból vett oldatminták Ca-tartalmának változása az idő függvényében. A görbe lefutása igen hasonló Beier és munkatársainak 2011-es munkájában közltekhez

Figure 9 Change of Ca concentration vs. time in the reactor. The curve is similar to the graph published by Beier (2011)

A vizsgált geológiai rendszer potenciálisan alkalmas lehet szén-dioxid elhelyezésére, továbbá a benne található vékonyabb, kevésbé permeabilis, agyagos-aleurolitos rétegek alkalmasak lehetnek a CO₂ felfelé migrálását a formáción belül megnehezíteni, ezért fontosnak tartjuk úgy tekinteni a tanulmányban vizsgált Szolnoki Formáció CO₂-elhelyezésre alkalmas részeire, mint a hazai földtani vagyoni részére, amely a megfelelő vizsgálatok elvégzése után hasznot hozhat a hazai gazdaság számára.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki *Bendő Zsolt*nak a SEM méréseknél nyújtott meghatározó közreműködésért, *dr. Juhász György*nek a szelvények és adatok beszerzésében nyújtott segítségért, *Szamosfalvi Ágnes*nek munkánk segítéséért, a MOL NyRt.-nak a fűrómagokhoz való hozzáférés biztosításáért, *Szabó Ábel*nek a csiszolatkészítésben nyújtott tanácsaiért, valamint az LRG valamennyi munkatársának a munkához elengedhetetlen légkör biztosításáért. Továbbá a szerzők köszönik a két bíráló hasznos tanácsait.

A kutatómunka részben a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával, részben a CGS Europe (FP7 256725) támogatásával valósul meg.

Ez az LRG 61. publikációja a BME és ELGI együttműködésének keretében.

A tanulmány szerzői

Berta Márton, Király Csilla, Lévai György, Falus György, Székely Edit, Szabó Csaba, Gerardo Sciarpetti, Zilahi-Sebess László

Hivatkozások

- Assayag N., Matter J., Ader M., Goldberg D., Agrinier P., (2009) Water–rock interactions during a CO₂ injection field-test: Implications on host rock dissolution and alteration effects. *Chemical Geology* 265, 227–235
- Bachu S., (2009): From regional characterization to site selection. Előadás a „CO₂ Geological Storage: Latest Progress” konferencián, Obergurgl, 2009. november 22–27.
- Beier K., Kahl W. A., Holzheid A., (2011) Dissolution experiments of potential reservoir materials in CO₂-bearing saline fluids. Poszter a „Geological carbon capture and storage in mafic and ultramafic rocks” konferencián, Maszkat, Ománi Szultánátus, 2011. január 8–10.
- Benson S. M., Cole D. R., (2008): CO₂ Sequestration in Deep Sedimentary Formations. *Elements* 4, 325–331
- Berta M., Király Cs., Falus Gy., Juhász Gy., Szabó Cs., (2011): Preliminary physical and geochemical study on a sedimentary rock series of the Pannonian Basin for CCS (Hungary). *Energy Procedia* 4, 4719–4723
- Crockford P., Telmer K., (2011): Dissolution Kinetics of Keg River Dolomites and Implications for Spectra. *Energy Procedia* 4, 4472–4479

- Eiken O., Ringrose P., Hermanrud Ch., Nazarian B., Torp T., Hoier L., (2011): Lessons learned from 14 years of CCS operations: Sleipner. In Salah and Snøhvit. *Energy Procedia*, 4, 5541–5548
- Gaus I., (2009): Role and impact of CO₂–rock interactions during CO₂ storage in sedimentary rocks. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 4, 73–89
- IPCC (2007): Climate change 2007: synthesis report. In: Pachauri, R. K., Reisinger, A. (eds.), Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Juhász Gy., (1998): Lithostratigraphy of the Pannonian s.l. formations of Hungarian Neogene deep basins in Hungary. In: Bérczi I., Jámor Á. (eds.), Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.
- Juhász Gy., (1992): A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies, és üledékes környezet. *Földtani Közlöny*, Budapest 122/2–4, 133–165
- Kaszuba J. B., Janecky D. R., Snow M. G., (2003): Carbon dioxide reaction processes in a model brine aquifer at 200 °C and 200 bars: implications for geologic sequestration of carbon. *Applied Geochemistry* 18, 1065–1080
- Király Cs., Berta M., Lévai Gy., Falus Gy., Kózel-Székely E., Szabó Cs., (2011) Behavior potential CO₂ storage rock treated by supercritical CO₂. In: VII. Environmental Scientific Conference of the Carpathian Basin, March 24–27, Kolozsvár (Cluj, Transylvania), Abstracts, pp. 853–854
- Lévai Gy., Berta M., Király Cs., Falus Gy., Gresits I., Székely E., Szabó Cs., (2011): Effects of supercritical carbon dioxide on rocks having carbon dioxide storage potential. *Hungarian Journal of Industrial Chemistry* 39, 433–436
- MBFH adattár: a Magyar Bányászati, és Földtani Hivatal adattára. 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.
- Oelkers E. H., Cole D. R., (2008): Carbon Dioxide Sequestration: A Solution to a Global Problem. *Elements* 4, 305–310
- Pacala S., Socolow R., (2004): Stabilization Wedges: Solving the Climate Problem for the Next 50 Years with Current Technologies. *Science* 305/5686, 968–972
- Szamosfalvi Á., Falus Gy., Juhász Gy., (2011): A CO₂ föld alatti tárolása „sósvízes” víztartó rétegekben történő megvalósulásának lehetőségei Magyarországon. *Magyar Geofizika* 52/2, 95–105
- Torp T., Gale J., (2004): Demonstrating storage of CO₂ in geological reservoirs: The Sleipner and SACS projects. *Energy* 29/9–10, 1361–1369
- Weibel R., Kjølter C., Bateman K., Nielsen L. H., Frykman P., Springer N., Laier T., (2011): Mineral changes in CO₂ experiments – Examples from Danish onshore saline aquifers. *Energy Procedia* 4, 4495–4502
- Wigand M., Carey J.W., Schütt H., Spangenberg E., Erzinger J., (2008): Geochemical effects of CO₂ sequestration in sandstones under simulated in situ conditions of deep saline aquifers. *Applied Geochemistry* 23, 2735–2745
- WHO (1990): Az Egészségügyi Világszervezet (World Health Organization – WHO) 1990-es jelentése
- 2009/31/EK irányelv: a szén-dioxid geológiai tárolásáról, valamint a 85/337/EGK tanácsi irányelv, a 2000/60/EK, a 2001/80/EK, a 2004/35/EK, a 2006/12/EK és a 2008/1/EK európai parlamenti és tanácsi irányelv, valamint az 1013/2006/EK rendelet módosításáról

A CGI inverzió eredményének elemzése egy terepi példán

GYULAI Á., TURAI E., BARACZA M. K.

Miskolci Egyetem, Geofizikai Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros
E-mail: gfgyulai@uni-miskolc.hu, gfturai@uni-miskolc.hu, baracza@uni-miskolc.hu

A dolgozatban egy bonyolult geológiai szerkezet meghatározására alkalmaztuk a kombinált geoelektromos inverziót, a CGI-t. A szerkezet bonyolultsága abból adódott, hogy az erősen töredezett, tektonizált andezitben az utólagos mállás hatására agyagos zónák alakultak ki. A CGI inverziót korábbi publikációkban szintetikus és terepi példákon teszteltük, valamint szintetikus példákon összehasonlítottuk a CGI és RES2DINV inverzió eredményeit. A korábbi dolgozatok bírálójának többszöri felvetésére ebben a dolgozatban a kétféle inverzió eredményét valódi terepi adatokon végzett kiértékelés összehasonlításával tettük meg. Az összehasonlítás azt mutatja, hogy a CGI inverziós programunk részletesebb és megbízhatóbb eredményt szolgáltat, mint a RES2DINV inverziós program. Az összehasonlítás alapja a mérési adatokból szerkesztett látszólagos fajlagos ellenállászelvény és az inverzió eredményszelvényének összehasonlítása. Foglalkoztunk még az eredmények elemzésével és a CGI inverziós módszer alkalmazásának általánosításával.

Gyulai, Á., Turai, E., Baracza, M. K.: The analysis of CGI inversion results involving a field case

In the paper the Combined Geoelectric Inversion (CGI) was used to evaluate a complex geological structure. The complexity of the geological structure comes from the fact that clay zones were formed in highly fractured, tectonized andesite layers as a result of subsequent weathering. In our previous publications, the CGI inversion method was tested using synthetic and field data. Synthetic examples were compared by means of the CGI and RES2DINV inversion methods. Due to the repeated request of reviewers of the former publications, the results of the two inversions are compared in real field data, in this paper. The comparative study shows that our CGI inversion program gives more detailed and reliable results than the RES2DINV does. The comparison is made between the measured apparent resistivity profiles and inversion result profiles. We also dealt with the analysis of inversion results and generalization of the CGI inversion method.

Beérkezett: 2012. október 27.; *elfogadva:* 2013. február 12.

Bevezetés

A CGI (*Combined Geoelectric Inversion*) inverziós módszer eredményét és eredményességét korábban számos publikációban mutattuk be. A bemutatott példák egy részét szintetikus modellen végzett inverziók, más részét terepi példák jelentették. A kombinált geoelektromos inverzió – amely nevét az angol elnevezés rövidítéséből kapta – kétlépcsős/kétlépcsés inverziót jelent (Gyulai et al., 2010). Az első lépésben az előremodellezésben 1D közelítést alkalmazunk a szelvény menti VESZ állomásokra, amelyben az inverziót a 2D szelvény egészére oldjuk meg. Innen ered a 1.5D inverziós módszer elnevezés. A szintetikus és terepi adatokon

végzett vizsgálataink megmutatták, hogy a 1.5D inverziós eljárás sokkal pontosabb paraméterbecslést ad, mint az 1D egyedi inverziók sorozata (Gyulai, Ormos 1997a, 1997b, 1999). Ez egyrészt a sorfejtéses inverzió sokkal kevesebb ismeretlent tartalmazó mivoltából, másrészt az inverzió szimultán jellegéből adódik. A 1.5D közelítő inverzióban a sorfejtéses módszert alkalmaztuk a modellparaméterek laterális változásának leírására. A programunkban kétféle sorfejtést alkalmaztunk. Az egyiket a hatványfüggvények szerinti sorfejtés, a másikat a Fourier-sorfejtés jelentette. Általánosabb leírási módszerrel is tárgyalható ez a probléma, az ún. bázisfüggvények szerinti sorfejtéssel, amelyet Dobróka (1994) és Kis (1998) vezetett be. Mivel a mi tapasztalatunk

szerint az egyenáramú gyakorlatban a Fourier-sorfejtés szerinti megoldás nagy stabilitást ad az inverzióban, ezért írjuk fel a megoldást a Fourier-sorfejtésre

$$\rho_n(s) = \frac{1}{2}d_{n_0} + \sum_{k=1}^{K_n} d_{n_k} \cos k \frac{2\pi s}{S_p} + \sum_{k=1}^{K_n} d_{n_k}^* \sin k \frac{2\pi s}{S_p}, \quad (1)$$

ahol $n = 1, \dots, N$,

$$h_n(s) = \frac{1}{2}c_{n_0} + \sum_{l=1}^{L_n} c_{n_l} \cos l \frac{2\pi s}{S_p} + \sum_{l=1}^{L_n} c_{n_l}^* \sin l \frac{2\pi s}{S_p}, \quad (2)$$

ahol $n = 1, \dots, N-1$, valamint $\rho_n(s)$ az n -ik réteg fajlagos ellenállás-függvénye, $h_n(s)$ az n -ik réteg vastagságfüggvénye. A $d_{n_k}, d_{n_k}^*, c_{n_l}, c_{n_l}^*$ azokat a sorfejtési együtthatókat jelenti, amelyeket az inverziós módszerrel kell meghatározni, és amelyek alapján lehet a modellparamétereket kiszámítani. N a rétegek száma, és s az S_p hosszúságú szelvény mentén számított laterális koordináta. K_n és L_n maximális értékeit a szelvény menti összes VESZ állomások jelentik.

Az 1D közelítés miatt a 1.5D inverzió eredményét csak laterálisan „lassan” változó geológiai szerkezeteknél célszerű elfogadni végeredményként. Ez akkor is igaz, ha a hiba becslése viszonylag jó eredményeket jelez. Nem szabad ugyanis elfelejteni, hogy a közelítésből adódó modellhiba nem kerül be a kovarianciamátrixba. Tehát a becslési hibát és a korrelációs mátrixot is csak mint közelítést lehet figyelembe venni.

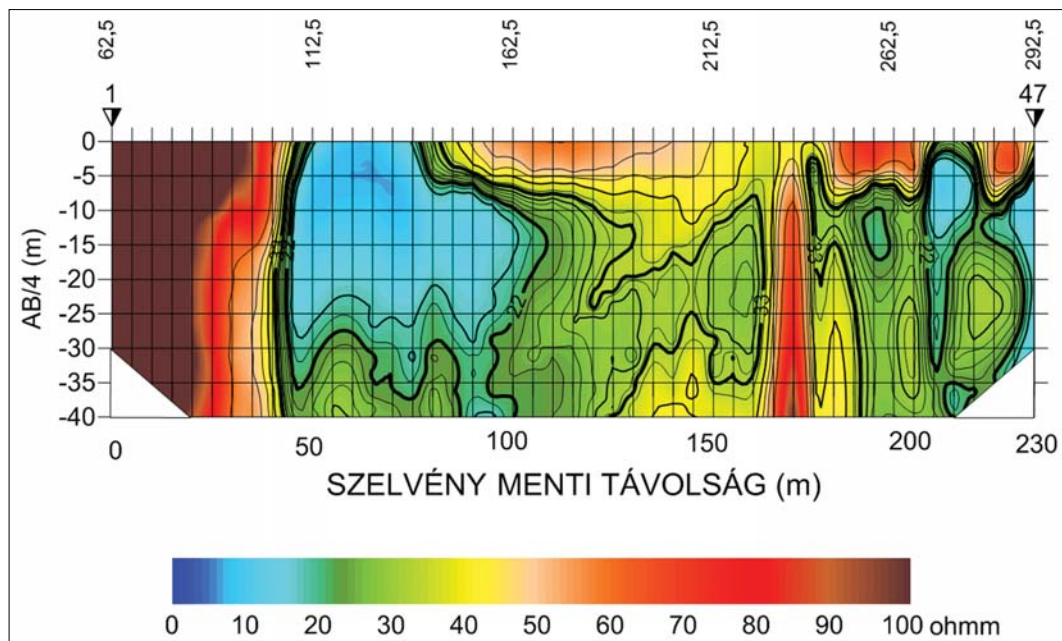
A kombinált geoelektromos inverziós módszer

A pontosabb kiértékelési eredmények érdekében laterálisan „gyorsan” változó szerkezetek esetén szükség van az inver-

zióban egy második lépésre, amelynél az előremodellezésben 2D vagy 3D módszert alkalmazunk (Spitzer 1995) a geológiai szerkezet bonyolultságától függően a 1.5D inverzió után. Az eljárás első rövid leírása Gyulainál (1999) olvasható. A 2D előremodellezés hasonlóan alkalmazható közelítés lehet 3D esetén, mint az 1D előremodellezés 2D szerkezetek esetén. Gyulai és Tolnai (2012) bemutatta, hogy szelvények menti kétirányú VESZ mérési adatok szimultán inverziója 2D előremodellezéssel, a Steiner-féle súlyok alkalmazásával közelítő módszerként alkalmazható a gyakorlatban 3D szerkezetek kimutatására. A módszer lényege, hogy a „dőlés” és „csapás” irányú (kétirányú) méréseket együtt, (szimultán) értékeljük ki a leggyakoribb érték szerinti kiegyenlítéssel (Steiner 1988), amelyet szerzőjéről Steiner-módszernek neveztünk el. Ezzel a módszerrel azok az adatok, amelyek a közelítésből adódóan „kiugró” (*outlayer*) értékeket jelentenek, automatikusan (iterációs módszerrel) csak kis súllyal veszi figyelembe az inverzió. Az eljárás egy speciális alkalmazását is be fogjuk mutatni a terepi fejezet végén.

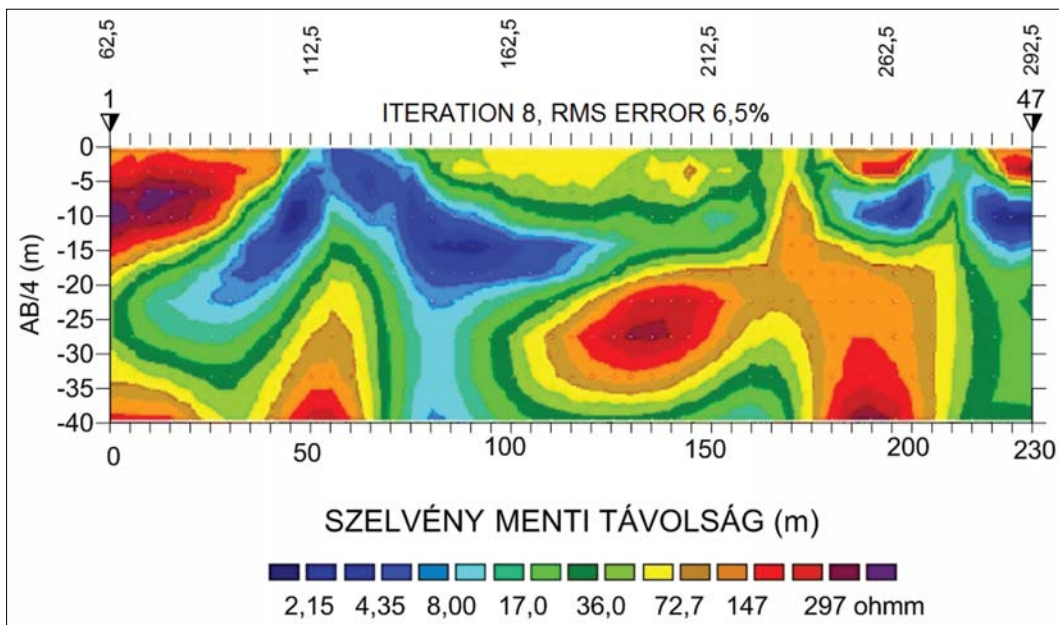
Terepi példa

A terepi mérést a Mátra hegységben Gyöngyössolymos környezetében végeztük multielektrodás elrendezéssel, az IRIS SYSCAL Pro műszer alkalmazásával. A látszólagos fajlagos ellenállások eloszlását Schlumberger-elrendezésre az 1. ábra mutatja. Gyakorlati tapasztalataink alapján a leginkább 2D-s elemeket tartalmazó szerkezetek esetében az AB/4 (m) mélységpontokra vonatkoztatott látszólagos fajlagos ellenálláseloszlás-szelvény (pseudoszelvény) áll a legközelebb az inverzió által kapott paraméter képhez, azaz a



1. ábra | Schlumberger-féle látszólagos fajlagos ellenállásszelvény, Gyöngyössolymos

Figure 1 | Apparent resistivity profile in case of Schlumberger array, Gyöngyössolymos



2. ábra RES2DINV eredményszelvény
 Figure 2 Result: profile given by RES2DINV

geológiai szerkezethez. Ebbe beleértjük a földtani struktúrák mélységi eloszlását is. Az 1. ábra az eloszlásszelvény egy csonkított szakaszát mutatja, a maximális AB/4 értéke 40 m, amely a kutatás maximális mélységének felel meg. A szelvényen kétféle szelvénytávolságot szerepeltetünk: egyrészt a teljes szelvényre vonatkozó értékeket „alul”, másrészt a 0 m-rel kezdődő relatív skálát „felül”. Ugyanezt a skálázást alkalmaztuk a későbbi eredményszelvényeknél is a szelvények könnyebb összehasonlíthatósága érdekében.

A 2. ábra a RES2DINV programmal számított inverziós eredményt mutatja. A szelvény eredeti változata, mint az a gyakorlatból ismeretes, hosszabb ennél, a szelvény szélein – az első és az utolsó elektródák felé haladva – fokozatosan csökkenő mélységekkel. A kombinált geoelektromos inverzióval való összehasonlításhoz a szelvény csonkított/rövidített változatát mutatjuk be. A szelvény színskálája az a speciális logaritmikus skála, amelyet a RES2DINV program meglehetősen nagy lépésközökkel kínál fel. A mi programunk alkalmazásakor az előbbtől némileg eltérő, részletesebb színskálát alkalmaztunk, amelyek azonban a jellegzetes kőzetváltozási helyeken hasonló szint mutatnak.

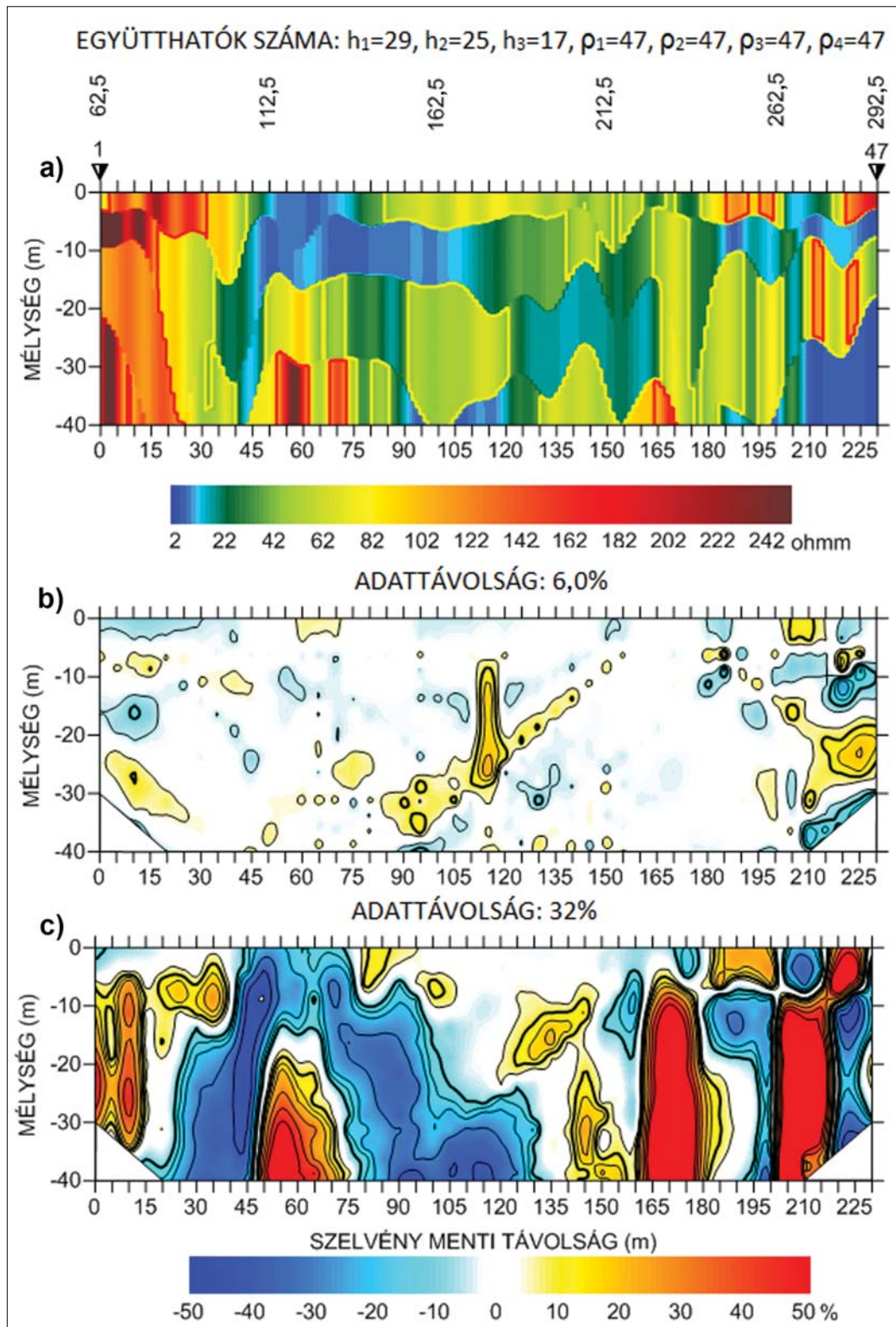
A kiértékelésnél felhasználtuk a lehetséges legnagyobb kutatási mélységet, amely 40 m-nek adódott.

A RES2DINV programot (Geotomo Software) világszerte alkalmazzák, ennek alkalmazása nem hozott olyan új módszertani eredményeket, amelyekre érdemes lenne kitérni. Közismert, hogy a struktúra fajlagos ellenállásait elemi hasábok sokaságának eloszlásából határozzák meg. A sok ismeretlen paraméter miatt a feladat alulhatározott. Ezt olyan simítási módszerekkel oldják fel, amelyeknek nincsenek geológiai alapjai. Ezzel biztosítják az inverzió stabilitását. Az előbbiekből következik, hogy a határfelületek nem rajzolódnak ki élesen, és a módszer felbontóképessége sem elegendő. A kényszerfeltételek alkalmazása alapján nem le-

het olyan minősítést (megbízhatósági paramétert) alkalmazni, amely a kovarianciamátrixon alapulna. Ezért az új inverziós módszer kifejlesztői meglehetősen kritikusan szemlélik ennek a lényegében inkább tomográfiai (inverziós) módszernek az „egyeduralmát” a felszínközeli kutatásokban, különösen a 3D szerkezetek esetében. A RES2DINV program felkínálja a mért és elméleti adatok összevetésének lehetőségét. Ezt azonban általában olyan módon teszi, ami praktikusán elsimítja az elméleti és mért adatok kis eltéréseit. Nem beszélve arról a problémáról, hogy ezek az adattérbeli eltérések bonyolult szerkezetek esetén a kiértékelés megbízhatóságát nem kellő módon jellemzik.

A 3–6. ábra a kombinált geoelektromos inverzió eredményeit mutatja be az 1. ábra adataiból. Ebben a dolgozatban nem foglalkozunk a sorfejtéses inverzió stratégiájával, mivel az részletesen szerepel Gyulai, Ormos és Dobróka (2010) cikkében. Annyit azonban mégis el kell mondanunk, hogy bonyolult szerkezetek esetén általában elegendő vagy csak a rétegvastagságokra, vagy csak a fajlagos ellenállásokra vonatkozó együtthatók nagy számának megválasztása a laterális változások gyors leírásához. Az ehhez szükséges próbafuttatások a 1.5D inverzió során gyorsan elvégezhetőek, és a szükséges gyakorlati rutin viszonylag hamar elsajátítható.

A kombinált inverziós kiértékeléseinkre két példát mutatunk be. Az egyik példa estén (5. ábra, 1. inverzió) a kombinált inverzió második lépésében (2D előremodellezés) ugyanazokat az együtthatószámokat alkalmaztuk, mint az inverzió első lépésében (1D előremodellezés). Általánosan ezt a megoldást szoktuk követni a gyakorlatban. Emellett azonban szeretnénk volna azt is bemutatni, hogy az együtthatók megválasztása – bár kritikus része a stratégiának – helyesen megválasztott együtthatószám esetén, annak közelében nincs jelentős különbség az inverzió eredményében.

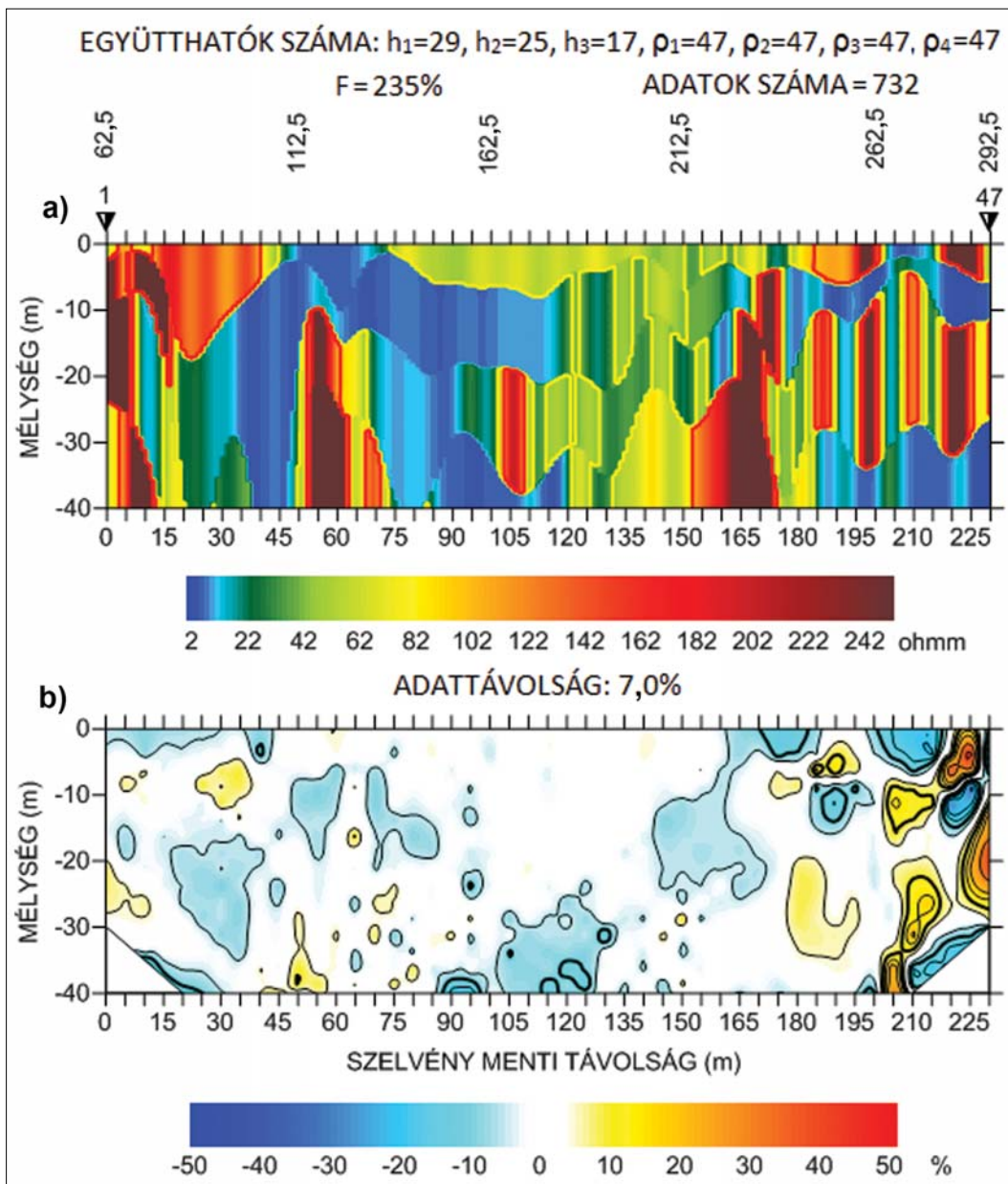


3. ábra a) VESZ 1.5D inverzió eredményeszelvény, Gyöngyössolymos, b) VESZ 1.5D inverzió adattávolság eloszlás, Gyöngyössolymos, c) CGI 2D inverzió adattávolság eloszlás 0. iterációnál

Figure 3 a) Result: profile given by VESZ 1.5D inversion, Gyöngyössolymos, b) data model distance distribution of VESZ 1.5D inverted profile, Gyöngyössolymos, c) data model distance distribution of CGI 2D inverted profile, at iteration step 0

Ezért az inverziót „elágaztattuk”, azaz az együtthatók számait némileg megnöveltük a 16. iterációs lépéstől kezdve

(5. ábra, 2. inverzió). Tehettük volna ezt korábbi iterációs lépésnél, vagy akár később is.



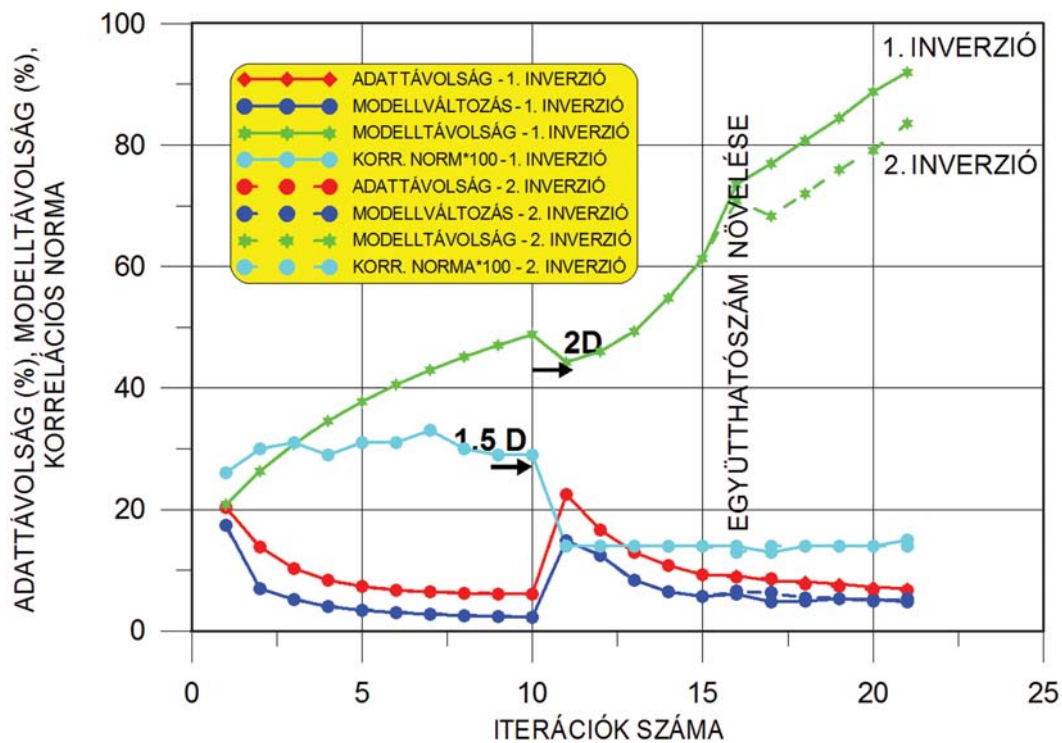
4. ábra a) CGI inverzió eredményeszelvénye (1. inverzió), b) CGI inverzió adattávolság eloszlása (1. inverzió)
 Figure 4 a) Result: profile given by CGI inversion, at inversion 1, b) model data distance distribution of CGI inverted profile, at inversion 1

A 3a–c. ábra a 1.5D inverzió eredményeit mutatja be. A 3a. ábra az inverzióval meghatározott szerkezetet, a 3b. ábra az adattávolságok (mért és elméleti adatok normálva az elméleti adatokkal) eloszlását mutatja. A 1.5D inverzióval kapott szerkezet fő jellemzőiben hasonlít a későbbi kombinált inverzió eredményeihez, a *d* adattávolság 6%-os értéke valamivel kisebb, mint a RES2DINV esetén. Érdekesek azonban a 3c. ábra nagy értékei, amely a kombinált geoelektromos inverzió 0. iterációs lépésénél az adattávolságok eloszlását mutatja be (2D modellre számítva). A 2D előremodellezés „0. iterációjához” tartozó nagy adattávolságai arra utalnak, hogy a 1.5D inverzió a „gyors” geológiai változások miatt nem képes a 2D szerkezet megfelelő leképezésére, annak ellenére, hogy az átlagos adattávolság kis 6%-os értéknek adódott.

A 4a. és 4b. ábra a kombinált inverzió eredményét mutatja. Az együtthatók száma: $h_1 = 29, h_2 = 25, h_3 = 17, \rho_1 = 47, \rho_2 = 47, \rho_3 = 47, \rho_4 = 47$. Az inverzióban a vastagságok „lassabban” változnak, a fajlagos ellenállások pedig a lehető „leggyorsabban”, az inverzió által megengedett maximális mértékben (az együtthatók maximális száma ugyanis megegyezik, a VESZ állomások számával: 47 db).

Az „F” a paraméterbecslés átlagos hibáját jelenti, amelyet Gyulai, Ormos és Dobróka (2010) részletesen definiálták cikkükben.

Az inverzió eredményeszelvénye nagy változásokat mutat 2–250 ohmm között, amely igen nagy felbontást jelez. Kiemelendőnek tartjuk a szelvény 50–70 m szakaszán jelentkező mintegy 30 m magas függőleges szerkezeti változást, ahol a fajlagos ellenállás 2 ohmm-ről (kövér agyag) 200



5. ábra A CGI inverzió lefutása

Figure 5 Iteration steps of CGI inversion

ohm-re (tömör andezit) változik. Korábban nem gondoltunk arra, hogy geoelektromos módszerrel olyan nagy változások is kimutathatók lesznek, amelyek több helyen is jelentkeznek ebben a szelvényben. Az inverziós eredmény-szelvény korrelál az 1. ábra látszólagos fajlagos ellenállás-eloszlás szelvényével. Nem véletlen, hogy a látszólagos fajlagos ellenállás-szelvényt még sok esetben ma is végeredményként kezelik, hiszen az sokszor jobb eredményt adhat, mint egy „rossz” inverzió.

Az 5. ábrán az inverzió lefutása látható az iterációk számának függvényében, amelyet a 3., 4., 6. ábrán látható inverziók alapján szerkesztettünk. Az ábrát 3 részre lehet osztani: 1–10. iteráció 1.5D inverzió, 11–16. iteráció átmeneti szakasz az 1D modelltől a 2D típusú modell felé (bár az előremodellezés, már a 11. iterációtól 2D), 16–21. iteráció során az inverzió lassan megtalálja a 2D megoldást.

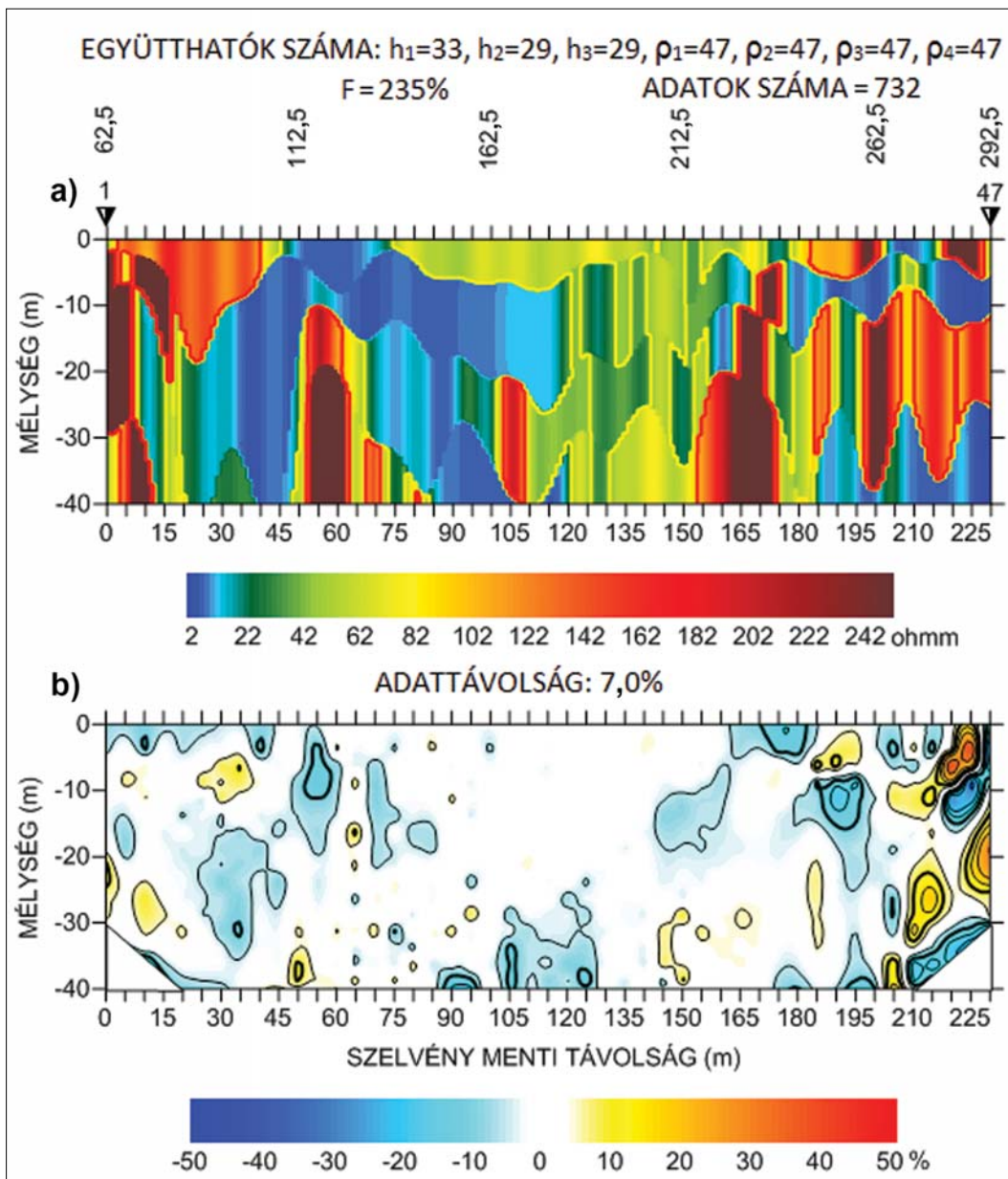
Még egy fontos jelenségre hívnánk fel a figyelmet. Egy hasonló négyréteges modellnél, az egyedi 1D inverzióknál a korrelációs norma általában $\sim 0,7$, 1.5D-nél $\sim 0,3$, 2D-nél $\sim 0,15$. A korrelációs norma alacsony értékei mutatják a kombinált geoelektromos inverzió igazi erejét. Ebből származik a korábbiaknál sokkal pontosabb becslés és felbontás ugyanazon adatrendszer esetén. Ez vezet a zajos adatrendszer ekvivalenciájának jelentős csökkentéséhez. Az ekvivalenciaprobléma további feloldása más típusú geofizikai adatrendszerek bevonásával és szimultán inverziójával lenne lehetséges.

A fejezet elején jeleztük, hogy az inverzió során a 16. iteráció után az inverziót „elágaztatjuk”, azaz a rétegvastagsá-

gok együtthatóinak számát jelentősen megnöveltük a nagyobb felbontóképesség eléréséhez. A rétegvastagságok együtthatóinak száma $h_1 = 33$, $h_2 = 29$, $h_3 = 29$ lett, a fajlagos ellenállásoké maradt egyenként a lehetséges maximális 47. Az eredmények a 6a. és 6b. ábrán láthatók.

Megállapítható, hogy ez a változtatás a geológiai szerkezetben csak jelentéktelen változást eredményezett, és nincs lényeges változás az adattávolság-eloszlás-szelvényben sem, az inverzió érzéketlen az együtthatók változtatására. Az $F = 235\%$ átlagos becslési hiba a geoelektromos gyakorlatban magas érték, amely a nagy fajlagos ellenálláskontrasztból, 2–250 ohm-es értékekből adódik. Még további kisebb hibákat okoz a mintavételezés mélységi hiányossága, ami az egyenközü elektrodaelrendezésekből adódik. Az elektródák közötti távolság 5 m volt.

A 2.5D inverzióra történő hivatkozásnál jeleztük, hogy valamely szelvény dőlés- és csapásirányú méréseinek szimultán inverzióját valósítjuk meg az ún. Steiner-súlyozás alkalmazásával. Ha azt feltételezzük, hogy bonyolult szerkezeteknél a mérések egy része dőlésirányú, a másik része csapásirányú, akkor ugyanaz a szelvény egyszerre lehet egy szimultán inverzió dőlésirányú és csapásirányú bemeneti szelvénye. A dőlés- és csapásirányú mérési adatok 2D szerkezetek esetén, más-más információt, paraméterérzékenységeket tartalmaznak a geológiai szerkezettről (Gyulai 1995). Együttesük szimultán felhasználása többletinformációt jelent a paraméterek meghatározásához az inverzióban. Ennek persze akkor van értelme, ha az inverzió a dőlésirányú szelvényszakasznál a csapásirányú adatokat



6. ábra a) CGI inverzió eredményeszelvénye (2. inverzió), b) CGI inverzió adattávolság eloszlása (2. inverzió)

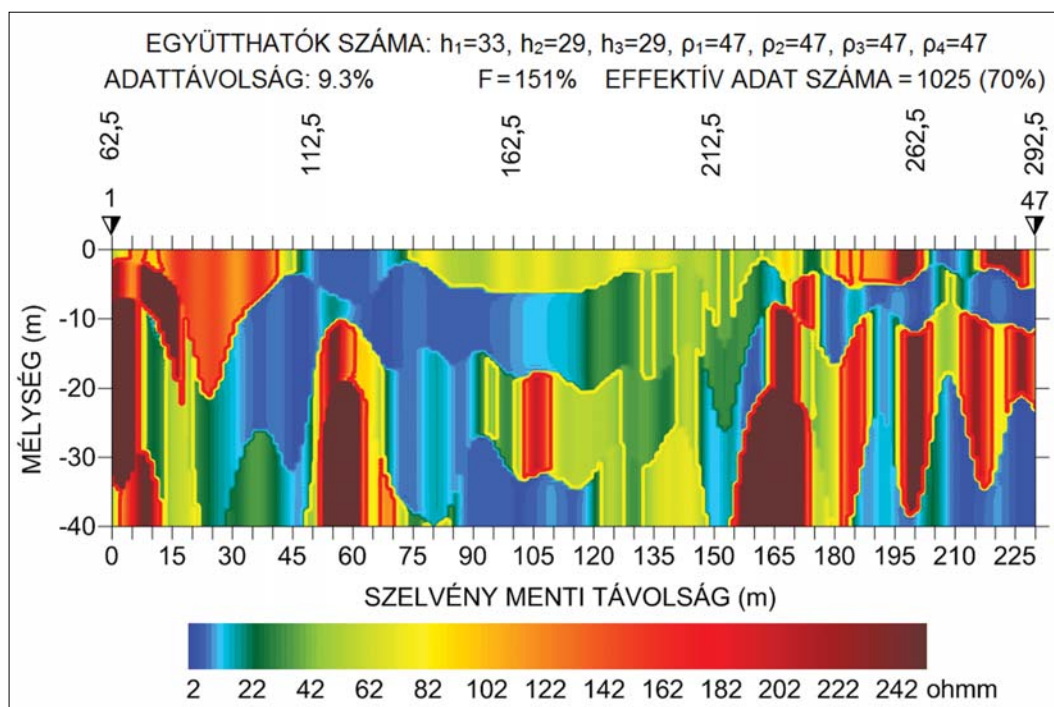
Figure 6 a) Result: profile given by CGI inversion, at inversion 2, b) model data distance distribution of CGI inverted profile, at inversion 2

(mint kiugró adatokat) kisebb súllyal veszi figyelembe, és fordítva is így kell lennie. A 2.5D inverziónál azt is említettük, hogy a Steiner-módszer egy iterációs súlyozási eljárással automatikusan alkalmas erre, mert a módszer kiugró (oda nem való) adatokat nem vagy csak kis súllyal veszi figyelembe.

Ilyen kiértékelési módszer eredményét mutatja be a 7. ábra. Az inverziós becslés eredménye alig különbözik a 4a. és 6a. ábrán közölt eredménytől. A paraméterbecslésben alig van észrevehető eltérés az egyes inverziók között. Azonban lényeges különbség adódik a becslés átlagos hibáinál. A 7. ábrán bemutatott szelvényben a becslés átlagos hibája jelentősen alacsonyabb, mint a két másik inverzióban.

Összegzés

A publikációban bemutatott egy bonyolult geológiai szerkezet felett mért Schlumberger-szondázási adatok kombinált geoelektromos inverziójának (CGI) eredményét. A mérési adatok és inverziós eredmények elemzése azt mutatja, hogy a két lépésből álló sorfejtéses inverzió alkalmas bonyolult geológiai szerkezetek meghatározására. A két inverzió (CGI, RES2DINV) eredménye a szelvény első felében azonos jelleget mutat, a szelvény második felében viszont igen nagy mértékű az eltérés a két szelvény között. A (CGI) inverzió eredménye, a réteghatárok és réteg-fajlagosellenállások kijelölése és meghatározása szempontjából a szerkezeti elemekre vonatkozó felbontóképesség szempont-



7. ábra A CGI inverzió eredménye Steiner-súlyokat alkalmazva

Figure 7 Result: profile given by CGI inversion using Steiner's weights

jából sokkal jobb, mint a világon leggyakrabban használt RES2DINV eredménye. Továbbá fontos még, hogy az új inverziós módszerrel minősíteni tudjuk a terepi mérésekből történő geológiai–geofizikai szerkezetek meghatározásának megbízhatóságát is.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunka a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 eredményeire alapozva a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0005 jelű projekt részeként, az Új Széchenyi Terv keretében az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A tanulmány szerzői

Gyulai Ákos, Turai Endre, Baracza Mátyás Krisztián

Hivatkozások

Dobróka M., 1994: Változó rétegvastagságú inhomogén szeizmikus hullámvezetőben terjedő love-típusú hullámok diszperziós relációja; Az abszorpciós–diszperziós jellemzők inverziója. PhD-értekezés, Miskolci Egyetem, Miskolc
 Geotomo Software: Res 2DINV ... 3.55. Malaysia, www.geoelectrical.com

Gyulai Á., 1995: Dőltréteges földtani szerkezetek geoelektromos kutatási lehetőségeinek vizsgálata analitikus előre modellezéssel. Magyar Geofizika 36/1, 40–67
 Gyulai Á., 1999: Új geoelektromos inverziós eljárás geológiai szerkezetek meghatározására: Kombinált 2-D és 3-D függvényinverzió. Magyar Geofizika 40/4, 94–98
 Gyulai Á., Ormos T., 1997a: Vertikális elektromos szondázások kiértékelése 1.5-D inverziós módszerrel. Magyar Geofizika 38, 25–36
 Gyulai Á., Ormos T., 1997b: Újabb eredmények a VESZ adatok 1.5-D inverziós kiértékelésében. Magyar Geofizika 38, 257–264
 Gyulai Á., Ormos T., 1999: A new procedure for the interpretation of VES data: 1.5-D simultaneous inversion method. Journal of Applied Geophysics 41, 1–17
 Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., 2010: A quick 2-D geoelectric inversion method using series expansion. Journal of Applied Geophysics 72, 232–241
 Gyulai Á., Tolnai É. E., 2012: 2.5D geoelectric inversion method using series expansion. Acta Geod. Geophys. Hung. 47/2, 210–222
 Kis M., 1998: Felszínközeli földtani szerkezetek vizsgálata szeizmikus és egyenáramú geoelektromos adatok együttes inverziójával. PhD-értekezés, Miskolci Egyetem, Miskolc
 Spitzer K., 1995: A 3-D finite difference algorithm for DC resistivity modelling using conjugate gradient methods. Geophysical Journal International 123, 902–914
 Steiner F., 1988: Most Frequent value procedure (A short monograph). Geophysical Transactions 34, 139–260

Mi a joint inverzió?

GYULAI Á., BARACZA M. K.

Miskolci Egyetem, Geofizikai Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros
E-mail: gfyulai@uni-miskolc.hu, baracza@uni-miskolc.hu

A publikáció rövid áttekintést ad a joint inverzió alkalmazásáról a geofizikában. A joint inverzió a komplex interpretáció továbbfejlesztéséből ered. Az inverziós módszerek fejlődésével a kutatók olyan algoritmusokat és számítógépi megoldásokat fejlesztettek ki, amelyekkel a különböző adatrendszerek szimultán inverzióját valósítják meg. A publikáció bemutatja, hogy többféle értelmezése lehet annak, hogy mit tekinthetünk különböző adatrendszernek, és ebből eredően mit tekinthetünk joint inverzióknak. Az elnevezés használatáról a mai napig sem alakult ki egységes állásfoglalás. Az információs mátrixra alapozva választ adunk arra, hogy mit érthetünk a „various types of datasets are inverted simultaneously” megfogalmazás alatt. Ezáltal tágitjuk a nem kevés kutató által vallott értelmezést, mely szerint csak az eltérő fizikai paramétereken alapuló adatrendszerek szimultán inverzióját tekinthetjük joint inverzióknak.

Gyulai, Á., Baracza, M. K.: What is joint inversion?

The paper presents a short overview about the application of joint inversion in geophysics and introduces that there are various explanations for the term ‘different data system’ and what could be regarded as different data systems, hence what can be considered as ‘joint inversion’. Nowadays there are no standard standpoints using the appellation joint inversion. What is joint inversion? The joint inversion method originates from the further development of complex interpretation. Based on the information matrix, an answer could be given for this question what could be regarded as various types of data sets that are inverted simultaneously. We would like to expand the explanation – that is professed by many researchers – of the method that regards only the simultaneous inversion of data systems based on different physical parameters as a joint inversion.

Beérkezett: 2012. október 15.; *elfogadva:* 2013. február 27.

Bevezetés

A geofizikában alkalmazott komplex interpretációnak egyenes következménye volt az inverziós módszerek fejlődésével és bevezetésével a joint inverzió. A joint inverzió első alkalmazása és megfogalmazása Vozoff és Jupp (1975) cikkében szerepel: „inverting several different kind of geophysical measurements”. A közleményben egyenáramú fajlagosellenállás- és magnetotellurikus mérésekben kapott adatok együttes inverzióját valósították meg a szerzők. Az általuk kidolgozott módszert tekinthetjük a joint inverziós módszerek alapjának. Mint első kutatói és publikálói a joint inverzióknak, az elektromos vezetőképességen alapuló különböző mérési adatok joint inverzióját valósították meg.

Feltehetjük a kérdést, hogy azért tekintjük-e a két adatrendszert különbözőnek, mert az egyiket egyenáramú, a másikat pedig elektromágneses módszerrel nyertük, vagy azért, mert ennek mélyebb fizikai tartalma az adatok által a szerkezetről hordozott információ különbségében van? Talán nem is olyan nehéz ezt a kérdést megválaszolni.

A szakirodalomban a szerzők a *joint inverzió* kifejezést leggyakrabban a különböző fizikai alapelveken nyugvó mérési adatok inverziójára alkalmazzák, amely a legtöbb esetben a szeizmikus és geoelektromos adatok joint inverzióját jelenti a felszínközeli kutatásoknál. Azért, hogy megkülönböztessék az egyes adatkombinációkra alapozott inverziókat, kísérleteztek kooperatív inverzió, szimultán inverzió, kombinált inverzió és további inverziós elnevezések beve-

zetésével. Azonban általános elnevezésként a legtöbb kutató megmaradt a joint inverzió kifejezés mellett a „various types of datasets are inverted simultaneously” értelemezésben. A komplex geofizikai kutatások a legtöbb esetben fizikailag különböző módszerek alkalmazását is jelentik, ezért leggyakrabban ezek az inverziós módszerek szerepelnek joint inverzióként.

A joint inverzió módszere

A (Dobróka et al. 1991) alapján tekintsük át a joint inverzió sémáját! Ebben a példában többféle föld alatti elektromos szondázás és föld alatti VSP (*Vertical Seismic Profiling*) mérés joint inverzióját láthatjuk.

A szeizmikus rétegparaméter-vektor

$$\mathbf{X}_S = \{H_2, H_3, H_4, V_1, V_2, V_3, V_4, V_5\}^T, \quad (1)$$

$$Y(\mathbf{X}, S_i)^{\text{calc}}, Y^{\text{obs}} \Leftrightarrow \begin{cases} \Delta t(X_S, z_i), \Delta t_i & i = 1, \dots, N_1 \\ \rho_a^{(\text{roof})}(X_e, r_i), \rho_{ai}^{(\text{roof})} & i = N_1 + 1, \dots, n_2 \\ \rho_a^{(\text{floor})}(X_e, r_i), \rho_{ai}^{(\text{floor})} & i = n_2 + 1, \dots, n_3 \\ R_a^{(\text{seam})}(X_e, r_i), R_{ai}^{(\text{seam})} & i = n_3 + 1, \dots, N \end{cases}, \quad (5)$$

ahol $n_2 = N_1 + N_2$, $n_3 = n_2 + N_3$, $N = n_3 + N_4$ és N_1, N_2, N_3, N_4 az összes száma a szeizmikus, a fedő-, fekü- és telepszondázási adatoknak. A fedő- és feküszondázás más-más réteghatáron mért szondázásokat jelentenek a felszíni mérésekhez hasonló elrendezéssel. A telepszondázás bányavágatokban mért vertikális dipól elrendezéssel mért szondázást jelent.

A legkisebb négyzetek módszerén alapuló linearizált inverzió alapegyenlete:

$$G^T \mathbf{G} \mathbf{p} = G^T \mathbf{y}, \quad (6)$$

ahol \mathbf{p} a normált paramétervektor ($p_j = \delta X_j / X_j$), \mathbf{y} pedig a normált adatvektor ($y_i = (Y_i^{\text{obs}} - Y_i^{\text{calc}}) / Y_i^{\text{calc}}$).

$$G_{kj} = \frac{P_j^{(0)}}{Y_k^{\text{calc}}} \left(\frac{\partial Y_k^{\text{calc}}}{\partial P_j} \right)_{P=P^{(0)}}, \quad (7)$$

ahol G_{kj} a paraméterérzékenységeket jelentik (Gyulai, Ormos 1999).

A (6)–(7) egyenletek jelöléseit alkalmazva a Fisher-féle információs mátrix (Salát et al. 1982):

$$\mathbf{I} = (1/\sigma^2) G^T G, \quad (8)$$

ahol σ^2 a geofizikai adatok hibája (szórása). Az információs mátrix annak a lehetőségét kínálja, hogy mint a szerkezet paramétereire vonatkozó információ – amely információt a különböző geofizikai adatok tartalmazzák – alapja legyen a „various types of datasets” megállapításának. Ezzel az adatrendszerek különbözőségét olyan fizikai tartalomhoz kapcsoljuk, amely lényegesen befolyásolja az inverzió eredményét, és megmagyarázza a joint inverzió értelmét is.

ahol H a rétegvastagságokat, V pedig a szeizmikus terjedési sebességeket jelenti.

Az elektromos rétegparaméter-vektor

$$\mathbf{X}_e = \{H_2, H_3, H_4, \rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5\}^T, \quad (2)$$

ahol H a rétegvastagságokat, ρ pedig a fajlagos ellenállásokat jelenti. Az együttes paramétervektor pedig az \mathbf{X}_S és \mathbf{X}_e vektor kombinációja:

$$\mathbf{X} = \{H_2, H_3, H_4, V_1, \dots, V_5, \rho_1, \dots, \rho_5\}^T. \quad (3)$$

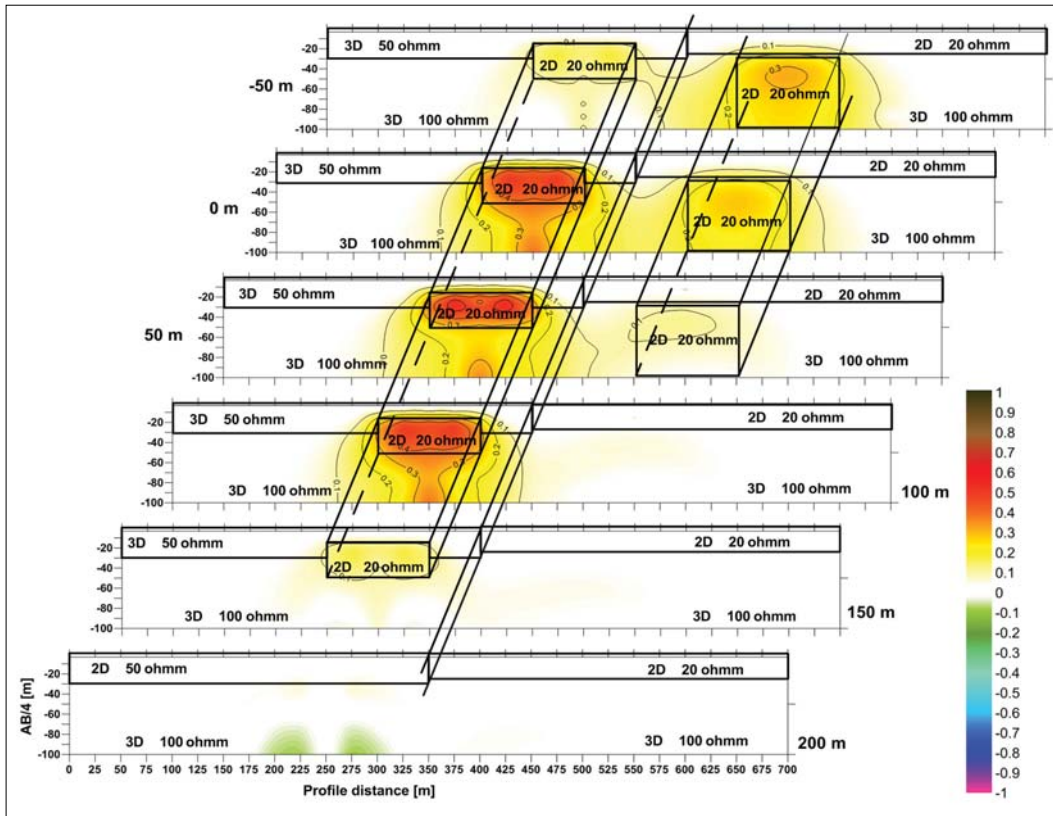
A direkt feladat

$$Y_i^{\text{calc}} = Y(\mathbf{X}, S_i), \quad (4)$$

ahol $S = z$ a szeizmikus esetben, és $S = r$ az elektromos esetben. A nemlineáris függvények együttesének megoldásával adódik a joint inverzió:

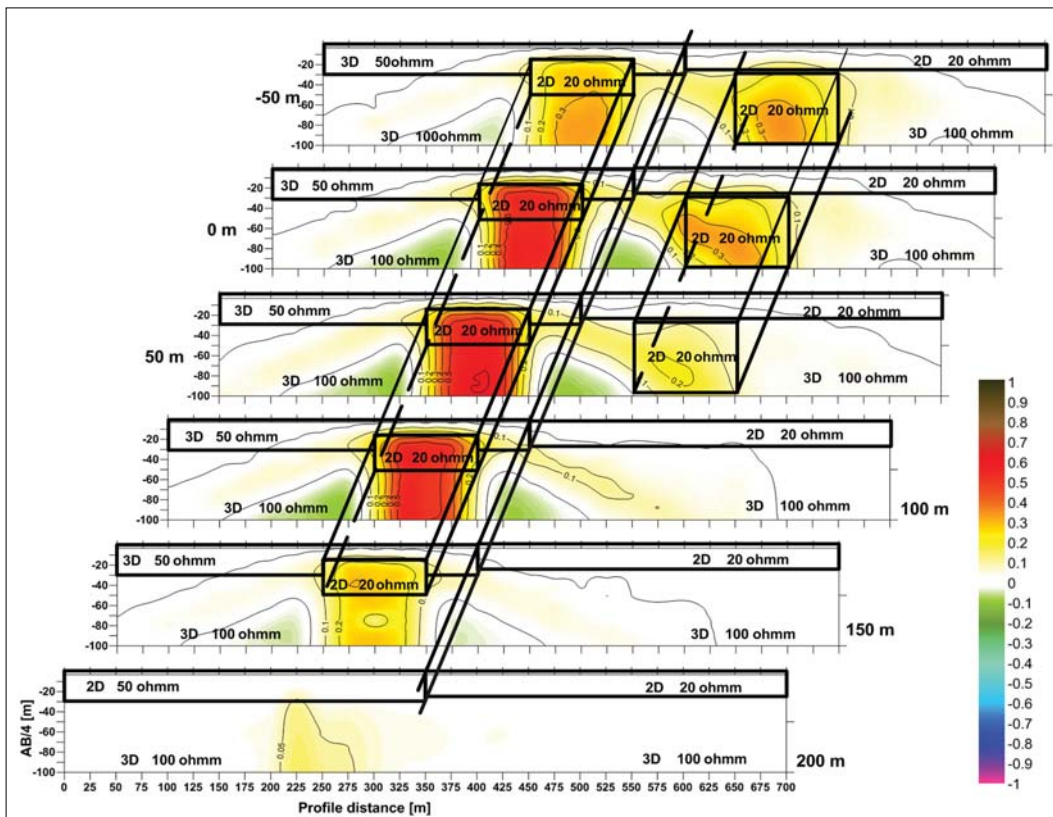
A (3) egyenletben látható, hogy a joint inverzió paramétervektorában a közös elemeket a rétegvastagságok jelentik. Az (5) egyenlet szerint egy szeizmikus adatrendszer és háromféle elektromos adatrendszer joint inverzióját valósítjuk meg. A joint inverzióban a fedő- és a feküszondázás azonos mérési elrendezéssel, de különböző réteghatárokon mért szondázásokat jelent. A paraméterérzékenységek különbözősége miatt a két szondázás különböző mérési adatrendszereket szolgáltat. Szimultán inverziójuk önmagában is joint inverzió lenne. A joint inverzióban még további elektromos adatrendszer is részt vesz, amelyet más mérési elrendezésben mértünk. A teljes joint inverzióban még egy szeizmikus adatrendszer is kapcsolódik az előbbi adatokhoz. A joint inverzióban tehát háromféle módon is különbözik az adatrendszer. Mérési elrendezésben, mérési szintben és fizikailag más adatrendszerek szimultán szerepelnek az inverzióban, tehát többszörös joint inverziót valósítunk meg. Tethetnénk kísérletet a két szintben mért elektromos adatrendszer, a vertikális dipól mérési elrendezéssel mért elektromos adatrendszer és a más fizikai alapelven működő szeizmikus adatrendszer joint inverziójának speciális elnevezésére, ami elég nehézkes lenne.

A geofizikai kutatásoknál gyakori, hogy egyetlen állomáshoz több mérési adat kapcsolódik. Ilyenek például a VESZ adatok és magnetotellurikus szondázások. Azonos állomáson a kétféle szondázás adatainak szimultán inverziója a különböző paraméterérzékenységek (mérési adatok) miatt joint inverziót jelent. Nem jelent viszont joint inverziót, ha az adatokat a szokásos mintavételezéshez képest besűrítve meg többszörözzük. Egyedi inverzióknak számít a



1. ábra | 3D modell paraméterérzékenysége Schlumberger-VESZ csapásirányban

Figure 1 | 3D parameter sensitivities of VES data measured in Schlumberger array in dip direction



2. ábra | 3D modell paraméterérzékenysége Schlumberger-VESZ dőlésirányban

Figure 2 | 3D parameter sensitivities of VES data measured in Schlumberger array in strike direction

dőlés- és csapásirányú VESZ mérések átlagának inverziója. Érdemes megjegyezni, hogy bonyolult szerkezetek (2D és 3D) esetén a mérési elrendezés szimmetrizálása információ veszteséget jelenthet attól függően, hogy az inverzióban alkalmazunk-e közelítést a modell dimenziójában, vagy sem.

A dőlés- és csapásirányú mérések joint inverziójának előnye 2D vagy 3D szerkezetek esetén van. Ilyen szerkezeteknél jelentősen eltér a dőlés- és csapásirányú mérések információ tartalma, amint azt az 1. és 2. ábra mutatja. Az ábrákon 2D és 3D elemekből felépített bonyolult modell RO3 fajlagos ellenállás paraméterérzékenység-eloszlása látható gradiens (Schlumberger-) VESZ mérésekre számítva. A szintetikus adatokat (Spitzer 1995) programjával számítottuk. A paraméterérzékenységek szelvény menti és térbeli eltérése utal arra az előnyre, amelyet az összes adat szimultán interpretációja, a joint inverzió jelenthet. Érdemes tehát alkalmazni a szelvény menti és/vagy az egész terület mérési adatainak olyan joint inverziójára, amelyet sorfejtéses inverzióval javaslunk megvalósítani.

Anizotróp struktúráknál is eltérő adatokat eredményeznek a különböző irányú mérések. A mérési irány különbözőségéből származó adatok szimultán inverzióra adnak lehetőséget. Nevezük az előbbi különbözőségekből adódó adatok szimultán inverzióját is joint inverzióknak!

Egy másik eset az egyenáramú gyakorlatban a különböző mérési elrendezésekkel – potenciál-, pól–pól, gradiens (Schlumberger-), dipól–dipól elrendezésekkel – mért adatok szimultán inverziója. Ez különösen eredményes lehet a különböző paraméter érzékenységek miatt a 2D és 3D struktúrák esetében. Nevezük ezt is joint inverzióknak!

A föld alatti mérések estén, amelyeknél „ x és y szerinti deriváltak” vagy potenciálok mellett lehetőség van z szerinti deriváltak mérésére, akár különböző mélységszintekben (a korábbi bányabeli méréseinket több szintben mért és több mérési elrendezésben mért adatokra alapozzuk). Ez egy újabb „various types of datasets” eset, tehát a szimultán kiértékelés ebben az esetben is joint inverzió.

Két-három évtizede a geoelektromos kutatásoknál gyakran alkalmazták, hogy valamely mérési elrendezés adatait transzformálták egy másik mérési elrendezés adataivá (Dasgupta 1984, Kumar, Das 1978), amelyeknek nagyobb volt a paraméterérzékenysége. Az ilyen transzformált adatrendszerek inverziója azonban azt mutatja, hogy azok nem különböznek az eredeti adatrendszer inverziójától. Ennek az az oka, hogy a transzformáció a zajokra is érvényes (magnóveli azokat), azaz a transzformáció nem növeli meg a mérési adatok információtartalmát. Ezért az eredeti és a transzformált adatok szimultán inverziója nem joint inverzió.

Viszont joint inverzió a több szintben mért, vagy gravitációs, vagy csak mágneses mérési adatok inverziója (Li, Oldenburg 2000). A más mérési szintekre transzformált adatrendszer és az eredeti adatrendszer szimultán inverziója ebben az esetben sem tekinthető joint inverzióknak, csak ha valóban más szintekben történtek a mérések.

Kérdéses azonban, hogy az egymáshoz nagyon hasonló méréstípusok adatainak joint inverziója milyen javulást

eredményez a paraméterbecslésben, ill. a kovarianciamátrixban. Ezt a zajok mellett a paraméterérzékenységek erősen befolyásolják, beleértve ebbe a paraméterérzékenységek közötti korrelációt, amelyből következik az inverzió egyik nagy problémája, a paraméterek közötti korreláció. Általánosan azt mondhatjuk, hogy minél bonyolultabb a modell, annál inkább szükség van joint inverzió alkalmazására. A kísérleteink szerint 1D modelleknél is jelentős javulást ad a jól megválasztott joint inverzió. A mérési módszerek jó megválasztásának alapját a paraméterérzékenységi és zajvizsgálatok jelentik.

Az állomásonkénti inverzióknál bonyolultabb az egyes szelvények (Gyulai, Ormos 1999, Gyulai et al. 2010) vagy az egész területre kiterjesztve több szelvény (Dobróka, Völgyesi 2008) szimultán inverziója sorfejtéses inverziós módszerrel. Az inverzióban minden egyes VESZ állomás minden egyes adata részt vesz (szimultán) minden egyes együttható meghatározásában, ezáltal a paraméterek becslésében, mivel az együtthatók alapján számítjuk a szerkezet paramétereit. A sorfejtéses inverzió a struktúra meghatározására olyan térbeli adatok szimultán inverzióját jelentik, ahol az állomásokhoz tartozó adatokra nézve eltérőek a paraméterérzékenységek. Ez az általunk javasolt értelmezés szerint joint inverziót jelent. A szelvények mentén különféle fizikai módszerek szimultán inverziója további joint inverziót jelent (Kis 1998, Kis 2002), amelybe beleértjük a különböző irányokban (Ormos et al. 2008), különböző mérési elrendezésekben, különböző mérési szintekben, különböző geofizikai paraméterekre alapozva (Gyulai et al. 2000) mért adatok szimultán inverzióját.

A sorfejtéses inverzióknak még egy további előnye, hogy lehetőséget ad a joint inverzióra nem releváns határfelületek esetén is. A joint inverzió feltétele, hogy a modellek valamely paraméterükben (általában a rétegvastagságok) megegyezzenek. Ha nincs közös modellparaméter, nem lehetséges a joint inverzió. A nem releváns határfelületek korlátozzák a joint inverzió alkalmazásának lehetőségét.

A sorfejtéses módszernél az inverzió ismeretlenjei az együtthatók. Tehát a joint inverzióhoz a megegyezésnek az együtthatókra vonatkozóan kell teljesülnie. Azonban a joint inverzió többréteges modelleknél akkor is megvalósítható, ha nem minden rétegvastagság felel meg kölcsönösen egymásnak. Ugyanúgy teljesül a joint inverzió feltétele néhány közös együttható megegyezése esetén is. Ilyen lehet például határfelületek párhuzamos eltolódása, amely a konstans együttható eltéréssel leírható, miközben az összes többi együttható kölcsönösen megfelel egymásnak. Ez ebben az esetben is „erős joint inverzió”-ra adódik lehetőség. Néhány közös együttható gyakran az eltérő fizikai paraméterekre is felírható, ami az inverzió eredményét tovább erősítheti, azaz javíthatja. A sorfejtéses inverzióban rejlő ilyen lehetőségét a bochumi *Near Surface* konferencián mutatták be Gyulai és munkatársai (2000), majd publikálták az eredményeket (Gyulai, Ormos 2004).

Érdemes még megemlíteni a környezetgeofizikában gyakori monitoringvizsgálatokat, amelyeknél a szerkezet egyes paramétereinek időtől való függését vizsgálják. Az időben

változó mérési adatok ugyancsak alapjai lehetnek egy új típusú joint inverzióknak.

Térjünk vissza arra a problémára, hogy mit érthetünk a „various types of datasets are inverted simultaneously” megfogalmazás alatt. Erre egy – a korábbiaknál általánosabb – választ az információs mátrix alapján adhatunk, mely szerint azokat a méréseket nevezhetjük eltérőnek, amelyek adataira eltérő a Fisher-féle információs mátrix. A joint inverzióra kidolgozott új automatikus súlyozási módszerrel (Drahos 2008) egyesíthetők olyan adatrendszerek, amelyek hibái (zaj) nagymértékben eltérnek egymástól. Ezzel a módszerrel erősen zajos adatrendszer hozzáadása nem ronthatja az inverzió eredményét, legfeljebb nem vagy csak kis mértékben javítja azt. A joint inverziót ezen az alapon minden eddigénél szélesebben értelmezhetjük. Az adatok egyesítésének akkor van igazi értelme joint inverzióban, ha növekszik a szerkezetre vonatkozó információ és ezáltal javul a paraméterbecslés pontossága.

Összegzés

A kutatások széles köre azt mutatja (Breitzke et al. 1987, Dobróka et al. 1991, Dobróka et al. 2009, Dell’ Aversana et al. 2000, Doetsch et al. 2010, Gallardo et al. 2003, Gallardo, Meju 2004, Haber, Oldenburg 1997, Hering et al. 1995, Jegen et al. 2009, Li, Oldenburg 2000, Linde et al. 2008, Margrave et al. 2001, Misiek et al. 1997, Sharma, Verma 2011, Szabó 2004, Vozoff, Jupp 1975), hogy a joint inverzió alkalmazására a geofizika számos területén van törekvés. Ezzel a módszerrel ugyanis jelentősen lehet növelni a geofizikai kiértékelések pontosságát.

Nem tarjuk fontos elvi kérdésnek, hogy a joint inverzió belül a különböző adatok szimultán inverziójára vonatkozó módszerek „various types of datasets are inverted simultaneously” alapon kapnak-e külön-külön elnevezéseket. Úgy véljük az a helyes, ha ennek kialakulását a gyakorlatra bizzuk. Az eddigiek azonban azt mutatják, hogy egységes nevezérendszer nehezen alakul ki, és jelentős különbségek vannak az elnevezések használatában. Gyakori, hogy még a joint inverzió fogalmát is leszűkítik csak a különböző fizikai elven alapuló szimultán inverziójára. Mindezeknél fontosabbnak tartjuk a joint inverzió szélesebb körű alkalmazását, lehetőleg fizikai alapokon nyugvó számszerűsített, a becslés pontosságára vonatkozó minősítéssel együtt. Különösen is fontosnak tekintjük ezt a környezetgeofizikában. Ebben látjuk a geofizikai kutatások egyre szélesebb alkalmazásának lehetőségét.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunka a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 eredményeire alapozva a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0049 jelű projekt részeként, az Új Széchenyi Terv keretében az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A tanulmány szerzői

Gyulai Ákos, Baracza Mátyás Krisztián

Hivatkozások

- Breitzke M., Dresen L., Csókás J., Gyulai Á., Ormos, T., 1987: Parameter estimation and fault detection by three-component seismic and geoelectrical surveys in a coal mine. *Geophysical Prospecting* 35, 832–863
- Dasgupta S. P., 1984: A note on the conversion of dc-dipole sounding curves to Schlumberger curves. *Geoexploration* 22, 43–45
- Dell’ Aversana P., 2007: Joint inversion of Seismic, Gravity and Magnetotelluric Data Combined with Depth Seismic Imaging. EGM 2007 International Workshop, Capri, Italy, 15–18 April, 2007
- Dobróka M., Szabó N. P., Cardarelli E., Vas P., 2009: 2D inversion of borehole logging data for simultaneous determination of rock interfaces and petrophysical parameters. *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica* 44, 459–482
- Dobróka M., Gyulai Á., Ormos T., Csókás J., Dresen L., 1991: Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal mine. *Geophysical Prospecting* 39, 643–655
- Dobróka M., Völgyesi L., 2008: Inversion reconstruction of gravity potential based on gravity gradients. *Mathematical Geosciences* 40/3, 299–311
- Doetsch J., Linde N., Goscia I., Greenhalgh S. A., Green A. G., 2010: Zonation for 3D aquifer characterisation based on joint inversion of multimethod crosshole geophysical data. *Engineering and Environmental Geophysics* 75/6, G53–G64
- Drahos D., 2008: Determining the objective function for geophysical joint inversion. *Geophysical Transaction* 45, 105–121
- Gallardo L. A., Meju M. A., 2004: Joint two-dimensional DC resistivity and seismic traveltimes inversion with cross-gradients constraints. *J. Geophys. Res.* 109, B03311, DOI: 10.1029/20037B002716
- Gallardo-Delgado L. A., Pérez-Flores M. A., Gómez-Trevino E., 2003: A versatile algorithm for joint 3-D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics* 68, 949–959
- Gyulai Á., Ormos T., Dresen L., 2000: A joint inversion method to solve problems of layer boundaries, differently defined by seismics and geoelectric. 6th Meeting of Environmental and Engineering Geophysical Society – European Section. 3–7. September 2000, Bochum, Germany (P-CH04)
- Gyulai Á., Ormos T., 2004: New geoelectric-seismic joint inversion method to determine 2-D structures for different layer thickness and boundaries. *Geophysical Transaction* 44/3–4, 273–300
- Gyulai Á., Ormos T., 1999: A new procedure for the interpretation of VES data: 1.5D simultaneous inversion method. *Journal of Applied Geophysics* 41, 1–17
- Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., 2010: A quick 2-D geoelectric inversion method using series expansion. *Journal of Applied Geophysics* 72, 232–241
- Haber E., Oldenburg D., 1997: Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems* 13, 63
- Hering A., Misiek R., Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., Dresen L., 1995: A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part I. Basic ideas. *Geophysical Prospecting* 43, 135–156
- Jegen D. M., Hobbs R. W., Tartis P., Chave A., 2009: Joint inversion of marine magnetotelluric and gravity data incorporating seismic constraints. Preliminary results of sub-basalt imaging off the Farve Shelf. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 47–95

- Kis M., 1998: Felszínközeli földtani szerkezetek vizsgálata szeizmikus és egyenáramú geoelektromos adatok együttes inverziójával. PhD-értekezés, Miskolci Egyetem, Miskolc
- Kis M., 2002: Generalised series expansion (GSE) used in DC geoelectric-seismic joint inversion. *Journal of Applied Geophysics* 50, 401–416
- Kumar R., Das U. C., 1978: Transformation of Schlumberger Apparent resistivity to dipole apparent resistivity over layered earth by the application of digital linear filters. *Geophysical Prospecting* 26, 352–358
- Margrave G. F., Steward R. R., Larsen J. A., 2001: Joint PP and PS seismic inversion. *The Leading Edge* 220/9, 1048–1052
- Misiek R., Liebig A., Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., Dresen L., 1997: A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part II. Application. *Geophysical Prospecting* 45, 65–85
- Li Y., Oldenburg D. W., 2000: Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data. *Geophysics* 65, 540–552
- Linde N., Tryggvason A., Peterson J. E., Hublard S. S., 2008: Joint inversion of crosshole radar and seismic traveltimes acquired at the South Oyster Bacterial Transport Site. *Engineering and Environmental Geophysics* 73/4, G29–G37
- Ormos T., Gyulai Á., Dobróka M., Drahos D., 2008: 2D series expansion based geoelectric inversion using optimized weights. 70th EAEG Conference and Exhibition, 9 June, 2008, Rome, Italy
- Salát P., Tarcsai Gy., Cserepes L., Vermes M., Drahos D., 1982: *Statistical Methods in the Geophysical Interpretation* (in Hungarian). Tankönyvkiadó, Budapest
- Sharma S. P., Verma S. K., 2011: Solutions of the inherent problem of the equivalence in direct current resistivity and electromagnetic methods through global optimisation and joint inversion by successive refinement of model space. *Geophysical Prospecting* 59/4, 760–776, DOI: 10.1111/j.1365-2478.2011.00952.X
- Spitzer K., 1995: A 3-D finite difference algorithm for DC resistivity modeling using conjugate gradient methods. *Geophysical Journal International* 123, 902–914
- Szabó N. P., 2004: Global inversion of well-logging data. *Geophysical Transactions* 44, 313–329
- Vozoff K., Jupp D. L. B., 1975: Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 42, 977–991

Wegener-centenárium: Megszületett-e a kontinensvándorlás Newtonja? ^{a)}

HORVÁTH F.

ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
E-mail: frankh@ludens.elte.hu

Bevezetés

Alfred Wegener (1880–1930) kontinensvándorlási elméletének első nyilvános bemutatására 1912. január 6-án került sor a német Földtani Társulat frankfurti ülésén „A földkéreg nagyformáinak (a kontinenseknek és az óceánoknak) a kialakulása geofizikai adatok alapján” c. előadás keretében. Ezt január 10-én Marburgban egy másik előadás követte „A kontinensek horizontális elmozdulása” címmel. Még ebben az évben két publikáció is napvilágot látott: az egyik egy földrajzi közleményekben, míg a másik a német geológusok vezető szaklapjában jelent meg (Wegener 1912a,b).

Indokolt, tehát a 2012-es évet a kontinensvándorlási elmélet centenáriumának tekinteni. Különösen megalapozott ez a megállapítás, ha az 1912-es munkákat elolvassuk, mert meglepve tapasztaljuk, hogy nem zseni, korai próbálkozásokkal állunk szemben, hanem ennek a forradalmian új elméletnek a legfontosabb alaptételei és bizonyítékai már akkor megszülettek. Érdekes módon azonban Wegener sem akkor, sem későbbi könyveiben nem tudott olyan fizikailag megalapozott mechanizmust kidolgozni, amely megadta volna azokat az erőket, amelyek képesek a kontinensek mozgására. Az adekvát dinamika hiányát maga Wegener (1929) fogalmazta meg szellemesen utolsó könyvében, amikor kijelentette, hogy „... a kontinensvándorlás Newtonja még nem született meg”.

Úgy vélte, ettől még a kontinensvándorlás elmélete nem kérdőjelezhető meg. Hiszen empirikus tudományok először a megfigyeléseket összegezve, induktív úton jutnak általános következtetésre, majd ezt követheti egy egységes elmélet megalkotása, amelyből deduktív úton magyarázható a megfigyelés. Frappáns példaként azt a bonyolult és sokszereplős történetet említette, amely a bolygómozgás és a szabadesés szabályosságainak felismeréséhez vezetett, és csak később derült ki, hogy mindez elméletileg pontosan levezethető a newtoni mechanika alaptörvényeiből.

E cikk első részében áttekintem Wegener és néhány kiemelkedő kortársának elképzeléseit a kontinenseket mozgató erőkről és az egyik legmarkánsabb kritikus ellenvetéseit. Tudománytörténeti ténynek véljük, hogy Wegener gondolatait általában nem fogadták el kortársai, és a kontinens-

vándorlással kapcsolatos majd két évtizedes munkássága ridegen elutasító szakmai légkörben zajlott. Reményem szerint ez a kép árnyaltabb lesz, ha elfogulatlanul áttekintjük a tényeket és figyelembe vesszük az egyik legfelkészültebb tudománytörténész érvelését (Oreskes 1999).

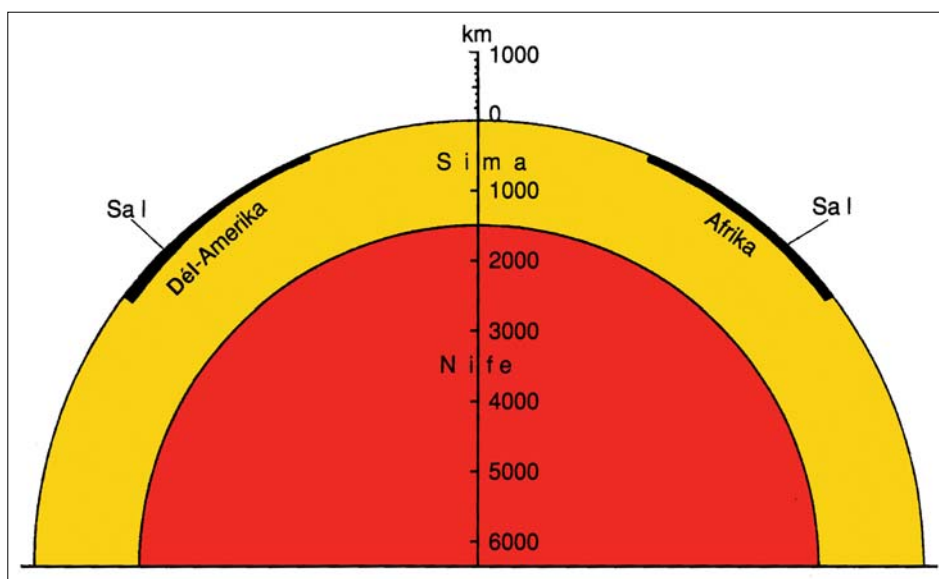
Ezt követően bemutatom, hogy a kontinensek és az óceáni aljzat mozgását összekapcsoló lemeztektónikai elmélet, bár pontosan számba vette a lehetséges hajtóerőket, mégis adós maradt a lemezmozgás dinamikájának megalkotásával. Elgondolkozunk azon a paradox helyzeten, hogy ennek ellenére a lemeztektónika mégis általánosan elfogadottá vált.

A cikk befejező részét az elmúlt évtizedekben született új globális földfizikai eredmények és számítógépes modellszámítások rövid bemutatásának szenteltem. Látni fogjuk, hogy az óriási fejlődés ellenére még mindig rengeteg bizonytalanság gátolja, hogy a jelen és múlt lemeztektónikai folyamatait a köpenyáramlások történetével összekapcsoló új globális geodinamikai elmélet megszülessen.

A bizonytalanságok feloldása új megfigyeléseket és magas szintű kutatómunkát kíván meg. E mögött valószínűleg nem egyetlen zseniális Newton, hanem számos kiemelkedő szakember fog állni, akik olyan intézményekben dolgoznak szerte a világban, ahol a motiváció, az inspiráció és a kutatás pénzügyi keretei szerencsésen találkoznak. Tudatában kell lennünk ennek a kivételes tudománytörténeti helyzetnek, mert ha az Akadémia és az egyetemek céltudatosan cselekednek, akkor van esély arra, hogy a fiatal magyar földtudósok legjobbjai is részt vehessenek ebben a nagyszerű munkában.

Wegener elképzelései a hajtóerőről

Wegener szerint a kontinensek belemerülnek és úsznak az óceánok aljzatáig felemelkedő földköpenyben, amelyet Suess után „sima” övnek vagy egyszerűen magmának nevezett (1. ábra). Három lehetséges hajtóerőn gondolkodott, amelyek valamilyen mértékben hozzájárulnak a kontinensek mozgásához: ezek a „Polflucht”, az árapálysúrlódás és a köpenyáramlások voltak.

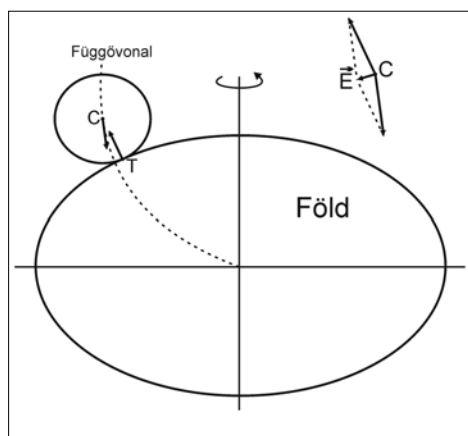


1. ábra Wegener elképzelése a Föld szerkezetéről (Wegener 1912a–b, eredeti ábra kiszínezve). A valóságosnál nagyobbak képzelt földmag (Nife) felett húzódo bazaltos összetételű és viszkózus „Sima” földhéjban (földköpenyben) úsznak a kontinensek (Sal).

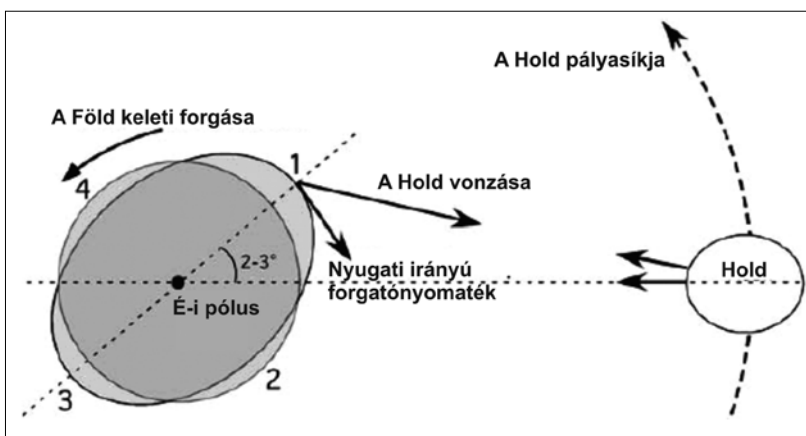
A *Polflucht* a Föld forgástengelyétől az egyenlítő felé „röpítő” erőt jelenti, és érdekessége az, hogy Eötvös Loránd (1905) fedezte fel, amire Wegener többször is hivatkozott. Fontos rögtön leszögeznünk, hogy ez nem azonos az általánosan ismert Eötvös-effektussal, amely a keletre vagy nyugatra mozgó testek súlyának csökkenését, ill. növekedését állapítja meg, és amelyet a geofizikában mozgó eszközön (pl. hajón) végzett gravitációs mérések korrekciói során alkalmaznak.

Az Eötvös-erő létrejöttét a 2. ábra magyarázza. Ennek lényege, hogy a Föld elvi alakja a tengely körüli forgás miatt ellipszoid, és ennek megfelelő a potenciáltér is. Ezért a

potenciálfelületre merőleges függővonalak a felszíntől a tömegközéppont felé haladva nem egy gömbhöz tartozó sugarak, hanem a sarkok felől nézve konkáv görbék (a pólusok és az egyenlítő kivételével). Ezért a Föld felszínén elképzelt gömb középpontjában (C) ható súlyerő és a gömb talpánál (T) azt kompenzáló ellenerő nem pontosan ellentétes irányú, hanem 180° -nál valamivel kisebb szöget zárnak be. Ezért a két erő eredője nem nulla, hanem az egyenlítő felé mutató kis erőt ad (2. ábra). Ez az Eötvös-erő, amely kétségtelenül hat minden kontinensre, sőt az asztenoszféraán úszó litoszféralemezekre is. Wegener lehetségesnek gondolta, hogy Pangea szétszakadása után délről észak felé sodró-



2. ábra Az Eötvös-erő (*Polflucht*) kialakulása. A Föld lapultsága miatt az ekvipotenciális felületekre merőleges függővonalak a forgástengely felől nézve konkáv görbék. Ezért egy véges kiterjedésű test tömegközéppontjára (C) ható súlyerő és az ezzel egyenlő nagyságú, de a talpon (T) ható ellenerő nem esik egy egyenesbe, és eredőjük (E) az egyenlítő felé húzó erőt ad.

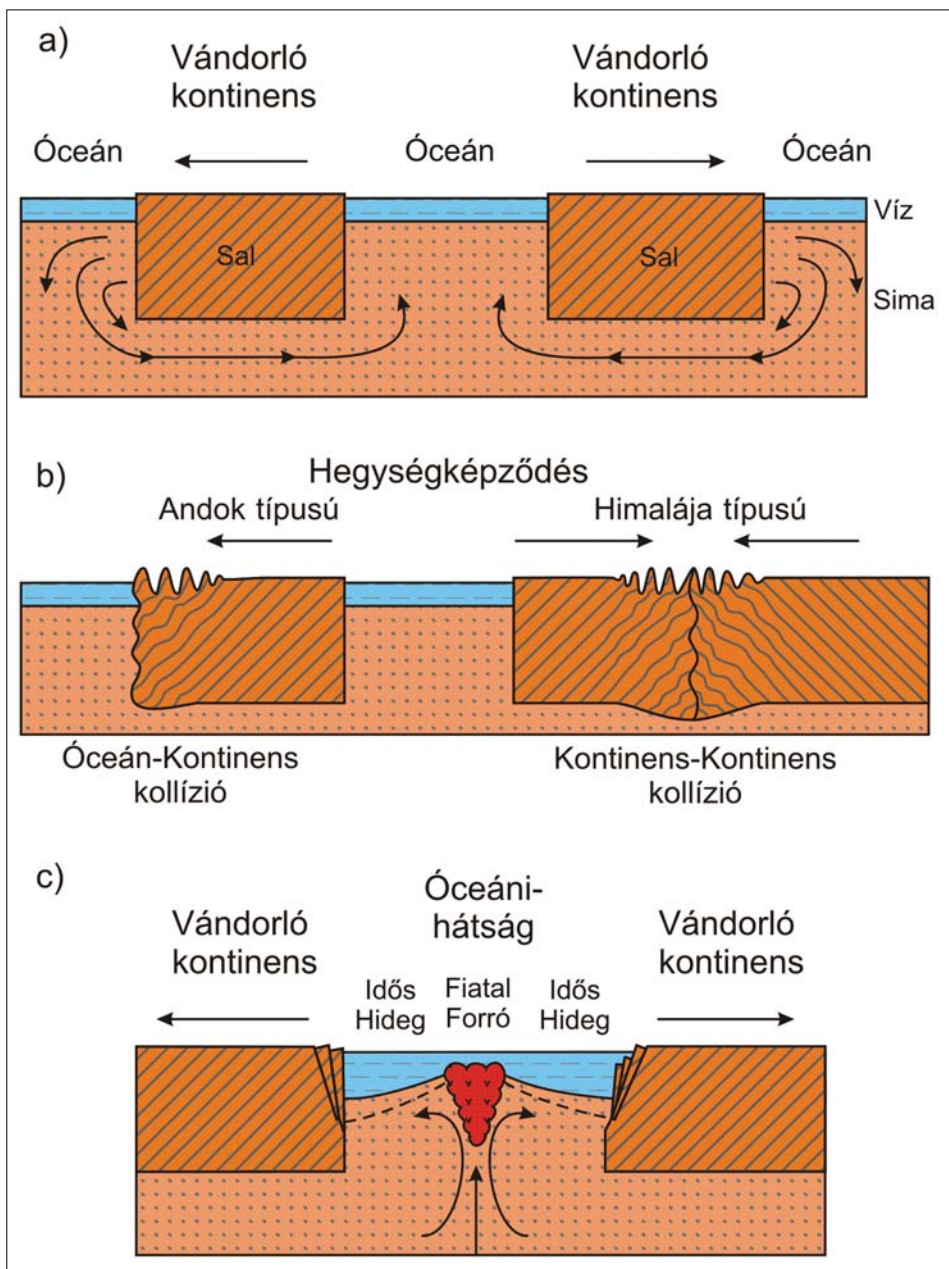


3. ábra A nyugati-drift kialakulása a Hold árapályának hatására. A holdi árapálydudor a teljes Föld viszkoelasztikus viselkedése miatt nem mutat pontosan a két égitest tömegközéppontját összekötő egyenes irányába, hanem 2–3 fokkal „túlforg” a Földdel. A túlforgott dudorra ható visszahúzó erő forgatónyomatéka mozgatja a litoszférát nyugatra a földköpenyhez képest.

dó kontinenseket (Afrika, Dél-Amerika, Ausztrália és India) ez az erő segítette.

Az *árapályúrlódás* pontos égi mechanikai leírása már a 19. század végére megszületett, és Wegener erre hivatkozva vetette fel a kontinensek nyugati irányú driftjét. Ennek lényegét a 3. ábra mutatja. Eszerint a Hold által okozott árapálydudor tengelye nem esik pontosan egybe a Föld–Hold tömegközéppontját összekötő egyenessel, hanem 2–3° szöggel „előreszalad” a keletre forgó Földdel. Ennek oka az, hogy a szilárd Föld, a hidroszféra és az atmoszféra együttes rendszere nem tökéletesen rugalmas, hanem viszkoelasztikus testként viselkedik. Ennek pedig az a következménye, hogy az árapálydudorra folyamatosan visszafelé húzó, azaz nyugati irányú forgatónyomatékként hat, ami a Föld–Hold rendszer kialakulása óta lassítja a Föld forgását, azaz növeli a nap hosszát. Témánk szempontjából most fontosabb, hogy ez a forgatónyomaték létrehozhatja a kontinensek nyugati irányú, lassú forgását a földköpenyhez képest, amelyet *nyugati driftnek* hívunk. Wegener úgy gondolta, hogy az Atlanti-óceán kinyílását eredményezhette Észak- és Dél-Amerika nyugati irányú driftje, ha az nagyobb mértékű volt, mint Európa és Afrika mozgása.

Végül számolt azzal is, hogy a radioaktív hőtermelés a folyadékszerű „sima” földövben *konvektív áramlásokat* gerjeszt, ami kézenfekvő következtetés egy, a légkörfizikában otthonos meteorológus részéről. Úgy gondolta, hogy a



4. ábra | Wegener elképzelése a kontinensek vándorlásáról (Wegener leírásai nyomán született, nem eredeti ábrásor). a) A kontinensek (sal) hajók módjára úsznak a folyadékszerű köpenyanyagban (sima), b) a kontinensek frontján, vagy ütköző kontinensek között alakulnak ki a lánchegységek, c) a köpenyben feláramlások valószínűleg a távolodó kontinensek között (Atlanti-óceáni-hátság) alakulnak ki.

felfelé irányuló áramlás a szétszakadó kontinensek között, azaz az Atlanti-óceán alatt van, és valószínűleg ez hozza létre az óceánközépi-hátságot. A nagy lánchegységek kialakulása pedig a mozgó kontinensek frontján vagy az ütköző lemezek között történik meg (4a–c. ábra).

Wegener tisztában volt azzal, hogy az általa lehetségesnek tartott erőhatások nagyon kicsik, ezért a „sima” folyadékszerűségét (azaz teljesen viszkózus viselkedését) feltételezte. Ez azért jó elképzelés, mert viszkózus folyadékokban kis erők is képesek arányosan piciny elmozdulások létrehozására, amelyek hosszú geológiai idők alatt naggyá növekedhetnek. A hosszabb időskálán folyásra képes szilárd anyagra ismert példaként a szurkot vagy az üveget hozta fel. Úgy érvelt, hogy a „sima” is ilyen, mert az izosztikus eredetű kéregmozgások (pl. Skandinávia és a Kanadai-pajzs jégkorszak utáni emelkedése) nem történhetnének meg mélybeni anyagáramlások nélkül.

A földköpeny ridegsége vagy képlékenysége: britek ellentétes nézetei

A nem viszkózus, hanem tökéletesen szilárd és rideg viselkedésű földköpeny markáns képviselője és ily módon a kontinensvándorlás legélesebb kritikusa az angol Harold Jeffreys (1891–1989) volt. Igazi cambridge-i szellem: matematikus, csillagász és geofizikus egy személyben, aki a tudományos tevékenységéért 1953-ban lovagi rangot kapott. Számos valószínűségelméleti munkát publikált, és komoly eredményeket ér el a Naprendszer kialakulásának vizsgálatában is. Geofizikában a Föld belső szerkezetének szeizmológiai megismerésében játszott vezető szerepet. Nevéhez fűződik annak kimutatása, hogy a mag külső gömbhéja folyadékszerű, mert a nyíró hullámok nem tudnak benne haladni. Ezen túlmenően azonban szeizmológiai eredmények azt mutatták, hogy a Föld többi része szilárd halmazállapotú, mert a kéregben, a köpenyben és a belső magban is a mélységgel egyre növekvő sebességgel haladnak a nyomási (P) és a nyíró (S) hullámok is. Ennek alapján Jeffreys számára kétségszerűen vonható volt az, hogy a Föld anyagai annyira kemények, hogy minden erőhatást rugalmas deformációval kompenzálnak. Jó matematikus lévén kiszámolta azt is, hogy a Wegener által javasolt erők mindegyike több nagyságrenddel kisebb feszültségeket eredményez, mint a köpeny anyagának szakítási szilárdsága. Tehát ezek az erők hatástalanok a köpenybeli diszlokációk létrehozásában.

Egyébként is szerinte a Föld ősi alakulat, és minden kezdeti hőmérséklet- és nyomáskülönbség kiegyenlítődése már régen megtörtént, s az így létrejött statikus térben a kontinensek vándorlása és a köpeny anyagainak áramlása fizikai képtelenség. Mindezt Jeffreys (1924) „A Föld eredete, története és fizikai felépítése” c. alapvető (néhány korabeli értékelő szerint „halhatatlan”) könyvében fejtette ki megcáfolhatatlannak tűnő logikával. Ez a könyv változatlan koncepcióval még további hat kiadást ért meg, és az utolsó kettő már a lemeztektonika általános elfogadása után jelent meg (1970 és 1976). De már ezt jóval megelőzően, 1926-ban

B. Gutenberg kimutatta, hogy a köpeny felső részén (100–400 km mélységtartományban) a P, még inkább az S hullámok sebessége nem növekedik, hanem stagnál vagy csökken. Az általa „csökkent sebességű zónának” nevezett tartományt amerikai szerzők hamarosan „asztenoszféranak” kezdték hívni. Ennek ellenére ez a szigorú ember hajthatatlan maradt: hosszú élete során semmit nem felejtett, semmit nem tanult a Föld dinamikájáról.

Hozzá kell tenni, hogy már fiatal emberként kitűnt sajátos egyéniségével és stílusával. Bailey Willis (1857–1949), a korabeli amerikai geológia és szeizmológia egyik vezető szaktekintélye, aki szintén elutasította a kontinensvándorlási elméletet, eszmei társat keresett benne. Találkozásuk után így jellemezte Jeffreyst: „... egyáltalán nem olyan ember, mint akire számítottam: nem magas, hanem alacsony, nem egy szívós agár, hanem kövérkés, hétköznapi figura. Nem méltóságteljes és jó modorú, hanem félszeg és kisiskolás, nem nyílt és magabiztos, hanem önhitt. Nem kemény harcos, hanem sunyi ellenző. Amikor vitás kérdéseket akartam vele megbeszélni, egyszer sem nézett a szemembe, és nem adott választ felvetéseimre. Azt mondják róla, hogy kiváló matematikus. Nos, szerintem az ördög is az, aki ha bizonyítaná a hamisról, hogy igaz, azt kellemesen tenné, mint egy úriember.” Willisben felrémlt a szintén cambridge-i Kelvin emléke is, midőn Dalynak írt levelében így summázta angliai tapasztalatait: „Óvakodj a matematikusoktól.”

A Dublinben dolgozó ír John Joly (1857–1933) nem volt matematikus, hanem olyan fizikus, akinek kutatásait nagymértékben meghatározta a természetes radioaktivitás felfedezése és ennek következményei a Föld fejlődésére. Ugyanez a kérdés foglalkoztatta a brit Arthur Holmest (1890–1965) is, aki munkásságának nagy részét Durham és Edinburgh egyetemén fejtette ki.

Joly tudományos működésének kezdetei ahhoz az izgalmas időszakhoz kapcsolódtak, amikor még Kelvin oktatta ki a geológusokat a Nap és a Föld hőjének végességéről, ami indokolt volt, hiszen nagyrésztük még a 19. század második felében is J. Hutton (1726–1797) uniformitarista nézetével szimpatizáltak („Nincs nyoma a kezdetnek, és nincs jele a végnek”). Kelvinnek azonban sikerült átesnie a ló túloldalarra, mikor egy leegyszerűsített földmodell alapján (homogén paraméterter és konduktív hőszállítással hűlő gömb feltételezése) a Föld korára a geológia ismeretekkel összeegyeztethetetlen kis értéket (96 millió évet, majd második nekifutásra már csak 30 millió évet) számolt. A kialakult éles vitát Joly újszerű kormeghatározással kívánta feloldani. Azt feltételezte, hogy a tengervíz sótartalma a szárazföldi kőzetek lepusztulása és behordása következtében alakult ki. Rejtélyes módon ez a számolás is 90 millió év körüli értéket adott.

A radioaktivitás felfedezése azonban teljesen átalakította Joly világnézetét és kutatási területét. Megértette, hogy mind a saját, mind Kelvin kormeghatározása azért hibás, mert rossz határfeltételeken alapult. A radioaktív bomlás törvényének megismerése után Rutherforddal együttműködésben végzett méréssel devon korú kőzetekre nagy meglepetésükre 400 millió éves kort kaptak (Joly, Rutherford 1913).

Az események ezután drámai fordulatot vettek. Még abban az évben megjelent az akkor még csak 23 éves ifjú títán, Arthur Holmes első könyve („The age of the Earth”), amelyben radioaktív és más kormeghatározások alapján megalakította az első abszolút korszaklét, és a Föld korára 1600 millió évet valószínűsített (Holmes 1913). Végre meglett a helyes nagyságrend, amelyet a következő évtizedek mérései pontosítottak, és az űrkorszak eredményei tették világossá, hogy a 4560 millió év nemcsak a Föld, hanem az egész Naprendszer kialakulásának is a kora.

Holmes kutatásaival párhuzamosan Joly (1925) új koncepciót dolgozott ki a Föld fejlődésére. Ennek a lényege az volt, hogy a Föld nagytektonikai folyamataihoz a radioaktív hőtermelés biztosítja az energiát. A hegységképződések és a nagy bazaltömlések (mai terminológiával „forró folt” vulkanizmus) földtani korai alapján megfigyelt ciklicitást úgy magyarázta, hogy a radioaktív elemek által termelt hő fokozatosan akumulálódik olyan mértékben, hogy az időről-időre (100–200 millió évenként) képes megolvasztani a földköpeny jelentős részét. Ezekben az időszakokban a bazaltos köpenyanyag áramlása, felszínre ömlése és kontinensek vándorlása akadálytalanul megtörténhet. A Jeffreysnek és híveinek pedig megüzente, hogy gondolkodásuk az aktualizmus elvének a primitív alkalmazása, mert a Föld mai állapotáról hiszik azt, hogy az a múltban is ilyen volt.

Holmesra nagy hatással volt Joly érvelése. Teljes mértékben egyetértett azzal az állásponttal, hogy a földköpeny története ciklikusan bekövetkező felfűtések és tektonikai paroxizmusok után következő hűlési időszakok váltakozásának a folyamata. A kontinensek vándorlásának hajtómotorját ő is az időszakosan felpörgő köpenyáramlásokban látta. Az addigi eredmények alapján Holmes (1928) indokoltnak tartotta kijelenteni „... meggyőző bizonyítékaink vannak, ame-

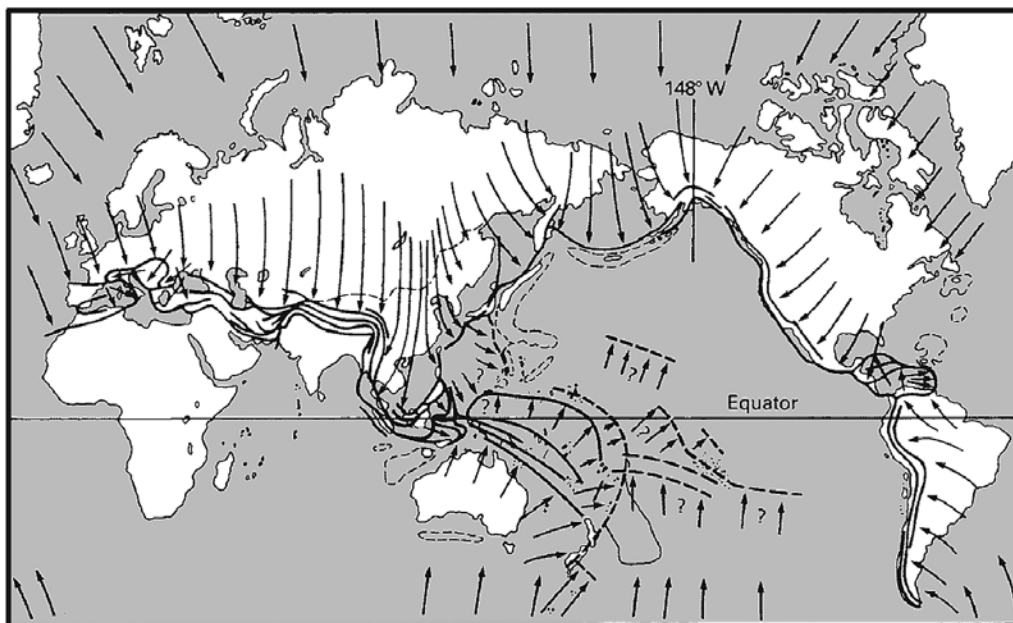
lyek a kontinensek egykori vándorlására mutatnak, mégpedig úgy, ahogy azt Wegener javasolta...”

Az elméletet szabatos megalapozását illetően pedig idézte Emile Argand (1879–1940) híres mondását: „Mi nem szándékozunk a tektonikát visszavezetni a fizikára, ez a jövő feladata.”

Wegenert támogató amerikai kortársak és egy dél-afrikai

Frank B. Taylor (1860–1938) az Amerikai Földtani szolgálat (USGS) glaciológiai osztályán dolgozott, de érdeklődése szélesebb körű volt, mert a Harvard Egyetemen a geológia mellett asztronómiát is tanult. Wegenert megelőzve 1910-ben publikálta legérdekesebb munkáját, mely szerint az alpi–himalájai–melanéziai és a cirkum-pacifikus hegységrendszert kompresszió eredményezte, amely a kontinenseknek az egyenlítő felé való mozgása következtében alakult ki. Az 5. ábrán látható eredeti rajzon az ívelt nyilak a kontinensek mozgásának elképzelt irányát és nagyságát mutatják. Erre a meglepően újszerű elképzelésre csak akkor figyeltek fel az amerikaiak, amikor Wegener hivatkozott rá, sőt magyarázkodott, hogy az ő hasonló következtetése Taylortól függetlenül született. Erre a magyarázkodásra szükség is volt, mert az 1920-as években az amerikaiak Taylor–Wegener-elméletéről kezdtek beszélni. Wegener (1922, 1929) erre úgy reagált, hogy hangsúlyozta: a kontinensek egyenlítő felé való mozgása az általa javasolt *Polflucht* legkézenfekvőbb megnyilvánulása.

De mekkora is ez az Eötvös-erő? Meglepő módon az első érdemi számolást 1921-ben W. Lambert (1879–1968), az USGS geodétája végezte el. Azt az egyszerű esetet számolta



5. ábra | Taylor (1910) úttörő elképzelése arról, hogy az Eurázsiai- és Cirkum-Pacifikus-lánchegységet a kontinensek egyenlítő felé való mozgása hozta létre. Az ábrán látható nyilak a mozgás irányát és mértékét is szemléltetik.

ki, hogy egy a 30° északi szélességen lévő, 1 km átmérőjű és kéregsűrűségű gömbre milyen gördítő erő hat (2. ábra). Arra jutott, hogy az egységnyi tömegre ható erő ezen a szélességi körön $11 \cdot 10^{-6}$ g, ami megfelel kb. 10 mg-nak. Amennyiben a gömb súrlódásmentesen tud mozogni, akkor ennek hatására gyorsuló mozgással 14 és fél nap alatt jut el az egyenlítőre, ami 4–5 m/s átlagsebességet jelent. Úgy vélte, hogy ez az egyszerű számolás megmutatja, hogy a kontinensekre állandóan hat ez a kis erő, és ha a köpeny anyaga teljesen folyadékszerű, akkor ez is képes geológiai idők alatt a Taylor és Wegener által elképzelt ezer km nagyságrendű mozgásokat előidézni (Lambert 1921).

Lambert legfőbb támogatója egy igazi amerikai „nagyágyú”, Reginald A. Daly (1871–1957) volt. Ontarióban született, és a Torontói Egyetem elvégzése után a Harvardon folytatta tanulmányait. Ezt követően két éves ösztöndíjjal Heidelbergben és Párizsban sajátította el a németet és a franciát, valamint a geológia európai nyelvét. 1901 és 1907 között térképező geológus volt Kanadában, majd a fizikai geológia professzorává nevezték ki a Massachusetts Institute of Technologyba. Innét már csak egyetlen helyre lehetett továbblépni: 1912-től a Harvard Egyetemen lett a geológia professzora.

Daly szűkebb szakterülete a magmás kőzettan volt, de olyan széles körű ismeretekkel rendelkezett, hogy legnagyobb erényét a geológiai folyamatok sokoldalú megközelítése és lényegi megértése jelentette. Sokat idézett mondása szerint (Oreskes 1999): „... a Harvard Egyetem fő célja nem csupán ismeretek oktatása valamilyen szakterületen, hanem

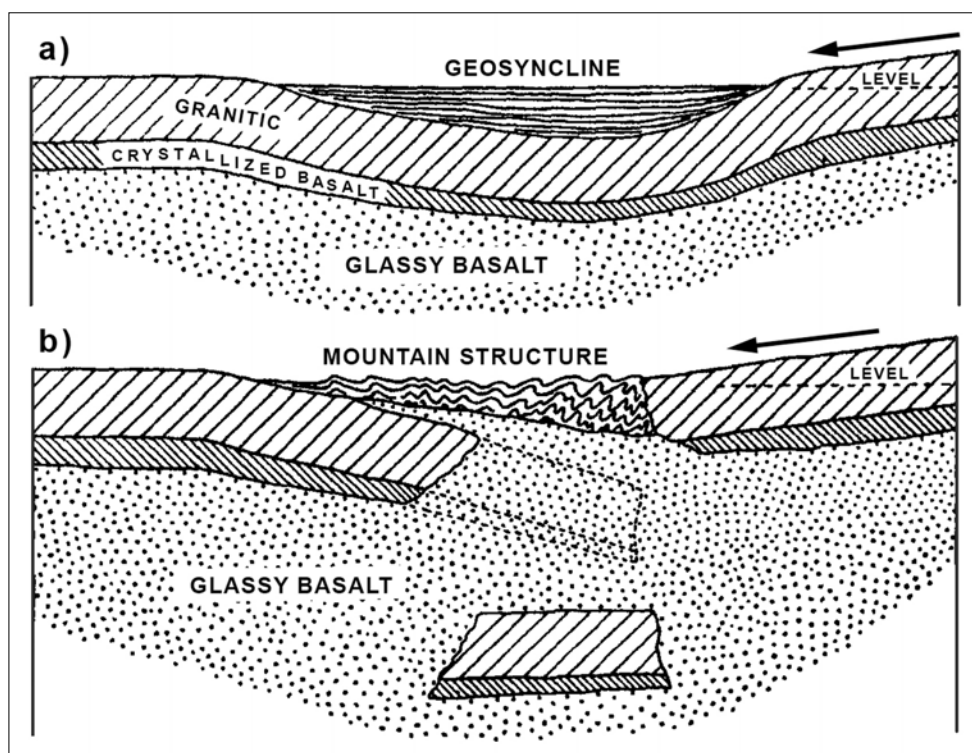
a megértés képességének a megtanítása. A megértés növekedése a képzelet erősödését jelenti. Ezúton a geológia elsőrangú kulturális képzés az egyetemen.”

A megértés vágya hajtotta, hogy mechanizmust találjon a kontinesvándorlásra is. Taylor munkáját ismerte, és Wegener 1912-es cikkeit eredetiben olvasta. Ezekről ösztönözve a hajtóerőre négy lehetőséget tartott elképzelhetőnek:

- az árapálysúrlódás miatt fellépő nyugati driftet,
- a geoszinklinálisokhoz kapcsolódó mélyáramlásokat,
- a Föld lapultsága miatti Eötvös-erőt és
- azt a feszültséget, amely az orogenezis során feltolódott kéregdarabokban kialakul.

Lamberthez írt levelében azonban kinyilvánította, hogy egyik erőt sem véli elegendőnek (Oreskes 1999). A megfelelő hajtóerő megtalálására csak akkor lát reményt, ha majd sokkal többet tudunk a földi anyagok szilárdságáról és viszkozitásáról (mai szóhasználattal a kőzetek reológiájáról).

1922-ben azonban fontos esemény történt. A Carnegie Intézet támogatásával kilenchnapos expedícióban vett részt Dél-Afrikában a Bushveld magmás komplexum tanulmányozása céljából F. Wright (1877–1953) petrológus társaságában. Az expedícióhoz csatlakozott G. Molengraaf (1860–1942) delfti professzor és Dél-Afrika vezető geológusa, Alexander du Toit (1878–1948) is. Holland Kelet-India (Indonézia) vezető geológusaként Molengraaf meggyőződéses híve volt a kontinesvándorlás elméletének, és úgy gondolta, hogy a Jáva-árok és az Indonéz-szigetív kialakulásáért



6. ábra | Daly (1926) elképzelése a geoszinklinálisokhoz kapcsolódó kéreggyökér kiszakadásáról, a folyós bazaltban (*glassy basalt*) való lesüllyedéséről, a peremi részek közeledéséről (kontinesvándorlás) és az üledékgyűjtőben lévő kőzetek felgyűrődéséről.

két kontinens (Ausztrália és Szunda-föld) közeledése és ütközése a felelős.

Alexander du Toit pedig annak a késő karbon – középső jura korú Karoo Formációnak volt legjobb ismerője, amelynek a déli kontinenseken való általános elterjedése alapján definiálta Suess Gondwanát. Wegener pedig a kontinensek egykori összetarozását bizonyítandó, az ebben a formációban lévő permi jégkorszaki maradványok (pl. tillitek) és a Glossopteris páfrányok déli kontinenseken való általános elterjedésére hivatkozott legtöbbször. A dél-afrikai feltárások megismerése és az éjszakákba nyúló számtalan eszme-csere hatására megtörtént Daly és Wright páfördulása; a kontinensvándorlás meggyőződéses híveként tértek vissza az Egyesült Államokba (Oreskes 1999).

Azonnal javaslatot tettek a Carnegie Intézet tudományos tanácsának, hogy anyagilag támogassa du Toit kiküldetését Dél-Amerikába, az ottani Karoo Formációval rokonított képződmények részletes leírására. Az amerikaiak javaslatukban du Toit-t úgy jellemezték, hogy ő a világ legjobb térképező geológusa. Valóban, 1923-ban öt hónapi terepmunka után du Toit térképi felvételekkel, hatalmas kőzetanyaggal és ősmaradványokkal megrakodva tért haza. Ennek feldolgozása és a jelentés elkészítése további két évet vett igénybe. A Carnegie Intézet 1927-ben jelentette meg du Toit monográfiáját „Dél-Amerika és Dél-Afrika geológiai összehasonlítása” címmel.

Az amerikai tudományos módszertani elvárásoknak megfelelően (és szöges ellentétben Wegener stílusával) a monográfia döntő része a dél-amerikai megfigyelések részletes és komplex leírását tartalmazta, amelyet semmiféle tudományos prekonceptió nem zavart meg. Csak ezután következett az értékelés, amelynek a lényege a két kontinensen lévő karbon–jura képződmények rétegtani, őslénytani, közettani és szerkezetföldtani összevetése volt. A hasonlóságok, sőt azonosságok alapján dokumentált tényé vált a két kontinens késő karbontól kezdődő összetartozása és az óriási bazaltvulkanizmussal kísért középső jura kori szétszakadása. Végül következtetése az volt, hogy a geológiai megfigyelések megkérdőjelezhetetlenek, függetlenül attól, hogy van-e mechanizmus, vagy sem a kontinensek vándorlására.

Visszatérve Dalyra, ő sem tétlenkedett páfördulása után. 1926-ban megjelent az „A mobilis Föld” c. könyve, amelynek mottója Galilei híres mondása („E pur si muove!”) volt. Fő témája pedig az, hogy korábbi gondolatát a geoszinklinálisokhoz kapcsolódó mélyáramlásokról részletesen kímunkálta (6. ábra). Eszerint a geoszinklinálisok tengelyében folyamatosan felhalmozódó üledéktömeg hatására betüremkedik a kéreg, és az alatta lévő folyadékszerű bazaltanyagot (az ábrán „glassy basalts”) a peremek felé nyomja. Ennek hatására a peremek megemelkednek és folyamatosan biztosítják a közeli lehordási területet. A folyamat előrehaladtával a geoszinklinális alatt egyre mélyebbre süllyedő kéreg hőmérséklete növekedik, ennek gyökere destabilizálódik, végül kiszakad és lesüllyed. Az így keletkező szabad térbe az emelt helyzetű peremi kéregrészt nyomul be gravitációs erő hatására, és ennek során felgyüri a geoszinklinálisokban felhalmozódott üledékeket. Ennek a folyamat-

nak a többszöri ismétlődése hozza létre a hegységeket, a geoszinklinálisokba fokozatosan becsúszó kéreg pedig megteremt a kontinensek vándorlásának a lehetőségét.

Nem vagyok – remélem – nagyon elfogult, ha ezt a modellt kísértetiesen hasonlóan találok a kollíziós zónák mai értelmezéséhez. Daly üzenete egyértelmű volt: „Sok geológus bizarrnak találja a kontinensvándorlás elméletét, mégis egyre több szakember győződött meg már arról, hogy komolyan kell vele foglalkozni, mert megteremt a hegységképződés elméletének valódi alapjait... Egyetlen művelt ember sem követheti el azt a hibát, hogy ne foglalkoztassa ez a forradalmi koncepció.”

Az amerikai geodéták nem is követték el ezt a hibát. William Bowie (1872–1940) az Amerikai Földtani Szolgálat (USGS) geodéziai osztályának a vezetője volt. Két periódusban az Amerikai Geofizikusok Egyesülete (AGU) elnökének választották, és jelentős szerepet játszott a Nemzetközi Geodézia és Geofizikai Unió (IUGG) megalakításában és korai irányításában. Komoly nemzetközi előkészítés után a New York Times hasábjain (1925. szept. 26-án) bejelentette: „... a világ csillagászai és geodétái elhatározták, hogy pontos tesztmérésekkel ellenőrzik Wegener hipotézisét...”

Az elképzelés az volt, hogy megismételt csillagászati helymeghatározásokkal és világméretű háromszögelési hálózatban rádióhullámok futási idejének pontos meghatározásával a kontinensek elmozdulása közvetlenül mérhető. Először 1922-ben, Rómában a Nemzetközi Asztronómiai Unió (IAU) nagygyűlésén foglalkoztak a mérés tervével, majd az IUGG 1924-es madridi ülésén határozatot is hoztak egy világméretű monitorozó hálózat létesítéséről. Végül az általános támogatás ellenére a világméretű teszt mégis elmaradt, mert a részletes hibaszámítások azt mutatták, hogy a rendelkezésre álló mérőeszközök pontossága néhány méter/év mozgási sebesség meghatározására még nem elegendő (Oreskes 1999).

Vening Meinesz gravitációs mérései a tenger alatt

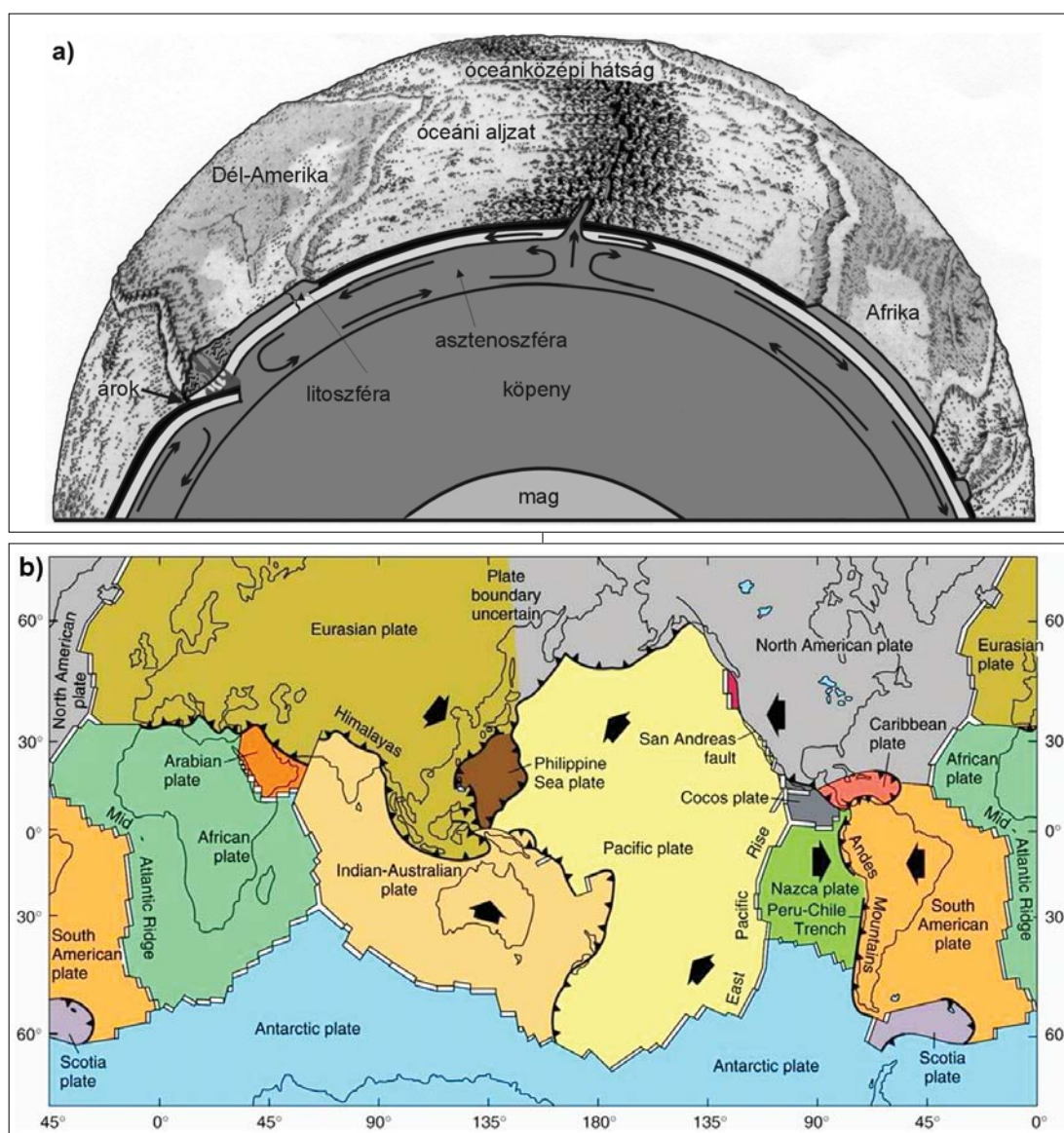
Wegener ellentmondásainak feloldását, azaz az óceánokról rendelkezésre álló ismeretek bővülése felé vezető utat egy holland „óriás” követte ki az 1920–30-as években. Felix Vening Meinesz (1887–1966) több mint két méter magas, holland mérnök volt. A nemzeti geodézia szolgálatnál dolgozott, és arról álmodozott, hogy a szárazföldi gravitációs méréseket ki kellene terjeszteni a tengeri területekre is. Ez a lehetetlen vállalkozás tipikus esetének látszott, ugyanis a gravitációs gyorsulás meghatározására szárazföldön precíziós ingákat használtak. Ezek nagy érzékenységu és rögzített helyzetű eszközök voltak, mert a lengésidő századmásodperces pontosságú meghatározására volt szükség. Vening Meinesz csodát tett, amikor elkészítette speciális kettős ingáját, amelyik működőképesnek mutatkozott enyhén ingatag alapon is. A következő nagyvonalú lépése az volt, amikor meggyőzte a holland haditengerészetet, hogy bocsássák rendelkezésére egyik tengeralattjárójukat. 1923 és

1927 között körbehajózták a Földet és eközben több száz tengeralatti mérést végzett ez a hatalmas ember, aki alig fért be egy tengeralattjáróba.

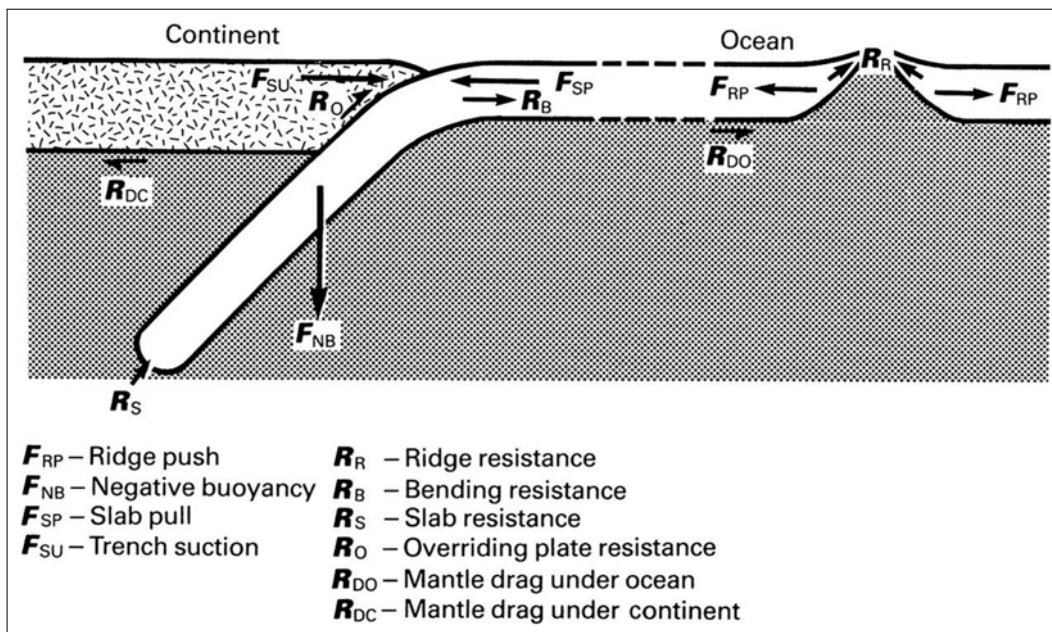
Tudni kell, hogy kontinentális területeken az izosztikus kompenzáció miatt a különböző nagyszerkezeti formákhoz csak kicsi, $\pm 10\text{--}30$ mgal értékű gravitációs anomáliák kapcsolódnak. Ezt tapasztalták az óceáni mérések során is, kivéve a mélytengeri Jáva-árok területét. Meglepetésük leírhatatlan volt, mert az árok felett a vártak többszöröse, akár -120 vagy -140 mgal értékre csökkenő gravitációs anomáliásáv volt térképezhető. Vening Meinesz fejében azonnal megszületett a mérész értelmezés: a mélytengeri árok mentén, kompressziós eredetű kéregbetüremkedés történik, amely a Molengraaf és Wegener által javasolt kontinensvándorlás és -ütközés következménye. Nem volt véletlen, hogy

a Carnegie Intézet igazgatója du Toit jelentésének egyik első példányát azonnal elküldte a tengeren mérő Vening Meinesznek (Oreskes 1999).

Az amerikai geodéták rögtön felismerték a tengeri mérések korszakos jelentőségét. Ismét a Carnegie Intézettől pénzt, a hadseregtől pedig tengeralattjárót szereztek Vening Meinesz számára, hogy gravitációs méréseket végezzen a Karib-árok mentén is. 1932 és 1937 között a méréseket végrehajtották, és hasonló értékű és lefutású negatív anomáliásávot észleltek. A kutatásban résztvevő fiatal amerikai szakemberek Harry Hess (1906–1969) és Maurice Ewing (1906–1974) voltak, akik miután tovább folytatták az óceánok geofizikai kutatását (a II. világháború alatt az Amerikai Haditengerészet kötelékében) az 1960-as években a lemeztektonika megszületésénél vezető szerepet játszottak.



7. ábra | A lemezek határán végbemenő folyamatok ábrázolása mai földmodellen (a), és a lemezegységek térképe a relatív mozgást illusztráló nyilakkal (b). Az egyszerű cellás áramlási kép (hátságoknál feláramlás, szubdukciós zónáknál leáramlás) ma már meghaladott elképzelés. Egyúttal sokkal több ismeretünk van a szubdukált lemez alsó köpenybe való lehatolásáról, valamint a maghatárról felemelkedő köpenyoszlopokról is (Horváth 2006).



8. ábra | A lemezekre ható hajtó- (F) és fékezőerők (R) bemutatása (Forsyth, Uyeda 1975). Részletezés a szövegben.

Hess már a gravitációs mérések értelmezésénél is Veining Meinesz legjobb munkatársának bizonyult. Mestere gondolatmenetét követve megalkotta az árkoknál betüremkedő kéreg modelljét (Hess 1938). Ezzel véglegesen leszámoltak a tradicionális amerikai és Jeffreys-féle mítosszal, miszerint az óceánok ősidők óta stabil területek. Ugyanakkor túlléptek Wegeneren is, hiszen kiderült, hogy a „sima” nem passzív magmatenger, amelyben a kontinensek úsznak, hanem az óceáni kéreg és köpeny is mozog, ütközik a kontinentális szigetívekkel, és alájuk gyűrődik. Tehát az óceáni kéreg is résztvevője a globális geodinamikai rendszernek.

A lemeztectonikától napjainkig

A lemeztectonika megszületésének dátumaként az 1962-es évet tekintjük, mert Harry Hess (aki élete végéig az Amerikai Haditengerészet főtisztja maradt) ekkor ismertette az óceáni aljzat szétterülésének (*ocean-floor spreading*) elméletét (Hess 1962). Ezzel egy csapásra összeállt a kép: a kontinensek nem vándorló hajók az óceáni köpenyben. Hanem a litoszféra hátán utazó, gyakran óceáni területekhez kapcsolódó lemezek részei, amelyek a részlegesen olvadt asztenoszféraán mozognak (7a–b. ábra). Ekkor szinte mindenki – még a kontinensvándorlás egykori makacs ellenzői is, Jeffreys kivételével – azonnal elfogadták a viharos gyorsasággal kibontakozó lemeztectonikai elméletet.

A „miért”-re a fentiek fényében könnyen választ adhatunk. Azért, mert Wegener kontinensvándorlási elmélete fokozatosan átformálta a földtudományi gondolkodást, és amint elméletének hiányzó láncszeme (ti., mit tesz az óceáni aljzat?) megoldódott, mindenki számára világossá vált, hogy megszületett a Föld külső héjának egységes kinematikai leírása, a lemeztectonikai elmélet.

És mit tudunk meg a lemezmozgás dinamikájáról? Már a korai munkák is jelentős előrelépést tettek lehetővé, a lehetséges hajtóerők számbavételével és az erők egymáshoz viszonyított nagyságának a meghatározásával (Forsyth, Uyeda 1975). A 8. ábra a lemezmozgást hajtó (F) és fékező (R) erőket foglalja össze.

Négy hajtóerő létezik:

- F_{RP} a „hátságtolás”, amelyet a hátság alatti kiemelt asztenoszféraablatozatról gravitáció hatására lecsúszó litoszféra kelt a hátság tengelyére merőleges irányítottasággal;
- F_{NB} az „alábukott lemez húzása”, amely szintén gravitációs erő, és azért lép fel, mert a szubdukálódott hideg litoszféralemez nagyobb sűrűségű, mint az olvadt asztenoszféra;
- F_{SP} és F_{SU} az „árokshívás”, amelyek az alátolódó lemez által gerjesztett, köpenyáramlás árok felé mutató húzó hatást generál;

Hat fékező erő létezik, amelyekből öt a súrlódás következménye:

- R_R a hátságról lecsúszó új óceáni lemez és az asztenoszféra közötti súrlódási erő;
- R_B az a feszültség, amely az alátolódó litoszféralemez meghajlításához szükséges;
- R_S a litoszféralemez alábukása során a felső köpenyben a mélységgel növekvő viszkozitású asztenoszféra súrlódási ellenállása;
- R_O a kontinentális és az alátolódó óceáni lemez közötti súrlódás, amelyik a katasztrófális földrengések kipattanási helyén akár erős csatolás is lehet;
- R_{DO} és R_{DC} az óceáni lemez, ill. a kontinentális lemez és az asztenoszféra közötti, köpenyáramlásból adódó súrlódás.

Ez utóbbi két erő nem feltétlen fékezi, hanem segítheti is a lemezmozgást, ha az áramlás a lemezmozgás irányába

mutat. Olyannyira, hogy A. Holmes korai javaslatától a lemeztektonika kezdeti időszakáig ezeket tartottuk a fő hajtóerőknek. Akkori elképzelés szerint a köpenyáramlás döntő mértékben a felső köpenyben zajlik. Mégpedig úgy, hogy a hátságok alatti feláramlás távolítja egymástól a lemezeket, a leáramlás pedig a mélytengeri árkok mentén lefelé húzza azokat. Ez az egyszerű cellás szerkezet szépen illusztrálható egy földmetszetben (7a. ábra).

A hátságok és a mélytengeri árkok bonyolult földfelszíni geometriája (7b. ábra) miatt azonban hihetetlenül szabálytalanná válik az áramlási cellák geometriája, ha három dimenzióban a teljes felső köpenyre próbáljuk elképzelni azokat. Még tarthatatlanabb lesz az egyszerű cellás modell, ha megértjük, hogy a hátságok helyzete egyáltalán nem fix, hanem a mélytengeri árkokhoz képest változó.

Gondoljuk meg például, hogy az Antarktisz-lemezt teljes mértékben hátságok veszik körül (7b. ábra), amelyek mindegyike termeli az új óceáni lemezanyagot, felerészben a kontinens irányában. Azaz, az Antarktisz-lemez területe növekedik, ami csak úgy tud működni, ha a hátságok magukat tolják el Antarktistól.

A hátságok jelentős vándorlására, sőt szubdukciós zónában való elnyelődésére a Kelet-Pacifikus-hátság északi szegmense egy másik szemléletes példát ad. A hátságnak ez a vége ma Kalifornia déli részénél eltűnik Észak-Amerika alatt (7b. ábra). 30 millió évvel ezelőtt azonban még több mint 1000 km-rel nyugatabbra helyezkedett el a hátság, és összefüggő volt a Juan de Fuca hátsággal (Conrad, Lithgow-Bertelloni 2004).

A lemezek kinematikájának vizsgálata világossá tette, hogy a hátságok központi hasadékvölgye egyszerű szakadási vonal a litoszférában, amely a lemezekkel együtt mozog, és szerepük annyi, hogy lehetővé teszik az asztenoszféra anyagának a felszínre (zömében a tengerfenékre) való kifolyását. Nem lehetnek tehát a köpenyáramlás stabil felszálló ágai, azaz a 7a. ábrán mutatott áramlási kép a mai ismereteink alapján túlegyszerűsített!

Forsyth és Uyeda (1975) mindezt modellszámítások mellett egy egyszerű diagramsorozattal is alátámasztották. A gondolat lényege az volt, hogy a lemezmozgás dinamikájának megértéséhez nem elegendő a lemezek egymáshoz viszonyított mozgásának az ismerete (7b. ábra). Abszolút sebességekre van szükség, amelyeket egy „minden mozog” rendszerben elég nehéz meghatározni, hiszen nincsenek nyilvánvaló fix pontjaink. Az abszolút koordináta-rendszert a teljes köpenyen áthaladó és térben viszonylag lokalizált hőoszlopokhoz (*mantle plumes*), illetve ezek felszíni megnyilvánulásához a forró folt (*hot spot*) vulkánokhoz célszerű kötni (Gripp, Gordon 2002). Ebben a feláramlásokhoz kötött rendszerben tekintve a lemezek mozgását egy új világ tárul elénk (1. táblázat és 9. ábra).

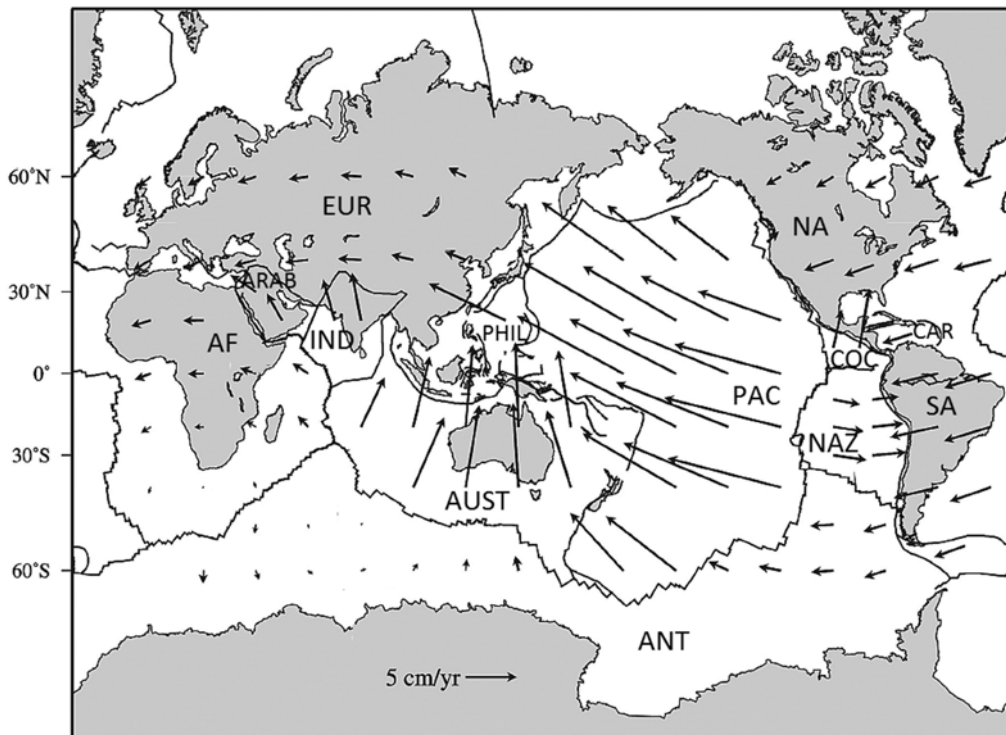
Megállapíthatjuk, hogy a lemezek sebességében és így mozgási energiájában jelentős eltérések vannak. A számítások azt mutatják, hogy a legnagyobb sebességgel mozgó Pacifikus-lemez mozgási energiája közel 2/3 részét adja a teljes litoszférendszer mozgási energiájának. Ha hozzávesszük az Indiai-Ausztrál-lemezt és a Nazca-lemezt is, akkor ez a három lemez több mint 95%-át képviseli a teljes mozgási energiának.

1. táblázat | A fő lemezek adatai (Forsyth, Uyeda 1975)

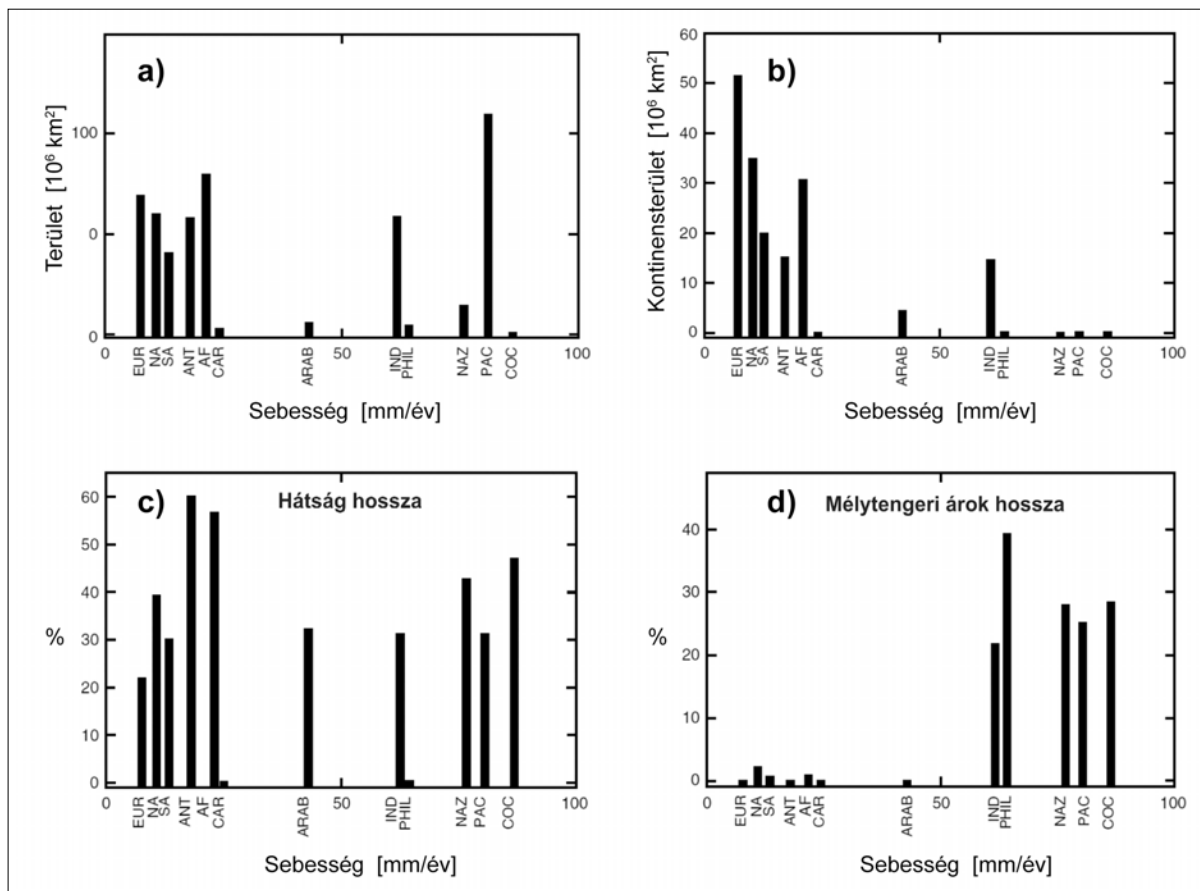
Lemez	Teljes terület (10 ⁶ km ²)	Kontinensek területe (10 ⁶ km ²)	Átlagos abszolút sebesség (mm/év)	Kerület (10 ² km)	Hosszúság	
					Hátság (10 ² km)	Árok (10 ² km)
NA	60	36	11	388	146	12
SA	41	20	13	305	87	5
PAC	108	–	80	499	152	124
ANT	59	15	17	356	208	–
IND	60	15	61	420	124	91
AF	79	31	21	418	230	10
EUR		51	7	421	90	–
NAZ	15	–	76	187	76	53
COC	2,9	–	86	88	40	25
CAR	3,8	–	24	88	–	–
PHIL	5,4	–	64	103	–	41
ARAB	4,9	4,4	42	98	30	–

NA: Észak-Amerika
SA: Dél-Amerika
PAC: Pacifikus
ANT: Antarktisz
IND: India
AF: Afrika

EUR: Eurázsia
NAZ: Nazca
COC: Kókusz
CAR: Karib
PHIL: Fülöp
ARAB: Arábiai



9. ábra | A földfelszín lemeztekonikai egységei és a lemezek abszolút (forró foltokhoz viszonyított) sebessége (Gripp, Gordon 2002). Az egyes lemezegységek fő jellemzőit az 1. táblázat mutatja.



10. ábra | Az egyes lemezek átlagos abszolút sebességének kapcsolata a lemez területével (a), a lemezen lévő kontinens területével (b), a lemezhez kapcsolódó hátság hosszával (c) és a lemezhez kapcsolódó mélytengeri árok hosszával (d) (Forsyth, Uyeda 1975).

A 10a–b. ábra szerint úgy látszik, hogy nem a lemezek mérete befolyásolja a sebességet, hanem az, hogy tartozik-e a lemezhez kontinens, vagy sem. A kontinenst hordozó lemezek (eurázsiai, észak- és dél-amerikai, antarktiszi és afrikai) általában lassúak, valószínűleg azért, mert a kontinentális pajzsok alatt nincs jól fejlett asztenoszféra, és a vastag kontinentális gyökér akadályozza a mozgást. A 10c. diagram pedig azt suggerálja, hogy a lemezhez kapcsolódó hátság hossza nem befolyásolja a lemez sebességét, bizonyítván azt, hogy a hátságolás kis erő. Ezzel szemben a 10d. ábra szerint a lemezhez kapcsolódó mélytengeri árok hossza egyértelműen elősegíti nagy lemezmozgási sebesség kialakulását.

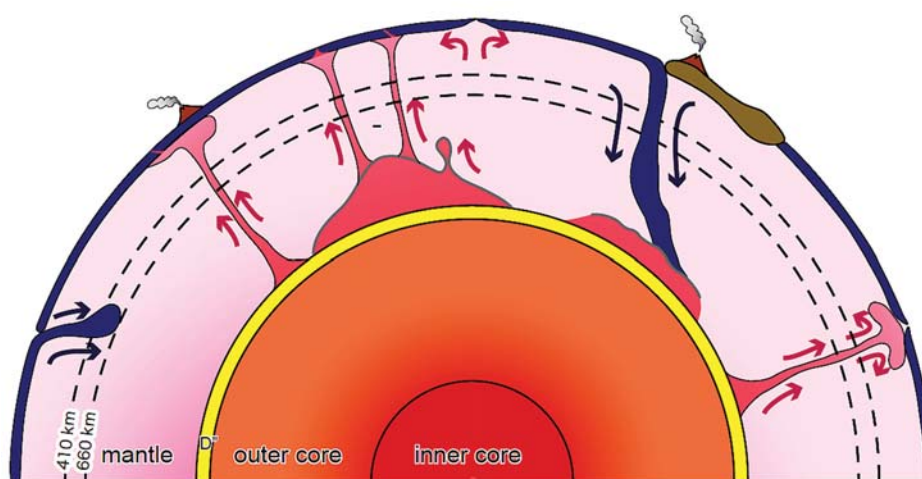
Az elmúlt 20 év lemezdinamikai sikertörténete annak kimutatása volt, hogy *alábukott lemez húzóereje a lemezmozgás egyik fő hajtóereje*. Számos részletes modellszámítás mutatja (pl. Faccenna et al. 2007), hogy az asztenoszféra merülő és környezeténél hidegebb, ezért sűrűbb litoszféranyelv húzza maga után a lemez felszíni részét. Ezek a modellek képesek a lemezhatáron és a lemezek belsejében ébredő feszültségek (földrengés-tevékenység) és deformációk leírására is. Sőt a szubdukciós zónák kialakulásának története alapján az óceáni nagylemezek múltbeli kinematikáját az utóbbi 100 millió évre is sikeresen rekonstruálni lehet (Conrad, Lithgow-Bertelloni 2004).

Marad azonban még sok megoldatlan kérdés is. Egy érdekes probléma, például az Indiai-lemez mozgástörténete. Suess óta tudjuk, hogy India a gondwánai szuperkontinens része volt, és annak jura időszaki szétdarabolódása után indult el északra az Ausztrál-lemez részeként. Ma már az is pontosan ismert, hogy az alábukó Tethys-óceán húzó hatására az Indiai-Ausztrál-lemez 12–16 cm/év sebességgel mozgott az eocén közepéig (kb. 45 millió évig). Ekkor következett be India ütközése Ázsiával, ami a himalájai orogenezis kulminációját okozta és az India-lemeznek az Ausztrál-lemeztől való elkülönülését eredményezte. Az el-

különülés oka az volt, hogy az Indiai-lemez sebessége az ütközés után 4–6 cm/év értékre lecsökkent, és ennyi maradt azóta is. Bár ez egy lecsökkent sebesség, mégis túl nagy érték. Ez nehezen érthető, hiszen már nem kapcsolódik hozzá szubdukált tethysi lemez, azaz nincs, ami húzza. Más-képpen fogalmazva, mai ismereteink alapján nem értjük a Föld legnagyobb hegysége kialakulásának hajtóerejét. Hozzá kell tenni, hogy hasonló probléma áll fenn az Alpok esetén is, mert dinamikai szempontból nehezen magyarázható az Adria napjainkig folytatódó északias mozgása és a Pannon-medence aljzatát alkotó egységek rotációja.

Újabbán egyes szerzők mellett érvelnek, hogy az Indiai-lemez és más kisebb lemezek esetében is mégiscsak alapvető jelentőségű a köpenyáramlás vonzó hatása (Becker, Faccenna 2011). Ez azonban már egy más áramlási rendszer, mint az egyszerű felsőköpeny cella. A 11. ábrán a szeizmikus tomográfia eredményei alapján kidolgozott új földmodell látható (Coffin et al. 2006). Ennek egyik lényegi eleme az, hogy a felszínen megfigyelt kiterjedt bazaltömlések (forró folt vulkanizmus) a köpeny és a mag határán lévő D" rétegből felemelkedő nagy anyag- és hőáramlási oszlopokhoz (*mantle plumes*) kapcsolódnak (Horváth 2006).

A nagy leáramlások pedig a szubdukált lemezekhez köthetők. Ezekről ugyanis kiderült, hogy bár gyakran megrekednek a 410–660 km között elhelyezkedő csatornában, végső soron mégis leszállnak a köpeny aljára. Mai meggyőződésünk szerint ezek a teljes köpenyre kiterjedő és a szubdukált litoszféranyelveket, valamint a hőoszlopokat is magukban foglaló fő áramlási rendszerek mozgatják a lemezeket és tartják fenn a teljes földi dinamikus rendszert. Egy új globális geodinamika megalkotásáig még sok izgalmas kérdést kell megoldani. Legfőképpen tovább kell lépni az alsó köpeny tomográfiai megismerésében, és olyan egységes áramlási modellt szükséges alkotni, amelynek része a litosféra és a teljes köpeny is.



11. ábra Az új dinamikus földmodell vázlatja, amely a globális szeizmikus tomográfia eredményeire támaszkodva mutatja a köpeny/mag határról (D" réteg) felfelé induló hő- és anyagáramlásokat, valamint a lefelé süllyedő (hideg) litoszféranyelveket. Ezek sokszor nehezen tudnak átjutni a 410 és 660 km mélységben lévő, fázisátmenetekkel jellemzett köpenycsatornában, de általában eljutnak a köpeny aljára (Coffin et al. 2006).

Van azonban az abszolút lemezmozgási eredményeknek (Gripp, Gordon 2002) egy másik, különlegesen érdekes üzenete is. Arról van szó, hogy a forró foltokhoz rögzített koordináta-rendszerben kapott lemezmozgások összegzett sebessége nem ad zérust: azaz a Föld teljes litoszféragy-ségének van egy általános mozgási trendje a köpenyhez képest. Ez pedig egy 0,4–0,6 fok/millió év szögsebességű nyugati drift. Egy ismert olasz kutatócsoport a lemeztektonikai folyamatok minden lényeges elemét ezzel a holdi árapály-erők hatására kialakult nyugati litoszféradrifttel igyekszik magyarázni (Crespi et al. 2007). Talán ebben a kérdésben is Wegener sejtette meg legelőször a Föld működésének egy fontos elemét?

Zárszó

Áttekintve néhány vezető amerikai és más nemzetiségű szakember, nemzeti és nemzetközi intézmények korabeli viszonyulását a kontinensvándorlás elméletéhez, meglepve vonhatjuk le azt a következtetést, hogy az eddigi képünk hiányos volt. Itt az ideje kimondani, hogy Wegener nem volt magányos és meg nem értett hős!

Wegener a 20. század elején, amikor a földtudományi eszmerendszer végletesen megosztott volt, teljesen új, mobilis koncepciót javasolt. Ezt meglévő geológiai-geofizikai ismeretekből levont néhány zseniális következtetéssel és paleoklimatológiai kutatási eredményekkel támasztotta alá. Eközben ellentmondásos elképzeléseket fogalmazott meg a kontinensek mozgásának mechanizmusáról. Úgy vélte, a kontinensek egyrészt kis erők hatására úszhatnak a folyadékszerű köpenyanyagban, másrészt mégis van az úszással szemben komoly ellenerő, amely képes feltorlasztani a hatalmas hegyláncokat. Wegener elméletét azok a kiemelkedő képességű és komoly tudományelméleti kultúrával rendelkező szakemberek támogatták és fejlesztették, akik tudták, hogy a földtudományokat a megfigyelések, mérések és koncepciók viszik előre, akár van, akár nincs mögöttük szabatos fizikai elmélet.

És a fejlődés azóta is látványosan folytatódik. Meghatároztuk és folyamatosan finomítjuk az óceánok és kontinensek együttesét alkotó litoszféralemezeket és azok kölcsönhatásának történetét. A lemeztektonika kinematikájának relatív és abszolút koordináta-rendszerben történt meghatározása alapján kiderült, hogy a lemezek jórészt saját magukat mozgatják a szubdukciós zónában fellépő húzóerők hatására. Mindezek mögött a fő energiaforrás a Föld hője, és a hajtóerő végső oka a gravitáció, amely a hajtja a Föld globális áramlási rendszerét.

Wegener és kortársai szerint ennek szabatos (geo)fizikáját a jövő tudósnemzedékének, jó eséllyel a mi generációnknak kell megalkotnia!

A tanulmány szerzője

Horváth Ferenc

Jegyzet

- ^{a)} Az MTA *Tudomány Ünnepe* rendezvényen a „Lemeztektonika: a földtudományok kopernikuszi fordulata” című, 2012. október 7-én elhangzott előadás bővített változata.

Hivatkozások

- Becker Th., Faccenna C., 2011: Mantle conveyor belt beneath the Tethyan collisional belt. *Earth Planet. Sci. Letters* 310, 453–461
- Coffin M. F., Duncan R. A., Eldholm O., Fitton J. G., Frey F. A., Larsen H. Ch., Mahoney J. J., Saunders A. D., Schlich R., Wallace P. J., 2006: Large igneous provinces and scientific drilling. *Oceanography* 19/4, 150–160
- Conrad C., Lithgow-Bertelloni C., 2004: The temporal evolution of plate driving forces: Importance of “slab suction” versus “slab pull” during the Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 109, B10407.
- Crespi M., Cuffaro M., Doglioni C., Giannone F., Riguzzi F., 2007: Space geodesy validation of the global lithospheric flow. *Geophys. J. Intern.* 168, 491–506
- Daly R., 1926: *Our mobile Earth*. Ch. Scibner’s Sons, New York
- du Toit A., 1927: A geological comparison of South America with South Africa. *Publ. Carnegie Inst. Washington* No. 381., Washington D. C.
- Faccenna C., Heuret A., Funicello F., Lallemand S., Becker T. W., 2007: Predicting trench and plate motion from the dynamics of a strong slab. *Earth Planet. Sci. Letters* 257, 29–36
- Forsyth D., Uyeda S., 1975: On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.* 43, 163–200
- Gripp A., Gordon R. G., 2002: Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321–361
- Hess H., 1938: Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. *Proc. Amer. Philosophical Soc.*, 79, 71–96
- Hess H., 1962: History of the ocean basins. In: *Petrologic Studies: A volume to honor A. F. Buddington*, Geol. Soc. America, Denver
- Holmes A., 1913: *The age of the Earth*. Harper and Brothers, London
- Holmes A., 1928: Radioactivity and continental drift. *Geol. Magazine* 65, 236–238
- Horváth F., 2006: Lemeztektonika és az új globális geodinamika. *Magyar Tud.* 8, 930–945
- Jeffreys H., 1924, 1929, 1952, 1959, 1970, 1976: *The Earth, its origin, history and physical constitution*. Cambridge Univ. Press, Cambridge
- Joly J., 1925: *The surface-history of the Earth*. Clarendon Press, Oxford
- Joly J., Rutherford E., 1913: The age of pleochroic haloes. *Philosoph. Magazine* 7/25, 644–657
- Lambert W., 1921: Some mechanical curiosities connected with the Earth’s field of force. *Amer. J. Science* 202, 129–158
- Oreskes N., 1999: *The rejection of continental drift*. Oxford Univ. Press, New York, Oxford
- Wegener A., 1912a–b: Die Entstehung der Kontinente. *Petermann’s Mitteilungen aus Justus Perthes’ Geographischer Anstalt*, 58, 185–195, 253–256, 305–309; *Geol. Rundschau* 3, 276–292
- Wegener A., 1915, 1920, 1922, 1929: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. F. Vieweg und Sohns, Braunschweig

Megemlékezés és emlékkiállítás Takács Ernő professzor tiszteletére

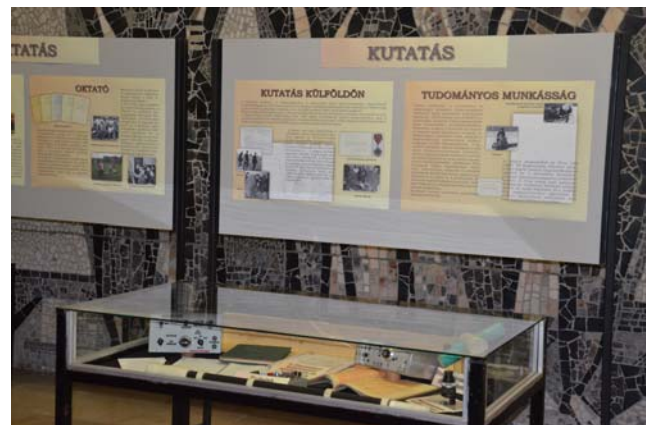
A Miskolci Egyetem Geofizikai Intézeti Tanszéke és a Miskolci Egyetem Egyetemtörténeti Bizottsága *Takács Ernő* emeritus professzor halálának egyéves évfordulója alkalmából emlékkiállítással egybekötött megemlékezést tartott 2013. január 10-én a Miskolci Egyetem Selmeci Könyvtárának előterében. A megemlékezésen a szűkebb család mellett többek között MGE tagok és tisztségviselők, a Miskolci Egyetem oktatói és Takács professzor volt barátai vettek részt.

A megemlékezést *Turai Endre*, intézetigazgató egyetemi docens, Takács professzor egykori tanítványa, majd közvetlen munkatársa nyitotta meg, kiemelve a kiváló kutató emberségét és mérnöki szemléletét.

A tudós kutatóról elsőként részletesebben *Ádám Antal* akadémikus emlékezett meg. A Sopronban eltöltött közös

évek és az első kínai expedíció idején alakult ki közöttük az a baráti és kutatói kapcsolat, mely köztük végig fennmaradt. Takács professzort az igényesség, kutatásait az elméleti megalapozottság és az a törekvés jellemezte, hogy a geofizikát minél szélesebb körben lehessen alkalmazni. *Ádám Antal* méltatta Takács Ernőnek a tellurika, magnetotellurika és később a mesterséges EM-források alkalmazása területén elért nemzetközileg is jelentős kutatási eredményeit.

Ezt követően *Böhm József*, a Miskolci Egyetem Egyetem Történeti Bizottságának elnöke, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának korábbi dékánja, Takács professzor egykori munkatársa Takács Ernőről, a Bányamérnöki Kar dékánjáról emlékezett meg. A Bányamérnöki Kar több mint ötven éves Miskolci időszakában ő volt a leghosszabb ideig – három cikluson keresztül, kilenc évig – dékán.



Ormos Tamás fotói



Munkácsi Szilvia fotója

Megfontolt, bölcs, nyugodt, kiegyensúlyozott és határozott vezetőnek ismerte meg, akit az önzetlen tenni akarás is jellemzett.

A megemlékezések sorát *Pethő Gábor*, tudományos főmunkatárs, Takács professzor egykori tanítványa, későbbi közvetlen munkatársa zárta, aki méltatta a professzor meghatározó szerepét a hazai geofizikusmérnök-képzésben, a Geofizikai Tanszék fő kutatási területeinek kialakításában. Kiemelte intenzív jegyzetírói tevékenységét, egyetemi előadásainak magas színvonalát, hazai és nemzetközi kutatói kapcsolatrendszerének hasznosságát, továbbá kutatói tevékenységének sokoldalúságát, melynek eredményeivel az egyetemes alkalmazott geofizikát is gazdagította.

Ezt követően *Ormos Tamás* – Takács professzor egykori tanítványa és munkatársa –, tanszékvezető egyetemi docens megnyitotta a Takács Ernő professzor tiszteletére rendezett emlékkiállítását. A vitrinekben kiállított tárgyi emlékek, cikkek, jegyzetek, műszerek, további dokumentumok jól érzékeltetik, hogy Takács professzor személyében egy széles látókörű, hatalmas munkabírású, a hazai geofizika meghatározó egyéniséget veszítettünk el egy évvel ezelőtt. A kiállítás a Miskolci Egyetem Központi Könyvtárának földszinti részén több héten át tekinthető meg.

Pethő Gábor

Új utak a földtudományban – és az útépítők

Személyes beszámoló a hároméves előadás-sorozatról és annak háttéréről

Tíz éven át dolgoztam a Magyar Geológiai Szolgálat Szakhatósági Főosztályán. Megismertem azt a szakma iránt elkötelezett, a jó ügyeket segítő tevékenységet, melyet a Területi Hivatalok, a földtani hatóság területi szervei végeztek évtizedeken át. Megtapasztaltam, hogy a bányászat, az építésügy, a környezetvédelem és az élet számos más területén hol és milyen földtani ismeretekre van szükség. Az adott jogszabályi környezetben a szükséges ismereteket bizonyos területeken (például bányászat, építésügy) a gazdálkodó szervezeteknek kell beszerezniük, más területeken azonban (például ásványvagyon-gazdálkodás, területhasználat, állami nagyberuházások) közpénzből kell a kutatásokat finanszírozni.

Láttam azt is, hogy az egyéni érdekek, a profit mindent felülíró diktatúrája hányszor került szembe a szakmai követelményekkel, és hányszor gyűrte le azokat. Volt köztisztviselőként elkeseredve éltem meg, hogy a kilencvenes évek elején újjászerveződő közigazgatás, a köztisztviselői életpálya kezdődő megbecsülése milyen gyorsan épült le. Biztos, hogy közöttünk is voltak jó néhányan méltatlanok hivatásukhoz, de a folyamatot az a liberális eszmeáramlat indította el, mely szerint az államot fel kell számolni, mert az felesleges és rossz. A folyamatos költségvetési megszorítások a szükséges személyi állomány korlátozásához, a helyszíni szemlék, ellenőrzések elmaradásához vezettek. Az általános leépülés alól volt néhány kivétel. Mindenekelőtt a radioaktív hulladékok elhelyezése érdekében végzett kutatást kell megemlíteni, melynél a szakma által megkívánt

kutatást, annak felügyeletét és ellenőrzését pénzszüke nem akadályozta.

A szakismeretek háttérbe szorulásának ezt az általános és nemzetközi szinten is jelenlévő folyamatát felismerve a 32. Nemzetközi Geológiai Kongresszus (Firenze, 2004) pozitív változást sürgetve zárónyilatkozatában leszögezte: „a földtudományok jelentős mértékben hozzá tudnak járulni egy biztonságosabb, egészségesebb és gazdagabb világ létrehozásához. Ezt a lehetőséget a társadalom ma közel sem veszi igénybe, ezen a téren alapvető változásra van szükség.” Az ENSZ 2005 decemberében közfelkiáltással a Föld Bolygó Nemzetközi Événé nyilvánította a 2008. évet. A földtudományok eredményeit és lehetőségeit népszerűsítő nemzetközi tevékenység 2007. január 1-vel kezdődött és 2009. december 31-ig tartott. Az ENSZ-év tíz, kiemelt kutatási témája:

- felszín alatti víz (tartalék a szomjas bolygónak)
- veszélyforrások (csökkenteni a veszélyt, növelni a tudatosságot)
- Föld és egészség (növeljük a környezet biztonságát)
- éghajlatváltozás (a kőben rögzített múlt)
- nyersanyag- és erőforrások (fenntartható energia a fenntartható fejlődéshez)
- nagyvárosok (mélyebbre hatolni, biztonságosabban építeni)
- a Föld mélye (a kéregtől a magig)
- az óceán (az idő mélysége, a múltnak kútja)
- a talaj (a Föld élő bőre)
- a Föld és az élet (a sokféleség eredete)

Célkitűzés volt, hogy e területeken az elért fejlődést és eredményeket bemutassuk, és arra készítsük a politikusokat és döntéshozókat, hogy ezeket az ismereteket az emberiség javára alkalmazzák (Ádám 2007). Ha ez harc egy szakma (és a társadalom) érdekében, én úgy látom, ezt a harcot három év alatt nem lehet megnyerni. Talán – mindezek előtt – szemléletváltásra van szükség. A Földév nemzeti bizottságának vezetői is az elkezdett tevékenység folytatása mellett álltak ki. *Szarka László* írta: „... az ismeretterjesztés terén össze kell fogniuk a különféle szakmai egyesületeknek, szervezeteknek, sőt éppen ez az az ügy, mely leginkább össze kell, hogy kösse őket. A Földév legfontosabb, már Párizsban kirajzolódott felismerése pedig az, hogy az emberiség legnagyobb problémái (úm. a túlnépesedés és túlfogyasztás miatt fenyegető, jövőbeni energia- ivóvíz- és talajhiány) mind kötődnek a földtudományokhoz. A világ ma még csak a klímaváltozásról beszél, amely csak tünet, de nem a probléma maga.”

Az *Új utak a földtudományban* előadás-sorozat kezdeményezésére két erő sarkallt. Egyrészt (nagy szavakat használva) a szakma iránti elkötelezettség, azaz a földtani ismeretek iránti igény felkeltése, és ami ehhez nélkülözhetetlen: eredményeink számbavétele, másrészt a kíváncsiság. A kíváncsiság, hiszen az egyetem utáni negyven évben sok új ismeret született, melyek ismeretlenek maradtak azok előtt, akik szakmájuknak csak egy szűk szeletét művelték. Az ENSZ év keretében meghirdetett témák széles köre mindkét igény számára bőséges lehetőséget kínált.

Az előadás-sorozatot a Magyar Geofizikusok Egyesülete, *Breznyánszky Károly* és *Szarka László* ajánlásával és támogatásával, 2010-ben indította el. Az Egyesület nevében állítottam össze a programot, kértem fel az előadókat. Könnyű volt a feladat: bárkihez is fordultam kéréssel, a felkérést készségesen elfogadták. Köszönet érte.

Az első két évben az ENSZ év kutatási témáiban elért hazai eredményekről igyekeztünk számot adni. A nyersanyag- és energiakincsünkről szóló első rendezvényünk (melyről *Zelenka Tibor* és *Rezessy Géza* beszámolt a *Magyar Geofizikában*), valamint a biztonságosabb környezet kialakításáról szóló 2010. november 17-i előadónap kiemelkedően nagy létszámú hallgatóságot vonzott. Az év novemberében a szakembereket is erősen foglalkoztatta az ajkai vörösiszap-katasztrófa. A gátszakadás körülményeiről, a környezeti katasztrófa kiterjedéséről első kézből kaptunk tájékoztatást *Németh Tamástól*, a felmérést irányító és felügyelő szakembertől. Az előadások ábraanyagának jelentős része az MGE honlapján (www.mageof.hu) megtekinthető.

Közben az állami földtani intézményrendszerben jelentős szervezeti változások születtek. A Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) felügyelete alatt Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI) elnevezéssel összevonásra került a nagy múltú földtani és geofizika intézet. Így 2012-ben az előadások társrendezőjeként szerepel az MFGI és az MBFH. Közös határoztuk meg az éves programot. A leginkább veszélyeztetett természeti erőforrásokat állítottuk a középpontba; az energiaforrásokat és az ásványi nyersanya-

gokat, a vizet és a termőtalajt, amelyek kutatása az MFGI kiemelt állami feladata.

Az előadók iránti tisztelettel és köszönettel kötelességünk rögzíteni az áldozatkész előadók nevét, az „új utak építőit”, a rendezvények szerinti bontásban. Csillaggal jelöltük azoknak az előadóknak nevét, akiknek előadása jelenleg (2013. jan. 1.) PDF formátumban megtalálható az egyesület honlapján.

* * *

Az Új utak a földtudományban előadás-sorozat elhangzott előadásai:

2010. január 20.

Nyersanyag- és energiakincs: utak a fenntartható fejlődés felé

**Farkas István*: A földtani ismeretek közigazgatásban betöltött szerepe

**Fodor Béla*: Magyarország ásványi nyersanyagvagyon; termelés, ellátottság. Energiafelhasználásunk szerkezete

**Zelenka Tibor*: Az érc- és ásványbányászat múltja, jelene és jövője

Bérczi István: Mi, meddig – a világ kőolaj- és földgázkészletei

**Szanyi János*: A geotermikus energia hasznosítási lehetőségei és korlátai

2010. március 7.

Természeti veszélyforrások – a kockázat csökkentése, a tudatosság növelése

**Pálfy József*: Környezeti krízisek és kihalások a földtörténeti múltban

**Hoffmann Imre*: A hazai katasztrófavédelem tevékenysége a természeti veszélyek tükrében, különös tekintettel a nemzetközi segítségnyújtás rendszerére

**Oszvald Tamás*: 15 év a felszínmozgások, partfalomlások elleni védekezésben

**Tóth László*: Földrengésveszély Magyarországon, az Eurocode 8 bevezetése

**Körmendy Imre*: Tervezés – lehetőség a természeti károk megelőzésére

2010. május 19.

Felszín alatti víz – tartalék egy szomszéd bolygónak

**Tóth György – Horváth István*: A Magyar-medence regionális felszín alatti vízáramlási rendszerei

**Gondárné Söreg Katalin – Szócs Teodóra*: Magyarország felszín alatti vízkészletének mennyiségi és minőségi állapota

**Nemesi László*: A geofizika szerepe a vízkutatásban. Történeti áttekintés

**Draskovits Pál*: Geoelektromos eljárások komplex alkalmazása vízföldtani kutatásokban. Módszertani tapasztalatok

**Nyári Zsuzsanna*: Új kutatási eredmények alkalmazása a vízföldtani feladatok megoldásában

2010. október 20.

Éghajlat – kőbe vésett magnószalag

**Demény Attila – Kele Sándor – Kern Zoltán – Schöll-Barna Gabriella:* Trendek és eredmények a paleoklimatológiai kutatás területén

**Mika János:* Természetes és antropogén éghajlat-alakító tényezők

**Csathó Beáta:* A grönlandi jégtakaró távérzékelési kutatása: a felgyorsult jégolvadás okai és lehetséges következményei

**Bartholy Judit:* Éghajlati modelleredmények a XXI. századra, a Kárpát-medence térségére

2010. november 17.

Föld és egészség – a biztonságosabb környezet kialakítása

**Németh Tamás:* Ember és környezete – kérdések (és válaszok) egy katasztrófa nyomán

**Dura Gyula:* Környezet-egészségügyi kockázatok, a megelőzés jelentősége

**Sipos Péter:* Nehézfémek a környezetben

**Várhegyi András:* A környezeti sugárzások anomáliái és a mecseki uránbánya

**Magyar Balázs:* Ember és környezete – határértékek a környezetben

2010. december 5.

Óriásvárosok – mélyebbre hatolni, biztonságosabban építkezni

**Győri Erzsébet:* Budapest földrengés-veszélyeztetettsége

**Földi Zsuzsa:* A linearitás jelentősége a városok fejlődésében – a Duna mint kiemelt fejlesztési és fejlődési lehetőség Budapesten

Törös Endre: Budapest mérnök-geofizikája

Szurkos Gábor: Építésföldtani és környezetföldtani adottságok Budapesten

2011. március 16.

A Föld mélye. A kéregtől a földmagig

Galsa Attila: A földköpenyben zajló áramlások a numerikus modelleredmények tükrében

Horváth Ferenc: A Pannon-medence új geodinamikai modellje – az előadó a meghirdetett előadás helyett a 2011. március 11-i fukusimai atomerőmű-balesetről számolt be

Kiss János: Lehetséges izosztatikus hatások a Kárpát-medencében

Hegedüs Endre: A Kárpát-Pannon régió litoszférájának kutatása aktív és passzív forrású szeizmikus módszerekkel

2011. április 20.

Védőpajzsunk a geomágneses tér

Erdős Géza: A helioszféra 3D-s szerkezete

Zieger Bertalan: Milyen volt (vagy milyen lesz) a Föld magnetoszférája a geomágneses pólusváltások idején?

Kiss Árpád – Lemperger István – Verő József – Wesztergom Viktor: Geomágnesség – ami összeköt

Lichtenberger János: Űridőjárás és hatásai

Heilig Balázs: A plazmaszféra dinamikájának megfigyelése geomágneses pulzációkkal

2011. május 18.

Primer energiaforrásaink

Gyuricza György – Hámorné Vidó Mária – Nádor Annamária – Tórh György – Zilahi-Sebess László: Koncesziós területek kijelölésének földtani és környezetvédelmi szempontjai

Kőrösi Tamás: A gázellátás biztonsága Európában és Magyarországon

Dobosi Gábor: Ritkaföldfémek a figyelem középpontjában – geológia, bányászat és felhasználás

Mázik Jenő – David LeClair – Szanyi Béla – Balogh Zoltán – Gombor László: A WildHorse Energy uránérc-kutatási projektjei Magyarországon

2011. október 12.

Óceánok geológus és fizikus szemmel

**Haas János:* Üledékképződés az óceánokban – ma és a földtörténeti múltban

**Jánosi Imre:* Óceáni transzportfolyamatok fizikája

2011. november 9.

Föld és élet – a sokféleség eredete

Náray-Szabó Gábor: Fenntarthatatlan fejlődés

Főzi István: Az élet a földön

Kodácsy Tamás: Kozmológiai antropikus elvek: a koperniki fordulat megfordítása?

2012. február 1.

**Makai Mihály:* Az atomenergia szerepe az energiaellátásban

2012. március 21.

Természetes hőtárolás – hőszivattyúk hazánkban

**Ádám Béla:* Sekélyföldhő-hasznosítás hőszivattyúval, projektpéldák bemutatásával. Esélyek és lehetőségek

**Merényi László:* Földhőhasznosító rendszerek modellezése és monitorozása a hatásterület, a fenntarthatóság és a gazdaságosság vizsgálata céljából

**Lohonyai Miklós Mihály:* Felhasználói tapasztalatok egy hőszivattyús szentendrei családi házban (beruházás, üzemeltetés, tapasztalatok, költségek)

2012. április 18.

A Bábaapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló tervezéséhez és létesítéséhez alkalmazott kutatási módszerek

**Kereki Ferenc:* A Bábaapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló létesítése és fejlesztése

**Molnár Péter:* Hidrogeológiai kutatási módszerek Bábaapátiában

**Kovács László:* A statikai tervezés és a biztonsági értékelés adatigényének kielégítése fejlett geotechnikai, közetmechanikai mérések alkalmazásával

**Törös Endre:* A gránitösszlet szeizmikusan „látható” szerkezeti elemei. Kőzetek geotechnikai osztályozása

- *Zilahi-Sebess László: A gránitösszlet geomechanikai értékelése mélyfúrás-geofizikai mérések alapján
- *Madarasi András: A magnetotellurikus mérések tapasztalatai. A direkt feladattól a posztinverziós modellalkotásig
- *Szongoth Gábor: Mélyfúrás-geofizikai eredmények
- *Gyalog László: Vágattérképek, árokdokumentálási módszerek, a lösztagolás módszerei
- *Balla Zoltán: Földtani térképszerkesztés – kvarter felszínnek és idősebb szintek szerkesztése. Földtani szelvények és metszetek szerkesztése 3D-ben
- *Maros Gyula: Fúrómagok és vágatok földtani és tektonikai dokumentálása, szkennelése Imageo magszkennelével, ill. Fotorobottal, kiértékelése CoreDump szoftverrel

2012. május 16.

A hazai fosszilis energiahordozók új értékelése

Püspöki Zoltán – Hámorné Vidó Mária – Fodor Béla – Szeiler Rita – Kercksmár Zsolt: A hazai szénvagyron felmérésének és újraértékelésének cselekvési területei

Koncz István: Prognosztikus szénhidrogénkészletek új értékelésének szerves-geokémiai szempontjai

2012. október 17.

Felszín alatti vizeink védelmének, feltárásának és hatásainak földtani vonatkozásai

*Tóth György – Rotárné-Szalkai Ágnes – Szőcs Teodóra: Egyszer fent, egyszer lent; hidrogeológiai modellezés, a vízgazdálkodás és a geotermikus energiagazdálkodás kapcsolatai

*Plank Zsuzsa – Tildy Péter: Sérülékeny vízbázisok felszíni geofizikai vizsgálata

*Szongoth Gábor: Hogyan szennyezik el a (víz)kutak a felső vízáradókat?

2012. november 21.

A termőtalaj mint veszélyeztetett erőforrás. Földtani folyamatok, területhasználat

*Lazányi János: Földhasználat az Európai Unió tagországaiban

*Makádi Marianna: A bentonit mezőgazdasági hasznosítása a Nyírségben

*Kovács Gábor – Püspöki Zoltán: Magyarország talajjavító ásványi nyersanyagainak mennyisége és területi eloszlása az Országos Ásványvagyron Nyilvántartás adatai alapján

*Kerek Barbara – Kuti László: A talaj termékenységét gátló földtani tényezők

*Szabó József: Informatikai rendszer kialakítása a mezőgazdasági művelésből adódó terhelések minősítésére és a talaj környezeti állapotának nyomon követésére

*Bakó Gábor: A távérzékelési, fotogrammetriai és térinformatikai, valamint agrokémiai alapokon nyugvó multispektrális térképezés a mezőgazdaság és a talajkutatás szolgálatában

Rezessy Géza

Hivatkozások

Ádám József: 2008 – A Föld Bolygó Nemzetközi Éve, *Magyar Tudomány*, 2007/01

Szarka László: A Föld Bolygó Nemzetközi Éve (2007–2009) zárása, *Magyar Geofizika*, 2009/4

Rezessy Géza: Nyersanyag- és energiakincs – utak a fenntartható fejlődés felé, *Magyar Geofizika*, 2009/4

Zelenka Tibor: Az érc- és ásványbányászat múltja, jelene és jövője, *Magyar Geofizika*, 2009/4

Felhívás

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara felhívást intéz az Alma Mater egykori hallgatóihoz, akik 1943-ban, 1948-ban, 1953-ban, illetve 1963-ban (70, 65, 60, 50 éve) vették át diplomájukat a Bányamérnöki Karon Miskolcon, vagy a Földmérőmérnöki Karon Sopronban. Kérjük és várjuk jelentkezésüket, hogy részükre, jogosultságuk alapján, a rubin-, a gyémánt-, a vas- vagy aranyoklevél kiállítása érdekében szükséges intézkedéseket meg tudjuk kezdeni.

Kérünk minden érintettet, hogy 2013. május 24-ig jelentkezzen levélben a Műszaki Földtudományi Karon. A levélben adja meg nevét, elérhetőségét (lakcím, telefonszám, e-mail cím), illetve az alábbi címre küldje meg oklevelének fénymásolatát, a kiadványban megjelentetni kívánt rövid szakmai önéletrajzát (maximum egy A/4 oldal,

a kiadvány korlátozott terjedelme miatt) és egy darab igazolványképet.

Az oklevélátadás tervezett időpontja: 2013. augusztus 30. péntek.

Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar
Dékáni Hivatal
3515 Miskolc-Egyetemváros
Telefon: +36/46/565-051
Fax: +36/46/563-465
e-mail: mfkhiv@uni-miskolc.hu

Hudák Éva
hivatalvezető



Rendezvéynaptár

2013. március		
2013. márc. 20.	Új Utak 2013 – Bolygó kutatás	MFGI konferenciaterem, Budapest, Stefánia út
2013. márc. 25–29.	Tyumen 2013 – „New geotechnology for the old oil provinces” (www.eage.org)	Tyumen, Oroszország
2013. április		
2013. ápr. 5–7.	ISZA – Ifjú szakemberek Ankétja (www.isza.hu)	Békéscsaba, Hotel Fenyves
2013. ápr. 7–12.	EGU General Assembly – AZ EGU évi közgyűlése (www.egu2013.eu)	Bécs, Ausztria
2013. ápr. 22–26.	Engineering Geophysics 2013 konferencia és kiállítás	Gelendzsik, Oroszország
2013. ápr. 23–24.	„Kihívások és jövőbeni technológiák az EOR megvalósításában”	Szolnok, Garden Hotel
2013. ápr. 25–28.	4th International Geosciences Student Conference, Természettudományi Múzeum (www.IGSC-2013.com)	Berlin, Németország
2013. ápr. 26.	Az Egyesület rendes évi közgyűlése	MFGI konferenciaterem, Budapest, Columbus utca
2013. május		
2013. máj. 13–16.	Geoinformatics 2013 – 12. Nemzetközi Konferencia	Kiev, Ukrajna
2013. máj. 15.	Új Utak 2013 – A magyarországi geoparkok bemutatása	MFGI konferenciaterem, Budapest, Stefánia út
2013. máj. 15–17.	IGC 2013 – 9. Nemzetközi Geotermikus Konferencia (www.geothermiekonferenz.de)	Freiburg, Németország
2013. június		
2013. jún. 10–13.	75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013 Az EAGE éves kongresszusa és műszerkiállítása (www.eage.org)	London, Nagy-Britannia
2013. jún. 17–21.	„Science & Technology 2013”, CTBTO konferencia (www.ctbto.org)	Hofburg, Bécs, Ausztria
2013. július		
2013. júl. 4–6.	A Magyarhoni Földtani Társulat vándorgyűlése (www.foldtan.hu)	Veszprém, Pannon Egyetem
2013. szeptember		
2013. szept. 4–7.	IAH konferencia a karsztok áramlási rendszereiről (www.karstflow2013.org)	ELTE Lágymányosi campus, Budapest
2013. szept. 8–12.	Near Surface Geoscience 2013 (www.eage.org)	Bochum, Németország
2013. szept. 30. – okt. 4.	SES2013 – „Sustainable Earth Sciences” konferencia (www.eage.org)	Pau, Franciaország
2013. október		
2013. okt. 7–10.	BGS2013 – a Balkán Geofizikai Egyesület 7. kongresszusa (www.eage.org; mailto: eage@eage.org)	Tirana, Albánia
2013. okt. 16.	Új Utak 2013 – Geotermikus potenciálfelmérés, modellezés, hasznosítás	MFGI konferenciaterem, Budapest, Stefánia út

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

Kakas Kristóf

NAGY IDŐK

– 1953 –



Kerekes Albin

Hobot József

Polcz Iván

Erkel András



NAGY EMBEREK



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

1145 Budapest, Columbus u. 17–23.; Tel./Fax: (1) 201-9815

E-mail: postmaster@mageof.t-online.hu; Honlap: www.mageof.hu