

# MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR  
GEOFIZIKUSOK  
EGYESÜLETÉNEK  
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE  
ASSOCIATION  
OF HUNGARIAN  
GEOPHYSICISTS

*A Magyar Geofizika* folyóirat utolsó nyomtatott változatához  
A Szerkesztőség köszönete

A köpenykonvekciótól a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséig:  
In memoriam Cserepes László

A nehézségi erőter gradiensei Magyarország területén Eötvös-inga- és műholdas mérések alapján  
A Conrad-határfelület a Pannon-medencében (magyarországi adatok)  
Miocén extenziós szerkezetek vizsgálata a magyar-szlovák Kisalföldön  
Földtudományi kutatások és geotechnikai alkalmazások kozmikus műonok mérésével

Feljegyzés a „Zahorec et al.: The first pan-Alpine surface gravity database,  
a modern compilation that crosses frontiers” 2021-ben megjelent angol nyelvű cikkhez  
Uránkutatás Iránban (az ELGI 1991-92. évi expedíciói)

Szlabóczky Pál mérnökgeológiai karotázs területén megjelentetett kutatási példatára  
Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány 2021. évi beszámolója

In Memoriam

Dr. Baráth István    Dr. Salát Péter    Tóth Álmos







# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

63. évfolyam (2022) 4. szám



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

### TARTALOM • CONTENTS

#### SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 157 A *Magyar Geofizika* folyóirat utolsó nyomtatott változatához (About the last printed version of the journal) – *Bodoky T.*  
157 A Szerkesztőség köszönete (Acknowledgments) – *Szerkesztőség*

#### TANULMÁNY • PAPER

- 158 A köpenykonvekciótól a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséig: In memoriam Cserepes László (1952–2002)  
(From mantle convection to groundwater flow modelling: In memoriam Prof. László Cserepes (1952–2002)) – *Galsa A.,  
Herein M., Szijártó M., Süle B., Lenkey L.*
- 170 A nehézségi erőter gradiensei Magyarország területén Eötvös-inga- és műholdas mérések alapján (Gravity gradients in  
Hungary based on torsion balance and satellite measurements) – *Völgyesi L., Tóth Gy., Pongrácz D.*
- 190 A Conrad-határfelület a Pannon-medencében (magyarországi adatok) (The Conrad discontinuity in the Pannonian Basin  
(data from Hungary)) – *Kiss J.*
- 208 Miocén extenziós szerkezetek vizsgálata a magyar–szlovák Kisalföldön (Investigation of the Miocene extensional structures  
of the Slovakian–Hungarian Danube Basin) – *Váradi K., Bereczki L., Szijártó M., Markos G., Fodor L.*
- 225 Földtudományi kutatások és geotechnikai alkalmazások kozmikus müonok mérésével (Geoscientific investigations and  
geotechnical applications by the measurement of cosmic muon particles) – *Oláh L., Balázs L., Barnaföldi G. G., Galgóczi G.,  
Gera Á. L., Hamar G., Nyitrai G., Surányi G., Tanaka H. K. M., Varga D.*

#### JEGYZETEK • COMMENTS

- 242 Feljegyzés a „Zahorec et al.: The first pan-Alpine surface gravity database, a modern compilation that crosses frontiers”  
2021-ben megjelent angol nyelvű cikkhez (Comments on the article by “Zahorec et al. (2021): The first pan-Alpine surface  
gravity database, a modern compilation that crosses frontiers”) – *Kiss J.*
- 246 Uránkutatás Iránban (az ELGI 1991–92. évi expedíciói) (Uranium exploration in Iran (Expeditions of ELGI in 1991–92)) –  
*Szongoth G.*

#### HÍREK • NEWS

- 252 Szlabóczky Pál mérnökgeológiai karotázs területén megjelentetett kutatási példatára – *Pethő G.*  
253 Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány 2021. évi beszámolója – *Pályi A.*

#### IN MEMORIAM

- 257 Dr. Baráth István – *Bodoky T., Pályi A., Szongoth G.*  
259 Dr. Salát Péter – *Tímár G.*  
260 Tóth Álmos

# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

63. évfolyam (2022) 4. szám

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

*Főszerkesztő • Editor-in-Chief*

DR. BODOKY TAMÁS

E-mail: mageofedit@gmail.com

*Szerkesztőbizottság • Editorial Board*

DR. BARÁTH ISTVÁN<sup>†</sup>, DR. GALSA ATTILA, DR. KISS JÁNOS,

DR. PETHŐ GÁBOR, DR. SZABÓ NORBERT PÉTER

*Technikai szerkesztő • Technical Editor*

HOCK GÁBOR

E-mail: mageoftechn@gmail.com



Lapunk e számának megjelenését a  
Magyar Tudományos Akadémia  
támogatja

---

A szerkesztőség a szakcikkeket (tanulmányokat) szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsorát az évváró számban tesszük közzé. A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességért, ill. közölhetőségéért kizárólag a szerzők tartoznak felelősséggel.

---

Kiadja a Magyar Geofizikusok Egyesülete  
A kiadásért felel: Kovács Attila Csaba

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, Budapest

Készült: Starkiss Kft., 2040 Budaörs, Kisfaludy utca 40.  
Felelős vezető: Kiss Sándor üv. igazgató

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 (print)  
HU ISSN 2677-1497 (online)

# A Magyar Geofizika folyóirat utolsó nyomtatott változatához

Tisztelt Kollégák!

Amint azt bizonyára már többen is tudják, a *Magyar Geofizika* kezükben tartott száma – a folyóirat 63. évfolyamának 4. száma – lapunk nyomtatásban megjelenő füzetének utolsó darabja.

A *Magyar Geofizika* nyomtatott változatának megszűntetéséről a lapot kiadó és finanszírozó Magyar Geofizikusok Egyesületének Elnöksége döntött 2022-ben az Egyesület anyagi helyzetének gyengülése, a kapott támogatások elapadása miatt.

Maga a *Magyar Geofizika* nem szűnik meg, a világhálón tovább él, ha tisztelt kollégáim is úgy akarják, mert a lap

életét nemcsak a magyar geofizika beszűkülő anyagi lehetőségei, hanem a hazai geofizikusok létszámának csökkenése is nehezíti. Addig élhet egy szakfolyóirat, amíg vannak olyan szakemberek, akik szívesen használják és írnak bele. Ennél az utolsó számnál erre igazán nem panaszkodhattam, bár nyilvánvaló, hogy ez egy rendkívüli alkalom volt. Mindenesetre bízunk a jövőben, bízunk abban, hogy a 64. évfolyammal a lapnak egy új és nem kevésbé érdekes korszaka kezdődik!

Kivánok mindnyájunknak

Jó szerencsét!

*Bodoky Tamás*  
főszerkesztő

## A Szerkesztőség köszönete

A *Magyar Geofizika* Szerkesztősége köszönetét fejezi ki a lap olvasóinak nevében is azoknak, akik a lap szerkesztésében, illetve színvonalának megőrzésében, javításában az elmúlt 2022. évben közreműködtek.

A tanulmányok, cikkek, hírek, beszámolók szerzőinek nevét mindig közöljük írásuk végén, így ezt nem ismételjük 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 vesződséggel járó munkát az elmúlt évben a következő kollégáink vállalták:

*Baráth István<sup>†</sup>, Bereczki László, Bodoky Tamás, Dobróka Mihály, Földvári Lóránt, Galsa Attila, Héja Gábor, Kiss János, Kovács Péter, Lőrincz Katalin, Ormos Tamás, Pethő Gábor, Szanyi János, Takács Ernő, Tímár Gábor, Turai Endre, Zilahi-Sebess László.*

Köszönet a hátlapon közölt képek beküldőinek! Köszönjük, hogy kérésünkre vették a fáradságot, hogy sok évtizeddel ezelőtti fényképeket keressenek elő és juttassák el hozzánk, valamint köszönjük az Egyesület rendezvényeiről beküldött fényképeket is. A képeket a következő kollégáinktól kaptunk:

*Baráth István<sup>†</sup>, Bodoky Tamás, Kis Károly, Kovács Attila Csaba, Pályi András, Petró Erzsébet, Szabó Zoltán, Zelei Gábor.*

Végül, de nem utolsó sorban köszönjük *Hock Gábor* technikai szerkesztőnek a lap igényes külsejét és a szerkesztés magas minőségét, illetve *Petró Erzsébet*nek a lapjal járó adminisztráció gördülékeny intézését!

*A Magyar Geofizika*  
Szerkesztőbizottsága

# A köpenykonvekciótól a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséig: In memoriam Cserepes László (1952–2002)

GALSA A.<sup>1@</sup>, HEREIN M.<sup>2</sup>, SZIJÁRTÓ M.<sup>1</sup>, SÜLE B.<sup>3</sup>, LENKEY L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,  
Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>2</sup>ELKH–ELTE, Elméleti Fizikai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup>ELKH FI, Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium

1112 Budapest, Meredek u. 18.

@E-mail: attila.galsa@ttk.elte.hu

Jelen tanulmánnyal Cserepes László professzor emléke előtt hajtunk fejet, aki úttörő és nemzetközileg elismert tudományos munkája révén megteremtette és felépítette az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai és Űrtudományi Tanszékén működő geohidrodinamikai műhelyt. Noha már 20 éve eltávozott az élők sorából, mégis hagyatéka, numerikus vizsgálati módszerei, kijelölt kutatási irányai kitörőhatással bírtak és bírnak még ma is a Tanszéken egykoron végzett és jelenleg is folyó aktuális kutatásokra mind a földköpeny-konvekció, mind a hidrogeofizika területén.

## Galsa, A., Herein, M., Szijártó, M., Süle, B., Lenkey, L.: From mantle convection to groundwater flow modelling: In memoriam Prof. László Cserepes (1952–2002)

This study pays tribute to Professor László Cserepes, who through his pioneering and internationally respected scientific work established and developed the geohydrodynamics group at the Department of Geophysics and Space Science of Eötvös Loránd University. Although he has passed away for 20 years, his legacy, his numerical investigational techniques and his research directions have had and continue to have an indelible impact on the research in both mantle convection and hydrogeophysics which are still being carried out at the Department.

Beérkezett: 2023. február 24.

### 1. Cserepes László tudományos munkássága

Cserepes László professzor (1. ábra) úttörő tevékenységet végzett a földköpenyben zajló termikus konvekció numerikus modellezésében. 1952-ben született Budapesten, 1975-ben szerzett geofizikus, majd 1978-ban fizikus diplomát az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. Az évek során számos saját numerikus kódot írt a köpenykonvekció numerikus modellezésére. Első lépésben a newtoni és a nemnewtoni viszkozitás hatását tanulmányozta az áramlás szerkezetére nézve, és arra a következtetésre jutott, hogy nemnewtoni reológia alkalmazásával a földköpenykonvekció jellegzetességei jobban magyarázhatóak (Cserepes 1982). Később Cserepes és Rabinowitz (1985), majd Cserepes et al. (1988) vizsgálták a 700 km-es ásványtani fázishatár által elválasztott áramlási rendszer szerkezetét. Megállapította, hogy az alsó köpeny viszkozitásának növe-

lése a kettős áramlási rendszert a viszkozus csatolás helyett mindinkább a termikus csatolás felé mozdítja. Ugyanis a termikus csatolás elsődlegessé válik, mikor az alsó és felső köpeny viszkozitásának aránya eléri a százat. Kiszámította az áramlás gravitációs terét, s arra a következtetésre jutott, hogy a gravitáció és a tengerfenék topográfija között nincs negatív korreláció. Ezt a kutatási irányt Süle Bálint folytatta, aki részletesen analizálta az egyedi hőoszlopok által okozott felszíni hőfluxus-, topográfia- és geoidanomáliákat a köpenybeli viszkozitáseloszlás függvényében (Süle 2005, 2015).

Vizsgálta a köpeny fűtési módjának (radioaktív eredetű belső, illetve a mag felől érkező külső hő) és a mélységfüggő viszkozitásnak együttes hatását a köpenykonvekció szerkezetére (Cserepes 1993). Egyszerű viszkozitás–mélység profilok esetén, amikor a Rayleigh-szám a  $10^5$ – $10^6$  nagyságrendbe esett, az áramlási kép zárt cellás hálózatot



1. ábra | Cserepes László (1952–2002)  
Figure 1 | László Cserepes (1952–2002)

eredményezett, melyben a termikus konvekció leszálló ágait lepelszerű leáramlások, míg a felszállókat hengereszerű feláramlások reprezentálták. Mindez hasonlatos a szubdukáló lemezek és a forrófoltok (hotspots) alatt elhelyezkedő köpenyoszlopok (mantle plumes) áramlási formáihoz. Ezt a kutatási irányt később Galsa és Cserepes (2003), illetve Galsa és Lenkey (2007) folytatták, akik a forrófoltok számát, valamint a hőoszlopok fizikai tulajdonságait tanulmányozták háromdimenziós numerikus modellekben.

A 90-es évek második felében gyümölcsöző együttműködés alakult ki Cserepes László és David Yuen (University of Minneapolis) között, amely során rámutattak a 660 km és 1000 km mélységben lévő alacsony viszkozitású közép-köpenyréteg fontosságára (Cserepes, Yuen 1997). Bevezették a közép-köpenyoszlop (mid-mantle plume) fogalmát, melynek forrástartomány a 660 km-es endoterm ásványtani fázishatár alatti csökkent viszkozitású zóna (Cserepes, Yuen 2000). Létük feltétele, hogy a fázishatár kellően „erős” legyen, mégsem tökéletesen impermeábilis. Az ilyen közép-köpenyoszlopok intenzív és eruptív módon fejlődnek, jóval gyorsabban, mint a határregrétről származó köpenyoszlopok, nagy fejet létrehozva, melyek sugara akár az 1000 km-t is elérheti. A kódok párhuzamosításával és továbbfejlesztésével Herein Mátyás tanulmányozta az endoterm ásványtani fázishatár szemipermeábilis jellegét, a kialakuló köpenylavinák (mantle avalanches) dinamikáját (Herein et al. 2013).

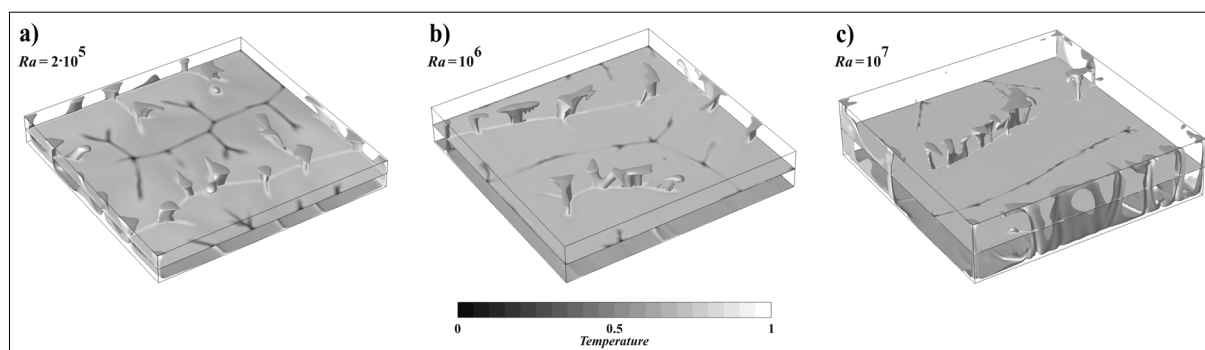
A köpenykonvekció modellezésén túlmenően aktív kutatást végzett a felszín alatti vízáramlás területén is. Egy alföldi szelvény mentén szimulálta az advekció, a diffúzió és a diszperzió által előidézett  $^4\text{He}$ -transzportot úgy, hogy minimalizálja a mért és számított adatok ( $^4\text{He}$ -koncentráció, hőfluxus, vízszint) közötti eltérést. Az inverzió során mód nyílt kevésbé ismert paraméterek, mint a hidraulikus vezetőképesség, annak anizotrópiájának, illetve mechanikai diszperzivitásának meghatározására (Cserepes, Lenkey 1999). Kutatta a porózus közegben kialakuló termikus konvekció és a víztükör lejtése miatt fellépő komplex áramlási formákat izotróp és anizotróp közegben egyaránt (Cserepes, Lenkey 2004). A felszín alatti vízáramlás mo-

dellezésével foglalkozó iskola jelenleg is aktív az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékén. Ehelyt csak megemlítjük, hogy Cserepes professzor a köpenykonvekció és a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezésén túlmenően a geofizika számos tudományterületén ért el fontos eredményeket. A teljesség igénye nélkül idézzük fel a whistlerhullámok iránymeghatározásában (Lichtenberger et al. 1987), vagy a külső magban zajló termomágneses konvekció modellezésében (Cserepes 1988) elért eredményeit.

Sajnálatos módon Cserepes László 20 évvel ezelőtt el távozott az élők sorából. Megkezdett munkáját Lenkey László, Galsa Attila, Süle Bálint és Herein Mátyás folytatták. Cserepes László professzor korai halálával nem csupán egy kiváló szakembert és egy széles látókörű tudóst veszített el a hazai geofizikus társadalom, hanem személyében felkészült, alapos oktatóra, megbízható, megfontolt kollégára és segítőkész, szelíd barátira is emlékezik a Geofizikai és Űrtudományi Tanszék. „He was a gentleman” – ahogy szerzőtársai búcsúztak tőle.

## 2. Fejezetek a köpenykonvekció numerikus modellezéséből

A Cserepes et al. (1988) tanulmány egy hibrid, részben véges differenciás, részben spektrális elven működő kódot publikált, amely lehetőséget nyújtott arra, hogy háromdimenziós modellkörnyezetben vizsgáljuk a köpenyhőoszlopok fejlődését, tulajdonságaik időbeli változását a Rayleigh-szám ( $Ra$ ) függvényében. (A Rayleigh-szám a termikus konvekciót hajtó termikus felhajtóerő és az azt fékező, gátolni igyekvő viszkózus erő hányadosát kifejező dimenziótlan szám.) Felismertük, hogy a Rayleigh-szám növekedésével az egyes hőoszlopok elvékonyodnak, keresztmetszetük csökken ( $\sim Ra^{-2/3}$ ), bennük az áramlás intenzívebbé válik, azaz a vertikális áramlás felgyorsul ( $\sim Ra^{2/3}$ ), míg a hőoszlopok átlagos hőmérséklete változatlan maradt a Rayleigh-számtól függetlenül. A 2. ábra a háromdimenziós modelltartományon kifejlődő termikus feláramlásokat érzékelteti különböző Rayleigh-számok esetén. Mindez azt mutatja, hogy az egyes hőoszlopok tömeg- és hőtranszportja független  $Ra$  értékétől.



**2. ábra** A köpenyhőoszlopok dimenziótlan hőmérsékletének izofelületei különböző Rayleigh-számok esetén. A modelldoboz félmélyiségében kontúrtérkép illusztrálja a hőmérsékletet

**Figure 2** Snapshots of a non-dimensional temperature isosurfaces for hot plumes at different values of the Rayleigh number. The contour plot of the temperature field is shown at the mid-depth

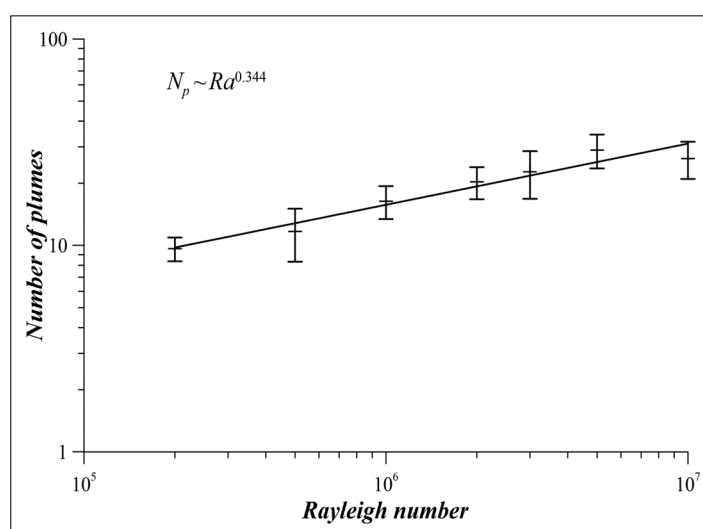
Azonban a háromdimenziós modelldobozban kialakuló hőoszlopok száma növekszik ( $N_p \sim Ra^{1/3}$ ), ami a felszíni hőáram hasonló mértékű emelkedését eredményezi (3. ábra). A numerikus szimulációk eredményeit mind az energiamegmaradást, mind az impulzusmegmaradást (Navier–Stokes-egyenlet) biztosító egyenletek skálaanalízisével sikerült alátámasztani (Galsa, Lenkey 2007).

Cserepes László későbbi, 3D-s kódjai lehetővé tették a probléma párhuzamosított programozását, melynek segítségével szisztematikus vizsgálatot végeztünk, hogy analizáljuk a 660 km mélységben lévő endoterm fázisátmenet szerepét a két- és háromdimenziós numerikus modellekben kifejlődő ún. köpenylavinák (mantle avalanches) esetében. A fázisátmenet hatásának bevezetése az impulzus- és energiamegmaradást leíró egyenletekbe az effektív hőtágulási tényezőn és kompresszibilitáson keresztül történt (Cserepes et al. 2000). Azt találtuk, hogy mind a Rayleigh-szám, mind az ásványtani fázisátmenet erősségét jellemző Clapeyron-görbe meredeksége ( $\Gamma$ ) hatékonyan befolyásolja a fázisátmenet impermeábilis voltát s ezen keresztül a

köpenykonvekció dinamikáját. Háromféle áramlási rendszert különítettünk el a 660 km mélységben vizsgált vertikális tömegfluxus, valamint a megfigyelt idősorok elemzése által:

- 1) egyréteges konvekciós rendszer (4a ábra),
- 2) részben rétegzett konvekció (4b ábra),
- 3) kétréteges konvekciós rendszer (4c–e ábra).

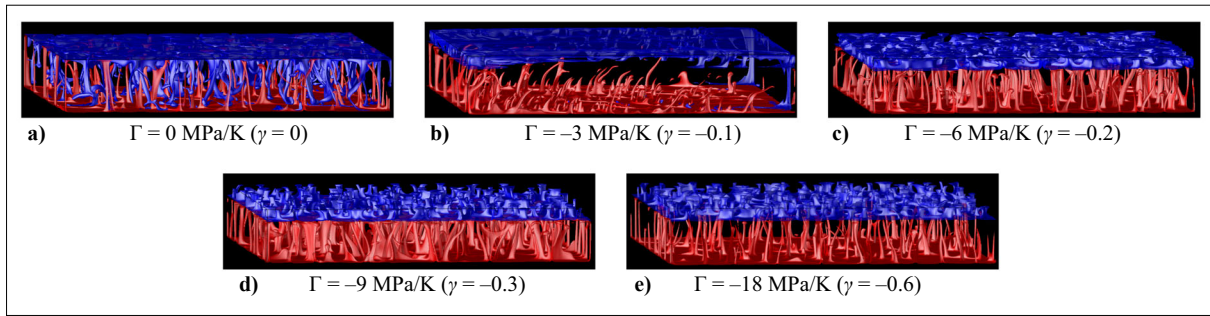
Az 1) egyréteges rendszerben a teljes köpeny együtt konvektál, sem a Nusselt-számot, sem a vertikális tömegfluxust nem befolyásolja a fázisátmenet (5a ábra). A Nusselt-szám a felszíni teljes hőfluxus és a konduktió által előidézett hőfluxus hányadosa, s így a konvektív hőtranszport hatékonyságára jellemző dimenziótlan szám. A 3) kétréteges rendszerben a felső és az alsó köpeny külön konvektál, a termikus konvekció szeparált módon zajlik, mivel az endoterm fázisátmenet impermeábilissá válik ( $\Gamma \leq -6$  MPa/K, 5c ábra). A 2) átmeneti rendszerben a konvekció főként rétegzett, de epizodikusan jelentős tömegtranszport lép fel a felső és alsó köpeny között (5b ábra).



**3. ábra** A  $6 \times 6 \times 1$  méretű modelldobozban kifejlődő hőoszlopok száma ( $N_p$ ) a Rayleigh-szám ( $Ra$ ) függvényében. A szimuláció a Boussinesq-approximációt feltételezi, a szórás a hőoszlopok számának időbeli változásából lett meghatározva

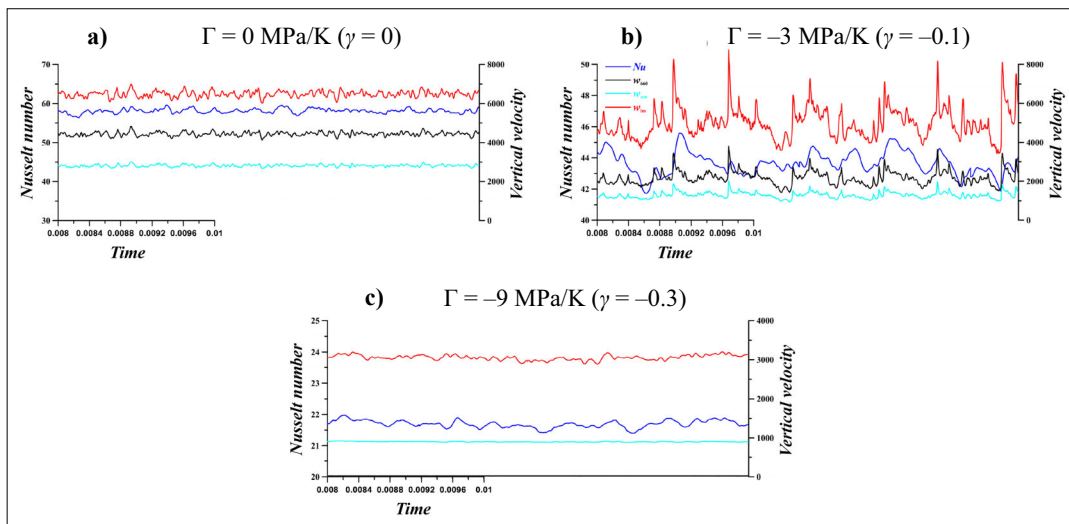
**Figure 3** The number of plumes ( $N_p$ ) formed in a  $6 \times 6 \times 1$  model domain filled with Boussinesq fluid plotted against the Rayleigh number ( $Ra$ ). Standard deviation is calculated from the time-variation of the plume number





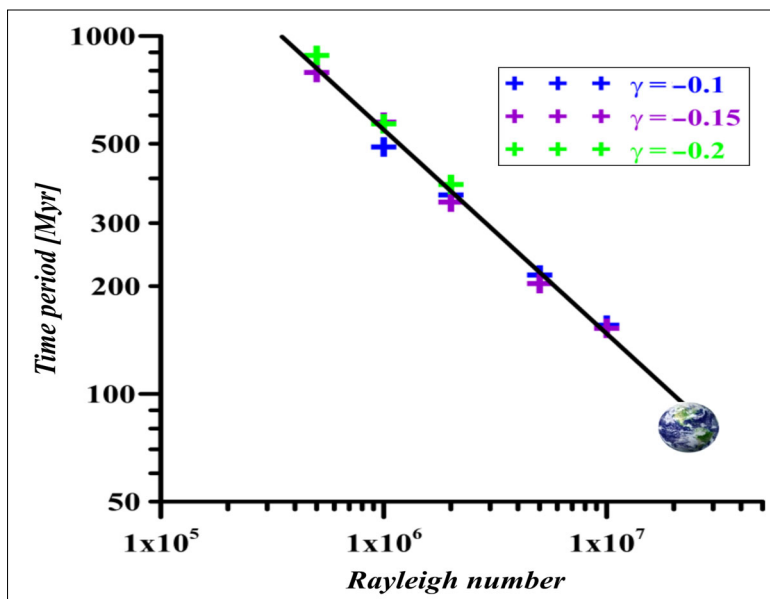
4. ábra A hideg (kék) és meleg (piros) hőmérséklet-izofelületek pillanatképei háromdimenziós modelltartományon  $Ra = 10^7$  mellett különböző Clapeyron-görbe-meredekség ( $\Gamma = 0 \div -18$  MPa/K) esetén

Figure 4 Snapshots of cold (blue) and hot (red) temperature isosurfaces for different values of the Clapeyron slope ( $\Gamma = 0$  to  $-18$  MPa/K) at  $Ra = 10^7$  in a 3D model domain



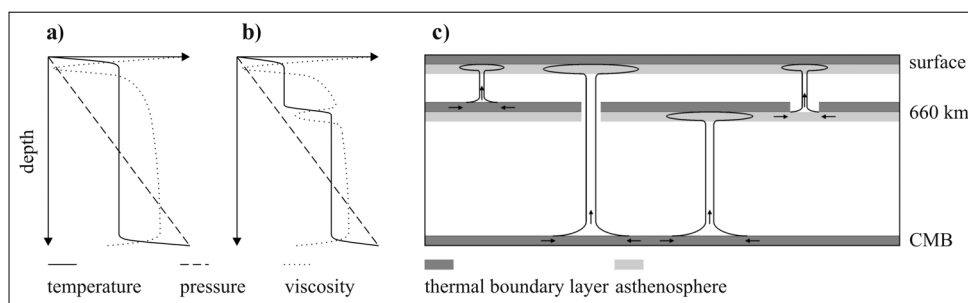
5. ábra A Nusselt-szám (kék), a 660 km mélységben észlelt (fekete), valamint a felső (cián) és alsó (piros) köpenyben megfigyelt átlagos vertikális sebesség idősorai különböző Clapeyron-görbe-meredekség esetén. (a) Egyréteges konvekciós rendszer, (b) részben rétegzett áramlási rendszer és (c) kétréteges, szeparált áramlási rezsim

Figure 5 Time-series of the Nusselt number (blue) as well as the average vertical velocity at 660 km (black), in the upper mantle (cyan) and the lower mantle (red) for different values of the Clapeyron slope representing the one-layered (system 1), the partially layered (system 2) and the two-layered (system 3) convection regimes



6. ábra A kétdimenziós modellkörnyezetben kifejlődő köpenylavinák periódusideje a Rayleigh-szám függvényében különböző dimenziótlan Clapeyron-görbe-meredekség ( $\gamma$ ) esetén.  $\gamma = -0,1$  megfelel a  $\Gamma = -3$  MPa/K értéknek. A Föld szimbóluma a földszerű köpeny esetét jelképezi

Figure 6 Time period of mantle avalanches in 2D models as a function of the Rayleigh number for different values of non-dimensional Clapeyron slopes ( $\gamma = -0.1$  corresponds to  $\Gamma = -3$  MPa/K). Symbol of the Earth illustrates the earth-like mantle



**7. ábra** A hőmérséklet-, a nyomás- és a viszkozitásprofilok illusztrációja a 660 km-es endoterm ásványtani fázisátmenet (a) hiányában és (b) jelenlétében. (c) A köpenyoszlopok lehetséges típusai: felső köpenyoszlop, teljes köpenyoszlop, alsó köpenyoszlop, valamint közép-köpenyoszlop

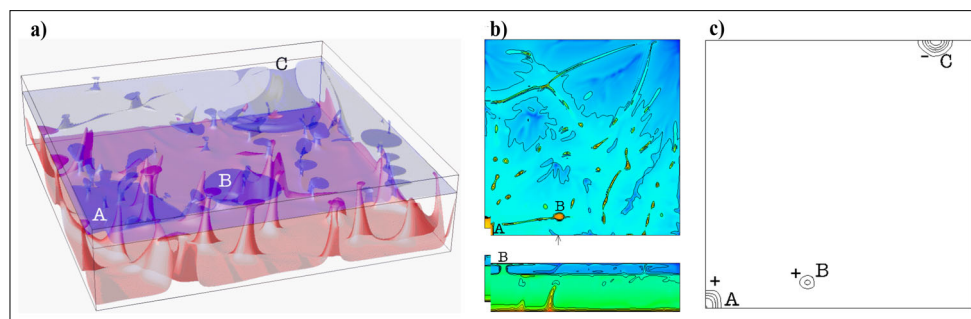
**Figure 7** Illustration of the temperature, pressure and viscosity profiles (a) in the absence and (b) in the presence of the endothermic phase change at 660 km. (c) Possible types of mantle plumes: upper mantle plume, whole mantle plume, lower mantle plume and mid-mantle plume

Másképp fogalmazva, az endoterm fázishatár időlegesen felszakad, és hideg, leáramló köpenylavinák jelennek meg az alsó köpenyben – a tömegmegmaradás okán – meleg, „feláramló köpenylavinák” a felső köpenyben. A vertikális áramlási sebesség idősorainak amplitúdóspektruma szerint két típusú köpenylavina különíthető el azok karakterisztikus ideje alapján. A hosszabb periódusú köpenylavina-tevékenység (karakterisztikus idő ~580 Mév) megfeleltethető a nagy köpenyátfordulásoknak, s így kapcsolatba hozható a Wilson-ciklussal. Míg a rövidebb periódusú a gyakoribb lavinatevékenységeket reprezentálja. Utóbbi lavinatevékenység karakterisztikus ideje függ a Rayleigh-számtól, ugyanakkor független a fázishatár erősségétől, vagyis a Clapeyron-görbe meredekségétől (6. ábra). Amint  $Ra$  nő, úgy csökken a periódusidő hatványtörvényszerű összefüggést követve. A valós földköpenyt közelítő paraméterek esetén ( $Ra \sim 10^7$ ,  $\Gamma = -3$  MPa/K) e kisebb lavinák periódusideje 80–150 Mév, mely összevethető az epizodikus kiömlési bazaltok aktivitásával (Herein et al. 2013).

A szeizmikus tomográfia számos felszíni forrófolt alatt mutatott ki negatív szeizmikus anomáliát, melyek köpenyoszlopként azonosíthatók. A jelenleg elfogadott tudományos feltételezés szerint a köpenyoszlopok forrástartománya vagy a 660 km mélységben lévő ásványtani fázishatár-

hoz (felső köpenyoszlop, upper mantle plume), vagy a 2900 km mélységben lévő köpeny-mag határhoz (teljes köpenyoszlop, whole mantle plume) köthető termikus határréteg (7c ábra). Mivel a 660 km mélységben lévő endoterm fázisátmenet gátolja a vertikális tömegtranszportot, s ezzel együtt az advektív hőtranszportot is, ezért itt egy belső termikus határréteg fejlődik, mely erőteljes viszkozitáscsökkenést, egy második asztenoszférat eredményez (7b ábra). A köpeny kompresszibilitását is figyelembe vevő két- és háromdimenziós numerikus modellek alapján először Cserepes és Yuen (2000) vetette fel a közép-köpenyoszlopok létét, melyeket a 660 km-es fázisátmenet alatti csökkent viszkozitású tartomány „táplál” (8a ábra). Ezek a közép-köpenyoszlopok képesek áthatolni a fázishatáron (8c ábra), és intenzív, eruptív jelleggel bírnak. Lényegesen gyorsabban emelkednek, mint a termikus határrétegről származó társaik, és akár 1000 km sugarú köpenyoszlopfejeket növesztenek. Ezek a feláramlások képesek magyarázni a felszínen észlelt nagy kiterjedésű, epizodikus kiömlési bazaltok – geológiai értelemben – pillanatszerű megjelenését.

Köztudott, hogy a földköpeny kémiai összetételét tekintve inhomogén. A szeizmológia két nagyméretű, alacsony szeizmikus nyíróhullám-sebességgel bíró tartományt (LLSVP: large low shear velocity provinces) fede-



**8. ábra** (a) Egy hideg (kék) és egy meleg (piros) izotermfelület pillanatképe, mely két felsőköpeny-feláramlást (A és B), valamint egy alsóköpeny-leáramlást (C) mutat be. (b) A B jelű közép-köpenyoszlopot metsző horizontális ( $z = 435$  km) és vertikális szelvénye a hőmérsékletértéknek. (c) A 660 km mélységben lévő vertikális tömegfluxus kontúrtérképe

**Figure 8** (a) Snapshot of a cold (blue) and a hot (red) temperature isosurface representing two upper mantle upwellings- (A and B) and a lower mantle downwelling (C). (b) Horizontal ( $z = 435$  km) and vertical section of the temperature field crossing the mid-mantle plume marked B. (c) Contour map of the vertical mass flux at a depth of 660 km

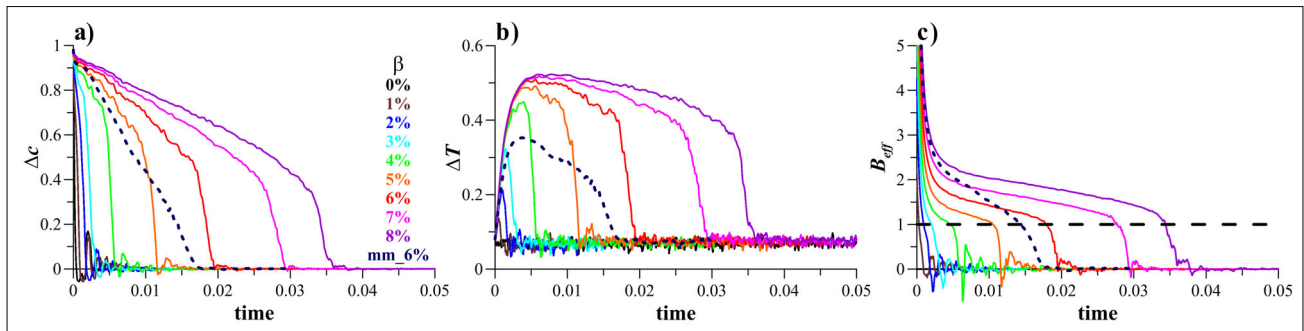


zett fel a köpeny–mag határ felett, Afrika és a Pacifikum alatt. Ezek a közel antipodálisan elhelyezkedő anomáliák – a vizsgálatok alapján – több százmillió éve stabil képződményei a mélyköpenynek, és kémiai összetételük miatt sűrűbbek a felettük elterülő köpenyanyagnál. Ugyanakkor hőmérsékletük magasabb, ami kisebb sűrűséget eredményez. A felhajtóerő-arány (Buoyancy ratio) kifejezi a stabilizáló kémiai sűrűségnövekmény és a destabilizáló termikus sűrűségcsökkenés arányát. Munkánk során egy új paramétert, az ún. effektív felhajtóerő-arányt ( $B_{\text{eff}}$ ) definiáltunk (Galsa et al. 2015), hogy jellemezzük a kétréteges termokémiai köpenykonvekció időbeli fejlődését,

$$B_{\text{eff}}(t) = \frac{\beta \Delta c(t)}{\alpha \Delta T(t)}, \quad (1)$$

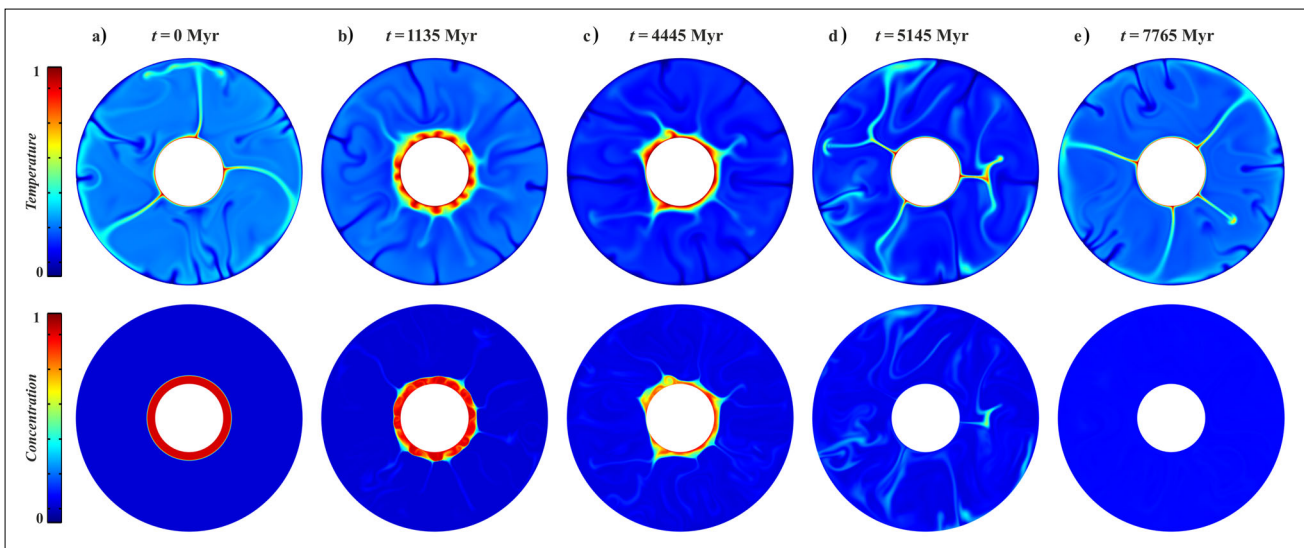
ahol  $\Delta c$  és  $\Delta T$  mutatja a mélyebb, kémiai összetételénél fogva sűrűbb réteg és a felette elhelyezkedő köpeny közötti koncentráció- és hőmérséklet-különbség  $t$  időbeli változását, míg  $\alpha$  és  $\beta$  jelöli a hőtágulási tényezőt, valamint a

kezdeti relatív sűrűségkülönbséget a két réteg között (9a,b ábra). Azt tapasztaltuk, hogy a kétréteges termokémiai konvekció előbb-utóbb minden esetben kémiailag homogén köpenyt eredményezett a vizsgált  $\beta = 0\text{--}8\%$  kémiai sűrűségkülönbség-tartományon. Először kétréteges konvekció alakult ki elkülönülve a kezdetben 300 km vastag, sűrű rétegben és a felette fekvő köpenyben (10b ábra). Majd a sűrű réteg anyagának eróziója, valamint a kisebb sűrűségű anyag bemosódása és hígulása miatt megkezdődött a réteg feldarabolódása a  $B_{\text{eff}} = 1$  instabilitási pontban, mikor a kémiai és a termikus sűrűségkülönbség kiegyenlítette egymást (10c ábra). Ezután – geológiai értelemben – rövid idő alatt az alsó, sűrű réteg megszűnt ( $B_{\text{eff}} = 0$ , 10d ábra), de a homogenizáció még évmilliárdokig folytatódott (10e ábra). A szimulációk feltárták, hogy minél nagyobb  $\beta$  értéke, a sűrű réteg feldarabolódása és megszűnése annál később következik be, a réteg annál ellenállóbb a köpenyben zajló termikus konvekcióval szemben. A réteg feldarabolódása és megszűnése, vala-



9. ábra | A két réteg közötti (a) koncentráció- és (b) hőmérséklet-különbség idősorai, valamint (c) a számított effektív felhajtóerő-arány különböző kezdeti relatív kémiai sűrűségkülönbség esetén ( $\beta = 0\text{--}8\%$ )

Figure 9 | Time-series of (a) the concentration and (b) the temperature difference between the two layers, and (c) the calculated effective buoyancy ratio at different values of the initial relative density difference ( $\beta = 0\text{--}8\%$ )



10. ábra | A kezdeti, 300 km vastag sűrű réteg hőmérsékletének (felül) és koncentrációjának (alul) evolúciója  $\beta = 6\%$  relatív sűrűségkülönbség esetén. (c) A sűrű réteg feldarabolódásához szükséges idő hozzávetőlegesen 4,5 milliárd év

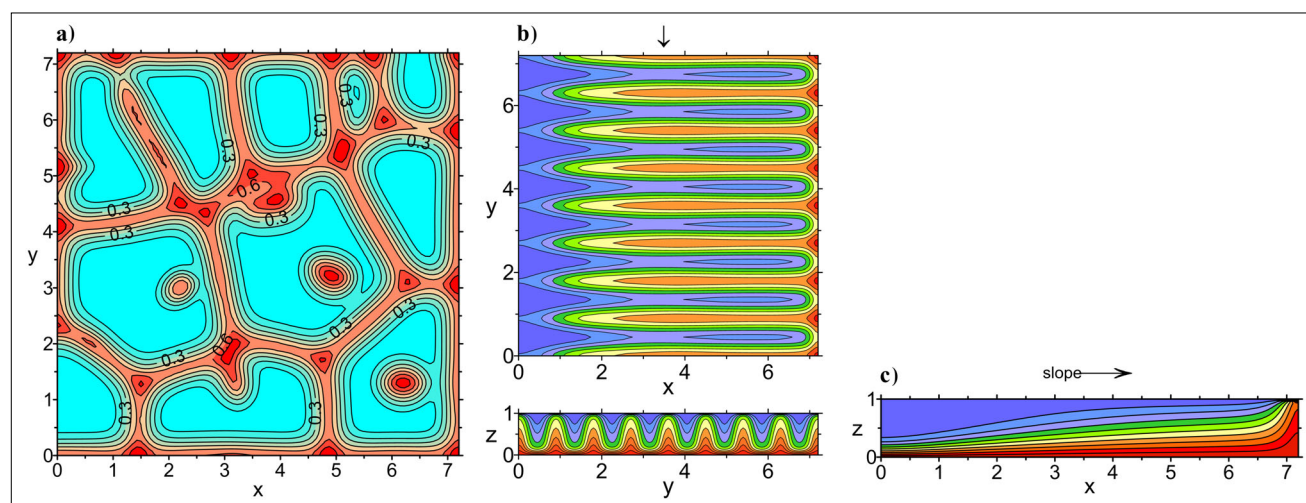
Figure 10 | Evolution of the temperature (upper) and the concentration (lower) of the dense layer with an initial thickness of 300 km at  $\beta = 6\%$ . (c) The time needed for the disintegration of the dense layer is approx. 4.5 Gyr

mint a  $\beta$  relatív kémiai sűrűségkülönbség között másodfokú kapcsolatot tártunk fel. Az LLSVP morfológiája, valamint a szeizmikus tomográfia eredményei azt sejtetik, hogy a jelenlegi földképenyre  $B_{\text{eff}} \lesssim 1$ .

### 3. Fejezetek a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséből

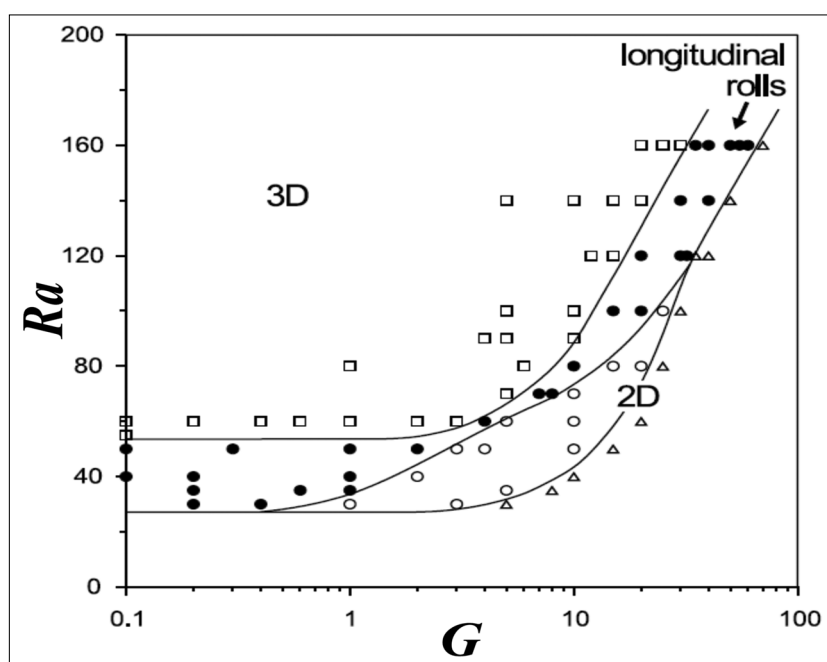
A felszín alatti vizeket fedetlen tározóban a hidraulikai erők (pl. a víztükör gradiense) és a pórusvíz sűrűségkülönbségéből fakadó felhajtóerő irányítja. Utóbbit okoz-

hatja akár a hőtágulás, akár az oldott anyag tartalmában – tipikusan a sótartalomban – bekövetkező változás. Jelen tanulmányban állandó sótartalmat feltételezve megvizsgáltuk a háromdimenziós modelltartományon kialakuló hidrotermális áramlás formáit. Amikor a felszíni hidraulikus gradiens zérus ( $G = 0$ ) – azaz a víztükör vízszintes –, időfüggő, szabálytalan, poligonális cellaszerkezetű szabad termikus konvekció alakul ki, ha a Rayleigh-szám ( $Ra$ ) kellően meghaladja a kritikus értéket (11a ábra). Amikor hidraulikus (kényszer-)erők is fellépnek a termikus felhajtóerő mellett, a poligonok helyett longitudinális áramlási hengerek fejlődnek, azaz a hengerek tengelye párhuz-



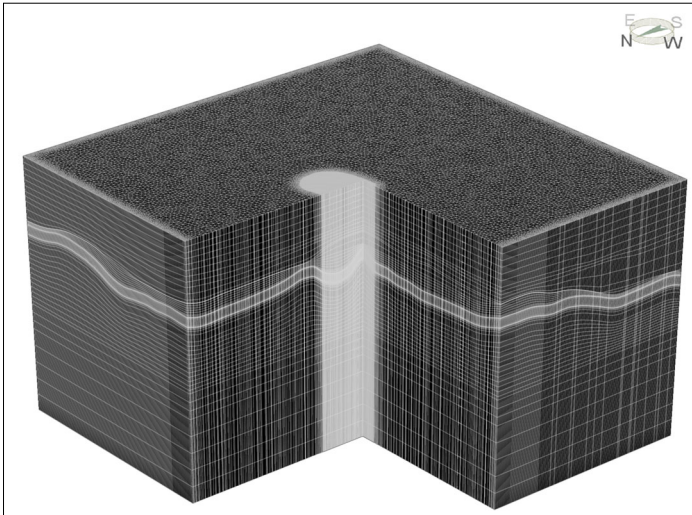
**11. ábra** (a) Szabad termikus konvekció szabálytalan, poligonális cellaszerkezete a modelltartomány félmélyiségében,  $Ra = 140$  és  $G = 0$ . (b) Stacionárius longitudinális hengerek a modelldoboz félmélyiségében (felül) és a nyíllal jelzett vertikális metszet mentén (alul),  $Ra = 120$  és  $G = 20$ . A horizontális metszetben a víztükör jobbra lejt. (c) Stacionárius egycellás áramlás  $Ra = 60$  és  $G = 20$  esetén

**Figure 11** (a) Irregular polygonal cells of free thermal convection in the mid-plane,  $Ra = 140$  and  $G = 0$ . The cell interiors are cold. (b) Steady-state longitudinal rolls in the mid-plane (upper) and vertical section at the position of the arrow (lower),  $Ra = 120$  and  $G = 20$ . In the horizontal section the water table dips to the right. (c) Steady-state unicell flow for  $Ra = 60$  and  $G = 20$



**12. ábra** A kialakuló áramlási szerkezeteket összszegző diagram  $G$  és  $Ra$  függvényében. Jelölések: négyzet – időfüggő, poligonális cellaszerkezet; tömör kör – szabályos, stacionárius longitudinális hengerek; üres kör – sodródó transzverzális hengerek; háromszög – stacionárius, egycellás kétdimenziós áramlás

**Figure 12** Domain diagram ( $G$ ,  $Ra$ ) for the different flow patterns. Symbols: squares – time-dependent polygonal cells; solid circles – regular steady-state longitudinal rolls; open circles – drifting transverse rolls; triangles – steady-state 2D unicell flow



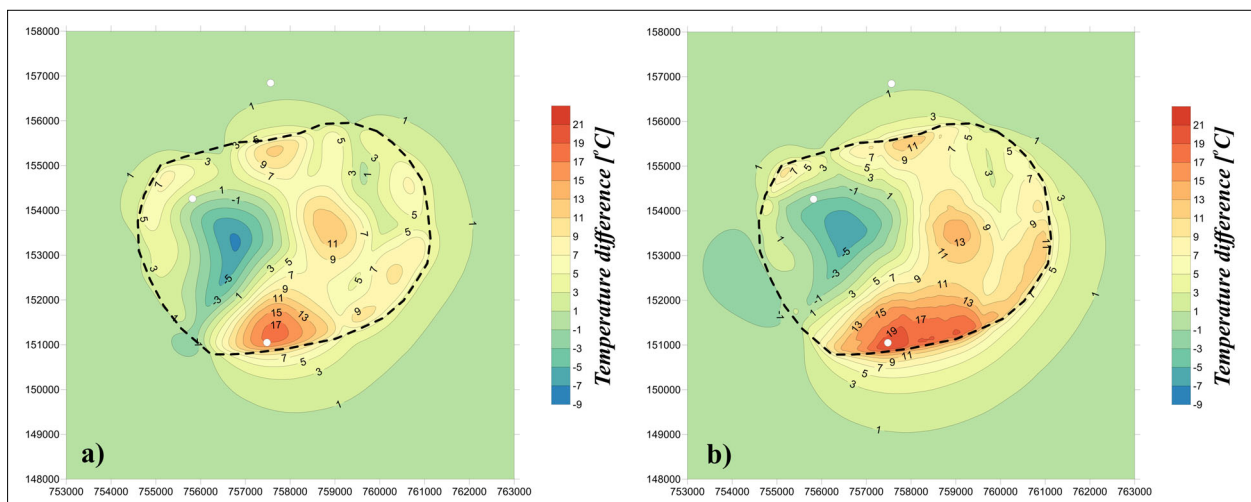
**13. ábra** Modellgeometria 40 km-es horizontális és 15 km-es vertikális kiterjedéssel. Vizsgált modellparaméterek: hővezető-képesség, permeabilitás, hőtermelés és tározóvastagság. Termikus határfeltételek: izotermikus felső határ, állandó hőfluxus az alsó határon, valamint szigetelő oldalsó határok

**Figure 13** Model geometry having horizontal length of 40 km and thickness of 15 km. Studied model parameters: thermal and hydraulic conductivity, heat production and reservoir thickness. Thermal boundary conditions: isothermal (top), prescribed heat flux (bottom) and no flux (sidewalls)

zamos a hidraulikus lejtés irányával (11b ábra). Ilyen tipikus áramlási kép formálódik, amennyiben a hidraulikus és hidrotermális erők hozzávetőlegesen egyensúlyban vannak. Ahogy a hidraulikus gradiens értéke tovább növekszik, úgy az áramlási kép hirtelen megváltozik, s transzverzális hengerek alakulnak ki, melyek lefelé sodródnak a hidraulikus lejtőn. Végül, nagy hidraulikus gradiens esetén, a termikus konvekció celláit az intenzív hidraulikus áramlás elnyomja egycellás áramlási szerkezetet kialakítva (11c ábra). A modelldobozban kifejlődő felszín alatti áramlási formák igen érzékenyek mind a Rayleigh-szám, mind a hidraulikus gradiens értékére (12. ábra) (Cserepes, Lenkey 2004).

A teoretikus modellszámítások mellett alkalmazott felszín alatti vízáramlás-szimulációkat is végeztünk, hogy támogassuk a hazai geotermikus kutatások sikerességét. Magyarországon több olyan repedezett és/vagy karsztosodott karbonátos geotermikus rezervoár létezik, melyek fiatal impermeábilis üledékekkel fedettek. Ezek egyike

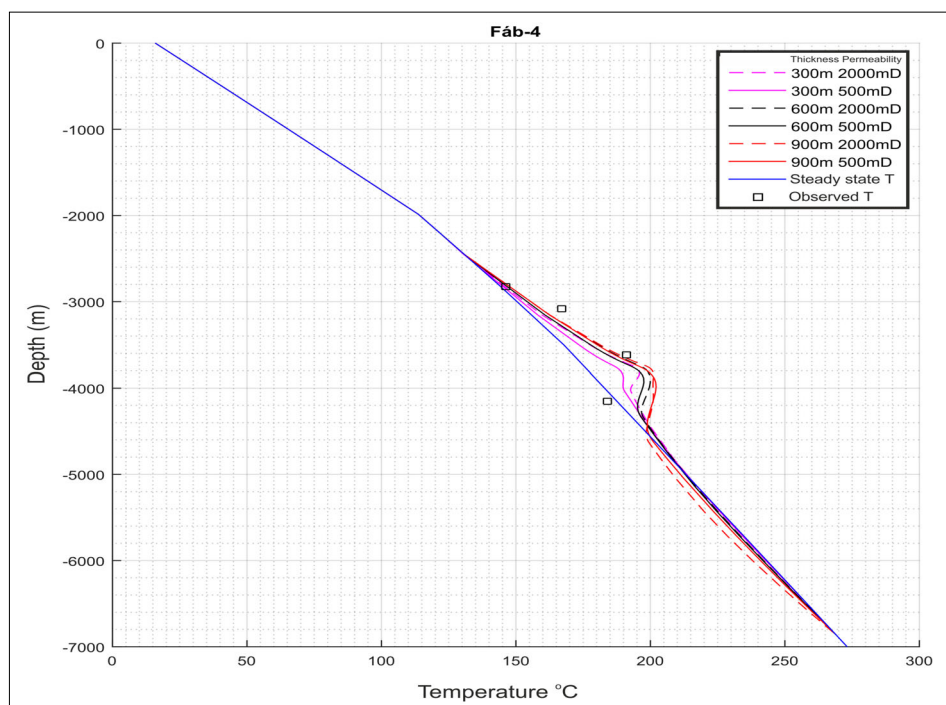
Fábiánsebestyén, mely híressé vált a forró, 170 °C-os gőzkitöréséről. A hőmérsékletadatok azt sejtetik, hogy a tározóban termikus konvekció zajlik. A problémát a FEFLOW véges elemes numerikus szoftver segítségével vizsgáltuk (13. ábra), melyben a modellgeometriát kútadatok és szeizmikus szelvények alapján állítottuk fel. A tározókőzet vastagságát és permeabilitását állandónak tekintettük, és a vizsgálat során szisztematikusan változtattuk. Összhangban a teoretikus szimulációk eredményeivel a tározóban kvázistacionárius termikus konvekció alakult ki (14. ábra), melynek formáját elsősorban a rezervoár geometriája, azaz vastagsága befolyásolta. Megállapítottuk, hogy a konvekció által előidézett hőmérsékleti anomália a rezervoár felett és alatt gyorsan lecseng a hővezetés következtében (15. ábra). Így felszínközeli hőmérsékleti megfigyeléssel nem lehetséges bizonyítani a konvekció jelenlétét, csupán mélységi hőmérsékletmérések hasznosak az alapkőzetet érintő geotermikus kutatásban (Lenkey et al. 2019).



**14. ábra** Hőmérséklet-különbség a konvekciót is tartalmazó és tisztán konduktív megoldások között a rezervoár felszínén. A rezervoár vastagsága 600 m, míg permeabilitása (a) 500 mD, illetve (b) 2000 mD

**Figure 14** Temperature difference between convective and conductive model calculations at the top of the reservoir. The reservoir thickness is 600 m, the permeability of the reservoir is (a) 500 mD and (b) 2000 mD

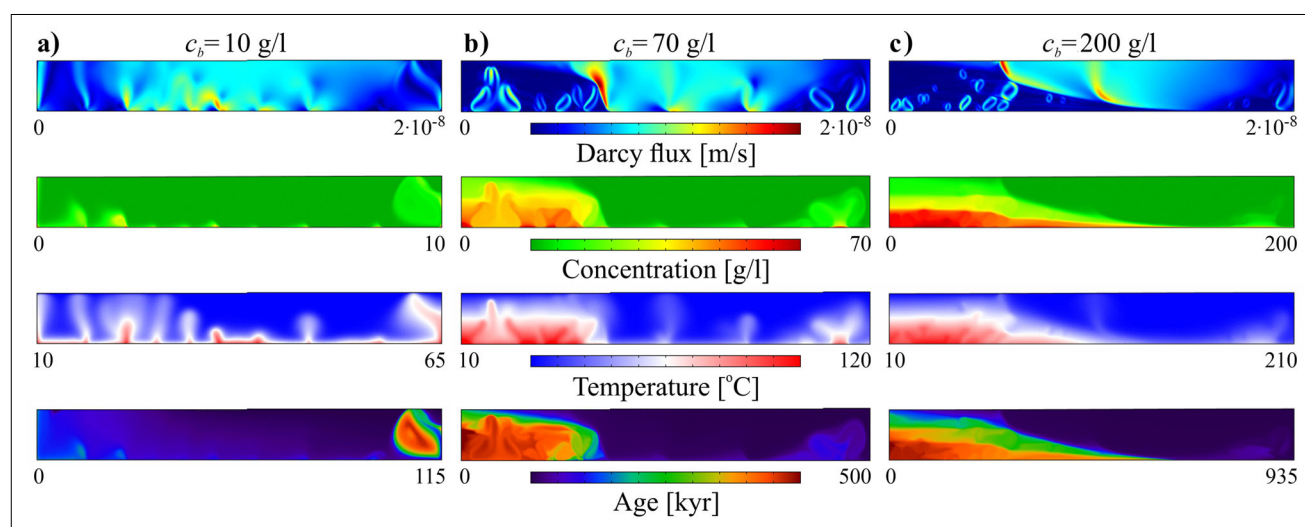




**15. ábra** A Fab-4 kútban mért hőmérsékletadatok (négyzet) és a modellezett hőmérsékletprofil összehasonlítása különböző tározóvastagság (300–900 m) és permeabilitásértékek (500–2000 mD) esetén  
**Figure 15** Comparison of temperature data observed in well Fab-4 (squares) and modelled temperature profiles at different reservoir thicknesses (300–900 m) and permeabilities (500–2000 mD)

A felszín alatti vízáramlást általánosan a víztükör gradiense, valamint a hőmérséklet és a sótartalom változásából fakadó felhajtóerő együttesen irányítja. Visszatérve a felszín alatti vízáramlást okozó hajtóerők teoretikus vizsgálatához, kétdimenziós numerikus modellszámításokat haj-

tottunk végre a COMSOL Multiphysics véges elemes szoftvercsomag segítségével. Első lépésben a topográfia és a termikus felhajtóerő (Szijártó et al. 2019, 2021), második lépésben a hőmérséklet és a sótartalom okozta felhajtóerő (Szijártó, Galsa 2020), végül a topográfia és a sótartalom

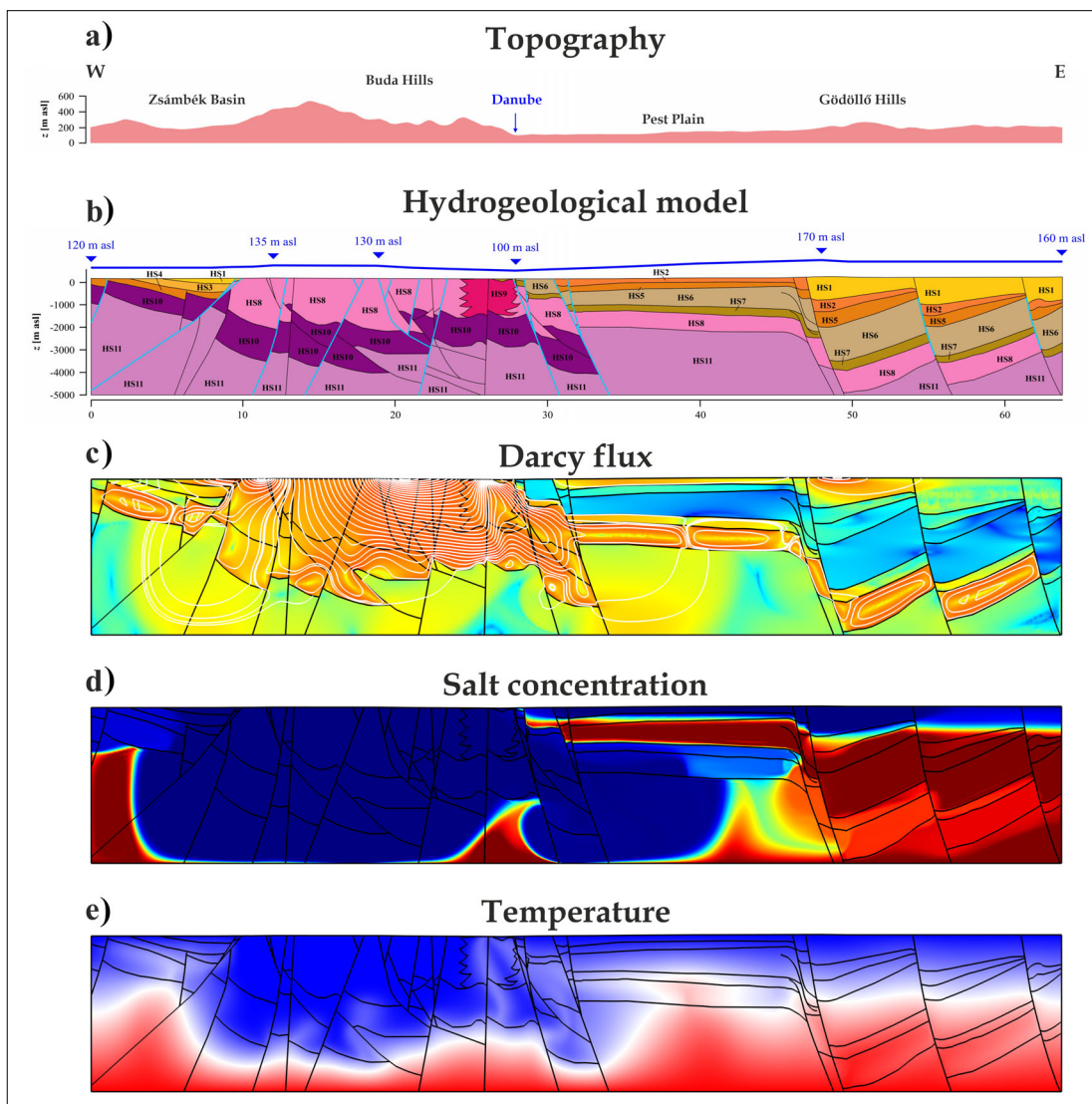


**16. ábra** A Darcy-fluxusnak, a sókoncentrációnak, a hőmérsékletnek és a vízkornak kvázistacionárius megoldásai a topotermohalin modellben különböző, alsó határfeltételként előírt sótartalom esetén: (a)  $c_b = 10$  g/l, (b)  $c_b = 70$  g/l és (c)  $c_b = 200$  g/l. A regionális vízáramlás jobbról balra történik, míg a modelltartomány alsó határán  $90 \text{ mW/m}^2$  hőfluxus van előírva

**Figure 16** Quasi-stationary solution for the Darcy flux, the salt concentration, the temperature and the water age of the topotermohaline models at different bottom salt concentrations: (a)  $c_b = 10$  g/l, (b)  $c_b = 70$  g/l and (c)  $c_b = 200$  g/l. Regional groundwater flow is driven from right to left, bottom heat flux is  $90 \text{ mW/m}^2$

(Galsa et al. 2022) által kialakított komplex áramlási rendszereket vizsgáltuk. Ezt követően, a korábbi vizsgálatok szintéziseként szintetikus szimulációsorozatot végeztünk, hogy megismerjük a víztükör térbeli változása (topográfiája), valamint a termikus és halin felhajtóerő (topotermohalin konvekció) által indukált vízáramlás dinamikáját. A topotermohalin konvekciós modellekben részletes érzékenységvizsgálatot hajtottunk végre, hogy feltérképezzük a sótartalom, a víztükör topográfiájának, illetve az alsó hőfluxus szerepét a kialakuló áramlásra, hőmérsékletre, vízkorra stb. A kétdimenziós modelltartomány mérete  $40 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ , a közeg homogén és  $0,1 D = 10^{-13} \text{ m}^2$  permeabilitású volt. A regionális vízáramlást a felszínen előírt  $50 \text{ m}$  amplitúdójú félkoszinuszos víztükör hajtja jobbról balra, a medence alsó határán  $90 \text{ mW/m}^2$

hőfluxus van előírva, míg a só a medence alsó határán keresztül diffúzióval képes utánpótlódni az előírt  $c_b$  állandó sókoncentráció révén. Csupán a sótartalom hatására fókuszálva megállapíthatjuk, hogy az alkalmazott modellparaméterek esetén alacsony sótartalom mellett a topográfia által vezérelt regionális vízáramlás kellően erősnek bizonyul ahhoz, hogy a felszínen belépő csapadék-víz kisöpörje a medencéből a sós vizet (16a ábra). A  $90 \text{ mW/m}^2$  alsó hőfluxus elegendő ahhoz, hogy a medence aljáról meleg vízoszlopok emelkedjenek fel, melyek a regionális áramlással a kiszivárgási zóna felé, esetünkben balra mozognak. Növelve a medence alján az oldott só koncentrációját ( $c_b$ ), egy sós dóm alakul ki a kiszivárgási zóna alatt, melyben élénk termohalin konvekció formálódik, benne versenyre kelve a pozitív termikus és negatív



17. ábra Topotermohalin modell a Budai Termálkarstot keresztelő kétdimenziós hidrogeológiai szelvény mentén. (a) Topográfia, (b) hidrogeológiai szelvény víztükörrel (kék), (c) a Darcy-fluxus, (d) az oldott anyag koncentrációja és (e) a hőmérséklet eloszlása 500 000 évvel a szimuláció kezdete után. A kezdeti feltétel a konduktív hőmérséklet-eloszlás és a tengervíznek megfelelő sós pórúsvíz volt

Figure 17 Topotermohaline model along a 2D hydrogeological section crossing the Buda Thermal Karst system. (a) Topography, (b) hydrogeological section with water level (blue), (c) the Darcy flux, (d) the dissolved salt concentration and (e) the temperature field after the initial condition by 500 kyr. Initial stage was conductive temperature distribution and salinity corresponding to marine pore water

halin felhajtóerő (*16b ábra*). A sós dómon belül a víz jelentősen felmelegszik, míg a vízkor érdemben megnő. Magas sótartalom esetén a sós, nagy sűrűségű víz már nemcsak a kiszivárgási zónát, hanem a medence mélyebb rétegeit is elárasztja, kialakítva egy többréteges, spontán rétegződő termohalin konvekciós áramlási rendszert (*16c ábra*). Az alsó hőáramnak köszönhetően ez a tartomány jelentősen felmelegszik, s a víz kora erőteljesen megnő, hiszen a magas sótartalom miatt ellenáll a topográfia által vezérelt regionális vízáramlásnak. Mindeközben az édesvíz által dominált tartományban hőoszlopok fejlődnek, melyeket a regionális vízáramlás balra, a kiszivárgási zóna felé sodor (Galsa et al. 2019).

A kifejlesztett topotermohalin modellt alkalmaztuk egy valós hidrogeológiai szelvény mentén, mely nyugat–keleti irányban keresztezi a Budai Termálkarszt rendszert (Fodor 2013). A rendszer legfontosabb sajátossága, hogy a Duna nyugati, budai oldalán a nagy hidraulikus vezetőképességű karsztosodott karbonát részben fedetlen formában van jelen, míg a keleti, pesti oldalon az oligocén agyagos vízzáró által fedett (*17b ábra*). A szimulációk elsődleges tanulsága, hogy a budai oldalon beszivárgó csapadék, tehát a topográfia által vezérelt vízáramlás mindössze néhány tízezer év alatt kisöpri a meleg és sós pórúsvizet (*17d,e ábra*). Ezzel szemben a pesti oldalon lévő agyagos vízfogó magas sótartalma geológiai időközön keresztül is képes konzerválódni. Az agyagos réteg feletti neogén üledékekben a topográfia által vezérelt vízáramlás uralkodik alacsony hőmérsékletet és sótartalmat idézve elő. Azonban termohalin konvekció formálódik a Pesti-síkság alatti fedett és – feltételezhetően – karsztosodott karbonátos tározóban (*17c ábra*). A nyugati fedetlen oldalról származó hideg édesvíz hatékonyan keveredik a keleti fedett oldalról származó melegebb, nagyobb sótartalmú vízzel, mely a Duna környezetében mint a terület fő kiszivárgási zónájában éri el a felszínt.

#### 4. Jelenlegi kutatási irány

A felszín alatti vízáramlást számos tényező befolyásolja a fentebb említettekén kívül. A közeg mikroszkopikus és makroszkopikus heterogenitása a vízáramlás irányán és nagyságán kívül hatással van mind a hőtranszportra (Molnár, Galsa 2022), mind az oldott anyag transzportra. Habár a jelenség régóta ismert, és a probléma a hő- vagy mechanikai diszperzió figyelembevételével numerikusan kezelhető (legalábbis átfogó módon), mégis a permeabilitás-heterogenitások statisztikai tulajdonságai és a diszperzivitás közötti kapcsolat kevésbé kutatott. Habár meglehetősen elméleti, tudományos értelemben mégis érdekes feladat a heterogén közegben létrejövő termikus konvekció kialakulási feltételeinek vizsgálata. Az eredmények pontosíthatják mind a geotermikus rendszerek viselkedésének előrejelzését, mind a regionális vízáramlási modelleket.

A numerikus modellek szintjén a határfeltételeket időben állandónak szokás feltételezni, noha azok különböző

időskálán is változhatnak. Hosszú idejű változást okozhat magának a geológiai rendszernek a fejlődése (kiemelkedés, erózió stb.), s az ezzel együtt járó hidrogeológiai (talajvíztükör), hidraulikai (permeabilitás, rétegnyomás) vagy geofizikai (porozitás-) paraméterek módosulása. Ennél jóval rövidebb időskálán – természetes, illetve mesterséges folyamatoknak köszönhetően – változik az éghajlat, ami a csapadék mennyiségén, eloszlásán, a hőmérsékleten stb. keresztül befolyásolja a felszín alatti vízáramlási rendszereket is. Tehát a klíma és a felszín alatti vízáramlási rendszerek közvetlen és közvetett kapcsolatainak feltárása, illetve vizsgálata különösen perspektivikus kutatási iránynak tekinthető.

#### Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal az OTKA K-129279, PD-142660, FK-135115 és K-125171 sz. pályázatán keresztül támogatta. A kutatás az Éghajlatváltozás Nemzeti Multidiszciplináris Laboratórium RRF-2.3.1-21-2021 számú projekt keretében valósult meg. Herein Mátyást az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatta.

#### A tanulmány szerzői

Galsa Attila, Herein Mátyás, Szijártó Márk, Süle Bálint, Lenkey László

#### Hivatkozások

- Cserepes L. (1982): Numerical studies of non-Newtonian mantle convection. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 30/1, 49–61.
- Cserepes L. (1993): Effect of depth-dependent viscosity on the pattern of mantle convection. *Geophysical Research Letters*, 20/19, 2091–2094.
- Cserepes L. (1998): High-amplitude magnetoconvection in a horizontal external magnetic field. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 33/2–4, 365–375.
- Cserepes L., Christensen U. R., Ribe N. M. (2000): Geoid height versus topography for a plume model of the Hawaiian swell. *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 29–38.
- Cserepes L., Lenkey L. (1999): Modelling of helium transport in groundwater along a section in the Pannonian basin. *Journal of Hydrology*, 225, 185–195.
- Cserepes L., Lenkey L. (2004): Forms of hydrothermal and hydraulic flow in a homogeneous unconfined aquifer. *Geophysical Journal International*, 158, 785–797.
- Cserepes L., Rabinowitz M. (1985): Gravity and convection in a two-layer mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 193–207.
- Cserepes L., Rabinowicz M., Rosemberg-Borot C. (1988): Three-dimensional infinite Prandtl number convection in one and two layers with implications for the Earth's gravity field. *Journal of Geophysical Research*, 93/B10, 12009–120025.
- Cserepes L., Yuen D. A. (1997): Dynamical consequences of mid-mantle viscosity stratification on mantle flows with an endothermic phase transition. *Geophysical Research Letters*, 24/2, 181–184.

- Cserepes L., Yuen D. A. (2000): On the possibility of a second kind of mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 61–71.
- Cserepes L., Yuen D. A., Schroeder B. (2000): Effect of the mid-mantle viscosity and phase-transition structure on 3D mantle convection. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 118/1–2, 135–148.
- Fodor L. (2013): A Budai-hegység felépítését szemléltető K–Ny irányú szelvények. In: Mindszenty A. (ed.) Budapest: földtani értékek és az ember – városgeológiai tanulmányok. Etövs Loránd University Press, pp. 20.
- Galsa A., Cserepes L. (2003): The number of hotspots in three-dimensional numerical models of mantle convection. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 38/1, 103–109.
- Galsa A., Herein M., Lenkey L., Farkas M. P., Taller G. (2015): Effective buoyancy ratio: a new parameter for characterizing thermo-chemical mixing in the Earth's mantle. *Solid Earth*, 6, 93–102.
- Galsa A., Lenkey L. (2007): Quantitative investigation of physical properties of mantle plumes in three-dimensional numerical models. *Physics of Fluids*, 19, paper: 116601.
- Galsa A., Szijártó M., Tóth Á., Havril T., Mádl-Szőnyi J. (2019): Interaction of topography-, salinity- and temperature-driven groundwater flow in synthetic numerical models and along a hydrogeological section. In: 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basin, Hévíz, Hungary.
- Galsa A., Tóth Á., Szijártó M., Pedretti D., Mádl-Szőnyi J. (2022): Interaction of basin-scale topography- and salinity-driven groundwater flow in synthetic and real hydrogeological systems. *Journal of Hydrology*, 609, paper: 127695.
- Herein M., Galsa A., Lenkey L. (2013): Impact of the Rayleigh number and endothermic phase transition on the time behaviour of mantle avalanches. *Journal of Geodynamics*, 66, 103–113.
- Lenkey L., Hutka G., Balázs A. (2019): Modelling of thermal convection in the Fábiansébestyén geothermal reservoir. In: 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basin, Hévíz, Hungary.
- Lichtenberger J., Hamar D., Cserepes L. (1987): Computation of whistler wave normals using a combined matched filtering and parameter estimation technique. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 49/11–12, 1075–1079.
- Molnár B., Galsa A. (2022): Felszín alatti vízáramlás és hőtranszport sztochasztikus permeabilitású közegekben. *Magyar Geofizika*, 63/1, 22–33.
- Süle B. (2005): The structure and the surface manifestation of mantle plumes in depth-dependent three-dimensional models. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 40/1, 89–104.
- Süle B. (2015): Mantle plume characteristics in three-dimensional depth- and temperature-dependent models. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 50, 403–417.
- Szijártó M., Galsa A. (2020): Termohalin konvekció numerikus vizsgálata porózus közegmodellben. *Magyar Geofizika*, 61/4, 177–190.
- Szijártó M., Galsa A., Tóth Á., Mádl-Szőnyi J. (2019): Numerical investigation of the combined effect of forced and free thermal convection in synthetic groundwater basins. *Journal of Hydrology*, 572, 364–379.
- Szijártó M., Galsa A., Tóth Á., Mádl-Szőnyi J. (2021): Numerical analysis of the potential for mixed thermal convection in the Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 34, paper: 100783.

# A nehézségi erőter gradiensei Magyarország területén Eötvös-inga- és műholdas mérések alapján

VÖLGYESI L.<sup>@</sup>, TÓTH GY., PONGRÁCZ D.

Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Építőmérnöki Kar, Általános- és Felsőgeodézia Tanszék,  
H-1521 Budapest, Műgyetem rkp. 3.  
<sup>@</sup>E-mail: volgyesi.lajos@emk.bme.hu

A korábbi magyarországi Eötvös-inga-mérések digitális adatbázisba mentése lehetőséget teremtett arra, hogy a nehézségi erő gradienseinek területi eloszlását izovonalas térképeken egyben ábrázoljuk Magyarország teljes területére. A korábbi ingamérések közel negyede sajnos időközben már megsemmisült, ezért a térképeken nagy fehér foltok láthatók. Fehér foltok persze ott is vannak, ahol eleve nem végeztek méréseket, vagy csak a nyersanyagkutatásokhoz szükséges horizontális gradienseket használták, a görbületi értékeket meg sem határozták. Az utóbbi idők űrgravimetriai, űrgradiometriai mérései lehetőséget teremtettek arra, hogy a hiányos területekre is meghatározzuk a gradienseket. Vizsgálataink során olyan geopotenciál-modelleket használtunk a gradiensek számítására, amelyekben szereplő gömbfüggvény-együtthatók meghatározásakor figyelembe vettük a GRACE és a GOCE műholdak méréseit is. Tanulmányunkban megmutatjuk, hogy mivel az így meghatározott horizontális és görbületi gradiensek nem tartalmaznak az erőter finomszerkezetét jellemző rövidebb hullámhosszú térbeli változásokat, ezért csak korlátozottan alkalmasak a hiányos, fehér területek kitöltésére. Ugyanakkor így is érdekes és hasznos információkat szolgáltatnak.

**Kulcsszavak:** nehézségi erő gradiensei, gradienstérképek, Eötvös-tenzor, GRACE, GOCE, geopotenciál-modellek

## Völgyesi, L., Tóth, Gy., Pongrácz, D.: Gravity gradients in Hungary based on torsion balance and satellite measurements

The digital database of previous Eötvös torsion balance measurements in Hungary has made it possible to visualize the spatial distribution of gravity gradients on isoline maps for the whole territory of Hungary. Unfortunately, nearly a quarter of the former torsion balance measurements have been lost, so the maps show large white areas. Of course, there are also white spots where no measurements were taken in, or where only the horizontal gradients were used for geophysical prospecting, and the curvature values were not determined. Recent satellite gravimetric and satellite gradiometric measurements have provided the opportunity to determine gradients for the empty areas. In our investigations, we used geopotential models for the calculation of gradients, which included measurements from the GRACE and GOCE satellites in the determination of the spherical harmonic coefficients. Our study shows that, since the horizontal and curvature gradients thus determined do not include the shorter wavelength spatial variations that characterize the fine structure of the gravity field, they are of limited use for filling in the missing white areas. However, they still provide interesting and useful information.

**Keywords:** gravity gradients, gradient maps, Eötvös-tenzor, GRACE, GOCE, geopotential models

*Béérkezett:* 2023. február 26.; *elfogadva:* 2023. március 3.

## 1. Bevezetés

Köszönhetően Eötvös Lorándnak és munkatársainak Magyarország az itt végrehajtott mintegy 60 000 Eötvös-ingaméréssel a világon legjobban felmért terület (Völgyesi et al. 2015). Ezek közül közel 45 000 mérés adatait sikerült digitális adatbázisba menteni, viszont kb. 15 000 mérés

adatai már elvesztek. A meglévő digitális adatbázis kényelmes lehetőséget teremtett arra, hogy egyben ábrázoljuk a gradiensek területi eloszlását Magyarország teljes területére. Rátéekintve az ingamérésekkel lefedett területekre, kisebb-nagyobb üres foltok láthatók, ahol nem állnak rendelkezésre közvetlen mérések. A nehézségi erő gradienseinek óriási jelentősége van a geoid finomszerkezetének



meghatározásában, de a geofizikában is használják a gravitációs hatóeremek kijelölésében. Emiatt jelentős igény van a hiányos területeken a gradiensek pótlására. Erre próbáltunk megoldást keresni, és kézenfekvőnek látszott az utóbbi idők műholdas mérési technikáit bevetni erre a feladatra.

A célunk a mért, és a geopotenciál modellből számítható gradiensek használhatóságának megállapítása, illetve a mérések által le nem fedett területeken a hiányzó gradiensek pótlása.

## 2. Az Eötvös-tenzor

A nehézségi erőtér a Föld körül sehol sem homogén. Az 1. ábrán két egymástól  $ds$  elemi távolságra lévő  $P$  és  $Q$  pontban látható a nehézségi erő  $\mathbf{g}_P$  és  $\mathbf{g}_Q$  vektora, illetve a két vektor  $d\mathbf{g}$  különbsége (megváltozása) a két pont között. A nehézségi erő  $d\mathbf{g}$  elemi megváltozása bármely tetszőleges  $ds$  térbeli irányban egyszerűen meghatározható a:

$$d\mathbf{g} = \mathbf{E} ds, \quad (1)$$

vagy az 1. ábrán látható térbeli derékszögű koordináta-rendszerben a:

$$\begin{bmatrix} dg_x \\ dg_y \\ dg_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & W_{yy} & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & W_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \end{bmatrix} \quad (2)$$

összefüggéssel, ahol

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & W_{yy} & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & W_{zz} \end{bmatrix} \quad (3)$$

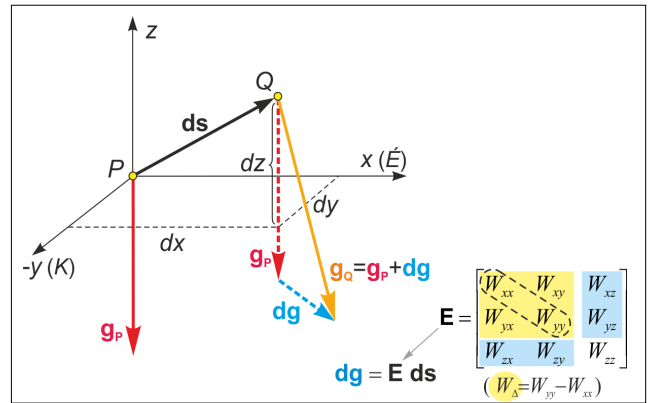
az *Eötvös-tenzor*, amely elemei a nehézségi erő  $W$  potenciálfüggvényének második deriváltjai. A tenzor elemei a  $W_{xx}$  példáján keresztül:

$$W_{xx} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\partial g_z}{\partial x}, \quad \text{mivel} \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z, \quad (4)$$

vagyis a potenciál első deriváltjai a nehézségi erő vektorának összetevői, a második deriváltak pedig ezeknek az összetevőknek az elemi változásai (gradiensei). Mivel a második parciális deriválás sorrendje *Jung tétele* szerint felcserélhető, ezért:

$$W_{zx} = W_{xz}, \quad W_{zy} = W_{yz}, \quad W_{xy} = W_{yx} \quad (5)$$

tehát az Eötvös-tenzor szimmetrikus tenzor. A tenzorban szereplő  $W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$  és  $W_{xy}$  görbületi gradiensek, valamint a  $W_{zx}$  és  $W_{zy}$  horizontális gradiensek *Eötvös-ingával* mérhetők. Az 1. ábrán az Eötvös-tenzor sárga színnel kiemelt elemei a görbületi gradiensek, a kék színnel kiemelt területen pedig a horizontális gradiensek vannak. A tenzorban szereplő  $W_{zz}$  vertikális gradiens ugyan közvet-



I. ábra | A nehézségi erő két pont közötti elemi megváltozása  
Figure 1 | Elementary change of gravity between two points

lenül nem mérhető Eötvös-ingával, azonban az értékei a görbületi és a horizontális gradiensek felhasználásával interpolációval meghatározhatók (Haalck 1950, Tóth et al. 2004).

Szükség esetén a

$$W_{xx} + W_{yy} + W_{zz} = 0 \quad (6)$$

Laplace-egyenlet és a  $W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$  felhasználásával a  $W_{zz}$  vertikális gradiens ismeretében a  $W_{xx}$   $W_{yy}$  különválasztható, vagyis a teljes Eötvös-tenzor (az ún. *Full-Tensor*) is megadható.

## 3. Magyarországi Eötvös-inga-mérések

A torziósinga-mérések Eötvös Loránd nevéhez fűződnek, aki az 1880-as évek közepén kezdett gravitációs kutatásokkal foglalkozni. Kutatásainak elsődleges célja a nehézségi erő potenciálfelületének és ennek felhasználásával a Föld alakjának vizsgálata volt. Kezdeti méréseit Coulomb-féle ingával végezte, majd ezt továbbfejlesztette. 1891-ben megépített műszerével már ugyanazon év augusztusában végrehajtotta első terepi méréseit a Cell-dömölk melletti Ság hegy mellett. Mérési eredményeit a Ság hegy akkor még szabályos csonka kúp alakú tömegének gravitációs hatását kiszámítva ellenőrizte (Szabó 1999, 2016, 2018).

Eötvös következő nevezetes méréseit 1901 és 1903 téli hónapjaiban, összesen 40 állomáson, a Balaton jegén végezte. A balatoni méréseknek az volt a jelentősége, hogy nem kellett a felszíni topográfiai tömegek zavaró hatása miatt korrekciókat számolni, és a mérési eredményekből közvetlenül lehetett következtetni a felszín alatt eltakart tömegrendellenességekre.

A Ság hegyi és balatoni kísérleti méréseket követően Kecskemét környékén az 1911. évi földrengés után végeztek nagyobb területen torziósinga-méréseket. A gradiensek és az ezekből szerkesztett izovonalak alapján arra a megállapításra jutottak, hogy a mélyben egy nagyobb sűrűségű holdkrátterszerű képződmény található, amely összefügghet az 1911. évi kecskeméti földrengéssel.

Az 1910-es években kezdődött az Erdélyi-medence részletes geológiai felmérése, ennek keretében 1912-től jelentős torziósinga-mérések is indultak. A méréseknek sajnos az I. világháború kitörése véget vetett.

Az első igazi nagy sikert hozó terepi szerkezetkutató méréseket 1916-ban Morvamezőn, Egbell (ma a szlovákiai Gbely) környékén végezték. A kifejezetten szénhidrogén-kutatás céljából végzett mérésekkel felboltozódást (antiklinálist) mutattak ki, majd az itt lemélyített fúrásokban kitermelhető kőolajat és földgázt találtak.

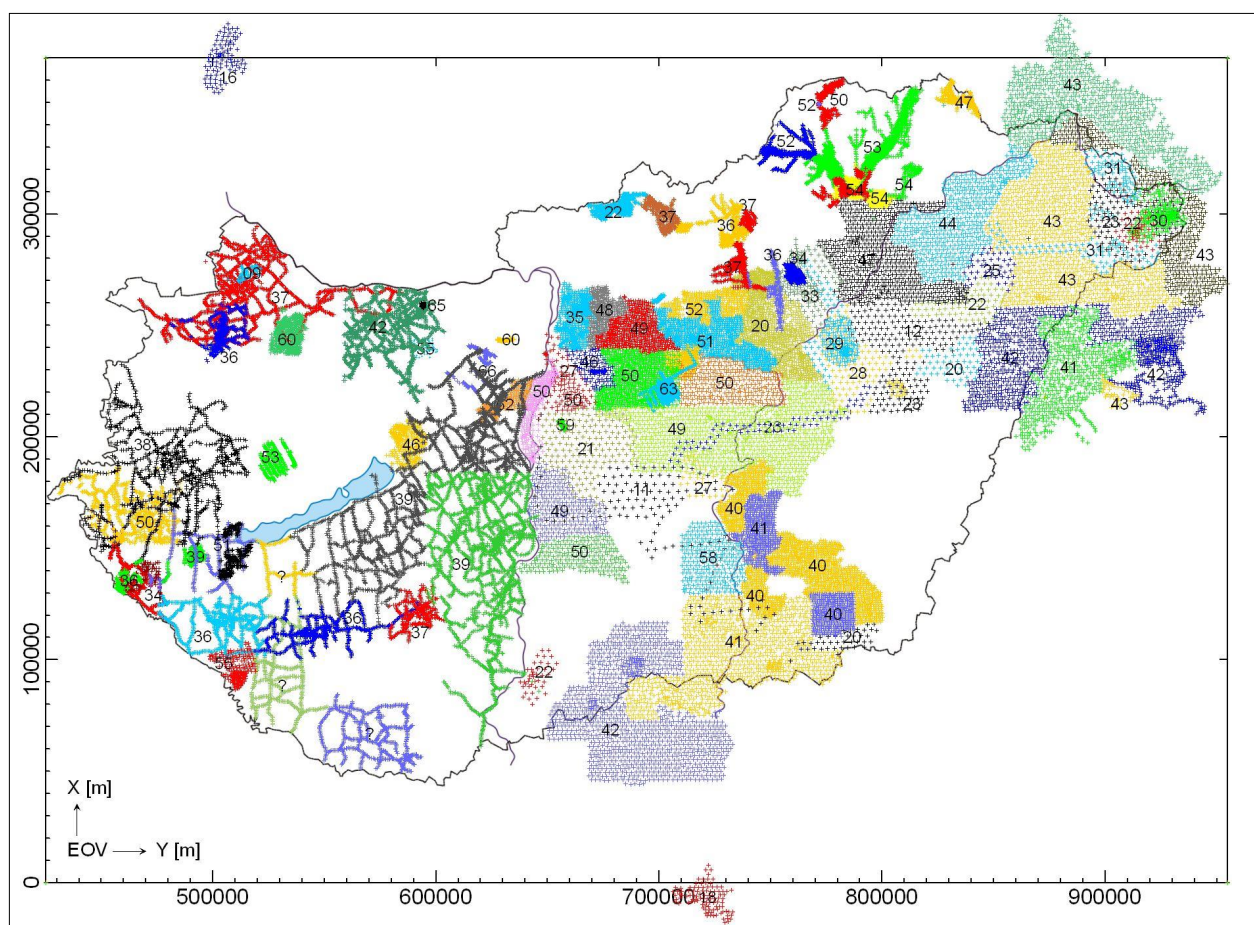
Eötvös 1919-ben bekövetkezett haláláig 1420 ponton határozták meg a nehézségi erőter gradiensét és potenciál-felületének görbületi jellemzőit. A méréseket, ahol a topográfia megengedte, általában szabályos rácshálózatban végezték, kezdetben 3-4, majd 2, ill. 1 km-es állomástávolsággal.

Az 1920-as évek kezdetétől a torziós ingák egyre nagyobb szerepet játszottak a kőolajkutatásban. Ezeket a méréseket kizárólag gazdaságossági szempontok vezették, így kezdetben főleg utak mentén mértek, majd ahol a mérési eredmények kedvező földtani szerkezetet jeleztek, ott áttértek a hálózatos mérésekre. A Zalai dombvidéken, a kedvezőtlen terepi adottságok miatt, kénytelenek voltak méréseiket a völgyekre korlátozni.

Magyarországon az első szénhidrogénmező feltárása is Eötvös-inga-mérésekhez kapcsolódik, Budafapuszta környékén 1934–35-ben elvégzett mérések alapján találtak kőolajat. A Dunántúl torziós ingás felmérését az European Gas and Electric Co. (EUROGASCO) majd a Magyar–Amerikai Olajipari Rt. (MAORT) végezte. Ezzel párhuzamosan az Alföldön az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet végzett hasonló mennyiségű torziósinga-mérést.

A MAORT 1949 végén történt államosításáig kb. 27 000 Eötvös-inga-mérést végeztek (Gombár et al. 2002). 1950-ben a geofizikai részleg átkerült az ELGI-hez, de az addig felhalmozódott észlelési anyag nem. Így ellentétben az ELGI-vel, ahol az észlelési lapokat folyamatosan megőrizték, a dunántúli mérésekről csak térképi formában maradtak fenn Eötvös-inga-mérési anyagok. 1963 és 1967 között az olajipar ismét berendezkedett Eötvös-inga-mérésekre, melyeket általában szeizmikus szelvények nyomvonalán 300 m-es állomástávolsággal végeztek. Ebben az időszakban további, mintegy 2900 állomáson végeztek méréseket (Völgyesi 2019).

Magyarországon az utolsó nyersanyagkutató terepi Eötvös-inga-mérésre 1967-ben került sor. Az 1901–1967 közötti időszakban a MAORT, az ELGI és az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt (OKGT) összesen mintegy 60 000



**2. ábra** | Digitális adatbázisba rendezett mintegy 45 000 hazai Eötvös-inga-mérés pontjainak területi eloszlása  
**Figure 2** | Spatial distribution of about 45 000 Hungarian Eötvös torsion balance measurement points in a digital database

állomáson végzett torziósinga-méréseket a sík és az enyhén dombvidéki területeken. Ebbe a trianoni határon túli területekre eső kb. 5000 állomás is beletartozik. Ennyi méréssel a Kárpát-medence a Föld Eötvös-ingával legjobban felmért területe (Völgyesi 2019).

A 2000-es évek közepétől ismét folynak Eötvös-inga-mérések Magyarországon. Több műszer felújítását és modernizálását követően 2008–2009-ben terepi méréseket végeztünk a Csepel-sziget déli részén, Makád környezetében (Völgyesi et al. 2009), 2017-től pedig az Eötvös-féle ekvivalenciamérések megismétlése a legújabb kihívás (Völgyesi et al. 2018).

#### 4. A gradiensemérések adatbázisa

Mivel a korábbi méréseket elsősorban ásványi nyersanyagok kutatása céljából végezték, ezért nagy általánosságban csak a  $W_{zx}$  és a  $W_{zy}$  horizontális gradienseket dolgozták fel, a geodézia szempontjából fontosabb  $W_{\Delta}$  és  $W_{xy}$  görbületi gradiensek feldolgozatlanul maradtak. Felismerve, hogy ezek a feldolgozatlan gradiensadatok mekkora értéket jelentenek a geodézia számára, Biró Péter akadémikus, a Műegyetem korábbi Felsőgeodézia Tanszékének professzora az 1970-es évek elején elindította az Eötvös-inga-mérések geodéziai hasznosítására vonatkozó tanszéki kutatásokat. A tanszék megkezdte a közel 60 000 pontban végzett torziósinga-mérés geodéziai hasznosításának előkészítését. Először kísérleti területen végzett vizsgálatokkal a feldolgozás módszerét korszerűsítették, majd a Felsőgeodézia Tanszék és az akkori ELGI az 1990-es évek közepén kutatási együttműködési szerződést kötött a még meglévő mérési eredmények digitális adatbázisba mentésére. Ennek keretében a BME finanszírozásával 1995-től 2014-ig folyt a korábbi Eötvös-inga-mérések anyagának mentése. Az adatbázist a különböző formában a még fellelhető mérési anyagok (észlelési lapok, mérési jegyzőkönyvek, térképek vagy fénymásolt gradienstérképek) alapján alakították ki. A digitalizált adatok területi eloszlását a 2. ábrán láthatjuk. Az adatbázis 44 852 Eötvös-inga-mérési adatot tartalmaz, sajnos a további mintegy 15 000 mérési adat már korábban megsemmisült, amelyek Bács-Kiskun, Békés és Hajdú-Bihar vármegyék jelentős területét érintik. Az ábrán feltüntetett számok az 1900-as években a különböző területeken végzett mérések évszámát mutatják (Völgyesi 2019). A koordináták EOVS rendszerre vonatkoznak.

Az adatbázisba kerülő gradiensek a nagyobb területeken különböző években végzett mérések szerint kerültek feldolgozásra. A nagyobb mérési területek időbeli sorrendben: Kecskemét/1911, Egbell/1916, Hortobágy/1917, Újvidék/1918, Makó/1920, Hajdúszoboszló/1920, Baja/1922, Szatmár/1922, Püspökladány/1923, Rápoly/1923, Újfehértó/1925, Karcag/1926, Budapest/1927, Tiszakécske/1927, Karcag–Püspökladány/1928, Kunmadaras/1929, Ricse/1930, Mezőtarpa/1931, Mezőkövesd/1933–34, Budafa/1934, Budapest/1935, Füzesabony/1936, Inke/1936,

Kaposvár/1936, Lovászi/1936, Mihályi/1936, Parád/1936, Bátor/1937, Kisalföld/1937, Sósartyán/1937, Verpelét/1937, Heves/1938, Orosháza/1940, Tóthkomlós/1940, Derna/1941, Hódmezővásárhely/1941, Tóthkomlós/1941, Nagyléta/1942, Mélykút/1942, Margitta/1943, Szatmárnémeti–Beregszász/1943, Tiszaújlak/1943, Dombrád/1944, Hajdúböszörmény/1946, Üllő/1946, Mezőcsát/1947, Pálháza/1947, Szécsény/1947, Göd/1948, Aszód/1949, Szabadszállás/1949, Törökszentmiklós/1949, Bódva-völgy/1950, Csepel/1950, Jászládány/1950, Kiskőrös/1950, Monor/1950, Nagykőrös/1950, Ócsa/1950, Jászság/1951, Keszthely/1951, Jászság/1952, Martonvásár/1952, Perkupa/1952, Putnok/1952, Sajóvölgy/1953, Mád/1954, Szerencs/1954, Kömlőd/1955, Nagyatád/1955, Várpalota/1955, Kistelek/1958, Bugyi/1959, Tét/1959–60, Páty/1960, Albertirsa/1963, Tata/1965, Felcsút/1966, Cegléd/?, Görgeteg/?, Nikla/?, Szigetvár/?, Zalavár/?

Az adatbázisban szereplő adatok a következő módon kerültek tárolásra (soronként az adatfájlból):

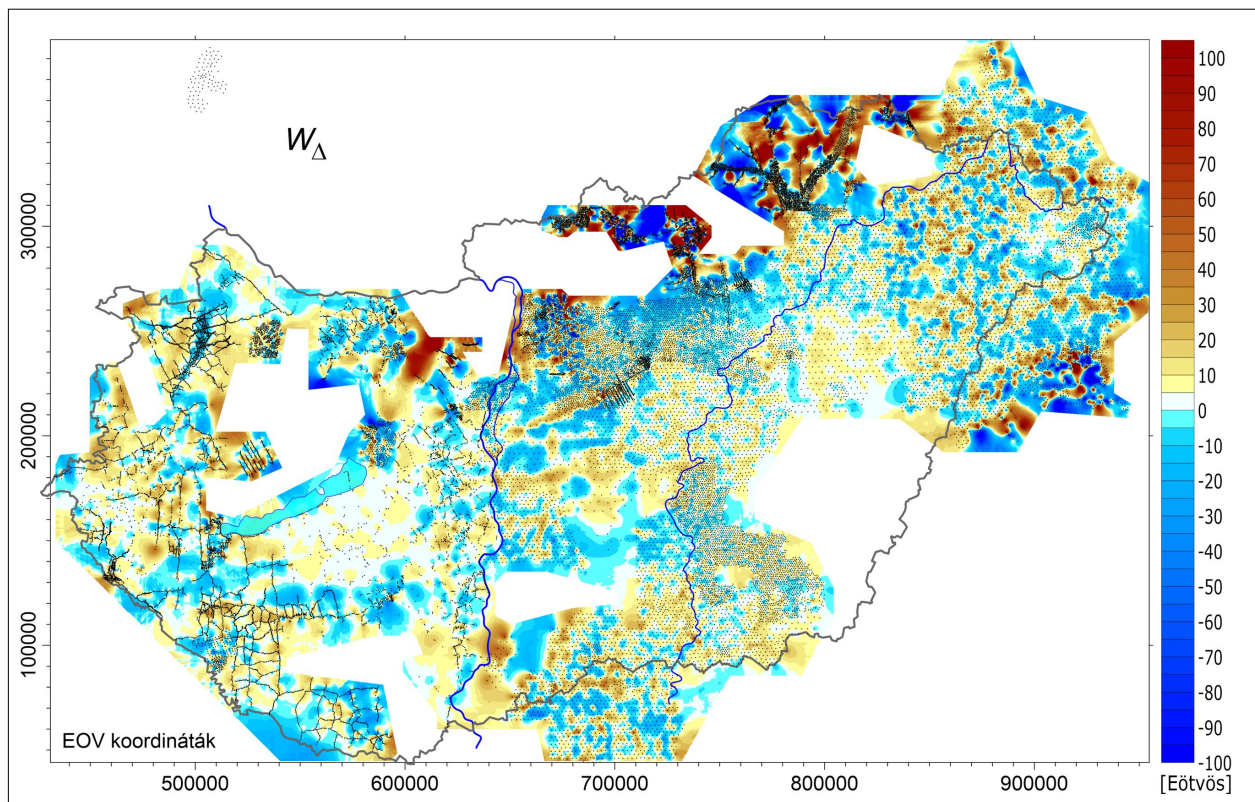
1–5	karakter:	mérési állomás száma
6–7	karakter:	mérési év (évszázad nélkül)
8–13	karakter:	az állomás $\varphi$ földrajzi szélessége
8–9	karakter:	fok
10–11	karakter:	perc
12–13	karakter:	másodperc
14–19	karakter:	az állomás $\lambda$ földrajzi hosszúsága
14–15	karakter:	fok
16–17	karakter:	perc
18–19	karakter:	másodperc

A koordinátákat Gauss-Krüger-térképlapokról vették le (tehát Kraszovszkij-ellipszoidra vonatkoznak), és a pontosságuk a legjobb esetben sem éri el a 10 métert. (Utólag olyan adatbázist is készítettünk, amelyben a Gauss-Krüger-koordináták helyett az ezekből transzformált EOVS-koordináták szerepelnek.)

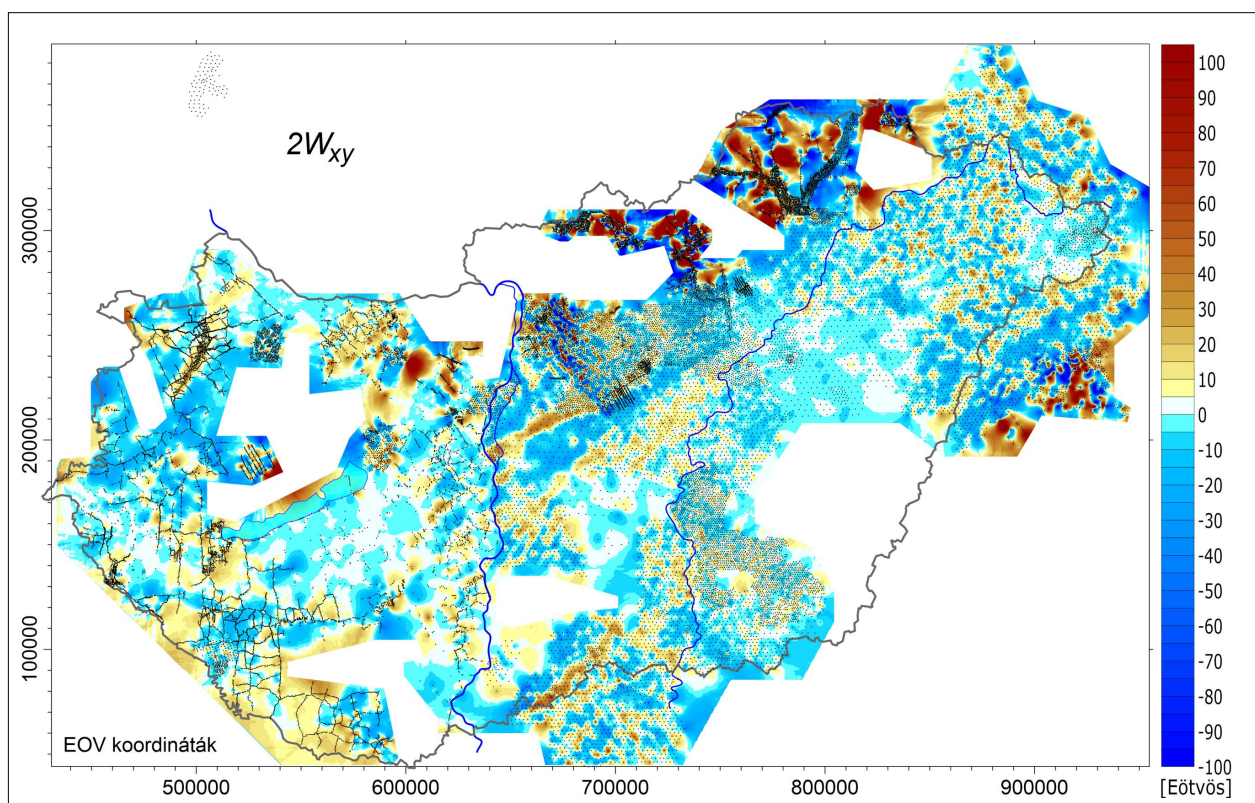
20–26	karakter:	$W_{zx}$ , a gradiens É-i komponense
27–33	karakter:	$W_{zy}$ , a gradiens K-i komponense
34–40	karakter:	$W_{\Delta}$ görbületi komponens
41–47	karakter:	$2W_{xy}$ görbületi komponens (és nem a $W_{xy}$ görbületi érték!)
48–53	karakter:	$W_{zx}$ -hoz tartozó topografikus hatás
54–59	karakter:	$W_{zy}$ -hoz tartozó topografikus hatás
60–65	karakter:	$W_{\Delta}$ -hoz tartozó topografikus hatás
66–71	karakter:	$2W_{xy}$ -hoz tartozó topografikus hatás

A  $W_{\Delta}$  görbületi értékek a valódi mért értékek, tehát nincs belőlük levonva az  $U_{\Delta} = 10,26 \cos^2 \varphi$  normálérték. A 48–71 mezőben szereplő értékek a mérési pontok környezetében 8 irányban elvégzett szintezésekből kiszámított topografikus korrekciók (tagoltabb topográfiajú területeken a térképi hatást is tartalmazzák). Amennyiben topografikus javítással ellátott ingamérésekre van szükség-



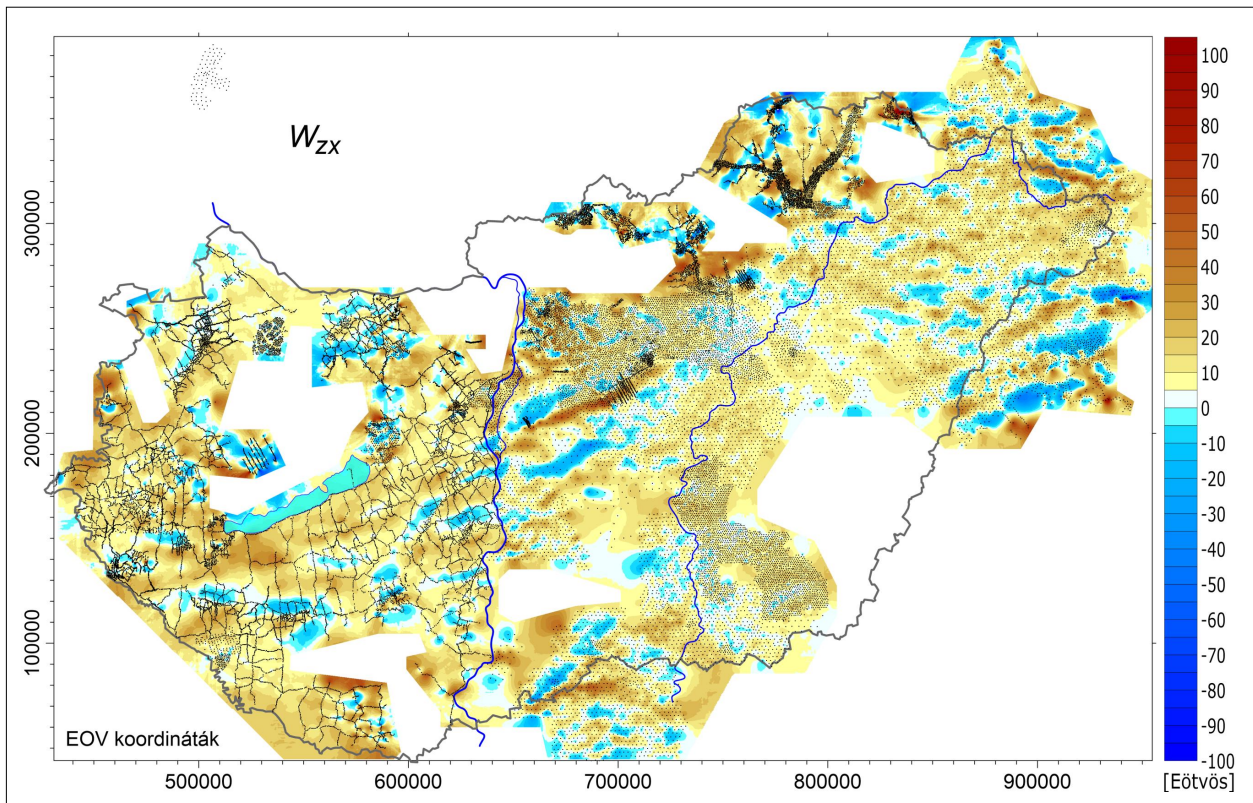


**3. ábra** Eötvös-inga-mérésekből származó  $W_{\Delta}$  görbületi gradiensek területi eloszlása  
**Figure 3** Spatial distribution of curvature gradients  $W_{\Delta}$  measured by Eötvös torsion balance

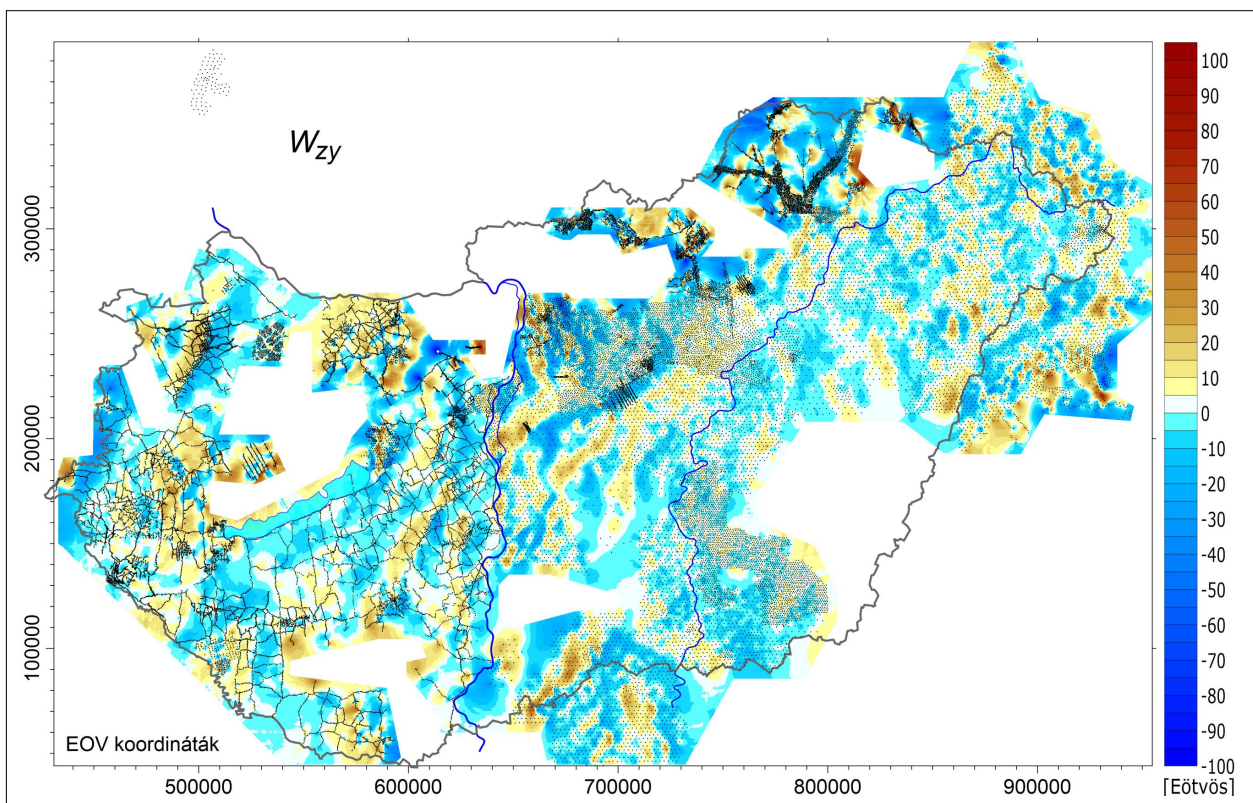


**4. ábra** Eötvös-inga-mérésekből származó  $2W_{xy}$  görbületi gradiensek területi eloszlása  
**Figure 4** Spatial distribution of curvature gradients  $2W_{xy}$  measured by Eötvös torsion balance





5. ábra Eötvös-inga-mérésekből származó  $W_{zx}$  horizontális gradiensek területi eloszlása  
 Figure 5 Spatial distribution of horizontal gradients  $W_{zx}$  measured by Eötvös torsion balance



6. ábra Eötvös-inga-mérésekből származó  $W_{zy}$  horizontális gradiens területi eloszlása  
 Figure 6 Spatial distribution of horizontal gradients  $W_{zy}$  measured by Eötvös torsion balance

günk, a 48–71 mezőben szereplő korrekciókat le kell vonni a 20–47 mezőben szereplő mért értékekből.

Az adathitelesítés során az adatokból minden egyes állomásra vonatkozóan számították a gradiens és görbületi értéket, majd a kívánt méretaránynak megfelelően minden egyes állomás helyén grafikusán ábrázolták ezeket az állomászám feltüntetésével. Az így előállított térképet mind kvalitatív, mind kvantitatív módon összevetették az eredeti térképekkel, szükség esetén a jegyzőkönyvekkel, amelyek segítségével kiszűrhetővé váltak a hibásan rögzített adatok. Ezután az esetleges hibákat az eredeti jegyzőkönyveknek megfelelően javították. Így a digitális adatbázisban többszörösen, grafikusán és számszerűen is ellenőrzött adatok szerepelnek.

## 5. Magyarországi gradiens térképek

A magyarországi Eötvös-inga-mérések digitális adatbázisa lehetővé tette, hogy az országunk teljes területére egyben ábrázoljuk a gradiensek területi eloszlását. A 3–6. ábrákon sorra a  $W_{\Delta}$ ,  $2W_{zy}$ ,  $W_{zx}$  és  $W_{zy}$  gradiensek területi eloszlása látható. Ezekről a különböző területeken a gradiensek értéke az ábrák jobb oldalán látható színskála alapján becsülhető meg. Az ingamérések helyszínét apró pontok jelölik. Feltűnő, hogy elsősorban a Balatontól délre a görbületi adatok ábráin sokkal kevesebb mérési pont található, mint a horizontális gradiensek esetében. Ennek az az oka, hogy a szénhidrogének kutatása során a görbületi gradiensekre nem volt szükség, ezért ezeket sok esetben meg sem határozták.

A térképek sok érdekes részletet tartalmaznak, értelmezésük a geofizikusok és geológusok számára lehet izgalmas kihívás.

Sajnos a térképeken sok nagy fehér folt látható, ahol nem állnak rendelkezésre Eötvös-inga mérések. Ezek részben a hegyvidéki területek, ahol a rendkívüli terephatás miatt nem volt célszerű ingaméréseket végezni, másrészt a már említett Bács-Kiskun, Békés és Hajdú-Bihar vármegyék jelentős területe, ahol megsemmisültek a korábbi mérések jegyzőkönyvei, adatai.

## 6. Gradiensek műholdas meghatározása

A fehér foltok kitöltésére felhasználhatjuk a modern műholdas technikai adottságokat, amire nemrég két próbálkozás történt (Diera 2016, Tóth S. 2020).

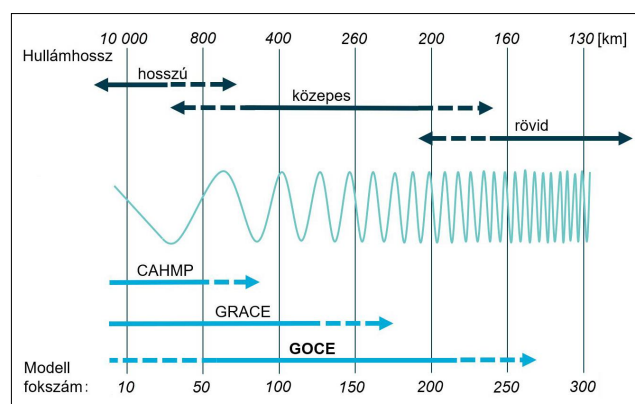
A műholdas technika történetében eddig három különböző űrgravimetriai projekt valósult meg, de már a negyedik gravitációs műholdrendszer is elkezdte a működését. Az űrgravimetria első mesterséges holdját, a CHAMP űreszközt 2000. július 15-én bocsátották Föld körüli pályára a tömegvonzási és a geomágneses tér tanulmányozása céljából (Földváry 2004). A műhold 454 km magasságú közel körpályán kezdte a keringését. Ez a magasság 2010 szeptemberéig fokozatosan csökkent, amikor a műhold

több mint 10 éves működése után a felső légkör sűrűbb rétegeibe süllyedve elégett.

A második űrgravimetriai misszió a GRACE 2002. március 17-én indult, és több mint 15 éven keresztül szolgáltatott fontos adatokat a gravitációs tér hely- és időbeli változásairól. Ezt az első nagy felbontású, kizárólagosan gravitációs célú rendszert két egymástól 250 km távolságban párhuzamosan keringő műholdpár alkotta. A két műhold közötti relatív távolság 1  $\mu\text{m}$  pontossággal volt mérhető folyamatosan. Mindkét műholdon egy-egy háromdimenziós precíziós gyorsulásmérőt helyeztek el, így a rendszer akár egy óriási, 250 km-es karhosszúságú, egykomponensű gradiométernak is tekinthető. A GRACE legnagyobb technikai kihívása a relatív távolság folyamatos és pontos mérése, valamint a két műhold repülési konfigurációjának aktív karbantartása. A GRACE a Föld nehézségi erőterének hosszú és közepes hullámhosszú szerkezetét mérte igen nagy pontossággal.

Az űrgravimetriai történetének harmadik műholdja, az Európai Űrügynökség (ESA) által fejlesztett és üzemeltetett GOCE az első olyan műhold, mely a fedélzetén található gradiométer segítségével közvetlenül a gravitációs gradiensek mérését végezte 2009 és 2013 között. Átlagosan 250 km-es magasságban lévő földkörüli pályán keringve mérte a gradienseket, működése akár az Eötvös-inga modern, űrbeli megfelelőjének is tekinthető (Rummel 2002). A gradiométer hat, megfelelően elhelyezett gyorsulásmérőből állt. A gyorsulásmérők három, egymásra merőlegesen tengely végein helyezkedtek el, mérőpárokat alkotva. A karok hossza 50 cm. Az egyes karok két végén mért gyorsulások különbségét képezve meghatározhatók a teljes Eötvös-tenzor elemei. A GOCE műholdon elhelyezett gradiométer mérési pontossága  $10^{-11}$  E (Eötvös egység), tehát két nagyságrenddel nagyobb, mint az Eötvös-inga egyébként is szenzációs pontossága.

Jelenleg a negyedik űrgravimetriai projekt keretében a 2018. május 22-én felbocsátott GRACE-FO műholdpár teljesít szolgálatot, amely a korábbi rendkívül sikeres GRACE méréseit folytatja.



7. ábra A gravitációs műholdak által gyűjtött adatok hullámhossz szerinti jeltartományja (Naeimi 2013)

Figure 7 Wavelength signal range of data collected by gravitational satellites (Naeimi 2013)

A CHAMP műhold a Föld gravitációs erőterének csak a hosszú hullámhosszú összetevőinek mérésére volt alkalmas. A GRACE műholdpár az erőternek hosszú és közepes hullámhosszú összetevőit, a GOCE viszont már a rövidebb hullámhosszú, magasabb fokszámú összetevőket is képes volt mérni igen nagy pontossággal. A méréseket végző különböző műholdak által gyűjtött adatok hullámhossz szerinti jeltartamát a 7. ábra mutatja. Az ábra felső sorában a gravitációs erőteret alkotó különböző összetevők hullámhossza [km-ben], az alsó részén pedig az erőteret leíró (7) gömbfüggvénysor  $n$  fokszáma látható. A szaggatott vonalak a hullámhossz-kategóriák határai, amelyek a műholdak mérési tartományainak (felbontásának) bizonytalanságára utalnak.

A 7. ábrán látható, hogy a GOCE ellentétben a CHAMP és a GRACE műholdakkal az erőter finomabb szerkezetét leíró közepes hullámhosszokon, a gömbfüggvény-együtthatók ( $30 < n < 250$ ) fokszámú tartományában szolgáltat információkat (Yi et al. 2013). Sajnos viszont még ez is csak alig több, mint 150 km pontsűrűségű felbontást jelent, és ezt sem a Föld felszínén, hanem nagyjából 250 km magasságban. Magasabb műholdpályán romlik a felbontóképesség, és hosszabb a műhold élete, alacsonyabb műholdpályákon viszont a felsőbb légkör fékező hatása miatt a műhold rövidebb élettartamával kell fizetnünk a jobb felbontóképességért.

A GOCE viszonylag alacsony pályájának köszönhetően, elsősorban a légkör felsőbb rétegei és egyéb disszipatív erők fékező hatást fejtenek ki a műhold mozgására, így közvetve a mért mennyiségeket is torzítják. Ezeknek az erőknek a hatása folyamatosan meghatározható és valós időben kompenzálható (Földváry et al. 2014).

Végül is a GOCE gradiométereinek feladata az erőter finomszerkezetének meghatározása volt gravitációs gradiensek mérésével. A hosszú hullámhosszú tagok akár a GOCE precíz pályadataiból is számíthatók, amely adatok ún. „satellite-to-satellite tracking” mérési elrendezéssel GPS műholdak segítségével határozhatók meg (Tóth S. 2020), de a GOCE mérési sávzélességén kívül eső hosszú hullámhosszú tagok a GRACE méréseivel is pótolhatók.

A műholdak méréseinek teljes vagy részbeni felhasználásával már sok geopotenciál-modell készült, például az általunk is használt Tongji-GMMG2021S, EIGEN-6C4 és SGG-UGM-2 modellek. Ezek a geopotenciál-modellek a (7) gömbfüggvénysorban szereplő, különböző  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$  együtthatókat tartalmazzák valamilyen  $n_{max}$  fokszámig, amelyek a földfelszíni és egyéb más méréseket kiegészítő, legalábbis részben GOCE-adatok alapján készültek.

Fontos tudnunk, hogy az Eötvös-ingával a földfelszínen mért gradiensek nem vethetők közvetlenül össze a műholdak pályamagasságában meghatározott értékekkel. A Föld felszínén működő Eötvös-ingák mérési eredményeit a műszerek közvetlen közelében lévő egészen kicsiny oldalirányú sűrűséginhomogenitások is jelentősen befolyásolják, amelyek mérhető hatása a magasság emelkedésével gyorsan elenyészik. A műholdak pályamagasságában az erőternek a földfelszínen mérhető finomszerkezete már

nem látható. A különböző magasságokban meghatározott erőtereket csak akkor tudjuk összehasonlítani és egyben kezelni, ha áttranszformáljuk ezeket a másik magasságára. A transzformáció az analitikai folytatások módszerével oldható meg (Völgyesi, 2002). Ennek két fajtája az analitikai felfelé és a lefelé folytatás.

A felfelé folytatás művelete akkor szükséges, amikor pl. a GOCE műszereit szeretnénk kalibrálni a Föld felszínén meghatározott nehézségi vagy Eötvös-inga-mérési adatokkal, az analitikai lefelé folytatás pedig a műholdas mérések adatainak felhasználását teszi lehetővé a Föld felszínén, hogy ezeket együtt tudjuk kezelni a földfelszíni mérésekkel. Sajnos azonban az analitikai lefelé folytatással nem lehet a „semiből” „valamit” előállítani, vagyis a műholdas mérésekből nem lehet előállítani a földfelszínre azokat a magas frekvenciás gradiens-összetevőket, amelyek a műholdak pályamagasságában már nem látszanak, ráadásul így a mérési zajok is felerősödnek.

Célszerűbb megoldás, ha olyan magas fokszámú geopotenciál-modelleket használunk a földfelszíni gradiensek számítására, amely modellek együtthatóinak meghatározásához az egyéb információk mellett felhasználták a gravimetriai műholdak mérési adatait is. Az így meghatározott gradiensek közvetlenül pl. a WGS84 ellipszoidra vonatkoznak.

## 7. Gradiensek számítása a potenciálfüggvény gömbfüggvénysorából

A nehézségi erőter potenciálfüggvényének gömbfüggvény-soros alakja:

$$W(r, \varphi, \lambda) = V(r, \varphi, \lambda) + V_c(r, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{n,m} \cos m\lambda + \bar{S}_{n,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \varphi \quad (7)$$

ahol  $V$  a tömegvonzási (gravitációs) erőter,  $V_c$  a forgási centrifugális erőter potenciálfüggvénye,  $GM$  a geocentrikus gravitációs állandó,  $R$  a referenciagömb sugara,  $\omega$  a Föld forgási szögsebessége,  $\bar{C}_{n,m}$ ,  $\bar{S}_{n,m}$  az  $n$ -ed fokú és  $m$ -ed rendű normalizált gömbfüggvény-együtthatók,  $\bar{P}_{n,m}(\sin \varphi)$  a normalizált asszociált Legendre-függvények (Biró et al. 2013).

Az Eötvös-tenzor elemeit a helyi térbeli derékszögű (az 1. ábrának megfelelően  $z$ : sugárirány felfelé,  $x$ : Észak,  $y$ : Nyugat) rendszerben Bucha B. és Janák J. (2013), valamint Reed G. B. (1973) és Koop R. (1993) szerint számítottuk:

$$W_{xx}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) (a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin \varphi) + [b_{n,m} - (n+1)(n+2)] \bar{P}_{n,|m|}(\sin \varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin \varphi)) + \omega^2 \sin^2 \varphi \quad (8)$$

$$W_{yy}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{\min}}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left( a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin \varphi) + b_{n,m} \bar{P}_{n,|m|}(\sin \varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin \varphi) \right) + \omega^2 \quad (9)$$

$$W_{xy}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left( d_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-2}(\sin \varphi) + g_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|}(\sin \varphi) + h_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+2}(\sin \varphi) \right), \quad m \neq 0 \quad (10)$$

$$W_{xz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left( \beta_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-1}(\sin \varphi) + \gamma_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+1}(\sin \varphi) \right) - \omega^2 \sin \varphi \cos \varphi \quad (11)$$

$$W_{yz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left( \mu_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-1}(\sin \varphi) + \nu_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+1}(\sin \varphi) \right), \quad m \neq 0 \quad (12)$$

$$W_{zz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{\min}}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n+1)(n+2) \times \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \bar{P}_{n,|m|}(\sin \varphi) + \omega^2 \cos^2 \varphi \quad (13)$$

amely összefüggésekben:

$$Q_m(\lambda) = \begin{cases} \cos m\lambda, & m \geq 0 \\ \sin |m|\lambda, & m < 0 \end{cases} \quad (14)$$

$$a_{n,m} = 0, \quad |m| = 0, 1 \quad (15)$$

$$a_{n,m} = \frac{\sqrt{1+\delta_{|m|,2}}}{4} \sqrt{n^2 - (|m|-1)^2} \sqrt{n+|m|} \sqrt{n-|m|+2}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (16)$$

$$b_{n,m} = \frac{(n+|m|+1)(n+|m|+2)}{2(|m|+1)}, \quad |m| = 0, 1 \quad (17)$$

$$b_{n,m} = \frac{n^2 + m^2 + 3n + 2}{2}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (18)$$

$$c_{n,m} = \frac{\sqrt{1+\delta_{|m|,0}}}{4} \sqrt{n^2 - (|m|+1)^2} \sqrt{n-|m|} \times \sqrt{n+|m|+2}, \quad |m| = 0, 1 \quad (19)$$

$$c_{n,m} = \frac{1}{4} \sqrt{n^2 - (|m|+1)^2} \sqrt{n-|m|} \sqrt{n+|m|+2}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (20)$$

$$d_{n,m} = 0, \quad |m| = 1 \quad (21)$$

$$d_{n,m} = -\frac{m}{4|m|} \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{1+\delta_{|m|,2}} \sqrt{n^2 - (|m|-1)^2} \times \sqrt{n+|m|} \sqrt{n+|m|-2}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (22)$$

$$g_{n,m} = \frac{m}{4|m|} \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{n+1} \sqrt{n-1} (n+2), \quad |m| = 1 \quad (23)$$

$$g_{n,m} = \frac{m}{2} \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{n+|m|} \sqrt{n-|m|}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (24)$$

$$h_{n,m} = \frac{m}{4|m|} \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{n-3} \sqrt{n-2} \sqrt{n-1} \sqrt{n+2}, \quad |m| = 1 \quad (25)$$

$$h_{n,m} = \frac{m}{4|m|} \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{n^2 - (|m|+1)^2} \sqrt{n-|m|} \times \sqrt{n-|m|-2}, \quad 2 \leq |m| \leq n \quad (26)$$

$$\beta_{n,m} = 0, \quad m = 0 \quad (27)$$

$$\beta_{n,m} = \frac{n+2}{2} \sqrt{1+\delta_{|m|,1}} \sqrt{n+|m|} \sqrt{n-|m|+1}, \quad 1 \leq |m| \leq n \quad (28)$$

$$\gamma_{n,m} = -(n+2) \sqrt{\frac{n(n+1)}{2}}, \quad m = 0 \quad (29)$$

$$\gamma_{n,m} = -\frac{n+2}{2} \sqrt{n-|m|} \sqrt{n+|m|+1}, \quad 1 \leq |m| \leq n \quad (30)$$

$$\mu_{n,m} = -\frac{m}{|m|} \left(\frac{n+2}{2}\right) \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{1+\delta_{|m|,1}} \sqrt{n+|m|} \times \sqrt{n+|m|-1} \quad (31)$$

$$\nu_{n,m} = -\frac{m}{|m|} \left(\frac{n+2}{2}\right) \sqrt{\frac{2n+1}{2n-1}} \sqrt{n-|m|} \sqrt{n-|m|-1} \quad (32)$$

$$\delta_{p,q} = \begin{cases} 1, & p = q, \\ 0, & p \neq q. \end{cases} \quad (33)$$

## 8. A kitöltő ponthelyek koordinátáinak meghatározása

A gradiensek (8), (9), ..., (33) összefüggésekkel történő meghatározásához első lépésben elő kell állítani azon földfelszíni ponthelyek  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $r$  koordinátáit, amely pontokban a gradienseket számítani szeretnénk. Célszerűségi okokból a gradienseket szabályos, lehetőleg egyenlő lépés-közű rács sarokpontjaira érdemes kiszámítani az ország teljes területére. Megfelelő ráctávolság alkalmazásával egyrészt lehetőségünk nyílik az Eötvös-inga-mérési pontokban ellenőrizni a számított gradienseket, és egyúttal alkalmas pontsűrűséggel kiszámíthatjuk a hiányzó értékeket az üres „fehér” területeken, ahol nem állnak rendelkezésünkre közvetlen terepi mérések. Az egyenlő ráctávolságot adó  $\varphi$ ,  $\lambda$  vízszintes koordináták meghatározására kivá-



ló lehetőség egy olyan Reuter-rács (Eicker 2008) előállítására, amely adott gömbön egyenlő távolságban elhelyezkedő rácspontokat szolgáltat (Tóth 2020). Így az optimális rácstávolság megállapításához először meg kell határozni az ismert Eötvös-inga-mérési pontok átlagos távolságát, amelyek alapján képezni tudjuk a legalkalmasabb lépésközű Reuter-rácsot.

A számítás során ún. KD-fa (Dombi 2012) segítségével minden egyes Eötvös-inga-mérési pontra meghatároztuk a legközelebbi pont távolságát, majd a kapott távolságokat átlagoltuk (Pongrácz 2022). A számításokat külön területegységenként (Észak-Alföld és Közép-Magyarország, Dél-Alföld, az országhatáron kívüli mérési pontok és a Dunántúl területére) elvégeztük. Számításaink szerint a kitöltő pontokra az ország teljes területén átlagosan 1232 m távolsággal célszerű a Reuter-rácsot létrehozni. Eredetileg a Reuter-rácsot gömbfelszínen értelmezzük, de kisebb módosítással nemcsak a teljes gömbfelszínre, hanem ennek szűkebb területére is elkészíthető, sőt kisebb területen (akár pl. Magyarország területén) a kapott  $\varphi$ ,  $\lambda$  rácspont-koordináták WGS84 ellipszoidi szélességként és hosszúságként is értelmezhetők.

Mivel az Eötvös-ingával meghatározott gradiensek a fizikai földfelszínen mért értékek, a számított gradienseket is a különböző földfelszíni magasságokra kell meghatározni. Ezért a  $\varphi$ ,  $\lambda$  rácspont-koordináták mellett szükségünk van ugyanezen pontokban a magassági koordinátára is, amely a (8), (9), ..., (13) összefüggések szerint a földfelszíni pontoknak a WGS84 ellipszoid középpontjától mért  $r$  távolsága. Ennek meghatározásához viszont rendelkezniünk kell a pontok tengerszint feletti magasságával és a geoid-ellipszoid távolságát is ismernünk kell.

A  $\varphi$ ,  $\lambda$  rácspontokban a tengerszint feletti magasságokat interpolációval határoztuk meg az EU-DEM (Digital Elevation Model over Europe) felhasználásával, amely kb. 25 m vízszintes felbontással rendelkezik, és az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) valamint az ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) globális digitális magassági felszínmodellek kombinálásával hozták létre (WEB\_1). Az EU-DEM adatbázis felhasználásával meghatározott magasságok az EVRS2000 (European Vertical Reference Frame 2000) magassági dátumra vonatkoznak. Statisztikai elemzések alapján az EU-DEM modell megbízhatósága igen jó, Magyarország esetében az átlagos eltérés a számított és a valódi magasságok között  $-2,38$  m, az eltérések szórása  $\pm 1,42$  m, a négyzetes középhiba  $\pm 2,77$  m (DHI GRAS, 2014).

A magasságokat mind az Eötvös-inga-mérési pontokra, mind a rácspontokra egyaránt kiszámítottuk (Pongrácz, 2022).

Mivel a (8), (9), ..., (13) összefüggésekben a  $\varphi$ ,  $\lambda$  vízszintes koordináták mellett a harmadik koordináta az  $r$  geocentrikus távolság, ezért a gradiensek számításához a tengerszint feletti  $H$  magasság, helyett az

$$r = R + N + H \quad (34)$$

geocentrikus távolságra van szükségünk, vagyis a tengerszint (geoid) feletti magasságon kívül szükségünk van a geoidundulációk  $N$  értékére és az adott geopotenciálmodellhez tartozó referenciagömb  $R$  sugarára is.

A  $\varphi$ ,  $\lambda$  koordinátájú rácspontokhoz tartozó  $N$  geoidunduláció értékeket szintén interpolációval határozhatjuk meg, amire megfelelő geoid adatbázisok állnak rendelkezésre (WEB\_2). Számításainkhoz a WGS84 ellipszoidra vonatkozó  $1' \times 1'$  felbontású EGM2008 geoidmodellrel használtuk. A pontjainkra így meghatározott geoidellipszoid távolságok pontossága egy nagyságrenddel jobb, mint az EU-DEM modellel meghatározott tengerszint feletti magasságoké, ami így összességében kielégíti a (8), (9), ..., (13) gömbfüggvénysorokban szereplő  $r$  geocentrikus távolsággal szemben támasztott pontossági igényt.

## 9. A gradiensek számítása

Az Eötvös-tenzorban lévő gradiensek számítását alkalmasan választott geopotenciál modell felhasználásával végezhethetjük a (8), (9), ..., (13) összefüggések felhasználásával. Sok különböző geopotenciál-modell áll a rendelkezésünkre, amelyek adatbázisa az internetről szabadon letölthető (WEB\_3). Nyilvánvalóan most olyan geopotenciál-modell alkalmas a számunkra, amelyben szereplő  $\bar{C}_{n,m}$ ,  $\bar{S}_{n,m}$  gömbfüggvény-együtthatók meghatározása során felhasználták a gravimetriai, gradiometriai műholdak mérési adatait is. Az általunk kipróbált három ilyen modell főbb jellemzőit az 1. táblázatban foglaltuk össze. Az egyes modellek adatbázisaiban a fájlok elején rövid leírást követően megtalálható a referenciagömb  $R$  sugara és a  $GM$  geocentrikus gravitációs állandó értéke, végül a  $\bar{C}_{n,m}$ ,  $\bar{S}_{n,m}$  normalizált gömbfüggvény-együtthatók számértékei következnek ezek megbízhatósági mérőszámaival.

1. táblázat | A felhasznált geopotenciál-modellek  
Table 1 | The used geopotential models

Geopotenciál-modell	$n_{max}$	$GM [m^3/s^2]$	$R [m]$
Tongji-GM-MG2021S	300	$3,986004415 \times 10^{14}$	$6,37813646 \times 10^6$
EIGEN-6C4	2190	$3,986004415 \times 10^{14}$	$6,37813646 \times 10^6$
SGG-UGM-2	2190	$3,986004415 \times 10^{14}$	$6,37813630 \times 10^6$

A **Tongji-GMMG2021S** modellben szereplő normalizált gömbfüggvény-együtthatókat kizárólag a GOCE és a GRACE műholdak mérései alapján határozták meg,  $n = m = 300$  fokszámig és rendig.

Az **EIGEN-6C4** statikus globális kombinált gravitációs modellben  $n = 2190$  fokszámig és rendig határozták meg a  $\bar{C}_{n,m}$ ,  $\bar{S}_{n,m}$  együtthatókat együttesen földi és műholdas mérési adatok felhasználásával. Felhasználták többek között a LAGEOS műhold 1985 és 2010 közötti méréseit, a GRACE 2003 és 2012 közötti tíz éves adatsorát, a GOCE

valamennyi mérési adatát, földfelszíni mérési adatokat (max. 370 fokszámig), DTU12 óceáni geoidadatokat és EGM2008 geoidmagasságokat. A különböző műholdas és földfelszíni mérési adatok összerendezését a normál-egyenletek ún. sávkorlátos kombinációjával végezték  $n_{\max} = 370$  fokszámig (Shako et al. 2014). Az így kapott  $n = 370$  fokszámig és rendig terjedő megoldást ún. blokkdiagonális megoldással kiterjesztették  $n = 2190$  fokszámig és rendig, a DTU10 globális gravitációs anomália adatháló felhasználásával.

Az SGG-UGM-2 modell 2190 fokszámig és 2159 rendig terjedő geopotenciál-modell, a GOCE és a GRACE műholdak megfigyeléseinek, szatellita-altimetriai mérések adatainak és az EGM2008 modellből származó gravitációs adatoknak a kombinálásával készült, amelyeket újonnan meghatározott tengeri gravitációs anomáliák is kiegészítettek. Az SGG-UGM-2 a legtöbb mérési adatból és információból származtatott geopotenciál-modell.

A nehézségi erő gradienseinek számítását a GrafLab szoftverrel (WEB\_4) végeztük (Bucha és Janák 2013).

## 10. A mért és a számított gradiensek összehasonlítása

A számítással meghatározott gradiensek ellenőrzésének legegyszerűbb módja, ha – ahol lehetséges – ezeket összehasonlítjuk az Eötvös-ingával mért értékekkel. Az összehasonlításnál figyelemmel kell lenni arra, hogy a számítással meghatározott értékek a Reuter-rács pontjaira vonatkoznak, amelyek általában nem esnek egybe az Eötvös-

2. táblázat | Mért és számított gradiensek közötti korrelációs együtthatók

Table 2 | Correlation coefficients between measured and computed gradients

	Tongji-GMMG2021S	EIGEN-6C4	SGG-UGM-2
$W_{xy}$	0,0460	0,2627	0,2629
$W_{\Delta}$	0,0292	0,2240	0,2244
$W_{zx}$	0,0557	0,3754	0,3746
$W_{zy}$	0,0912	0,4260	0,4262

3. táblázat | A mért és számított gradiensek átlagos eltérése, átlaga és szórása (az EIGEN-6C4 modell adataiból)

Table 3 | Correlation coefficients between measured and computed gradients

	Eltérés [E] mért–szám.	Átlag [E]		Szórás [E]	
		mért	számít.	mért	számít.
$W_{xy}$	6,93	0,27	-0,44	14,27	4,99
$W_{\Delta}$	13,95	2,70	4,72	27,51	9,72
$W_{zx}$	8,55	9,27	8,07	13,45	8,82
$W_{zy}$	8,37	0,24	0,21	13,96	8,01

inga-mérési pontokkal. Ezért első közelítésben sorra a vizsgált rácsponthoz legközelebb lévő ingamérés pontjában ismert gradienseket hasonlítottuk össze az adott rácspontban számított értékekkel. Mindhárom geopotenciálmodellre meghatároztuk a mért és a számított mennyiségek között az átlagos eltérést, az eltérések szórását, valamint a mért és számított mennyiségek közötti korrelációs együtthatót. A korrelációs együtthatókat a 2. táblázatban láthatjuk, az EIGEN-6C4 modellre számított további statisztikai jellemzők pedig a 3. táblázatban találhatók.

A 2. táblázatból jól látható, hogy a számított  $W_{zx}$ ,  $W_{zy}$  gradiensek jobb korrelációt mutatnak a mérési eredményekkel, mint a  $W_{\Delta}$ ,  $W_{xy}$  görbületi adatok. Megállapítható továbbá, hogy a Tongji-GMMG2021S geopotenciálmodellből számított gradiensekkel nagyon rossz a korreláció. Mivel a GOCE műhold adatai  $n = 250$ , a GRACE műhold adatai pedig csak  $n = 130$  fokszámig tartományig adnak megfelelő pontosságú információt, ezért a kizárólag műholdas gradiométeres mérések segítségével előállított  $n = 300$  fokszámú Tongji-GMMG2021S modell felhasználásával nem célszerű az üres területeken a hiányzó Eötvös-inga-méréseket pótolni.

A másik két (EIGEN-6C4 és SGG-UGM-2) nagyobb felbontású modellel számított gradiensek a Tongji-GMMG2021S modellnél jobb korrelációt mutatnak a mérésekkel úgy, hogy a kettő között a korrelációs adatok alapján nincs számottevő különbség.

A 3. táblázatban látható, hogy a mért gradienseknek a számított gradienseknél jóval nagyobb a szórása. Ez azt mutatja, hogy a számított gradiensek térben lomhábban változnak, mivel nem tartalmaznak a térben gyorsan változó magas frekvenciás (rövid hullámhosszú) tagokat.

Az eredmények jól mutatják a korábbi ingamérések jelentőségét, ugyanis kizárólag műholdas gradiométeres mérések alapján előállított gradiensekkel – mivel ezek nem tartalmazzák az erőtér finomszerkezetét – nem pótolhatók az Eötvös-inga-mérések.

Megvizsgáltuk azt is, hogyan változik a korreláció, ha a mérési eredményekre mozgó átlagot számítunk, vagyis ha a számítandó ponthelyen nemcsak a hozzá legközelebbi egyetlen mérési pont gradiensét, hanem a tőle adott távolságon belül található összes érték átlagát vesszük figyelembe. Ehhez a már korábban is használt KD-fát (Dombi 2012) alkalmaztuk azzal a különbséggel, hogy most nemcsak a legközelebbi egyetlen mérési pontot, hanem adott távolságon belül található összes pontot választjuk ki a számításokhoz (Pongrácz 2022).

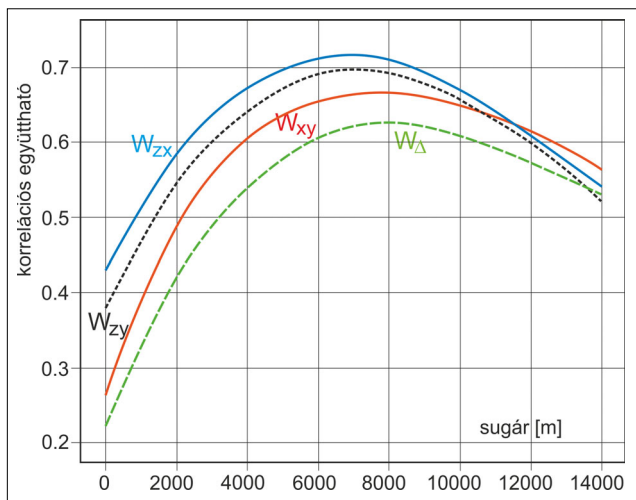
A mozgóátlag számítását 2 km-től 14 km-es sugárig végeztük valamennyi gradiensre. Az eredményeket a 4. táblázatban foglaltuk össze, az egyes gradiensek korrelációjának sugár szerinti változását pedig a 8. ábra szemlélteti. Látható, hogy a korreláció jelentősen nő, ha a legközelebbi pontban lévő egyetlen gradiens helyett több gradiensnek egy mozgóátlag segítségével simított értékeit hasonlítjuk össze a számított értékkel. A legnagyobb korreláció a 6–8 km-es sugáron belül található mért gradiensek átlagaként számított értékkel tapasztalható. Ebben a tar-

**4. táblázat** | A mozgóátlag számítása utáni korrelációs együtthatók  
**Table 4** | Correlation coefficients with computation of the moving average

R [m]	Korrelációs együtthatók			
	$W_{zx}$	$W_{zy}$	$W_{xy}$	$W_{\Delta}$
0	0,42597	0,37545	0,26266	0,22398
2000	0,58113	0,54868	0,49155	0,41911
3000	0,62998	0,59604	0,55896	0,48541
4000	0,66910	0,63849	0,60482	0,54091
5000	0,69099	0,66900	0,63422	0,57187
6000	0,70771	0,68851	0,65427	0,60264
7000	0,71314	0,69412	0,66471	0,62128
8000	0,70698	0,69048	0,66589	0,62578
9000	0,69155	0,67683	0,65689	0,61924
10000	0,66825	0,65646	0,64771	0,60773
11000	0,63897	0,63151	0,63600	0,59236
12000	0,60654	0,59913	0,61662	0,57251
13000	0,57302	0,56121	0,59288	0,55166
14000	0,54008	0,52006	0,56651	0,53018

ományban az adott gradienstől függően a korrelációs együttható 0,6–0,7 körül van, ami már jó korrelációnak tekinthető. A 6–8 km-es távolságon túl lévő pontokat is bevonva az átlag képzésbe elkezd csökkenni a korreláció. Ez arra utal, hogy bár a számított gradiensek alapján a lokális, kis kiterjedésű anomáliák nem láthatók, de a nagyobb kiterjedésű (legalább 6–8 km) nagyságrendű hatások már megjelennek.

Az Eötvös-inga terepi pontokban mért és az EIGEN-6C4 modell felhasználásával számított  $W_{\Delta}$ ,  $W_{xy}$ ,  $W_{zx}$  és  $W_{zy}$  gradiensek területi eloszlása a 9–12. ábrákon látható térképeken hasonlítható össze. A mérési, illetve számítási ponthelyek az



**8. ábra** | A mozgóátlag számításával kapott korrelációs együtthatók az egyes gradiensekre az R sugár függvényében

**Figure 8** | Correlation coefficients obtained by computing the moving average for each gradient as a function of radius R

EOV-koordinátáik alapján kerültek a térképekre, az egyes pontokban a gradiensek számértékét pedig a színük alapján állapíthatjuk meg, az ábrák jobb oldalán található színskála segítségével. A színskálán szereplő számértékek E (Eötvös) egységben értendők.

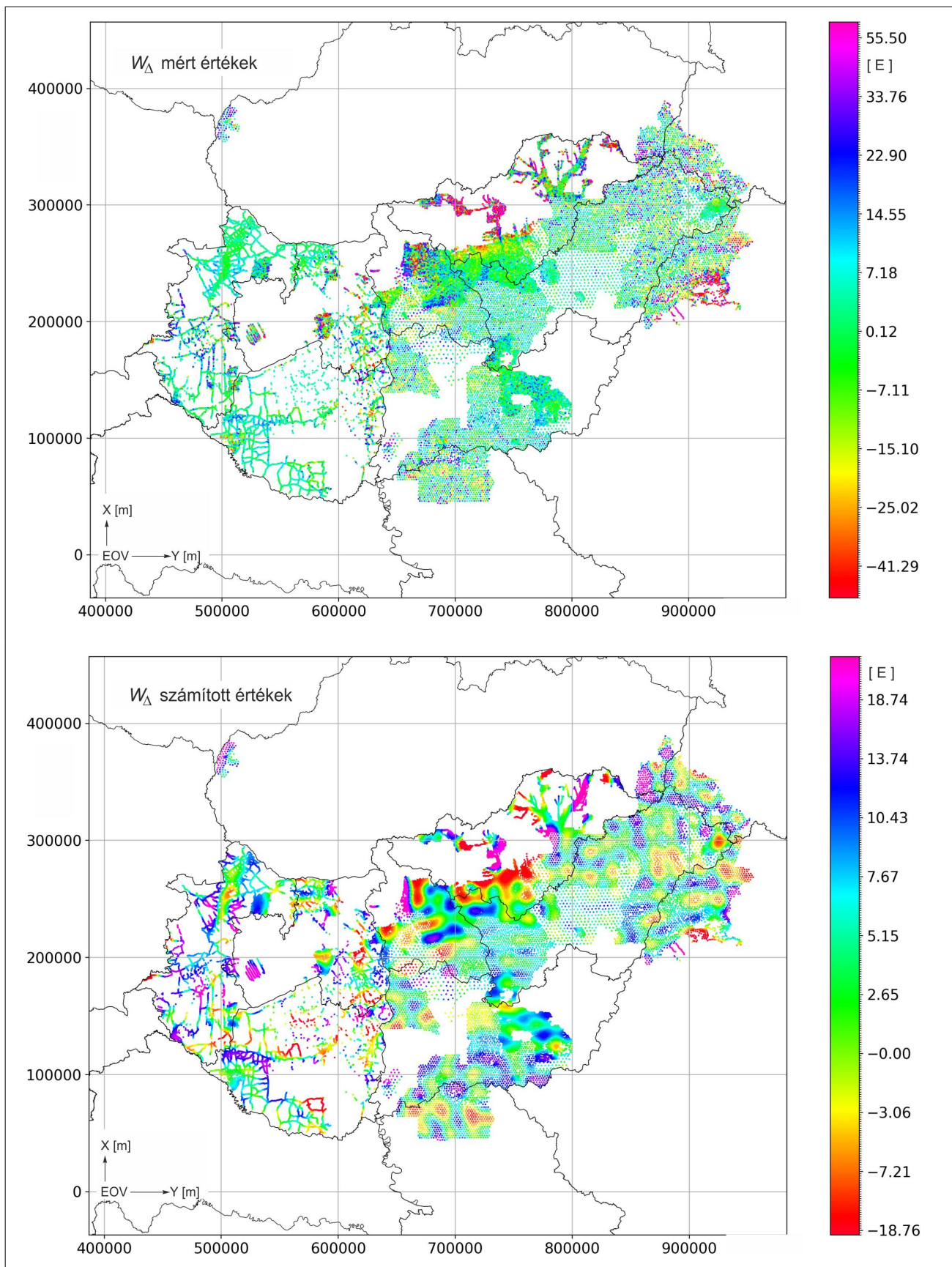
Az ábrázolás során problémát okozott, hogy a gradiensek között sok kiugró érték található, így a minimális és maximális értékek közötti lineáris színskálával nem célszerű ábrázolni az egyes gradiensek eloszlását, hiszen így nagyjából egységes színű lenne az összes pont. Emiatt a színskála tartományát csupán az átlagos értéktől számítva a szórás kétszeresén belül lévő tartományra korlátoztuk. Így sikerült elérni, hogy megfelelő legyen a színek kontrasztja ahhoz, hogy jobban látszódnak a regionális változások. Megfigyelhető, hogy ez a tartomány jóval kisebb a számított gradiensek esetén, ami egyébként érthető, mivel a számított gradiensek esetében a finomszerkezet hiánya miatt kisebb az értékek szórása.

### 11. Az üres foltok kitöltése

Vizsgálataink fő célja, hogy azoknak a területeknek a gradiensek és görbületi adatairól is legyen információink, ahol nem állnak rendelkezésre Eötvös-inga-mérési eredmények. Az eddigiekben láthattuk, hogyan oldható meg a fehér foltok kitöltése, a gradiensek kiszámítása az EIGEN-6C4 geopotenciál-modell adatainak felhasználásával. Az Eötvös-inga-mérési pontokban ellenőrizni tudtuk a számítással meghatározott gradiensek megbízhatóságát, felhasználhatóságát, nyilvánvalóan ez érvényes az ismeretlen fehér foltok területére is. A 13–16. ábrán sorra bemutatjuk a  $W_{\Delta}$ ,  $W_{xy}$ ,  $W_{zx}$  és  $W_{zy}$  gradiensek magyarországi területi eloszlását. A térképeken az Eötvös-ingával felmért területeken közvetlenül az ingamérések eredményeit láthatjuk, a fehér foltokat pedig a számításainkkal meghatározott gradiensekkel töltöttük ki. Az ábrázolási módszerünk ugyanaz, mint a megelőző 9–12. ábrákon, vagyis a mérési, illetve számítási ponthelyek az EOV-koordinátáik alapján kerültek a térképekre, az egyes pontok színe pedig a gradiensek számértékét tükrözi, az ábrák jobb oldalán található színskálának megfelelően. A kitöltő területeken látható látszólagos folyamatos színezés, a számított pontok nagyobb pontsűrűsége miatt tapasztalható. A színskálák minimum- és maximumértékeit a korábbiaknak megfelelően állapítottuk meg.

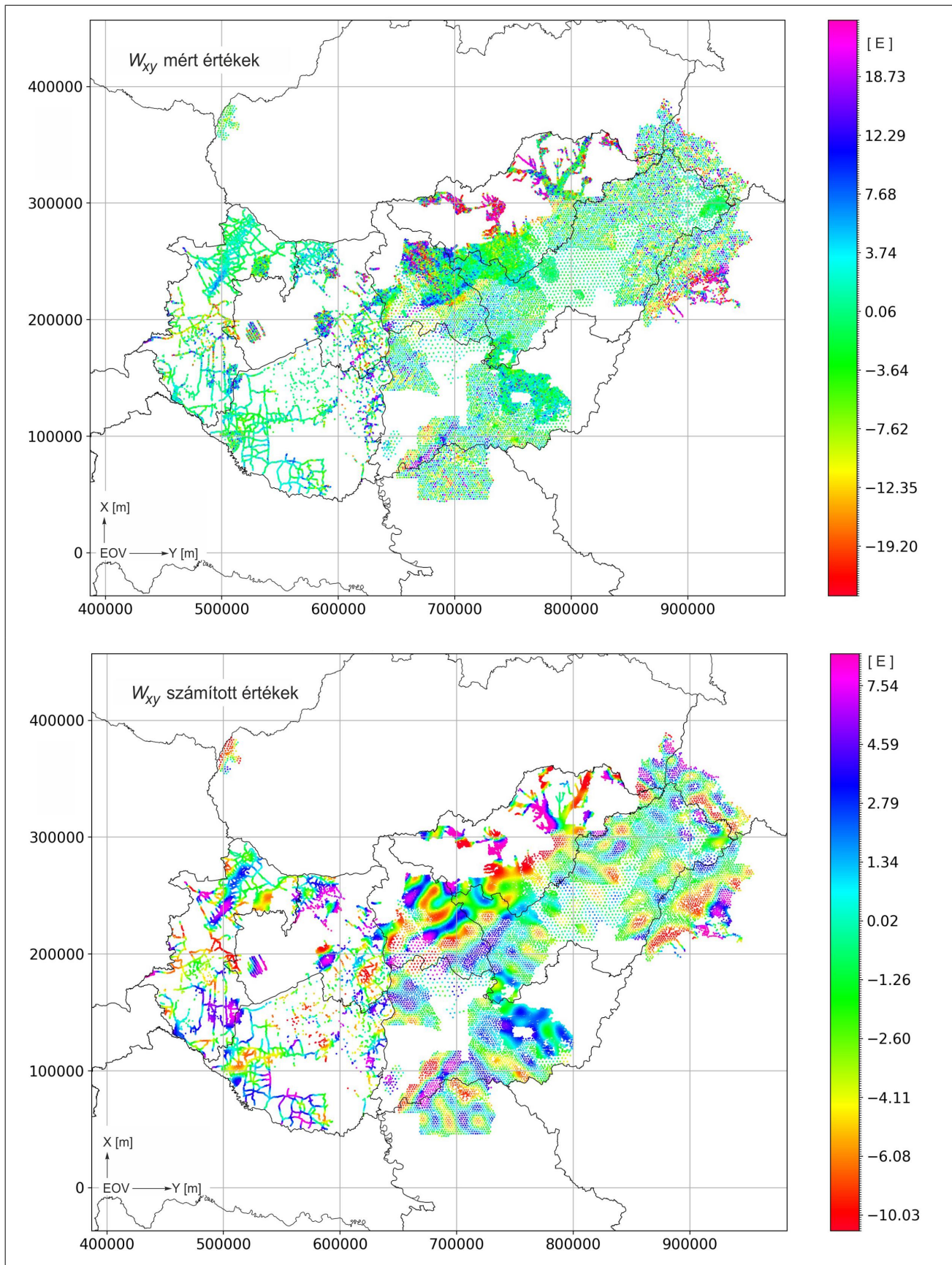
### 12. Összegezés

Az új modern műholdas technika által nyújtott lehetőséget kihasználva megpróbáltuk meghatározni a hiányos területeken is a horizontális és görbületi gradienseket. Az utóbbi időkben több olyan geopotenciál modell készült, amelyekben figyelembe vették a gravitációs műholdak mérési adatait is. Három ilyen geopotenciál modell felhasználásával végeztünk kísérleti számításokat és az ezekkel meghatározott gradienseket ellenőrzésként összehasonlítottuk az Eötvös-inga-

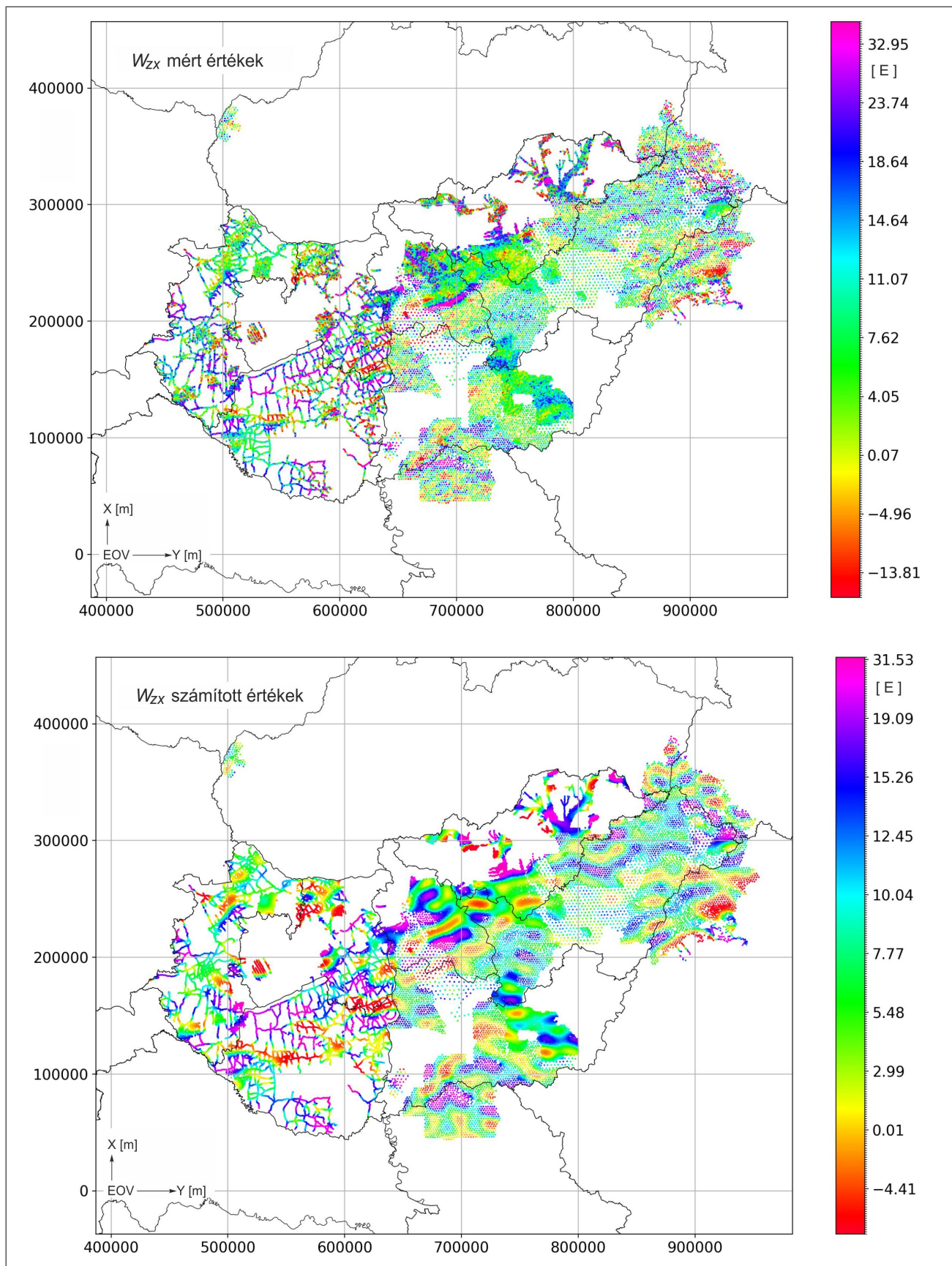


9. ábra | Eötvös-ingával mért és az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{\Delta}$  görbületi gradiensek  
 Figure 9 | Curvature gradients  $W_{\Delta}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model



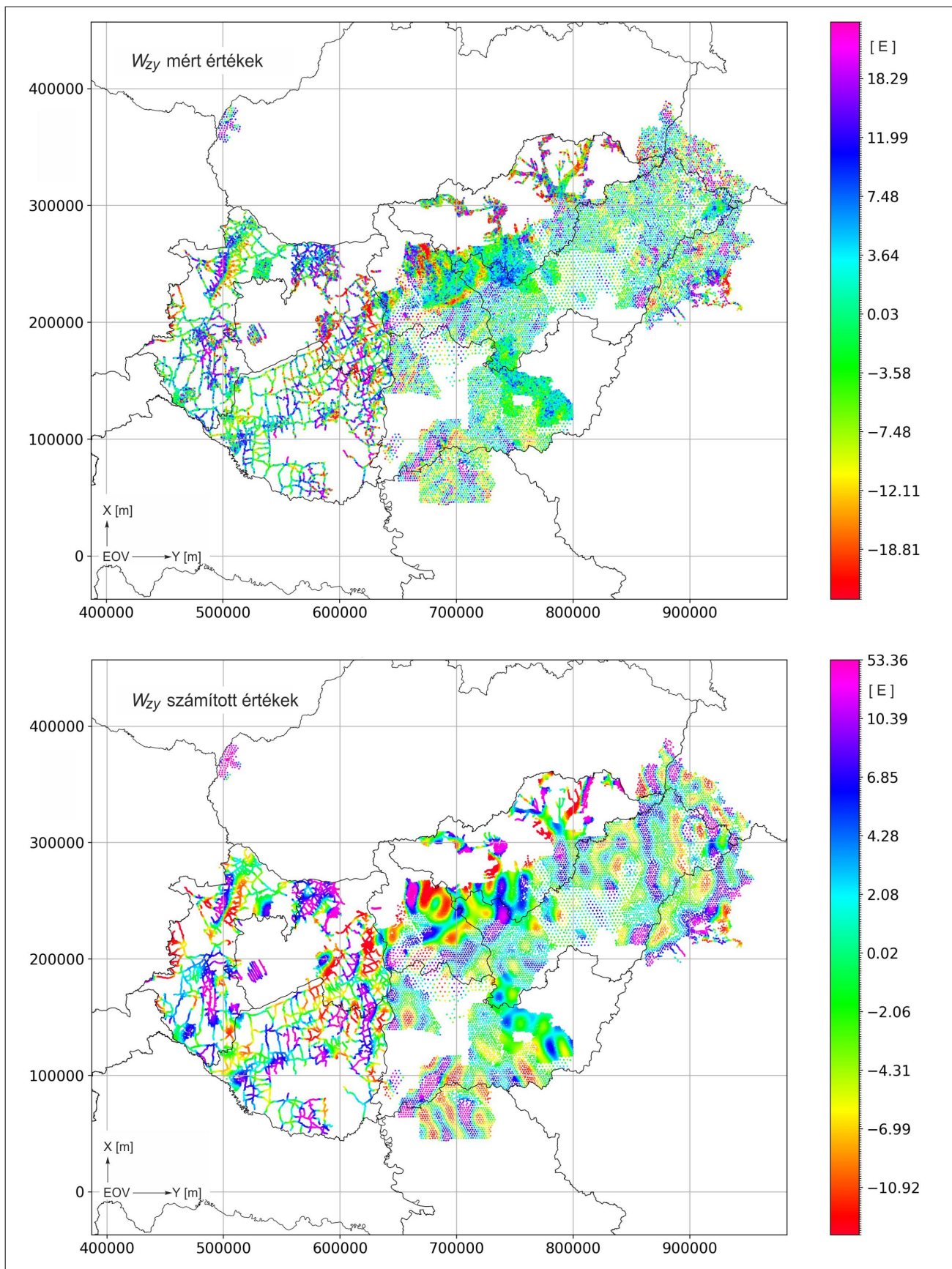


10. ábra | Eötvös-ingával mért és az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{xy}$  görbületi gradiensek  
 Figure 10 | Curvature gradients  $W_{xy}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model

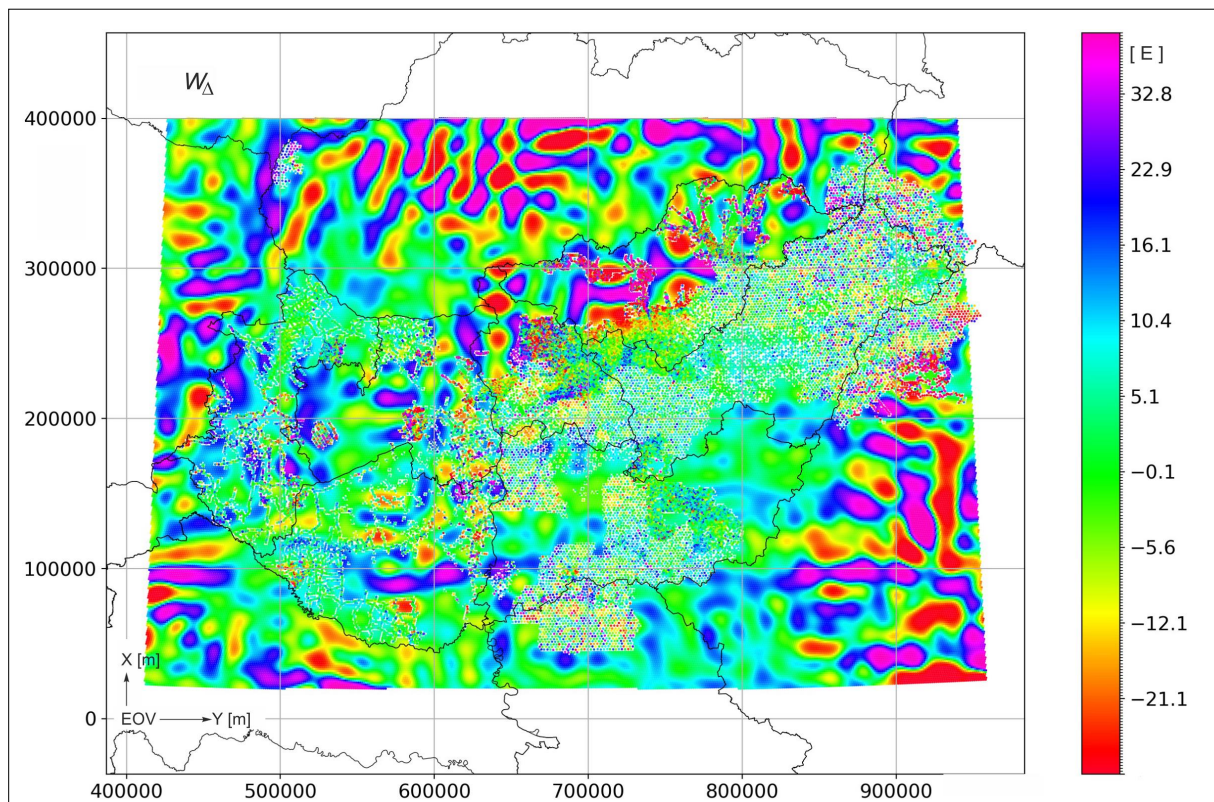


11. ábra | Eötvös-ingával mért és az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{zx}$  horizontális gradiensek  
 Figure 11 | Horizontal gradients  $W_{zx}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model

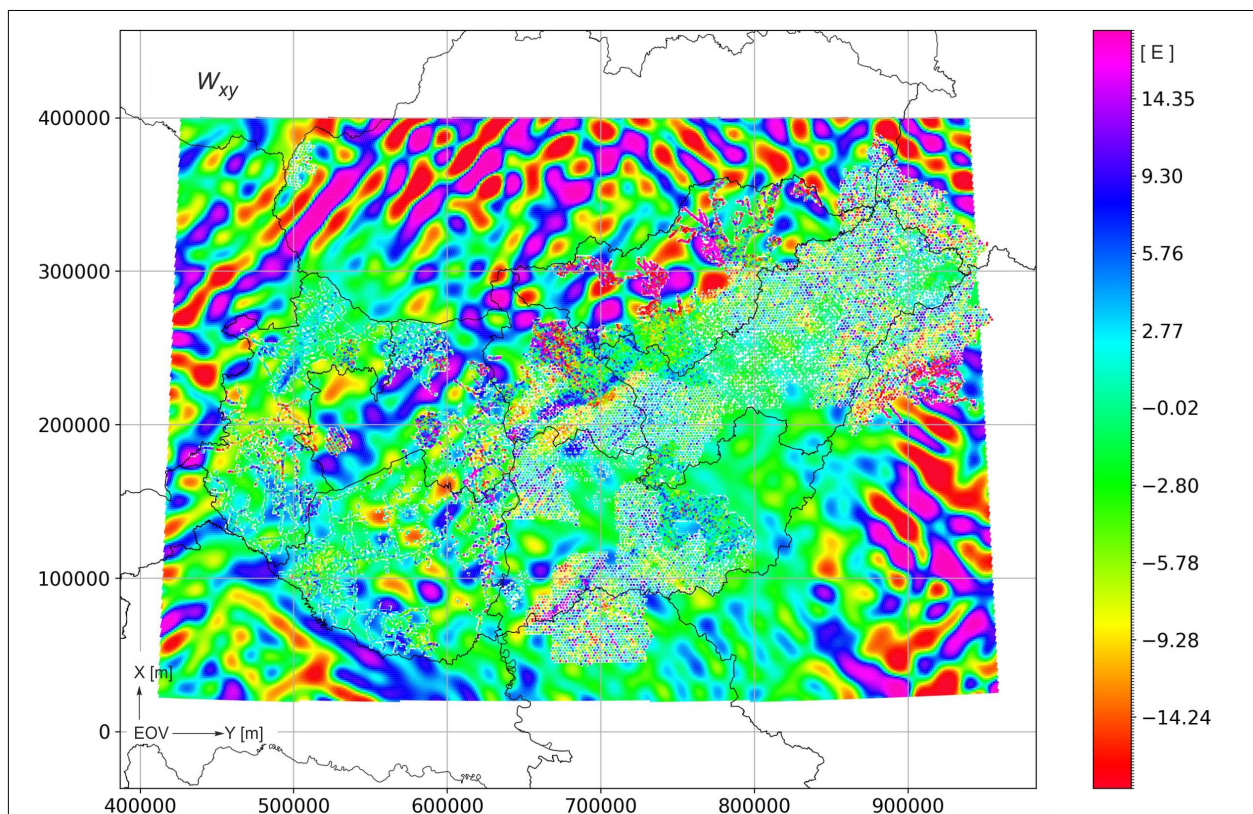




12. ábra | Eötvös-ingával mért és az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{zy}$  horizontális gradiensek  
 Figure 12 | Horizontal gradients  $W_{zy}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model

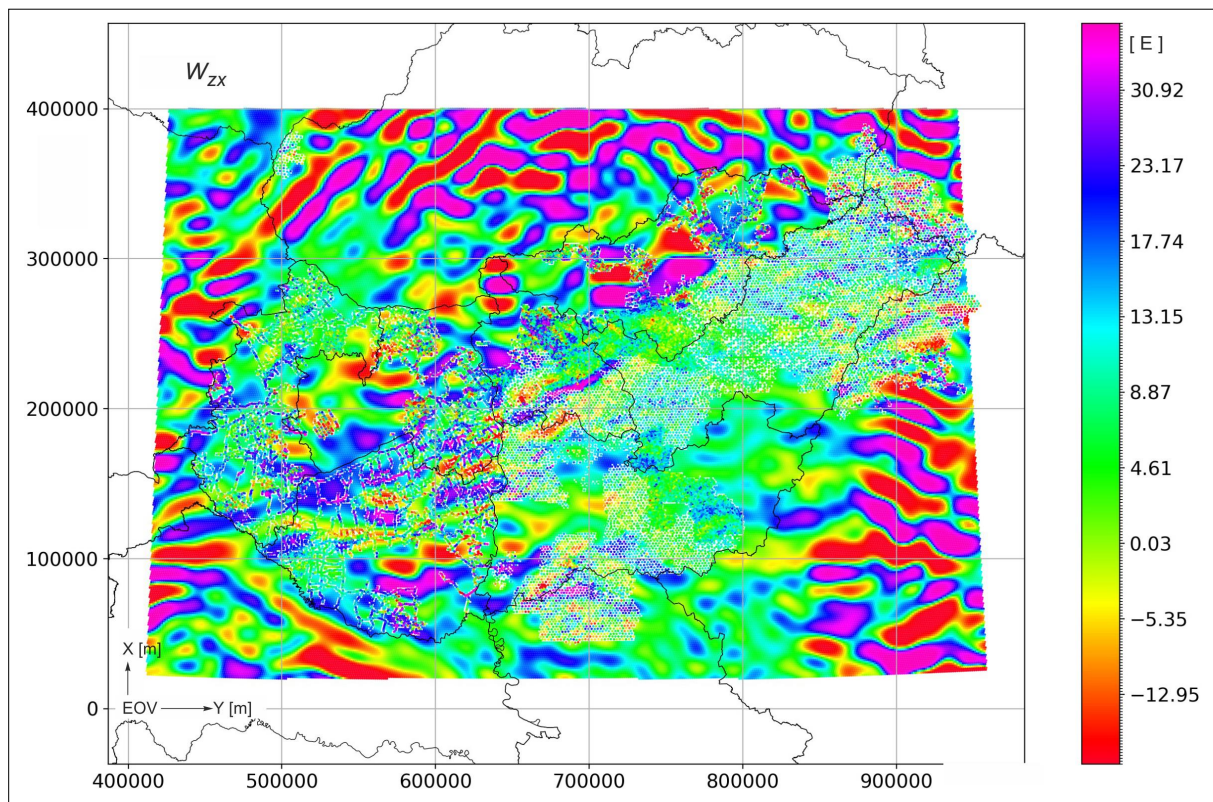


**13. ábra** Eötvös-ingával mért és a kitöltő pontokra az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{\Delta}$  görbületi gradiensek  
**Figure 13** Curvature gradients  $W_{\Delta}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model

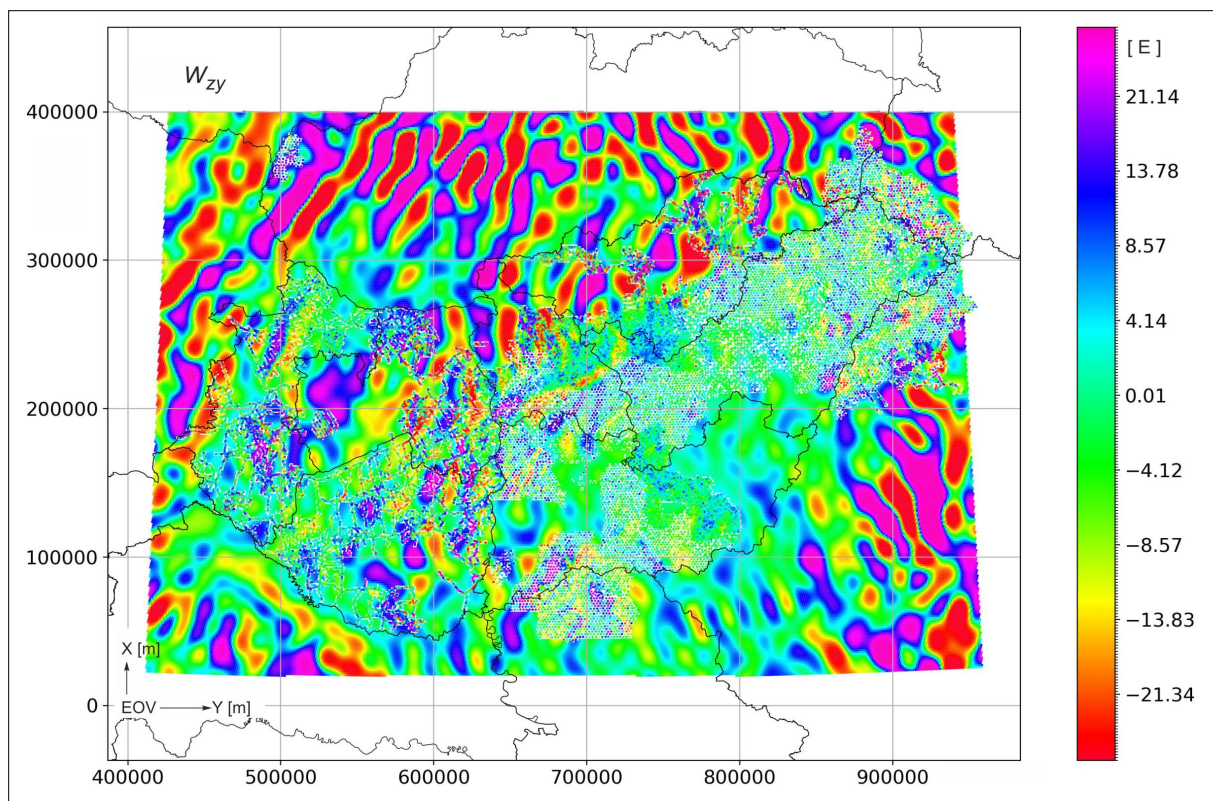


**14. ábra** Eötvös-ingával mért és a kitöltő pontokra az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{xy}$  görbületi gradiensek  
**Figure 14** Curvature gradients  $W_{xy}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model





15. ábra | Eötvös-ingával mért és a kitöltő pontokra az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{zx}$  horizontális gradiensek  
 Figure 15 | Horizontal gradients  $W_{zx}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model



16. ábra | Eötvös-ingával mért és a kitöltő pontokra az EIGEN-6C4 modellel számított  $W_{zy}$  horizontális gradiensek  
 Figure 16 | Horizontal gradients  $W_{zy}$  measured by Eötvös torsion balance and calculated with the EIGEN-6C4 model

val mért értékekkel. Egyértelműen kiderült, hogy az alacsony, csupán  $n_{\max} = 300$  fokszámú Tongji-GMMG2021S modellel – amelyben szereplő gömbfüggvénysor egyúttartóit kizárólag a műholdas mérésekből határozták meg – nem érdemes foglalkozni, mert a vele számított és az Eötvös-ingával mért gradiensek között nagyon gyenge korreláció adódott. A másik két magasabb,  $n_{\max} = 2190$  fokszámú EIGEN-6C4 és SGG-UGM-2 modellel a mért értékeket már jobban közelítő, használható gradiensek adódtak, amit a számított és az ellenőrző értékek közötti közel egy nagyságrenddel magasabb korrelációs együtthatók igazoltak. Ugyanakkor világossá vált, hogy a számított gradiensek még a két magas fokszámú modell esetében is az erőter változásának csupán a hosszú és közepes hullámhosszú összetevőit tartalmazzák, a nehézségi erőter gradienseinek a finomszerkezetét kizárólag Eötvös-inga-mérésekkel lehet meghatározni.

Vizsgálataink alapján tehát megállapítható, hogy a műholdas gradiometria (elsősorban a GOCE-mérések) felhasználásával számított gradiensek esetében egyáltalán nem érhető el az a részletgazdagság, amelyet az Eötvös-inga-mérések szolgáltatnak. Így ezekkel a számított értékekkel csak korlátozottan érdemes az Eötvös-ingával mért gradiensek kiegészítése azokra a magyarországi területekre, amelyekre nem állnak rendelkezésre ingamérések. Ez különösen igaz a tagoltabb topográfiajú (hegyvidéki) területekre, ahol korábban eleve nem végeztek ingaméréseket, hiszen a topografikus tömegek igen változatos hatása miatt olyan bonyolult a gradiensek területi eloszlása, hogy nem lehet biztos következtetéseket levonni a felszín alatti szerkezetekre. Ugyanakkor más célokra jól használhatók a műholdas gradiométeres mérések, amelyekből sikeresen meghatároztuk Magyarország teljes területére az Eötvös-tenzor elemeinek területi eloszlását.

## Köszönetnyilvánítás

Kutatásaink részben a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal – NKFIH No. 124286 támogatásával folytak.

## A tanulmány szerzői

Völgyesi Lajos, Tóth Gyula, Pongrácz Dániel

## Hivatkozások

- Bíró P., Ádám J., Völgyesi L., Tóth Gy. (2013): A felsőgeodézia elmélete és gyakorlata. HM Zrínyi Térképészeti és Kommunikációs Szolgáltató Nonprofit Kft. Kiadó, Budapest. Egyetemi tankönyv és kézikönyv, ISBN 978-963-257-248-2.
- Bucha B., Janák J., (2013): A MATLAB-based graphical user interface program for computing functionals of the geopotential up to ultra-high degrees and orders. *Computers & Geosciences* 56, 186–196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2013.03.012>.

- DHI GRAS: EU-DEM Statistical Validation Report, 2014. <https://ec.europa.eu/eurostat/documents/7116161/7172326/Report-EU-DEM-statistical-validation-August2014.pdf>
- Diera M. (2016): Nehézségi erő gradienseinek meghatározása Magyarország területére, GOCE-mérések alapján. Diplomaterv, BME Építőmérnöki Kar.
- Dombi J. (2012): Intelligens rendszerek. SZTE Elektronikus jegyzet, 79–80. <https://eta.bibl.u-szeged.hu/1810/1/mi2.pdf>
- Eicker A. (2008): Gravity field refinement by radial base functions from in situ Satellite Data. PhD thesis, Institute of Geodesy and Geo-information, University of Bonn.
- Földváry L. (2004): A 2000-es évek első évtizede: a gravimetriai műholdak korszaka. *Magyar Geofizika*, 45/4, 118–124.
- Földváry L., Sujbert L., Polgár Z. (2014): A GOCE műhold gravitációs gradiens méréseinek szűrése és pontossági kérdései. *Geomatikai Közlemények*, 17, 33–44.
- Gombár L., Göncz G., Késmárky I., Kloska K., Molnár K., Nagy Z., Pogácsás Gy., Szilágyi L., Véges I. (2002): A felszíni geofizikai kutatás 50 éve a kőolajiparban. GES Kft. kiadványa, Budapest.
- Haalck H. (1950): Die vollständige Berechnung örtlicher gravimetrischer Störfelder aus Drehwaagemessungen. Veröffentlichungen des Geodätischen Institutes Potsdam, Nr. 4, Potsdam.
- Koop R. (1993): Global Gravity Field Modelling Using Satellite Gravity Gradiometry, Publications on geodesy, New Series, Vol. 38., Nederlandse Commissie voor Geodesie, ISBN 9789061322467
- Naeimi M. (2013): Inversion of satellite gravity data using spherical radial base functions. PhD thesis, University of Hannover, Nr. 309, DGK Reihe C, 711.
- Pongrácz D. (2022): Magyarországi gradiensmező meghatározása a GOCE műhold adatai és Eötvös-inga mérések alapján. TDK-dolgozat, BME, Építőmérnöki Kar, Általános- és Felsőgeodézia Tanszék.
- Reed G. B. (1973): Application of Kinematical Geodesy for Determining the Short Wave Length Components of the Gravity Field by Satellite Gradiometry. Department of Geodetic Science, report 201, Ohio State University, Columbus.
- Rummel R. (2002): Gravitációs gradiometria: Eötvös Lorándtól a modern úrkorszakig. *Magyar Geofizika*, 43/4, 145–150.
- Shako R., Förste C., Abrykosov O., Bruinsma S., Marty J. C., Lemoine J. M., Flechtner F., Neumayer K.-H., Dahle C. (2014): EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data. In: Flechtner F., Sneeuw N., Schuh W. D. (eds.), *Observation of the System Earth from Space – CHAMP, GRACE, GOCE and future missions*, (GEO-TECHNOLOGIEN Science Report; No. 20; Advanced Technologies in Earth Sciences), Berlin Springer, 155-161. DOI: 10.1007/978-3-642-32135-1\_20, Print ISBN 978-3-642-32134-4 Online ISBN 978-3-642-32135-1
- Szabó Z. (1999): Az Eötvös-inga története. *Magyar Geofizika*, 40/1, 26–38.
- Szabó Z. (2016): Jelentős évfordulók az Eötvös-inga-mérések történetében. A Ság hegyi mérés 125. és az ebelli mérés 100. évfordulójára. *Magyar Geofizika*, 57/4, 170–184.
- Szabó Z. (2018): Eötvös ingájának megalkotásával megszületett a kőolajkutató geofizika. *Magyar Geofizika*, 59/4, 161–164.
- Tóth Gy., Völgyesi L., Csapó G. (2004): Determination of vertical gradients from torsion balance measurements. In: IAG International Symposium, Gravity, Geoid and Space Missions. Porto, Portugal August 30 – September 3, 2004.

- Tóth S. (2020): Geoidmeghatározás Magyarország területére GOCE gravitációs gradiensekből. Diplomaterv, BME Építőmérnöki Kar.
- Völgyesi L. (2002): Geofizika. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Völgyesi L., Csapó G., Laky S., Tóth Gy., Ultmann Z. (2009): Közel fél évszázados szünet után ismét Eötvös-inga-mérések Magyarországon. *Geodézia és Kartográfia*, 61/11, 71–82.
- Völgyesi L., Szondy Gy., Tóth Gy., Péter G., Kiss B., Deák L., Égető Cs., Fenyvesi E., Gróf Gy., Ván P. (2018): Előkészületek az Eötvös-kísérlet újramérésére. *Magyar Geofizika*, 59/4, 165–179.
- Völgyesi L., Tóth Gy., Ultmann Z. (2015): Új fejezet az Eötvös-ingával végzett magyarországi mérések és felhasználásuk történetében. *Magyar Geofizika*, 56/2, 95–105.
- Völgyesi L. (2019): Eötvös Loránd munkásságának geodéziai jelentősége. *Geodézia és Kartográfia* 71/5, 4–13.
- Yi W., Rummel R., Gruber T. (2013): Gravity field contribution analysis of GOCE gravitational gradient components. *Stud. Geophys. Geod.*, 57, 174–202.
- WEB\_1: <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/copernicus-land-monitoring-service-eu-dem>
- WEB\_2: <https://www.agisoft.com/downloads/geoids/>
- WEB\_3: [http://icgem.gfz-potsdam.de/tom\\_longtime](http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime)
- WEB\_4: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.03.012>



# A Conrad-határfelület a Pannon-medencében (magyarországi adatok)

KISS J.

Szabályzott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH), Földtani Igazgatóság,  
1051 Budapest, Sas utca 20–22.  
E-mail: janos.kiss@sztfh.hu

A Föld belső szerkezetének kutatása során megkülönböztetünk kémiai és fizikai tulajdonságok alapján kialakított modelleket. Az igazság azonban az, hogy a megoldás valahol középen lehet, mert a Föld mélyének fizikai paramétereit a különböző folyamatok, átalakulások (kőzettani, ásványtani vagy éppen kémiai, fizikai) határozzák meg, amelyek viszont az adott közegre hatással vannak. Mindezt az összetétel és a külső körülmények, például a nyomás, a hőmérséklet, vagy például a víztartalom határozza meg.

A határfelületeken ennek megfelelően a kőzettani, ásványtani, kémiai és fizikai paramétereknek a gyors, „hirtelen” változása következik be, amiket mérőeszközeinkkel jó esetben ki tudunk mutatni. A Conrad-határfelületen<sup>1)</sup> is valami ilyesmivel állunk szemben a szial {Si–Al} és a szima {Si–Mg} övek, azaz a felső kéreg és az alsó kéreg határán. Egyes szerzők ezt a határfelületet a felső kéreg szial kőzetek beolvadásának (pl. anatexis<sup>2)</sup>, palingenezis<sup>3)</sup>) határfelületeként tartják számon. Valószínűleg nem véletlen tehát, hogy ehhez a határfelülethez sok hazai földrengés fészekmélysége kapcsolható (Tóth, Zsíros 2000).

A Conrad-határfelület közvetlenül nem érhető el, a legmélyebb szupermély fúrások<sup>4)</sup> is csak a tetejét „karcolhatják” ennek a mélységnek. Így csak közvetett, azaz geofizikai mérési adataink alapján következtetünk erre a felületre.

## Kiss, J.: The Conrad discontinuity in the Pannonian Basin (data from Hungary)

When researching the Earth's internal structure, we distinguish between models based on chemical and physical properties. The truth, however, is that the solution may be somewhere in the middle, because the physical parameters of the Earth's depths are determined by various processes and transformations (lithological, mineralogical or even chemical, physical), which in turn affect the given medium. All of this is determined by the composition and external conditions, such as pressure, temperature, or, for example, water content.

Correspondingly, rapid, “sudden” changes in lithological, mineralogical, chemical and physical parameters occur at the interfaces, which we can detect with our measuring devices. On the Conrad surface, we also face something like this at the boundary of the sial {Si–Al} and sima {Si–Mg} belts, i.e. the boundary of upper crust and the lower crust. Some authors consider this discontinuity to be the interface of the melting of sial rocks of the upper crust (e.g. anatexis, palingenesis). It is therefore probably no coincidence that the nest depth of many domestic earthquakes can be linked to this interface (Tóth, Zsíros 2000).

The Conrad interface is not directly accessible, and even the deepest super-deep wells can only “scratch” the top of this depth. Thus, we can only infer this surface based on our indirect, i.e., geophysical measurement data.

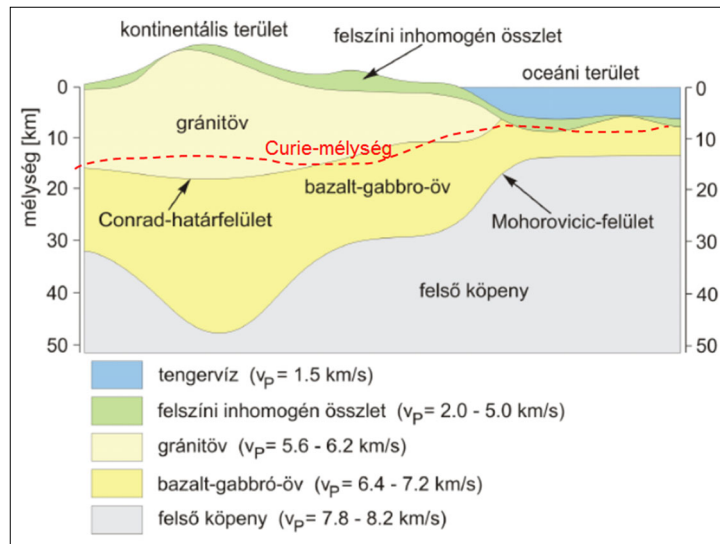
Beérkezett: 2023. január 9.; elfogadva: 2023. február 23.

## Bevezetés

Elsőként Victor Conrad (1925, 1928) ismerte fel, majd vizsgálatait Jeffreys (1929) tovább finomította, és megállapította, hogy a Conrad-féle határfelület a felszín alatt általában 5–20 km-es (átlagosan 15 km-es) mélységben található. A laboratóriumi sebességvizsgálatok alapján Jeffreys a felső kéregre gránitos (gneiss, gránit, granodiorit), az alsó kéregre üveges bazaltos (diorit, gabbró, amfibolit) és a

köpenyre dunitos összetételt határozott meg (1. ábra). Sok helyen a kivastagodó litoszférában középső kérget is el lehet különíteni amfibolitos összetétellel. Újabb elképzelések szerint az alsó kéreg egészére a granulitos metamorf fácias a legjellemzőbb (Touret et al. 2016).

A Conrad-diszkontinuitás egy másodrendű határfelület, amely a Moho-felülethez hasonlóan, többnyire ellentétes értelemben követi a felszíni domborzatot. Csak a kontinentális kéregben található meg a határfelület a felső kéreg

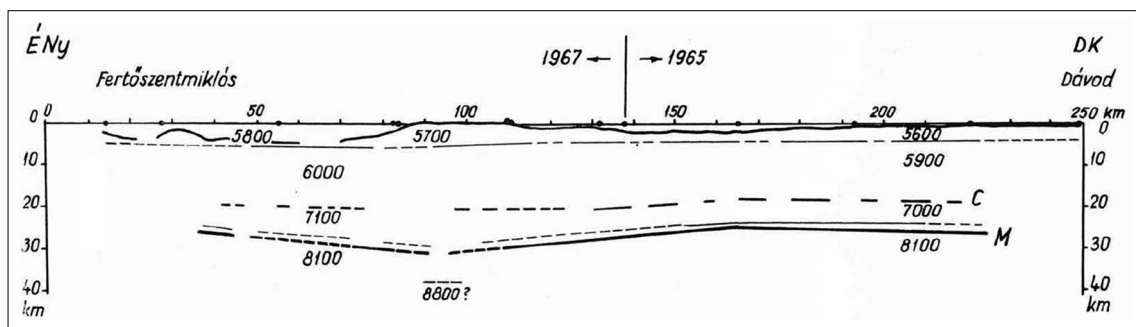


1. ábra | A litosféra szerkezete óceánok és kontinensek alatt (Völgyesi 2002, módosítva)  
 Figure 1 | The structure of continental and oceanic lithosphere (Völgyesi 2002, modified)

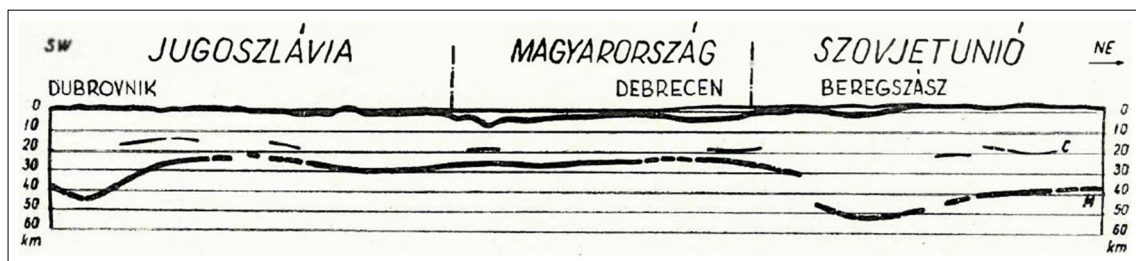
és az alsó kéreg között (az óceáni lemez esetén nincs felső kéreg, így Conrad-felület sincs, illetve bizonyos szempontból a vékony tengeri üledékek alatti kristályos kőzetfelszín tekinthető annak). Érdekes azonban, hogy ez a határfelület a kontinentális kéregben sem mutatható ki mindenhol, és sokszor nem összefüggő hanem egy széles kőzetátalakulási zóna (középső kéreg), határozott határfelületek nélkül. Ahol kimutatható, ott átlagosan 15–25 km-es mélységben

van. Az idős, kontinentális pajzsok esetén jól azonosítható, de az orogén területek, fiatal kontinentális lemezek alatt nehezen kimutatható. Ennek egyik oka a fiatal geodinamikai mozgások lehetnek, amelyek felülírják a normál diagenetikus és az izosztatikus folyamatokat a földkéregben.

Magyarországon a Conrad-felület szintje 18–19 km mélységben van a szeizmikus mérések alapján (2., 3. ábra,



2. ábra | A Dunántúl földkéregkutató szelvénye (Mituch 1969) Conrad- és Moho-szintekkel  
 Figure 2 | Lithosphere exploration profile of Transdanubia (Mituch 1969) with Conrad- and Moho-level



3. ábra | A III. és IV. összevont szeizmikus szelvénynek a Kárpát-rendszert harántoló szakasza (Sollogub et al. 1971,1972) nyomán, egyszerűsítve (kétszeres túlmagyasítás)  
 Figure 3 | Section of joint international profiles III and IV traversing the Carpathian system (after Sollogub et al. 1971,1972), generalized (twofold exaggeration)



Mítuch 1964, 1969, Szénás 1972, 1973). A Conrad-felület a savanyú képződményekből álló gránitöv és a bázisos bazalt–gabbro-öv közötti határvonal, a világátlag alapján a  $v_p = 6,4\text{--}6,5$  km/s longitudinálshullám-sebesség elérésénél húzható meg, s figyelemre méltó, hogy ez a határfelület, a Kárpát-medencében, a nagy geotermikus gradiens miatt sok esetben a Curie-hőmérséklet mélységtartományában van, amely Magyarországon, a mágneses adatok spektrálmélység-meghatározása alapján nagyjából ugyanabban a mélységben (Kis et al. 1999, Kiss 2009a) található, mint a szeizmikus Conrad-felület. Az 1. ábra mutatja a Conrad-határfelület és a Curie-pont mélységének kapcsolatát, amely ábrát először a mágneses fázisátalakulás vizsgálata kapcsán az 2009. évi IAGA angol nyelvű előadásában (Kiss et al. 2009c), majd 2015-ben a TISIA konferencia magyar nyelvű előadásában (Kiss et al. 2015b) mutattunk be. Azóta ezt sokan – néha hivatkozás nélkül – átvették, vagy hasonló megfontolás alapján szintén elkészítették.<sup>5)</sup>

A legfrissebb, átfogó litoszféra kutató adatfeldolgozások (pl. Artemieva 2009) alapján azonban az 1. ábra sebességértékeit tovább pontosították. A nem konszolidált, laza üledékekre  $v_p = 1,5\text{--}3,5$  km/s, a konszolidált üledékekre a  $v_p = 3,5\text{--}5,8$  km/s sebességeket határoztak meg. A kontinentális felső kéreg gneisz–gránit–granodiorit összetétellel  $v_p = 5,6\text{--}6,4$  km/s, a középső kéreg amfibolitos fáciesei  $v_p = 6,4\text{--}6,8$  km/s, míg az alsó kéreg granulit fá-

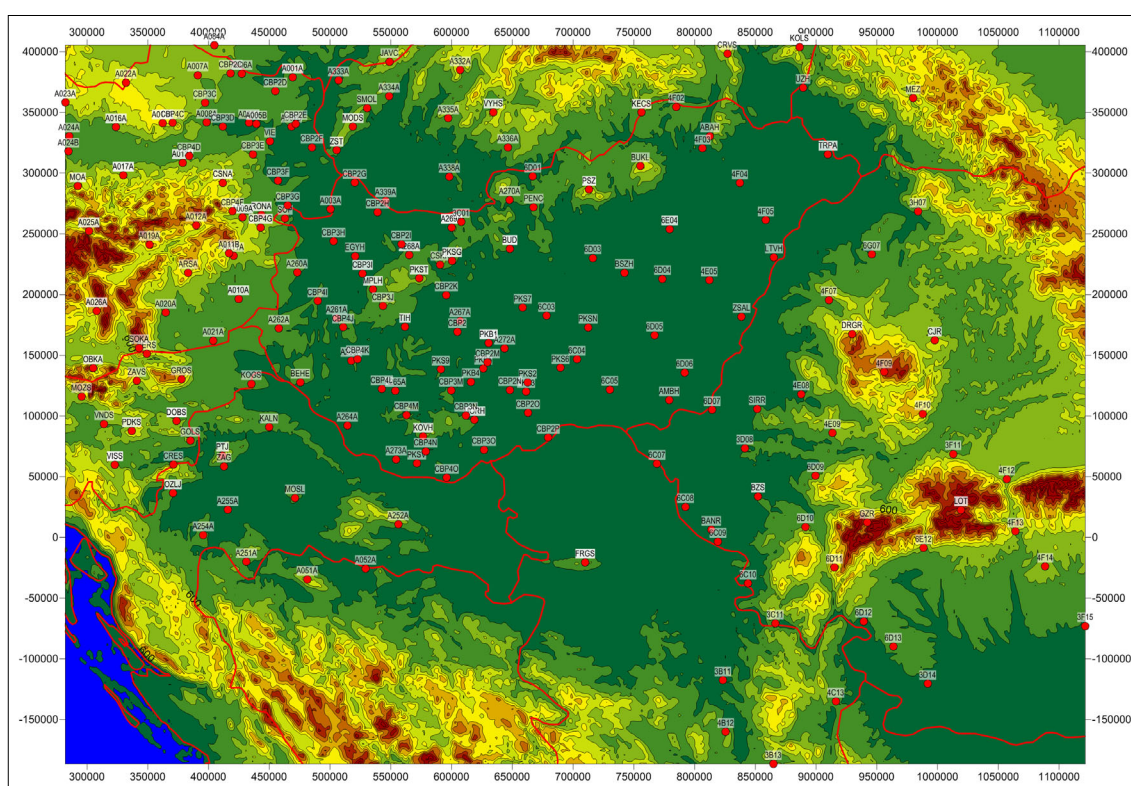
**1. táblázat** A Conrad- és a Moho-határfelület minimum–maximum  $V_s$  hullámsebessége és minimum–maximum mélysége a passzív szeizmikus mérések válaszfüggvény-elemzései alapján (Kalmár 2021)

**Table 1** Minimum-maximum  $V_s$  wave velocity and minimum–maximum depth of the Conrad and Moho interfaces based on the receiver function analyses of passive seismic measurements

Felület	$V_{s\min}$ [km/sec]	$V_{s\max}$ [km/sec]	$H_{\min}$ [km]	$H_{\max}$ [km]
Conrad	2,97	3,47	14	28
Moho	3,58	4,09	21	46

ciesei  $v_p = 6,8\text{--}7,2$  km/s kompressziós (longitudinális) sebességgel jellemezhetők. Prekambriumi pajzsok esetében a  $7,2\text{--}7,6$  km/s sebesség is jellemző lehet. Mindezek alatt a peridotit összetételű felső köpeny van  $7,6\text{--}8,8$  km/s sebességgel, a kontinensek alatt  $8,07$  km/s átlagsebességgel. Ezek alapján a Conrad  $v_p = 6,4$  km/s, a Moho  $v_p = 7,6$  km/s sebességnél húzhatóm meg.

A longitudinális mellett a transzverzálshullám-sebesség értékéről is vannak adatok a mikroszeizmikus zajtomográfiának köszönhetően. A kéregbeli S-hullám sebességértékeket Ren et al. (2007), Hetényi et al. (2015), Szanyi (2016), majd Kalmár (2021, 1. táblázat) munkái alapján tanulmányozhatjuk a Kárpát-medence területén (4. ábra).



**4. ábra** Szeizmológiai, azaz passzív szeizmikus mérési hálózat a Kárpát-medencében és közvetlen környezetében a domborzati térképen megjelenítve

**Figure 4** Seismological, i.e. passive seismic monitoring network in the Carpathian Basin and its immediate surroundings displayed on the relief map

„A  $v_s(z)$  függvény jellegzetessége, hogy sok helyen konstans értékből változó, növekvő trendbe vált át a felső kéreg – alsó kéreg határon, azaz a Conrad-határfelületen. Ez a változás fontosabb jellemzője lehet ennek a határnak, mint egy adott sebességérték.” (Hetényi György, szóbeli közlés)

**Legújabb eredmények**

Kalmár Dániel PhD-dolgozatában (Kalmár 2021) a határfelületek mélységét, az alaprétegek sebességét is publikálta háromréteges modellt feltételezve.

Közép-Európa 257 szeizmológiai állomásának vevőfüggvény-analízise (Kalmár et al. 2021, Kalmár 2021) alapján a szerzők által a Közép-európai területre (4. ábra) meghatározott értékeket összegezve, a 2. táblázat eredményeit kapták.

A 4. ábra alapján látszik, hogy az állomások a főleg a Kárpát-medence belső területeire esnek, de jó néhány közülük ráfut a környező hegyekre, ezért célszerű volt szűkíteni a forrásadatokat, például Magyarország területére. Az is látszik, hogy az állomások között durván 30–50 km távolság van (5. ábra).

A magyarországi kéregkutató szeizmikus mérések alapján a Conrad-felület ( $v_p$ ) határsebességre a világtáznál magasabb,  $v_p = 6,7-6,8$  km/s-os (Mituch 1964, Szalay et al. 2011), esetenként még ennél is nagyobb  $v_p = 6,9-7,3$  km/s (Posgay 1975, Posgay et al. 1986) értéket határoztak meg, ami azért érdekes, mert Magyarországon magas a geotermikus gradiens, és mivel a hőmérséklet növekedésével arányosan csökken a hullámsebesség, ezért itt ennek a határsebességnek a világtáznál inkább kisebbnek kellene lennie. A szerzők magyarázatként, az tálnál sokkal bázisosabb kémiai összetételű alsó kérget tételeztek fel a Pannon-medencében. Ezzel magyarázható például a balatonfelvidéki és nógrádi bazaltvulkanizmus termékeiben megjelenő köpenyzárványok, azaz xenolitok megjelenése.

**2. táblázat** A szeizmológiai adatok átlagos minimum, maximum és középértékei – vevőfüggvény-analízis háromréteges modellre. A mélység adatok a kristályos kőzetek felszínét, a Conrad- és a Moho-felületet adják meg a modelltől adódóan

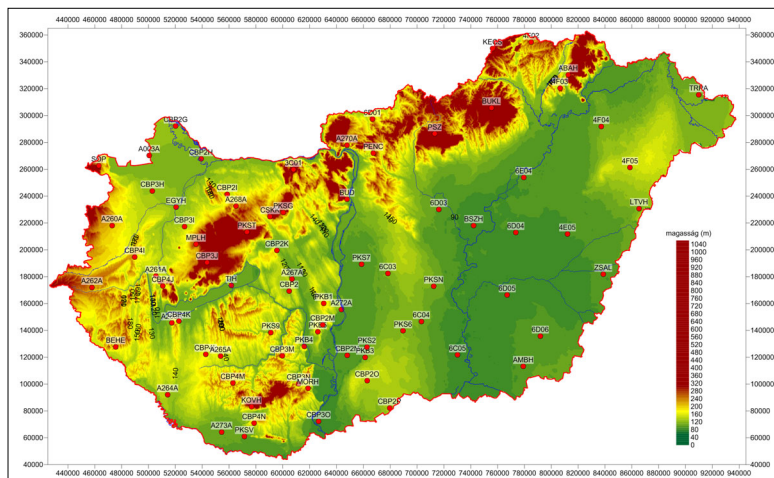
**Table 2** Average minimum, maximum and median values of seismological data – result of receiver function analysis for a three-layer model. The depth data indicate the surface of the crystalline rocks, the Conrad and Moho surfaces based on the model

Paraméter	Üledék	Felső kéreg	Alsó kéreg
$V_{s\ min}$ (km/s)	0,320	2,030	3,120
$V_{s\ max}$ (km/s)	2,880	3,890	4,540
$V_{s\ avg}$ (km/s)	1,889	3,279	3,895
$V_p/V_s$	1,719	1,716	1,786
$V_{p\ min}$ (km/s)	0,573	3,483	6,956
$V_{p\ max}$ (km/s)	4,951	6,675	8,108
$V_{p\ avg}$ (km/s)	3,247	5,627	6,956
$H_{min}$ (km)	0,010	14,060	21,130
$H_{max}$ (km)	5,570	28,150	46,050
$H_{avg}$ (km)	1,017	20,512	30,456

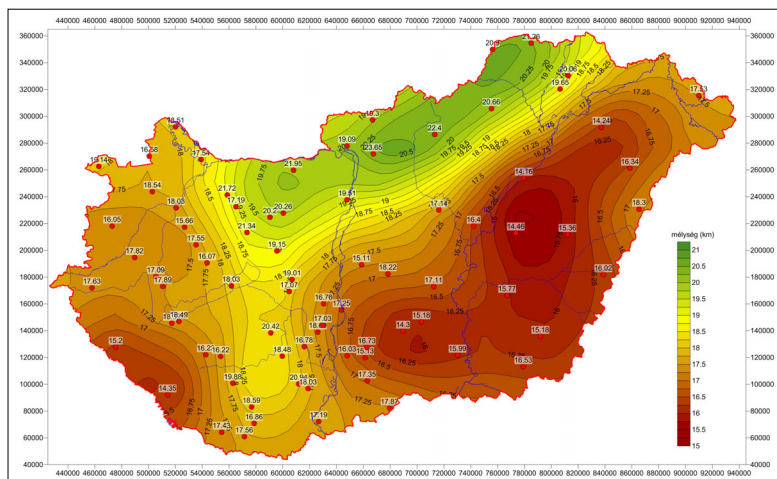
Az átlagos longitudinális ( $v_p$ ) sebesség alapján a CELEBRATION szelvények (például CEL07 és CEL08) mentén már korábban is történtek Conrad-mélység kijelölések (Kiss 2009a, 2009b).

**Magyarországi eredmények térképi megjelenítése**

Magyarország területére 99 szeizmológiai állomás esik (0,001 pont/km<sup>2</sup>), azaz durván minden 31,5 km × 31,5 km területre esik egy szeizmológiai állomás. Az állomások eloszlása nem egyenletes, a Dunántúlon sűrűbb, az Alföld területén ritkább.



**5. ábra** Magyarország területére eső szeizmológiai megfigyelő állomások  
**Figure 5** Seismological monitoring stations in Hungary



**6. ábra** | A Conrad-határfelület a vevőfüggvény-meghatározások alapján a forrásokkal  
**Figure 6** | The Conrad discontinuity based on the receiver function definitions with the source data

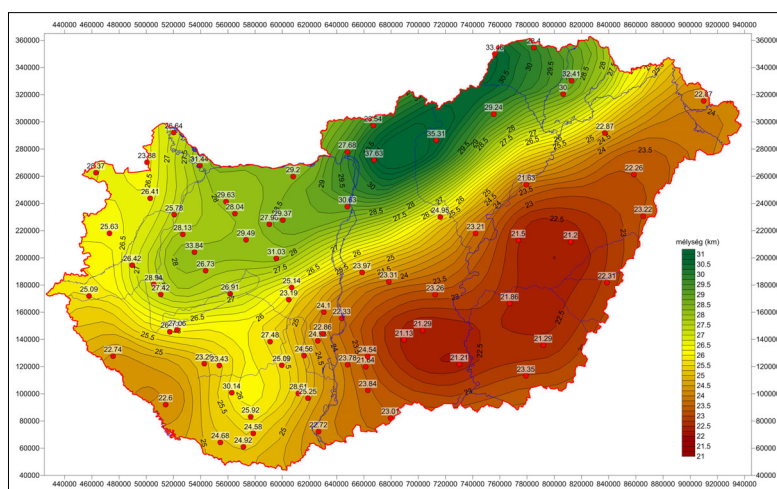
A doktori dolgozatban (Kalmár 2021) és a publikációkban (Kalmár et al. 2021) szereplő felületek (gridek) nem álltak rendelkezésre, így a táblázatosan megadott adatok alapján készítettük el a megjelenített felületeket. A mintavételi törvény szerint egy 50 km ráctávolságú ( $9 \times 12$  méretű) grid elkészítésére volt alkalmas a szeizmológiai adatrendszer. Ez pedig azt jelenti, hogy ezzel az állomássűrűséggel a legkisebb kimérhető anomália hosszúság 100 km körüli, ennél kisebb hullámhosszúságú (nagyobb frekvenciájú) változást nem lehet kimutatni a mérések alapján. Egy anomáliát 3 vagy inkább 5 pont alapján lehet beazonosítani. Az 1 pontos anomáliák veszélyesek, ha figyelembe vesszük, hogy nem zárható ki a mérési hiba. Ha túl sűrűre interpoláljuk, akkor az interpoláció miatt hullámosodik be a felület (ami feldolgozási zaj), ha túl ritkára, akkor esetleg információt veszünk. Most a robusztus megközelítést alkalmaztuk.

A kimutatható anomáliák hullámhosszát (azaz spektrális jellegét) a kutatási terület nagysága (maximális) és a minta-

vételi távolság (minimális) határozza meg (lásd Nyquist-frekvencia)!

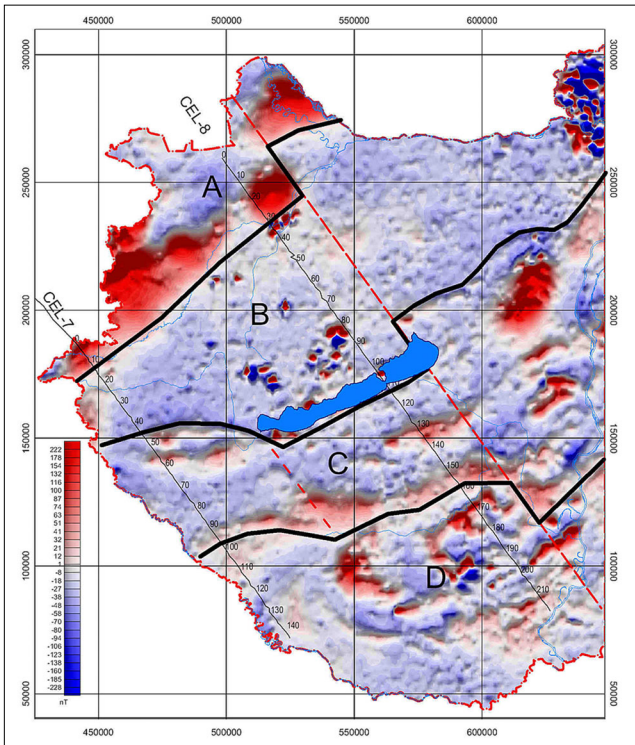
A Conrad-felület megjelenítéséhez az 50 km-es rácsból származó adatokat és a kiindulási forrásadatokat együttesen újrainterpoláltuk 25 km-es rácsba, majd a kiugró értékeket Gauss-szűrővel simítottuk (6. ábra). Néhány állomás esetében több mélység is meg volt adva, ott a környező pontok alapján választottuk ki a legjobban illeszkedőt (6. ábra, állomások feletti értékek).

Hasonló eljárással készítettük a Moho-határfelület térképét is (7. ábra). A két felület lefutása hasonló, komolyabb eltérés a Balatonfelvidék Ny-i felén érzékelhető, ott a Conrad-felület kiemeltebb helyzetben van, ami talán a pannon bazaltképződmények jelenlétével lehet összefüggésben. A változás határvonala körülbelül a Balaton K-i medencéjébe tehető, a Móri- és Tatai-árokknak megfelelő irányítottsággal, bár a ritka forrás adatrendszer miatt ez nehezen pontosítható. Hasonló jellegű választóvonal rajzolódik ki a mágneses anomáliák megszakadásai



**7. ábra** | A Moho-határfelület a vevőfüggvény-meghatározások alapján a forrásokkal  
**Figure 7** | The Moho discontinuity based on the receiver function definitions with the source data





8. ábra A Dunántúl mágneses  $\Delta Z$  anomáliatérképe (Kiss 2009a). A mágneses anomália-térkép jellegzetes, határvonal mentén jelentkező törésekkel (piros szaggatott vonal). A Conrad-felület térképén ez a vonal szintén azonosítható

Figure 8 Transdanubian magnetic  $\Delta Z$  anomaly map (Kiss 2009a). The magnetic anomaly map with a characteristic breaks of anomalies along the red dashed line. This line can also be identified on the map of the Conrad surface

alapján is (8. ábra, Kiss 2009a). Ez a vonal tehát kéreg szerkezeti elem lehet a Conrad-felszín rajzolata és a mágneses anomáliák törésének helye alapján. A mágneses térképen megjelenő anomáliák kapcsolata a Conrad-határfelülettel nem tárható fel teljes mértékben, mert a szeiz-

mológiai mérési adatok csak ritka hálóban állnak rendelkezésre.

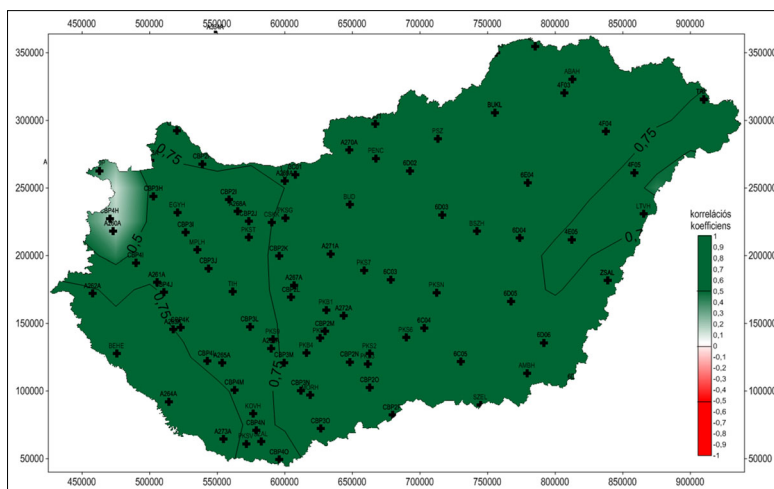
A szeizmológiai mérésekből meghatározott két határfelület mélységének kapcsolata a korrelációs koefficiens<sup>6)</sup> alapján (9. ábra) – ami az azonos forrásadat miatt könnyen számítható – nagyon erős ( $k_{\text{correl}} > 0,5$ ). Ez tulajdonképpen nem meglepő, hiszen mindkét határfelületet ugyanazok a fizikai törvényszerűségek és az ennek következtében végbemenő kémiai folyamatok határozzák meg. A tendenciák hasonlóak, vagy ugyanazok, noha lokális köpenyáramlások alulról koptatják az alsókérget, aminek vastagsága földtani időskála szerint már nem biztos, hogy állandónak tekinthető.

Országos szinten is érdekesek az összevetések. Először az anomális  $\Delta T$  mágneses tér változékonyságát és a Conrad-határfelület izovonalas mélységét vetettük össze (10. ábra). Az anomáliák helyzete, irányítottága, szakadása több esetben is vizuálisan korrelál a Conrad-felület lefutásával, de látszik, hogy a mágneses anomália vonulatokra csak egy-egy szeizmológiai állomás esik (ha esik), így azok leképzése a mintavételből adódóan nem várható.

Mivel a Moho-határfelületnek a mélységét is meghatározták a szeizmológiai állomásokra, így lehetőség van az izosztázia alapján kiszámolt várható Moho-mélység és a szeizmológiai adatokból kapott Moho-mélység összevetésére is (11. ábra).

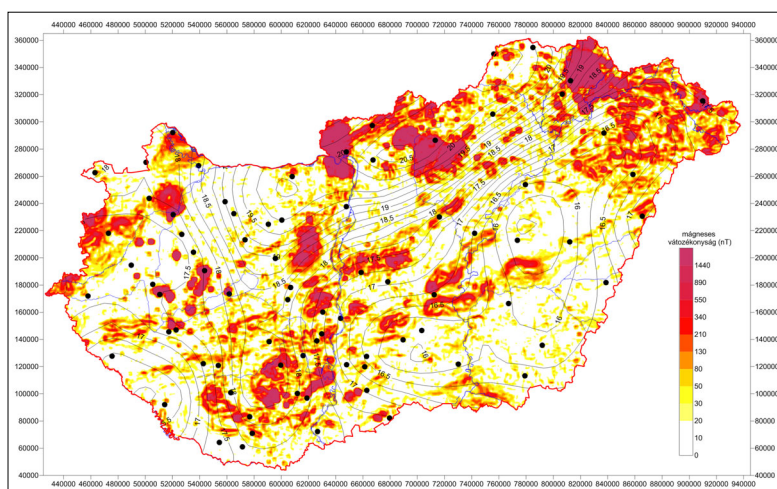
Itt is viszonylag jó vizuális korrelációt kapunk, a mintavételezésből adódó eltérések (szeizmológia esetében ~50 km, az izosztatikus mélység esetében 10 km) ellenére. Egy ritkán mintavételezett adatrendszer esetén az egyedi pont hibák (bizonytalan mélység-meghatározások) jelentős eltéréseket (egypontos anomáliákat) okozhatnak a felület lefutásában.

A nagyon ritka forrásadat ellenére kiszámoltuk a domborzati magasság és a Conrad-határfelület mélysége közötti korrelációs koefficiens értékét a 25 km-re besűrített adatrendszeren egy 5 × 5-ös szűrőablak mentén (12. ábra).



9. ábra A Conrad- és a Moho-határfelület kapcsolata a korrelációs koefficiens alapján

Figure 9 The relationship between the Conrad and Moho discontinuity based on the correlation coefficient



**10. ábra** A mágneses tér egységnyi területre eső változékonysága (a mágneses hatók elhelyezkedése) és a Conrad-határfelület mélysége (km értékű izovonalakkal)

**Figure 10** The variability of the magnetic field per unit area and the depth of the Conrad discontinuity (with km-valued isolines)

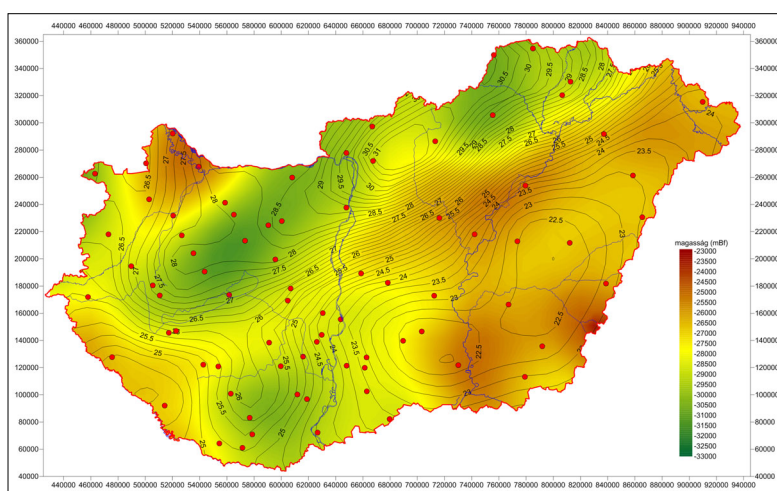
Ehhez persze identikus adatrendszereket (grideket) kellett alkalmazni, azaz a domborzatot le kellett butítani a szeizmológiai adatrendszer szintjére ( $25 \times 25$  km-es grid).

Ha nem is teljes ( $k_{\text{correl}} = 1$ ), de pozitív ( $k_{\text{correl}} > 0$ ) korreláció jelentkezik az ország nagy részére, kivéve a Nyírség K-i peremét, illetve a Kisalföld és a Vértes–Gerecse egy részét, valamint az Alföld D-i peremén lokálisan, ahol a korreláció negatív értéket vesz fel ( $k_{\text{correl}} < 0$ ).

Kiszámoltuk a domborzati magasság és a Moho-határfelület mélysége közötti korrelációs koefficiens értékét a  $25$  km-re besűrített adatrendszeren, egy  $5 \times 5$ -ös szűrőablak mentén (13. ábra). Itt is szinte az egész országra pozitív korrelációs koefficiens ( $k_{\text{correl}} > 0$ ) jellemző, kivéve a Nyírség K-i peremét és a Kisalföldet.

A szeizmológiai adatokból kapott Moho- és Conrad-határfelületeket a gravitációs és mágneses hatóperem-

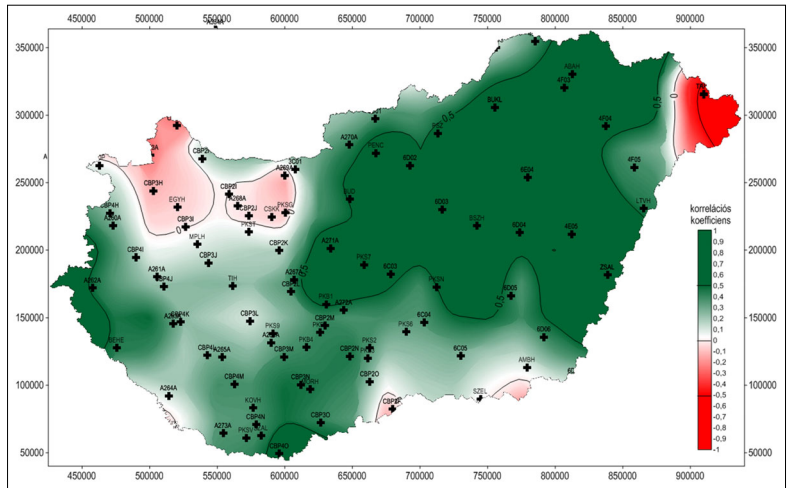
kijelölésekkel is összevetettük. Ennek az összevetésnek az oka egyrészt az izosztatikusság vizsgálata (a Moho-felület és a nagy sűrűségkontrasztú idősebb képződményekből álló kibúvások területének antikorrelációja), másrészt a Conrad-felület és a mágneses anomália-tér közötti korreláció vizsgálata. Ez utóbbit sajnos nem egyszerű bemutatni, mert a mágneses anomália-tér dipólusos, azaz pozitív–negatív anomáliapárok jellemzők. A 10. ábra ezért használta az egységnyi területre eső mágneses változékonyságot (ha úgy tetszik szórást) a mágneses hatók megjelenítésére, másrészt esetünkben a szeizmológiai állomások sűrűsége ( $25 \sim 50$  km) és a mágneses felmérés ( $1,5$  km) között  $20\text{--}30$  szoros nagyságrendi különbség van. Ha  $25$  km-re átmintavételezzük a mágneses térképet, akkor mi marad belőle?



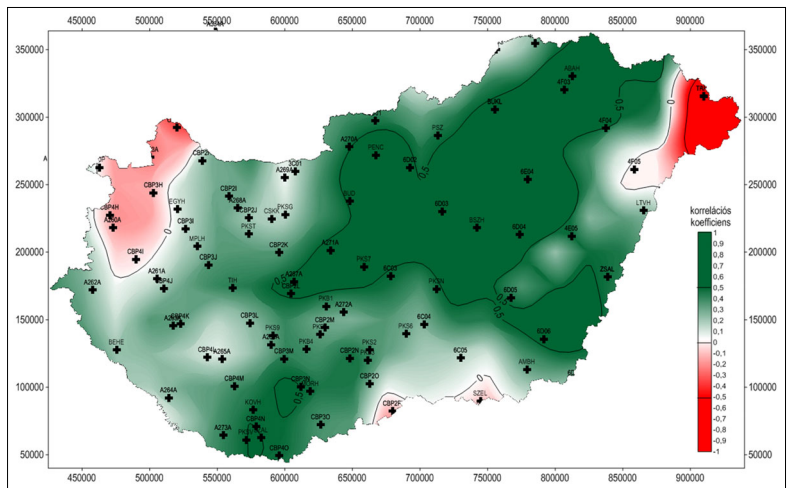
**11. ábra** Az izosztatikusság alapján meghatározott Moho-felület (színes mélységtérkép) és a szeizmológiai válaszfüggvény elemzéséből kapott Moho-felület (km-es mélység izovonalakkal) együttes megjelenítése

**Figure 11** Combined display of the Moho surface determined on the basis of isostatic equilibrium (color depth map) and the Moho discontinuity obtained from the analysis of the seismological receiver function (km depth with isolines)

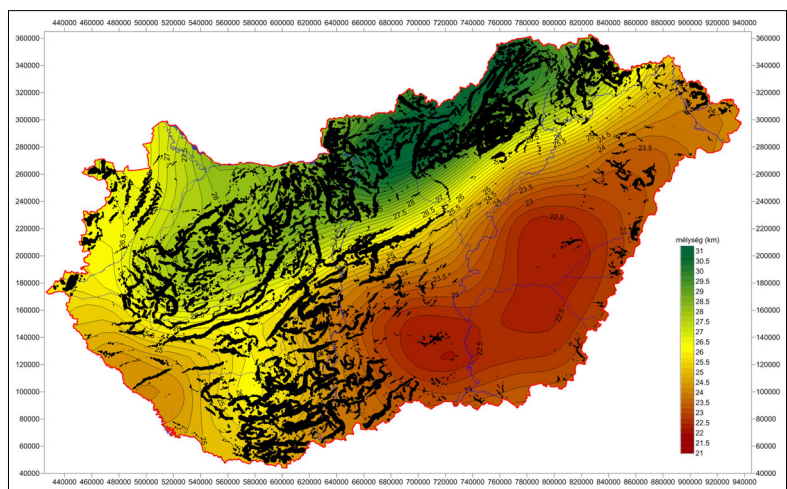




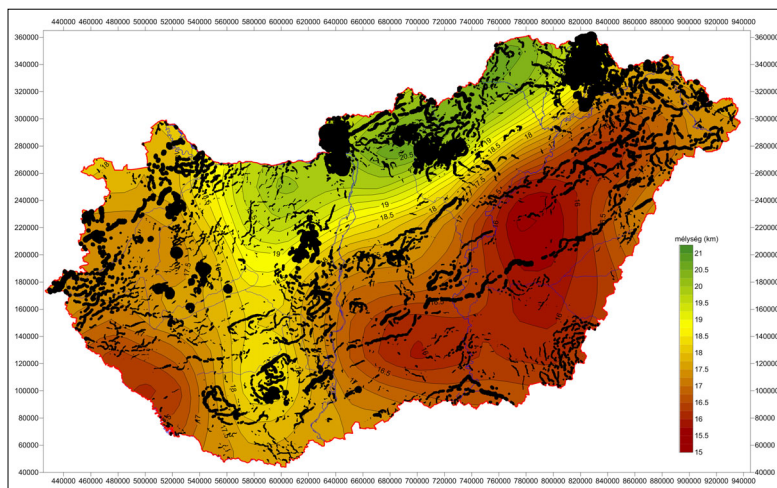
12. ábra | A domborzat (magasság) és a Conrad-határfelület (mélység) kapcsolata a korrelációs koefficiens alapján  
 Figure 12 | The relationship between the DEM and Conrad discontinuity based on the correlation coefficient



13. ábra | A domborzat (magasság) és a Moho-határfelület (mélység) kapcsolata a korrelációs koefficiens alapján  
 Figure 13 | The relationship between the DEM and Moho discontinuity based on the correlation coefficient



14. ábra | A szeizmológiai Moho-határfelület és a gravitációs hatóperemek kapcsolata  
 Figure 14 | The relationship between the seismicological Moho discontinuity and the gravity boundary edge detections

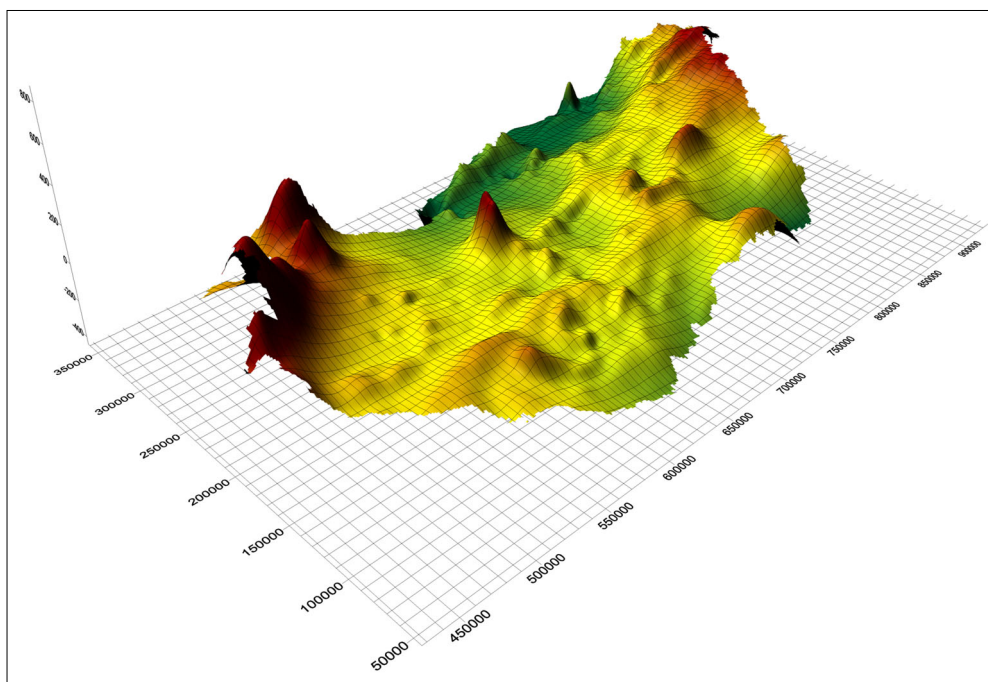


**15. ábra** | A szeizmológiai Conrad-határfelület és a mágneses hatóperemek kapcsolata  
**Figure 15** | The relationship between the seismicological Conrad discontinuity and magnetic boundary edge detections

A 14. ábra mutatja a szeizmológiai Moho-felszín és a gravitációs hatóperemek (Bouguer-anómália horizontális gradiens maximumai) térképét. A hatóperemek pontszimbólumai a horizontális gradiens nagyságával arányosan vannak megjelenítve. Látszik a nagy gradiensű változások (medencealjzat-kibúvások területék felett) az izosztáziával összhangban a kéreg kivastagodása felett (zöldes színek) azonosíthatóak. A kéreg kivastagodása a középhegység vonulata és a Mecsek-sziget-hegység környezetében azonosítható, az izosztáziának megfelelően.

A 15. ábra a szeizmológiai Conrad-felszín és a mágneses hatóperemek (pszeudogravitációs anomália hori-

zontális gradiensmaximumai) térképét. Itt már nem olyan erős a kapcsolat a hatóperemek és a Conrad-felszín extrémumai között. A lokális mágneses hatók (vulkánok, intrúziók) hatását leszámítva azonban a felszín változása és a hatóperemekből kirajzolódó tendenciák korrelálnak. Ez különösen a Közép-magyarországi Zóna vonalában jelentkezik határozottan. A lokális mágneses anomáliák, azaz a bázisos-intermedier magmás tevékenység megjelenése viszont a kéregben mély töréseket, fellazult zónákat jelezhetnek. Az ábra alapján a lokális magmás tevékenység hatásán túl, közvetve az alsó kéregtől származó hatások is jelen lehetnek a mágneses-anómália-térképen.



**16. ábra** | A 8656 m-es spektrális mélységhez tartozó pszeudo-gravitációs anomália-térkép 3D megjelenítése  
**Figure 16** | 3D display of the pseudo-gravity anomaly map for the spectral depth of 8656 m

## A legmélyebb mágneses hatások és a Conrad-határfelület

Ha a mágneses adatokból kimutatható legnagyobb mélység a Curie-pont mélysége, és ez a mélység kapcsolatba hozható a Conrad-határfelülettel, akkor a spektrálanalízis segítségével elkülönített legnagyobb hatómélység anomáliái tendenciájukban a Conrad-felülethez lesznek hasonlóságok.

Sajnos itt megint előkerül a mágnesség dipólus jellegéből adódó plusz-mínuszos előjelű anomáliák problémája. Ebben az esetben a pszeudogravitációs transzformációt hívjuk segítségül, ami a mágneses anomáliát gravitációs Bouguer-anomália-térhez hasonlatos anomáliatérre alakítja át, indukált mágnessézettség esetén megszüntetve a dipólus jellegét. [Remanens mágnessézettség csak a felszín közeli, fiatal földtani képződmények jellegzetessége. A gyakorlati tapasztalatok azt mutatják, hogy minél idősebb a kőzet, illetve minél mélyebben van (e tulajdonságok összefüggenek), annál inkább az indukált mágnessézettség lesz az uralkodó és a remanens mágnessézettség gyakorlatilag eltűnik. Így a 15–25 km-es mélységtartományban már indukált mágnessézettséggel számolhatunk.]

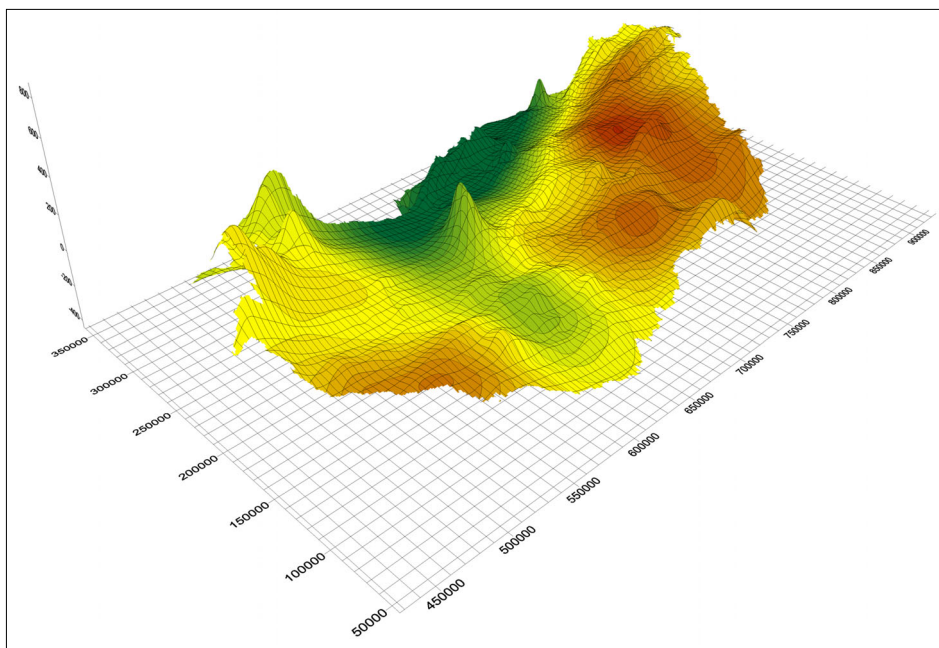
Ezek után a pszeudogravitációs anomálián végezzük el a spektrálanalízist és spektrális bontást. Három különböző mélységtartományt lehetett elkülöníteni, a  $h_1 = 467$  m,  $h_2 = 2044$  m és a  $h_3 = 8656$  m-es spektrális mélységet. Ennél nagyobb mélység azonosításához Magyarországnál nagyobb terület forrásadata szükséges!

A kapott mélységek minden esetben mélységtartományokat jelölnek, így a 8656 m-es spektrális mélységhez tar-

tozó anomáliák a 4500 m-nél nagyobb mélységek minden anomáliáját tartalmazzák, többek között a Conrad-mélységét is. A megjelenített pszeudogravitációs anomáliát mutatja az 16. ábra.

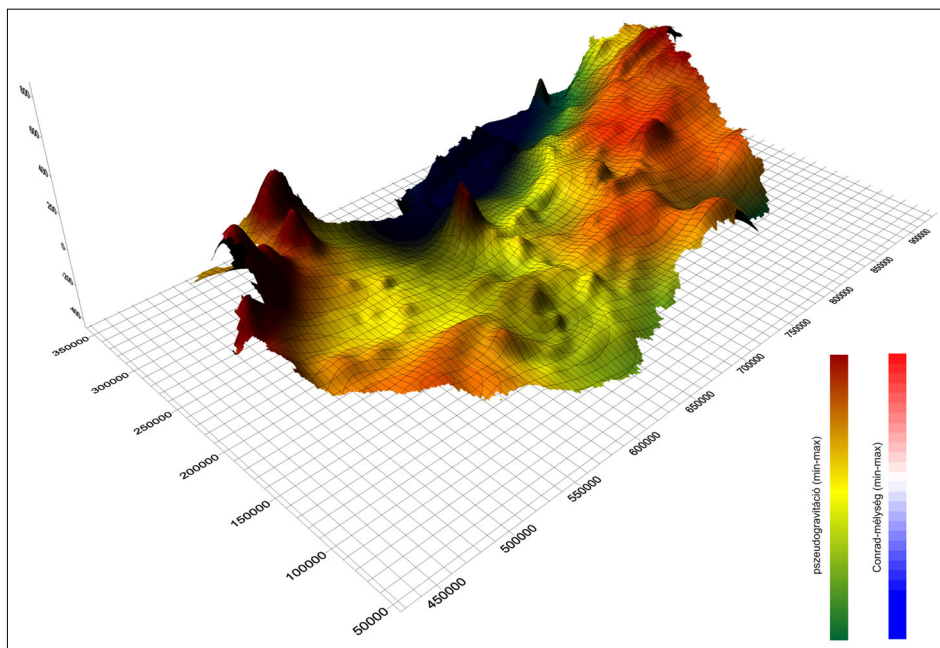
Megőrizve a szűrt pszeudogravitációs térkép felszínét (színezés kikapcsolva, rácsháló meghagyva), de a színezéshez a szeizmológia által meghatározott Conrad-határfelület mélységét alkalmazva kapjuk a következő háromdimenziós képet (17. ábra). Az ábrákat összevetve csak annyi ellentmondást találunk, hogy vannak olyan mágneses hatók, amelyek ebből az alsókéregmélységből indulnak és a felszínre, vagy felszín közeli mélységtartományokba érnek fel. Ezek lokális felületmaximumokként jelentkeznek. Ilyen például a Kisalföldön a Pásztori-vulkán vagy a Hédervár közelében jelentkező maximum, de ilyen a Velencei-hegység diorit vulkánja és az Alföldön a PGT-1 szelvény nyomvonalában megjelenő túrkevei mágneses ható (amely magmás intrúzió vagy szubvulkáni képződmény lehet), illetve a Szentés–Lakitelek és Szeged alatt jelentkező mélybeli hatók. Ezek anyagukban mafikus (bázisos, ultrabázisos) képződmények lehetnek, de nem azonosítjuk ezeket a Conrad-határfelülettel, mivel ezek az alsó kéregből táplálkozó, egykori magmás feláramlások tanújelei, amire későbbiekben a Lowrie-féle ábra kapcsán mint „erőátviteli fogaskerék fogairól” teszünk említést (22. ábra).

A 18. ábra együtt mutatja a két felületet, de különböző színskálával azért, hogy az eltéréseket még jobban kiemeljük. Érdekes megemlíteni a Dunántúlon a zalai területről induló maximumvonalat, amely a Balatontól Ny-ra megjelenő vulkanitokat és a balatonfelvidéki tanúhegyek egy részét egy szabályos ívben mutatja mint egy földtani



17. ábra | A szeizmológiai Conrad-határfelület (színes részek) ráhúzva a pszeudogravitációs térkép (rácsháló) 3D felszínére  
 Figure 17 | The seismological Conrad discontinuity surface (coloured parts) overlaid on the 3D surface of the pseudo-gravity map (hatched part)





**18. ábra** | A 8656 m-es mélység pszeudogravitációs térképe és a Conrad-határfelület együttes színes megjelenítése (rácsháló a pszeudogravitáció, izovonal a Conrad-felület adatait mutatja)

**Figure 18** | Pseudo-gravity map of the 8656 m depth and colour representation of the Conrad discontinuity ensemble (hatches for pseudo-gravity, isolines for Conrad surface)

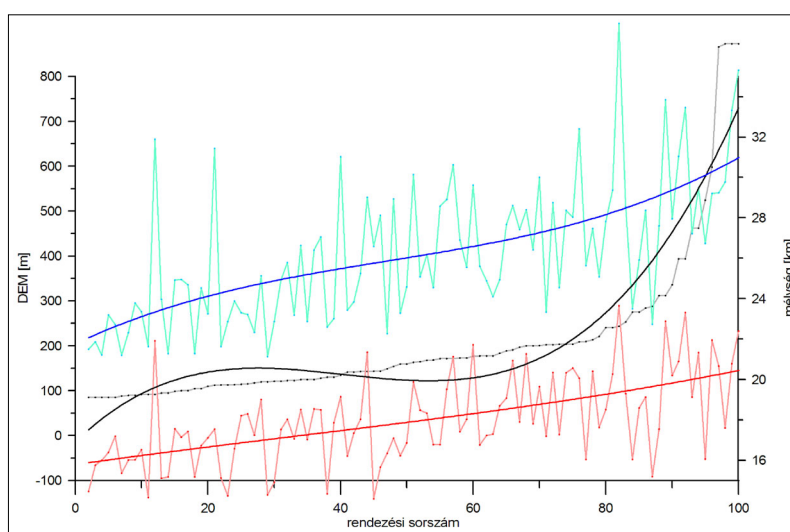
határvonalat. Tari Gábor előadásában mintha már talákoztunk volna ezzel az elképzeléssel.

### Az új pontszerű adatok trendvizsgálata

Az adatok térképi megjelenítése után vizsgáljuk meg az adatok kapcsolatát a szeizmológiai állomások konkrét adatain keresztül is. Ehhez először sorrendbe kell tenni az ada-

tokat például a felszíni domborzat magassága (19. ábra), vagy a Conrad-mélység (20. ábra), esetleg a Moho-mélység (21. ábra) szerint. Az adatokban jelenlévő szórást harmadfokú polinom illesztésével kompenzáltuk.

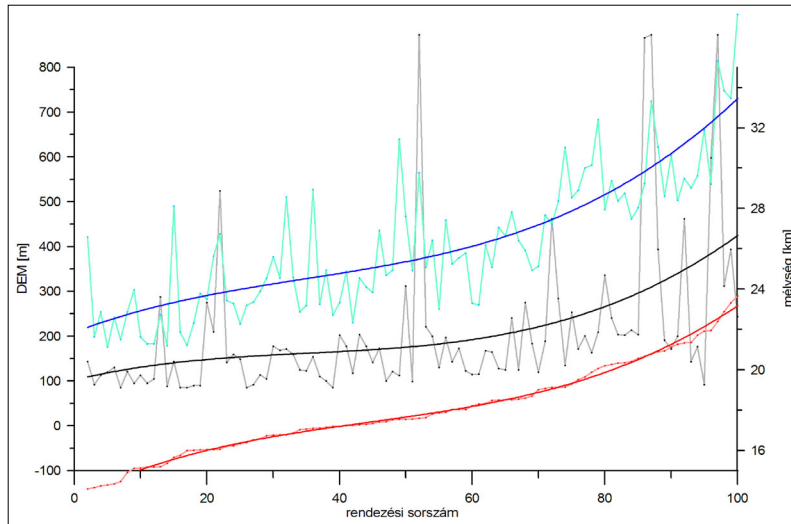
A grafikonokról egyértelműen látszik, hogy a szeizmológiai mérési adatok esetén a domborzat magassága, a Conrad- és Moho-mélységek korrelálnak – a szórást figyelmen kívül hagyva – hasonló trendet mutatnak (abszolút magasság használata esetén ez antikorrreláció). A sorba



**19. ábra** | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a magasságértékek szerint)

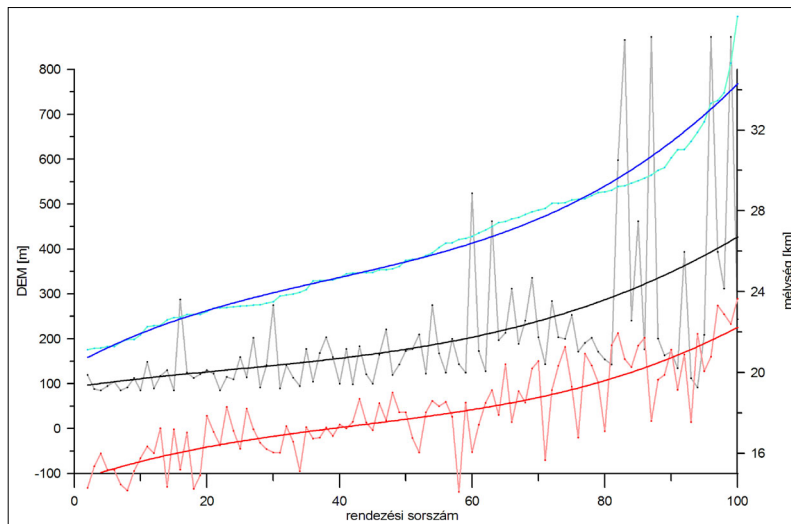
**Figure 19** | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by height values





20. ábra | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a Conrad-mélység szerint)

Figure 20 | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by Conrad depth



21. ábra | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a Moho-mélység szerint)

Figure 21 | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by Moho depth

rendezett adatok esetében egyedül a domborzati értékek mutatnak a harmadfokú görbétől eltérő menetet. A többi esetben az illeszkedés egészen jónak mondható.

Megállapítható, hogy még az egyedi állomások adatait vizsgálva is a magyarországi adatok az izosztáziának megfelelő összefüggést mutatnak.

### Conrad-határfelület jellege

A Conrad-határfelületet kimutatása a megváltozó sebességtrendnek köszönhető, ami az elmélet szerint azzal van kapcsolatban, hogy a savanyú felsőkéreg-kőzeteket nagyobb mélységekben bázisosabb alsókéreg-kőzetek váltják fel.

Fontos lenne tudnunk ennek a határfelületnek az ásvány- és kőzettani magyarázatát, de a 15–20 km-es mélység miatt ez csak közvetett úton határozható meg. A nagyobb sebesség, nagyobb sűrűséget jelent, amit elsődlegesen az összetétellel, a bázisosabb kőzetekkel próbálunk megmagyarázni, de vajon helyesen?

A bázisos jelleggel arányosan nő a ferromágneses ásványok mennyisége, azaz a kőzetek mágnesezettsége, így a Conrad-diszkontinuitás mágnese szempontból is okozhat meglepetést számunkra. A Conrad-felület hullámzása, azaz a mágnese anyag változó mélységű helyzete mágnese anomáliák forrása lehet, amit a mágnese anomália-térkép értelmezésekor figyelembe vehetünk, s így elvileg a Conrad-felület lefutásáról más módon is képet alkothatunk.

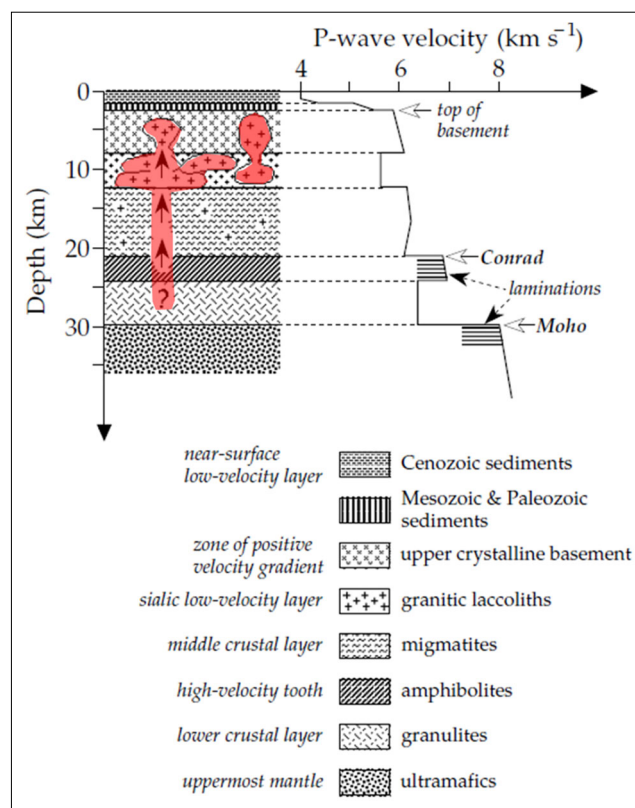
A gyakorlatban mindenesetre számolnunk kell a Curie-hőmérsékleti mágneses fázisátalakással! Általánosan ismert, hogy a Curie-hőmérsékleten a ferromágneses anyag paramágnesessé válik. A Curie-hőmérsékletet a legismertebb és legszélesebb körűen elterjedt ferromágneses ásvány, a magnetit alapján általában konstansként kezelik, ami alapján a Curie-hőmérsékleti mélység elvileg meghatározható. A gyakorlatban azonban ez a hőmérséklet elemről elemre (például Ni – 358 °C, Fe – 770 °C és Co – 1131 °C) és ásványról ásványra (például Goethit – 120 °C, pirrotin – 320 °C, magnetit – 580 °C és hematit – 675 °C) változik, tehát korántsem nevezhető állandónak s így annak előfordulási mélysége is egy kémiai, ásványtani kifejlődéstől függő változó.

Mivel az alsó kéreg sokkal bázisosabb összetételű, mint a felső kéreg, így elvileg a Conrad-határfelület a Curie-hőmérsékletnél kisebb hőmérsékleten mágneses hatóként jelentkezik. A legmélyebb eredetű mágneses hatók esetében tehát feltételezhető, hogy az alsó kéreggel, azaz a Conrad-határfelülettel vannak kapcsolatban. Azaz ha a Conrad-határfelület nem túl mélyen van és a Curie-hőmérsékletnél kisebb mélységben, akkor a bázisos alsó kéreg geofizikai vezérszintként fog jelentkezni (nagyobb sebessége és mágnesessége miatt).

Ezzel a lehetőséggel korábbi előadásokban (Kiss et al. 2009c, Kiss et al. 2015b) és cikkben (Kiss et al. 2017) foglalkoztunk, ez utóbbiban a litoszférakutató szelvények nagy sebességű zónáit hoztuk kapcsolatba mágneses anomáliákkal és a mélységadatok alapján a Conrad-határfelülettel.

A geotermikus gradienstől való függésről még nem is beszéltünk, pedig például a Pannon-medence területe eléggé extrémnek tekinthető ebből a szempontból. Egyes szerzők szerint a hőmérséklet hatására a kőzettani változások a kéregben egy irányba mutatnak. Az alsó kéreg hőmérséklete azért is érdekes, mert egy adott mélységtől talán nemcsak az ásványos összetétel határozza meg (amely alig változik) a szeizmikus sebességet, hanem sokkal inkább a hőmérséklet. Minél magasabb a hőmérséklet, annál kisebb a sebesség, ami a köpenyközetek esetében általánosan tekinthető törvényszerűség (Artemieva 2011). Ahol az alsó kéreg bázisos anyaga a felszínhez közelebb helyezkedik el, ott valószínűleg a köpeny is közelebb van a felszínhez, azaz a geotermikus „kályha” kiemelt helyzetben van, márpedig minél közelebb vagyunk a kályhához, annál melegebb van. Persze a gyors geodinamikai folyamatok mindezt felülírhatják, különösen az aktív orogén zónákban (ilyen például alpi).

A kéreg anyaga szilárdnak tekinthető, s ezért merev, törékeny. Ezért lemezszerűen úszik a köpeny anyagán. A köpeny képes az anyagmozgásra (konvencionális köpenyáramlás), ami azt jelenti, hogy az anyaga egyfajta plasztikus olvadék lehet. A köpeny és a kéreg eltérő tulajdonságai a köztük lévő határfelületeken folyamatos átmenet mellett alakulnak ki, annak ellenére, hogy mi azt jelentős fizikai tulajdonságváltozásként, paraméterugrásként értelmezzük. A felső kéreg (kontinentális lemez) és a plasz-



22. ábra Általános kontinentális kéregmodellnek a kőzettani és P hullámsebesség jellegzetessége (Lowrie 2007)

Figure 22 Generalized petrological model and P-wave velocity-depth profile for continental crust (Lowrie 2007)

tikusan mozgó köpeny között található az alsó kéreg (óceáni lemez), ami fizikai tulajdonságaiban egyfajta átmenetet jelent, azaz alkalmas a feloldódásra a köpeny anyagában, de nagy viszkozitású erőátviteli anyag a köpeny és a szilárd felső kéreg között, ami például a már szilárd litoszféra lemezek mozgását is lehetővé teszi.

Lowrie (2007) publikációjában megjelenik egy érdekes ábra, amely többek között a köpeny és kéreg közötti erőátvitelre ad magyarázatot. Addig, míg az alsó kéreg és a köpeny közvetlen kontaktussal (surlódással) érintkezik, addig a felső kéreg a köpenyvel már csak az alsó kérgen keresztül. A felső és alsó kéreg kapcsolatát tovább erősíti a granulitos, amfibolitos alsó kéregből felfelé induló, felső kéregbe felhatoló magmaolvadék, amelyek mint egy „erőátviteli fogaskeréknek a fogai” (22. ábra, piros színű kiemelés) kapcsolják össze az alsó kérget a felső kéreggel. Erre utaltunk korábban a nagy mélységű hatók lokális maximumai kapcsán (16. ábra). Ugyanerre utalhatott Szénás (1964) is, amikor azt írta, hogy „a köpenykiemelkedés (köpenyáramlás) miatt a kéreg alulról kopik, vékonyodik”.

A Conrad-határfelület tehát egy szignifikáns határfelület, és leginkább a kéreg anyagának differenciációját jelzi, azaz a felső kéreg könnyű SiAl (gránitos) és az alsó kéreg, nehéz SiMa (bazalt, granulitos) kőzetei közötti fizikai elterést a mélyben (Artemieva 2009).

A Kárpát-medencében, ahol köpenyfelboltozódást feltevezünk, ezeknek a fizikai határfelületeknek az ismerete a földtani jelenségek (vízszintes és függőleges kéregmozgások, geotermikus gradiens változások, köpenyzárványok) megértése szempontjából fontos lehet. Minden, különböző forrásból származó adat közelebb vihet minket a földkéreg és az azzal kapcsolatos jelenségek megismeréséhez. Ebben pedig – a nagy mélységek miatt – a geofizikának kitüntetett szerepe van.

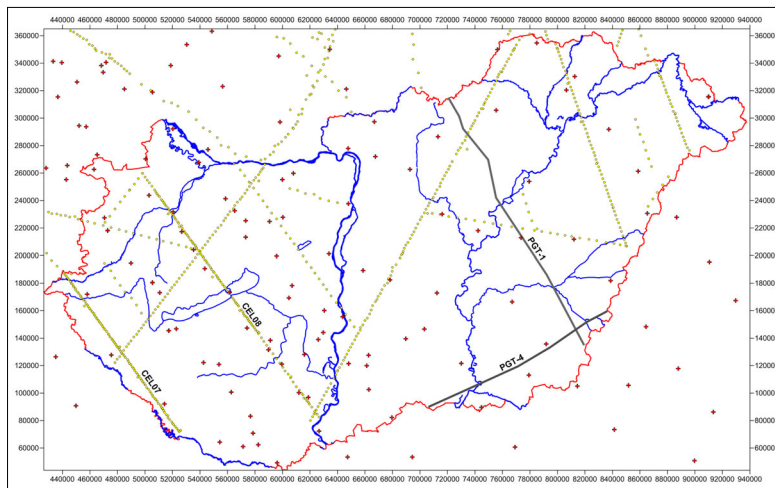
**A szeizmológia (vevőfüggvény, RF), a szeizmikus reflexió (RX) és a szeizmikus tomográfia ( $v_p$ -eloszlás, ST) eredményeinek összevetése**

A 23. ábra mutatja a Pannon Geotraverz PGT-1 és PGT-4 nevű szelvényeinek nyomvonalát, a CELEBRATION pro-

jekt geofonhálózatát (amelyből csak a CEL07 és CEL08 szelvényeket vizsgáljuk meg) és az AlpArray projekt passzív szeizmikus mérőállomásainak helyzetét. Jól látszik a különböző mérési kampányok eltérő távolságú mintavételezése. A PGT-1 szelvény esetében a geofontávolság 0,15 km volt, a CELEBRATION szelvényeken 2–5 km, a szeizmológiai állomások sűrűsége pedig, 15–75 km közötti, azaz nagyságrendű eltérések vannak a mintavételezésben.

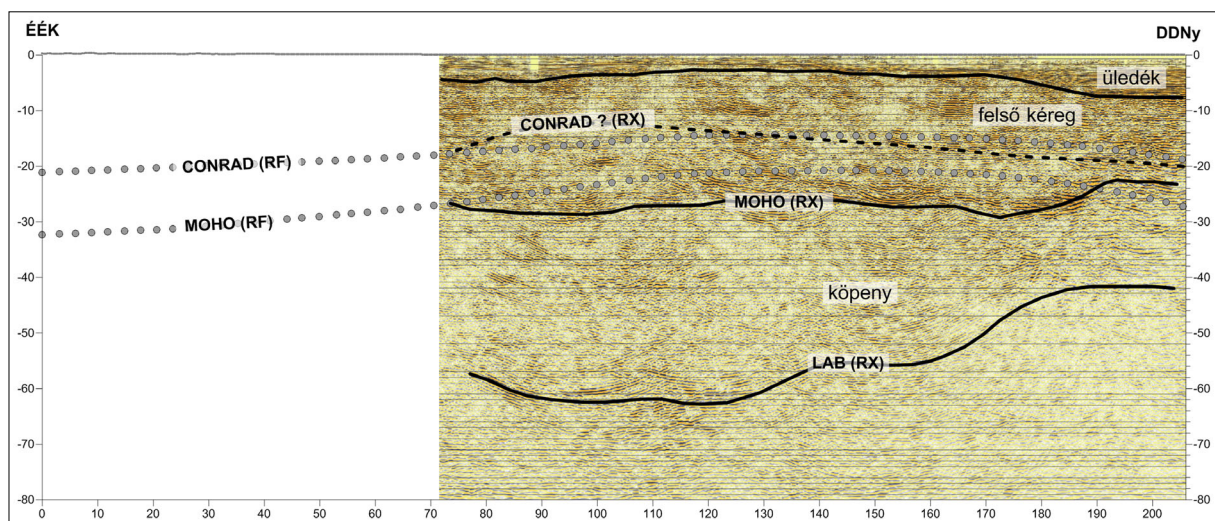
Ennek megfelelően a PGT-1 szelvényre csak 1 db, a PGT-4 szelvényre 2 db, a CEL07 szelvényre 3 db és a CEL08 szelvényre 14 db szeizmológiai mérőállomás esik. A szelvények mentén a szeizmológiai Conrad- és Moho-szintek kiolvasására sűrűbben interpolált adatrendszert használtunk, a kiugró mélységek azonosítása céljából.

Időrendi sorrendben nézzük először a PGT-1 szeizmikus reflexiók mérés határtól határig meghosszabbított



23. ábra A PGT szelvények nyomvonala (szürke vonal), a CELEBRATION-2000 szeizmikus mérési hálózat geofonjai (sárga szimbólum) és az AlpArray projekt passzív szeizmikus mérőállomásainak (piros keresztek) elhelyezkedése Magyarországon

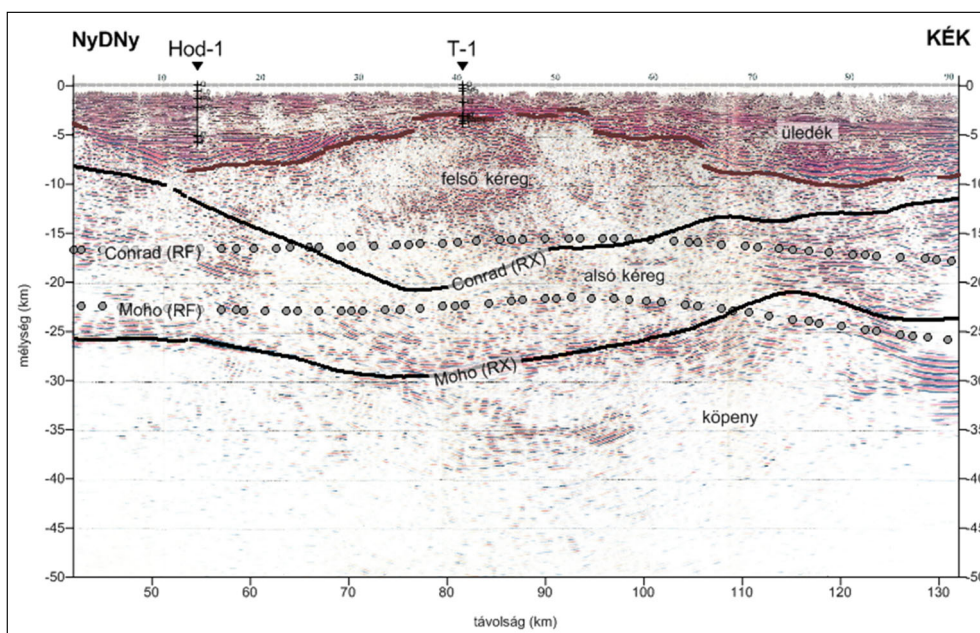
Figure 23 The location of the PGT sections (grey line), the geophones of the CELEBRATION-2000 seismic measurement network (yellow symbol) and the location of the passive seismic measuring stations of the AlpArray project (red crosses) in Hungary



24. ábra Conrad- és Moho-határfelület a PGT-1 szeizmikus reflexiók szelvényen (RF = „Receiver Function” szeizmológia, RX = szeizmikus reflexió)

Figure 24 Conrad and Moho discontinuities on the PGT-1 seismic reflection profile (RF = “Receiver Function” seismology, RX = seismic reflection)

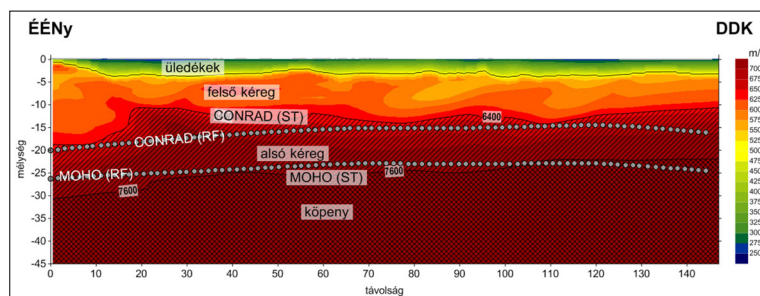




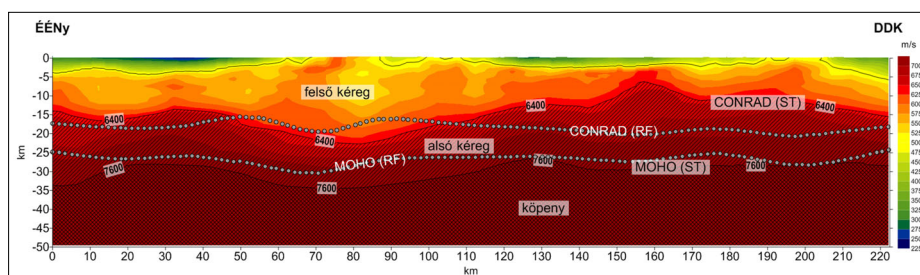
25. ábra | Conrad- és Moho-határfelület a PGT-4 szeizmikus reflexiós szelvényen (RF = „Receiver Function” szeizmológia, RX = szeizmikus reflexió)  
 Figure 25 | Conrad and Moho discontinuities on the PGT-4 seismic reflection profile (RF = “Receiver Function” seismology, RX = seismic reflection)

szelvényét. Ennél a szelvénynél jelentős eltérés mutatkozik a reflexiós szelvény kiértékeléséből (RX) és a vevőfüggvényből (RF) meghatározott értékek lefutása között, miközben az átlagos mélység hasonló. Ez tulajdonképpen nem meglepő, hiszen az egész PGT-1 szelvényen mindössze egyetlen szeizmológiai mérőállomás van, és a többi mérőhely elég távoli és elég ritkán található. Tulajdonképpen a szeizmikus szelvény eleje és a vége mutat

egyeztést. A szelvényre a reflexiós Conrad-felület egy másik értelmezésből kérdéses módon, nem beazonosított szintként került rá, de ez a szeizmológiai Conrad-szinttel közel azonos lefutású. A szeizmikus reflexiós mérésből a litoszféra–asztenoszféra határt (angol rövidítéssel LAB) is sikerült beazonosítani, erről viszont a szeizmológiai modellben nincs információ.



26. ábra | CEL07 szeizmikus  $v_p$  sebességszelvény Conrad- és Moho-szintekkel (ST = szeizmikus tomográfia, RF = „Receiver Function” szeizmológia)  
 Figure 26 | CEL07 seismic  $v_p$  velocity profile with Conrad and Moho levels (ST = seismic tomography, RF = “Receiver Function” seismology)



27. ábra | CEL08 szeizmikus  $v_p$  sebességszelvény Conrad- és Moho-szintekkel (ST = szeizmikus tomográfia, RF = „Receiver Function” szeizmológia)  
 Figure 27 | CEL08 seismic  $v_p$  velocity profile with Conrad and Moho levels (ST = seismic tomography, RF = “Receiver Function” seismology)



A PGT-4 szelvénynek a helyszínrajzon bemutatott nyomvonalhoz képest első 40 km-es szakasza, azaz 1/3 része nincs megjelenítve (ott nincs szeizmikus mérés, bár a komplex feldolgozások keretében azzal is foglalkoztunk), így csak az a szakasz látszik, ahol volt reflexiós mérés. A szeizmológiai állomások ritka hálózata miatt a felületek itt jelentősen eltérnek. Nem az átlagos mélységek szempontjából, hanem a mélységváltozások jellegében, amit leginkább a nem összevethető mintavételezésnek köszönhetünk.

A 26. *ábra* mutatja a CEL07 sebességszelvényt és rajta a Conrad- és Moho-határfelületeket az átlagsebesség-értékek ( $v_p = 6,4$ ;  $v_s = 7,6$  km/s) alapján (Kiss 2009a). Az ábrán feltüntettük a szeizmológia (Kalmár 2021) által meghatározott felületet is, amely átlagos mélységében illeszkedik, de részleteiben eltér, ami annak köszönhető, hogy a szeizmikus geofonok távolsága 2 km körüli volt, míg a passzív szeizmikus mérőállomások távolsága 50 km. Így a mintavételezésből adódóan a kisebb hullámzásokat nem képes a mérőrendszer leképezni.

A 27. *ábra* mutatja a CEL08 sebességszelvényt és rajta a Conrad- és Moho-határfelületeket az átlagsebesség-értékek alapján (Kiss 2009a). Itt is feltüntettük a szeizmológia (Kalmár 2021) által meghatározott felületet is. A mintavételezések aránya itt valamivel jobb, egyrészt mert a CELEBRATION projekt geofonjai a szelvény szélén ritkábban (4 km távolságban) vannak, másrészt ezen a vonalon sokkal több a passzív szeizmikus mérőállomás található (23. *ábra*), átlagos távolság 15–20 km.

## Összefoglalás

Kezdetben Magyarország területén elsősorban szeizmikus (litoszférakutató refrakciós) mérések alapján következtettek a kéreg főbb határfelületeire, mint például a Conrad- vagy a Moho-határfelület (Mituch 1964, Posgay 1975). A regionális szeizmikus mérésekből el is készítették Magyarország (Mituch, Posgay 1972) majd később a környező területek első Moho-térképét (Posgay et al. 1991). A Conrad-határfelület kijelölése nem mindenhol volt követhető, így az elmaradt, illetve csak áttételesen lett felhasználva (Szénás 1964).

Később a Pannon Geotraverz (PGT, 1987–1993) földkéreg- és asztenoszféra kutató szeizmikus mérési programjának (Posgay et al. 1986, 1995) szelvényei (PGT-1 és PGT-4) mentén történtek Conrad- és Moho-szint kijelölések. A CELEBRATION-2000 projekt elsőbeérkezéses tomográfia mérései (Guterch et al. 2000, Bodoky et al. 2001) és új feldolgozási eljárásai (Zelt, Smith 1992, Zelt 1993) adtak újabb lendületet a litoszférakutatásnak, ahol a kapott sebességmetszetek és a korábbi mérésekből ismert átlagos  $v_p$  sebességértékek alapján lehetett ezeket a szinteket kijelölni.

A PGT és CELEBRATION szelvényeken mint alapszelvényeken később komplex geofizikai adatfeldolgozások, értelmezések (Kiss, Madarasi 2012, Kiss 2005, 2009)

és magnetotellurikus mérések is történtek (Ádám et al. 1990, 1993, 1996), amelyek keretében a Conrad- és Moho-határfelületeket is meghatározták.

A szeizmikus szelvények Moho-szintjei és a magyarországi gravitációs mérési adatok korrelációjából elkészült az újabb Moho-határfelületi mélységtérkép (Szabó 1993). A regionális gravitációs adatok elérhetősége rávilágított az izosztázia szerepére a Kárpát-Pannon régióban (Kiss 2009, 2010). Izosztatikus egyensúlyt feltételezve a domborzati (DEM-100) és a prekainozoos medencealjzat mélységi adatai (Kilényi et al. 1991) alapján elkészült Moho-felület megerősítette a szeizmikus és gravitációs Moho-szintek közötti korrelációt. Kisebbs mélységkorrekció után egy sokkal sűrűbb és részletesebb Moho-térkép (Kiss et al. 2015a) térkép állt rendelkezésre a gravitációs és szeizmikus adatok együttes értelmezése alapján. Ez csak annyiban vitt közelebb minket a Conrad-határfelülethez, hogy a két diszkontinuitásfelület hasonló mélységtendenciát mutat, azaz korreláció van a két szint között, amit jelen cikk is bizonyít.

A kutatásban újabb áttörést a szeizmológia hozott. Először a földrengéshullámok vizsgálata alapján meghatározott longitudinális  $v_p$  sebesség-térrel (Wéber 2001), majd a transzverzális  $v_s$  hullámsebességek dunántúli (Szanyi 2016, Szanyi et al. 2021), majd országos (Kalmár 2021, Kalmár et al. 2022) léptékű zajtomográfián és vevőfüggvény-analízisen alapuló vizsgálati eredményeivel. Ezek ugyan ritkább hálóban állnak rendelkezésre, de független adatrendszerként fontos szerepet töltenek be és a Conrad-határfelület mélységéről is információt szolgáltatnak.

Cikkünkben ezeknek a szeizmológián alapuló legújabb mérési eredményeknek a megjelenítésével és azok korábbi eredményekkel való összevetésével foglalkoztunk. Az új adatok Kalmár Dániel doktori (PhD-) értekezésének köszönhetően álltak rendelkezésre.

A cikk kapcsolódik Eötvös Loránd által alapított, még ma is létező, földtani és geofizikai kutatást folytató szakmai szervezet (korábban: ELGI, MFGI, MBFSZ, ma: SZTFH) litoszférakutató tevékenységéhez. Olyan korábbi kutatási programokhoz, mint kezdetben a KGST<sup>7)</sup>, majd később a francia–svájci–osztrák–magyar együttműködésben végzett litoszférakutató mérési programok (1960–1970), illetve a „Pannon Geotraverz” (1987–1993) és végül a „CELEBRATION” (2000) projekt, amelyek mélyszeizmikus refrakciós mérésekkel, refrakciós tomográfiával és gravitációs és mágneses mérésekkel és azok értelmezésével foglalkoztak (Mituch 1964, Mituch, Posgay 1967/68, Szénás 1972, Posgay et al. 1996, Guterch et al. 2000; Bodoky et al. 2001, Posgay et al. 2003, Kovács et al. 2011, Kiss et al. 2015a).

A témában az akadémiai GGKI, ma ELKH Földfizikai és Űrkutatási Kutatóintézetének litoszférakutató tevékenysége is folyamatosan benne van (Ádám et al. 1990, 1993, 1996, Wéber 2002, Hetényi et al. 2015, Szanyi 2016, Szanyi et al. 2021, Kalmár 2021, Kalmár et al. 2021) például az asztenoszféra kutatás vagy a napjainkban futó „Alp-

Array”, „Magyarország szeizmotektonikai térképezése” típusú kutatási projektekkel.

Végül nem hagyható ki az ELTE földtani kutatóinak ezirányú munkássága sem, akik Haas János vezetésével készítették el Magyarország nagyszerkezeti és mélyföldtani térképét (Haas et al. 2010, 2014), illetve Horváth Ferenc szakmai vezetésével a Kárpát-medence Geodinamikai Atlaszát, és a terület litoszféra felépítésének térképeit (Horváth 1993, Bada et al. 1999, Horváth 2004, Szabó et al. 2004, Kovács et al. 2011).

A lista korántsem teljes, de ezek a programok, mérések, feldolgozások és publikációk alpmunkáknak számítanak a litoszféra- és a földkéregkutatásban.

## A tanulmány szerzője

Kiss János

## Jegyzet

- <sup>1)</sup> discontinuity (angol) = folytonossági zavar, azaz határfelület, ahol valami megváltozik.
- <sup>2)</sup> anatexis = megolvadás, részleges megolvadás
- <sup>3)</sup> palingenezis = kőzet újraolvadása, új magma képződése
- <sup>4)</sup> „Az első szupermély fúrás (SzG-3) a Szovjetunió tudományos kutatásának mélyfúrása volt a Kola-félszigeten. Ez a fúrás 1989-ben elérte a 12,262 km mélységet, amely 2008-ig a legmélyebb ember alkotta mélyfúrás volt. A következő leghosszabb fúróluk, amelyet készítették, a 12,29 km hosszú Maersk BD-04A olajkút Al-Shaheennál Katarban.
- 2003-ban indult a Sakhalin-1 shelf olajkutatói projekt (Exxon Neftegas, Ltd.), amelynek keretében mélyült fúrások 2017-ig a világ 10 leghosszabb kútjából 9-et képviseltek. A projekt 2013 óta öt rekordot állított fel a világ legmélyebb mélységű kútjúrásai terén. 2015 áprilisában fúrták az O-14 termelőkutatót, amelynek hossza 13,5 km, 2014 áprilisában a Z-40 kutatót, amelynek hossza 13 km, 2013 áprilisában és júniusában – a Z-43 és Z-42 kutatók 12,45 km, illetve 12,7 km hosszúak voltak, a Z-44 Chayvo kút 2017 novemberében elérte a 15 km-es kúthosszúságot.” (Wikipédia)
- (Sajnos a fúrt „kúthossz” nem feltétlenül jelent „kútmélységet”, mert vízszintesen is másznak a fúrófejek, így a legnagyobb elért mélységet nem tudjuk megadni, mivel ezek a fúrások nem tudományos célból, hanem olajkutatói célból mélyültek.)
- <sup>5)</sup> <https://geofrik.com/tag/conrad-discontinuity/> (Ez abból a hibából látszik, hogy a mélységskála felirata magyar maradt a 2018-as hivatkozásnak megfelelően; a szerző nyilván a soproni IAGA 2009. évi előadás anyagából emelte át a képet.)
- <sup>6)</sup> Ha a korrelációs koefficiens értéke pozitív, akkor korreláció, ha negatív, akkor antikorreláció van:
 
$$k_{\text{korrel}} = +1, \text{ akkor teljes korreláció van,}$$

$$k_{\text{korrel}} > +0,5, \text{ akkor erős korreláció van,}$$

$$0 < k_{\text{korrel}} < +0,5, \text{ akkor gyenge korreláció van.}$$
- <sup>7)</sup> KGST (Kölcsönös Gazdasági Segítség Tanácsa) – Közép- és Kelet-európai szocialista országok gazdasági együttműködési szervezete.

## Hivatkozások

- Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G. (1990): Electrical conductivity anomalies along the Pannonian Geotraverse and their geothermal relation. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 25/3–4, 291–307.
- Ádám A., Szarka L., Prácer E., Varga G. (1996): Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin? (Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geophysical Transactions* 40, 45–78.
- Ádám A., Szarka L., Steiner T. (1993): Magnetotelluric approximations for the asthenospheric depth beneath the BtkCs graben, Hungary. *J. Geomagn. Geoelectr.* 45, 761–773.
- Artemieva I. (2009): Continental crust. In: Jan Lastovicka (ed.): *Encyclopaedia of life support systems*, Vol. II., Geophysics and Geochemistry, EOLSS publishers UNESCO.
- Artemieva I. (2011): *The lithosphere: An interdisciplinary approach*. Cambridge University Press.
- Bada G., Horváth F., Gerner P., Fejes I. (1999): Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *Journal of Geodynamics*, 27/4, 501–527.
- Bodoky T., Brueckl E., Fancsik T., Hegedűs E., Posgay K. (2001): Szervezőbizottság és munkacsoport: CELEBRATION 2000 – nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika* 42, 1.
- Conrad V. (1925): Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28.11.1923. *Mitt. Erdb. Komm., Wien, Akad. Wiss., Neue Folge*, No. 59.
- Conrad V. (1928): Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927. *Gärlands Beiträge zur Geophysik* 20, 240–277.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., (2010): Magyarország prekainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. MÁFI.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjazatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000), p. 71. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, ISBN 978-963-671-298-3.
- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozar J., Spicak A., Brueckl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O. (2000): CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geologica Carpathica* 51/6, 413–414.
- Hetényi Gy., Y. Ren, B. Dando, G. W. Stuart, E. Hegedűs, A. Cs. Kovács, G. A. Houseman (2015): Crustal structure of the Pannonian Basin: The AlCaPa and Tisza Terrains and the Mid-Hungarian Zone. *Tectonophysics* 646, 106–116.
- Horváth F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.
- Horváth F. (2004): A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)
- Jeffreys H. (1929): *The Earth: Its Origin, History and Physical Constitution*. Cambridge University Press, England, 346 p.
- Kalmár D. (2021): Crustal structure determination in the wider region of the Pannonian Basin from P receiver function analysis. Doktori (PhD-) értekezés, ELTE, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.
- Kalmár D., Hetényi Gy., Balázs A., Bondár I. (2021): Crustal thinning from orogen to back-arc basin: The structure of the Pannonian Basin region revealed by P-to-S-converted seismic waves. *Journal Of Geophysical Research: Solid Earth* 126/7, Paper: e2020JB021309, 24.

- Kilényi É., Kröll A., Obernauer D., Sefara J., Steinhäuser P., Szabó Z., Wessely G. (1991): Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions*, 36/1–2, 15–36.
- Kis K. I., Agocs W. B., Meyerhoff A. A. (1999): Magnetic sources from vertical magnetic anomalies. *Geophysical Transactions*, 42/3–4, 133–157.
- 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., Gúthy T., Zilahi-Sebess L. (2015a): A Mohorovičić-határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. *Magyar Geofizika* 56/3, 152–178.
- Kiss J., Madarasi A. (2012): A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata (nem szeizmikus szemmel). *Magyar Geofizika*, 53/1, 29–54.
- Kiss J., Szarka L., Prácsér E., Ádám A. (2009c): What we know about magnetic and other physical bulk properties at curie depth? In: IAGA 11th Scientific Assembly, Sopron (szóbeli előadás).
- Kiss J., Vértesy L., Fancsik T., Kovács A. Cs., Madarasi A., Gulyás Á. (2017): Tisia, a geofizika adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése. *Magyar Geofizika*, 58/4, 209–229.
- Kiss J., Vértesy L., Gulyás Á., Madarasi A. (2015b): Tisia – a geofizikai adatok tükrében. p. 25–28, In: TISIA Konferencia kiadványa, p. 76, ISBN 978-963-8221-56-8 (szóbeli előadás)
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T. (2011): Asztenoszféraáramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? *Magyar Geofizika*, 52/2, 79–87.
- Mituch E. (1964): A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. *Geofizikai Közlemények* 13/3, 289–300.
- Mituch E. (1969): Földkéregkutató szeizmikus szelvények, ELGI évi jelentés, 1969.
- Mituch E., Posgay K. (1967/68): The results of seismic measurements carried out in the Hungarian sections of the international crustal investigation profiles. *Vesnik*, 8–9/C Beograd, 217–224.
- Mituch E., Posgay K. (1972): 28. Hungary. In: *Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Exploration Seismology*. Szénás Gy. (ed.), *Geoph. Trans.*, special issue, pp. 118–129., ELGI, Budapest.
- Posgay K. (1975): Determination of boundaries and velocity distribution in the Earth's crust and upper mantle by reflection measurements. *Geophys. Trans.* 23, 13–17. (in German)
- Posgay K., Albu I., Mayerkova M., Nakladalova Z., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch R. (1991): Contour map of the Mohorovicic discontinuity beneath Central-Europe. *Geophysical Transactions* 36/1, 7–13.
- Posgay K., Albu I., Ráner G., Varga G. (1986): Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. In: *Reflection Seismology: A Global Perspective*. Barazangi M., Brown L. (eds.), *Am. Geophy. Un. Geodyn. Ser.*, 13, 55–66.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E. (2003): Seismic lithosphere and asthenosphere investigations in Hungary. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Lee W. H. K., Kanamori H., Jennings P. C., Kisslinger C. (eds.), Supplement to Chapter 60, Vol. 2, Part B, Chapter 79.26/8, Academic Press, London.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szaifán P., Takács E., Timár Z., Varga G. (1995): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics* 252, 467–484.
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T., Hegedűs E., Jánváriné Kántor I., Timár Z., Varga G., Bérczi I., Szalay Á., Nagy Z., Pápa A., Hajnal Z., Reilkoff B., Mueller S., Ansorge J., De Iaco R., Asudeh I. (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions* 40,1–2, 1–44.
- Ren, Y., Grecu, S., Stuart, G., Houseman, G., Hegedus, E., South Carpathian Working Group (2013): Crustal structure of the Carpathian–Pannonian region from ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.* <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt316>
- Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H. (1971): Közép- és DK-európai földkéreg felépítése (robbantásos szeizmikus mérési adatok alapján) [Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (По данным взрывной сейсмоки)], Naukova Dumka, Kiev. (in Russian)
- Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H. (1972): The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on explosion seismology. *Geophysical Transactions, Special Edition*, ELGI, Budapest.
- Szabó Cs., Falus G., Zajacz Z., Kovács I., Bali E., (2004): Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics* 393, 119–137.
- Szabó Z. (1993): Magyarország üledékhatással javított gravitációs térképe. Kézirat, ELGI adattár, p. 14.
- Szalay I., Gúthy T., Gömböcz L. (2011): Az 1965–67. évi dunántúli kéregkutató mérések refrakciós tomográfiai feldolgozása. *Magyar Geofizika*, 52/4, 193–209.
- Szanyi Gy. (2016): A Pannon-medence S-hullám-sebességterének vizsgálata, Doktori (PhD-) értekezés, ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.
- Szanyi Gy., Grácz Z., Balázs B., Kovács I. J. and AlpArray Working Group (2021): The transition zone between the Eastern Alps and the Pannonian basin imaged by ambient noise tomography. *Tectonophysics*, 805, 228770.
- Szénás Gy. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről. *Geofizikai Közlemények* 13/3, 301–303.
- Szénás Gy. (1972): The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology, *Geoph. Trans.*, special issue, pp. 181.
- Szénás Gy. (1973): A Kárpát-rendszer és a globális tektonikák. *Geofizikai Közlemények*, XXI/1–4. 91–122., ELGI, Budapest.
- Tóth L., Zsíros T. (2000): A Pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Touret J. L. R., Santosh M., Huiyenga J. M. (2016): High-temperature granulites and supercontinents. *Geoscience Frontiers* 7, 101–113.
- Zelt C. (1993): RAYINVR: 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs. <http://terra.rice.edu/departments/faculty/zelt/>
- Zelt C. A., Smith R. B. (1992): Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* 108, 16–34.
- Völgyesi L. (2002): *Geofizika. Műgyetem Kiadó*, Budapest.
- Wéber Z. (2002): Imaging Pn velocities beneath the Pannonian Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129, 283–300.

# Miocén extenziós szerkezetek vizsgálata a magyar–szlovák Kisalföldön

VÁRADI K.<sup>1,2,\*</sup>, BERECKZI L.<sup>3</sup>, SZIJÁRTÓ M.<sup>1</sup>, MARKOS G.<sup>4</sup>, FODOR L.<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,  
Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,  
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>3</sup>Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága,  
Ásványi Nyersanyagkutatás és Geofizikai Főosztály, 1123 Budapest, Alkotás u. 50.

<sup>4</sup>ELKH Kutatási Hálózat, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet,  
9400 Sopron, Csatkai E. utca 6–8.

\*E-mail: varadikitti@student.elte.hu

A miocén riftesedés során a Pannon-medence litoszférája nagymértékű megnyúlást szenvedett el, ami az északnyugati medencerészen a Kisalföld kialakulásához vezetett (Tari 1994). Kutatásunkban arra kerestük a választ, hogy a vizsgált területen található főbb miocén árkok felnyílásának sorrendje között milyen kapcsolat áll fent. A munka során minden vizsgált árokban lehatárolásra kerültek a Prosser (1993) által definiált tektonikus rendszeregységek, így a riftkezdeti és a fő riftesedési fázis (rift initiation és rift climax), valamint az azt követő korai és késő posztrift (immediate és late post-rift) szakasz. Ezen egységek korát összevetve az árkokat kitöltő üledékek korával, megbecsülhető az árkok kinyílásának ideje. Ez az extenzió idő- és térbeli migrációját mutatja a medence peremétől a medence központi része felé.

## Váradi, K., Bereczki, L., Szijártó, M., Markos, G., Fodor, L.: Investigation of the Miocene extensional structures of the Slovakian–Hungarian Danube Basin

During the Miocene formation of the Pannonian back-arc basin, the lithosphere of the Pannonian Basin underwent considerable rifting, resulting in the formation of the Danube Basin (Tari 1994). In this research, we were looking for the temporal relationship between the major Miocene grabens in the study area. During the analysis the delineation of the tectonic systems tracts (Prosser 1993), like the rift initiation, rift climax, early and late post-rift stages in all investigated grabens has been carried out. These genetic units, when compared to the age of the sediment fill of the troughs, can be used to estimate the time of the opening of the grabens. This shows a temporal and spatial migration of the extension from the basin margin toward the basin centre.

*Beérkezett:* 2023. február 19.; *elfogadva:* 2023. március 3.

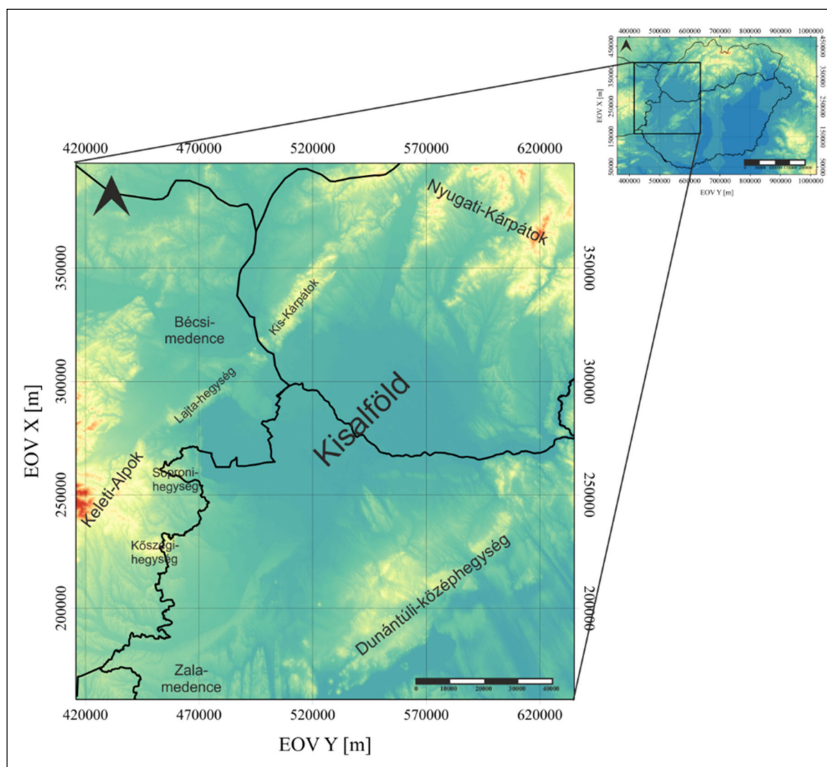
## 1. Bevezetés

A Kisalföld a Pannon-medence egyik legnagyobb rész-medencéje, amely egyben a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok átmeneti zónáját alkotja Szlovákia, Ausztria és Magyarország határán (1. ábra).

A teljes litoszféra a Pannon-medence alatt nagymértékben megnyúlt, kivékonyodott és lesüllyedt, aminek következtében többek között a Kisalföld medencéje is kialakult (Horváth 1993, Tari 1994).

A medence magyarországi és szlovákiai részén található árkok, illetve félárkok felnyílásáról több publikáció is született akár az elmúlt néhány évben is (Hók et al. 2016, Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021, Zalai 2018), de a Kisalföld egészére kiterjedő egységes értelmezés ez idáig nem készült. Nyitott kérdés maradt, hogy az Alföld miocén részmedencéihez (Balázs et al. 2016), valamint a Pannon-medence DNy-i részéhez (Fodor et al. 2021) hasonlóan a kisalföldi régióban is megfigyelhető-e egy idő- és térbeli kinyílási trend. Tanulmányunkban erre a kérdésre kísérlünk meg választ adni.





**1. ábra** | A kutatási terület és tágabb környezete digitális domborzatmodellen (SRTM) ábrázolva  
**Figure 1** | The study area and its wider surroundings shown in a digital topography model (SRTM)

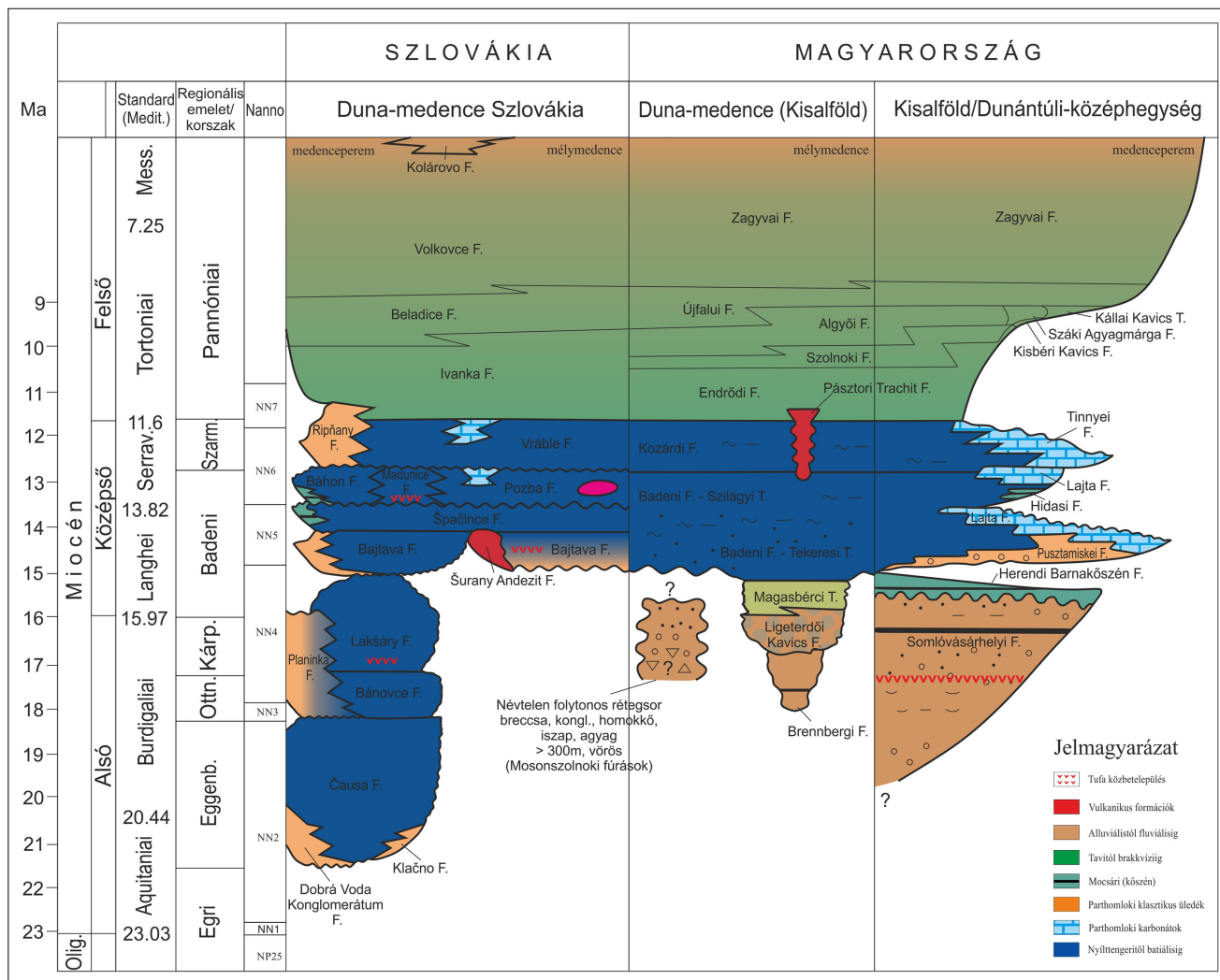
## 2. Földtani háttér

### 2.1. Nagyszerkezeti helyzet

A Pannon-medence az ív mögötti medencék egyik típus-területe (Bally, Snelson 1980), amelynek kialakulását a késő oligocén – kora miocén (kb. 25–21,5 Ma) hegység-szerkezeti és medencefejlődésbeli események előzték meg (Tari et al. 1993). A medence az Afrikai- és az Európai-közetlemez között elhelyezkedő kollíziós zóna poszt-orogén extenziója során nyílt fel (Royden 1988). A Pannon-medence kialakulását több folyamat is kontrollálta: leginkább a Magura-óceán lemezének hátragördülési szubdukciója (roll-back) (Matenco, Radivojević 2012) a Kárpátok külső íve mentén (Csontos 1995, Csontos et al. 1992, Horváth et al. 2015, Nemcok et al. 1998, Tari et al. 1999), amihez az Adriai-lemez Dinaridák alá történő szubdukciója is hozzájárulhatott (Andrić et al. 2018, Matenco, Radivojević 2012). További hajtóerők az alpi kollízió kiváltotta tektonikai nyomás és a kialakuló közetlemez-kiszökés vagy extrúzió (Fodor et al. 1998, Kázmér, Kovács 1985, Ratschbacher et al. 1991a, 1991b, Royden, Horváth 1988, Tari 1994, Tari et al. 1999). Az extrúzió során a mai Pannon-medence prekainozoós aljzatát alkotó két nagyszerkezeti egység, az AlCaPa (Alpine-Carpathian-Pannonian; Csontos, Vörös 2004) és a Tisza-Dácia préselődött ki az Alpok és Dinaridák területéről a mai medence irányába (Csontos et al. 1992, Ratschbacher et al. 1991a, 1991b).

A Magura-óceánhoz köthető hátragördülő, szubdukáló lemez felett fellépő közetlemez húzás okán (Bada, Horváth 2001) a kora miocénben a Pannon-medence alatti litoszféra megnyúlt és közel a felére vékonyodott (Dombrádi 2012, Horváth 1993, Royden, Horváth 1988, Tari et al. 1999). Ennek és a kapcsolódó köpenyáramlásoknak következményeként megindult az extenzió okozta nagy kiterjedésű riftesedés és az ezekből adódó intenzív süllyedés, mely folyamatokat – McKenzie (1978) termomechanikai modellje alapján – tradicionálisan a Pannon-medence szinrift fázisának tekintjük. A kapcsolódó extenziós deformáció a medence területén árkokat és félárkokat nyitott fel (Csontos 1995, Fodor et al. 1999, Tari et al. 1992), és többek között kialakította a Kisalföld medencéjét is (Tari 1994, 1996). Az extenziós folyamat során a medenceperemeken úgynevezett metamorf magkomplexumok jöttek létre, többek között a Kőszeg-Rohonci-ablak, a Tauern-ablak és a Pohorje. A magkomplexumokat határoló lecsúszósík (detachment fault) mentén jelentős megnyúlás történt, a Kisalföld ezeknek a metamorf magkomplexumoknak a levett blokkjában helyezkedik el (Fodor et al. 2021, Scharf et al. 2013, Tari et al. 1992, Tari et al. 2020).

A szubdukciós roll-back, az asztenoszféra felboltozódás és az ezeket követő litoszféra-menyülés másik következménye a riftesedésen kívül az, hogy így tér nyílt az aljzati egységek extrúziójának is. Miután az alpi eredetű AlCaPa-t és az európai affinitású Tisza-Dácia egységet az Adriai-mikorlemez északias irányú mozgása és óramutatóval el-



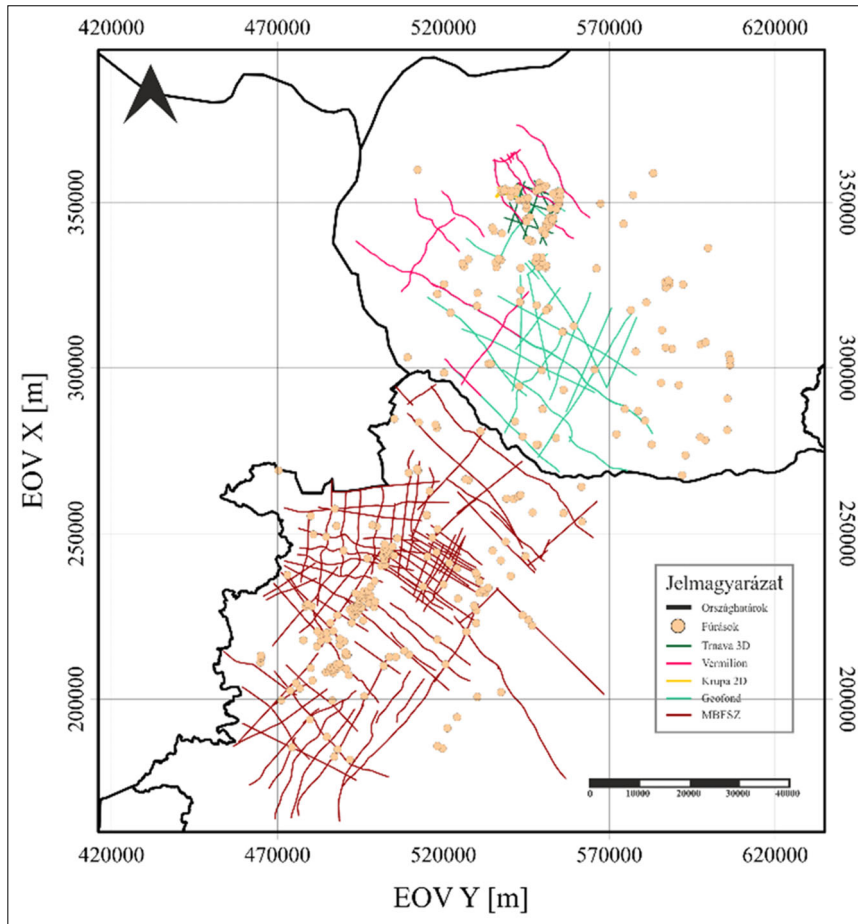
2. ábra A magyar és szlovák Kisalföld formációinak korrelációját mutató sztratigráfiai táblázat (Šram et al. 2021 után módosítva Babiszki et al. 2023 és Sztánó et al. 2016 alapján)

Figure 2 Stratigraphic chart of the correlation between the formations of the Hungarian and Slovakian part of the Danube Basin (Šram et al. 2021 modified by using the data of Babiszki et al. 2023 and of Sztánó et al. 2016)

lentétes irányú forgása kipréselte az alpi-dinári ütközőzónából (Csontos, Vörös 2004, Kázmér, Kovács 1985, Schmid et al. 2008), a két térrén a kainozoikum során még egymástól függetlenül mozogtak, és ellentétes irányú rotációt végeztek (Balla 1984, 1988, Fodor et al. 1998, Márton, Márton 1996). A két egység a riftesedési fázis elején, a középső miocén kezdete körül (17–15 millió éve) került egymás mellé, így ekkortól a további megnyúlás és kiszökés együtt érte ezeket, mígnem elérték a közel mai pozíciójukat a szarmata végére (11,6 Ma; Balla 1984, Balla et al. 1987, Fodor et al. 1999).

A Pannon-medencében a szinrift fázis kezdetét különböző szerzők a medence különböző pontjain más-más időre datálják: egyes esetekben az eggenburgi-ottományi korszakokba (kb. 21,6–17,25 Ma; Horváth 1995, Huismans et al. 2002), viszont más kutatások már a kárpátiba helyezik (17,25–15,97 Ma; Horváth et al. 2006, Horváth, Cloetingh 1996, Sachsenhofer et al. 1997). A fázis kezdetét jelző unkonformitási felületet Tari (1994) 15,8 Ma-ban

határozta meg a Kisalföld területén. Termokronológiai, rétegtani és szerkezeti adatok (Dunkl et al. 1998, Fodor et al. 2008, Fodor et al. 2020, Hámor 1985, Scharf et al. 2013, Tari et al. 1992) is megerősítik, hogy az extenzió fő időszaka a medence területén a kora és középső miocénre tehető (kb. 17,25–11,6 Ma), és több medencében az utóbbiban zajlott a riftesedés csúcspontja (Fodor et al. 1999, Haas et al. 2012, Horváth et al. 2006, Magyar et al. 1999, Tari et al. 1999). Az elmúlt évtizedek kutatási eredményeiből látszik, hogy a prerift–szinrift határ nem tekinthető egyidejűnek a Pannon-medence minden rész-medencéjében, ahogy a szinrift fázis vége sem (Balázs et al. 2016, Fodor et al. 2021). Ez utóbbit tipikusan a szarmata–pannóniai (középső–késő miocén; 11,6 Ma) határként definiálták, de az Alföld területén található pannóniai korú szintektonikus üledékek és a hozzá kapcsolódó szerkezetek még egyértelműen a szinrift fázishoz kapcsolhatók (Balázs et al. 2016). Ez bizonyítja a szinrift fázis végének heterokron jellegét.



3. ábra | A kutatási terület és tágabb környezete digitális domborzatmodellen (SRTM) ábrázolva  
 Figure 3 | The study area and its wider surroundings shown in a digital topography model (SRTM)

## 2.2. Földtani felépítés

A Kisalföld több kilométer vastag neogén üledékei alatt az Ausztróalpi-takarók összetett rendszere található, mely alacsony és közepes fokú metamorfizált paleozoós és permi-mezozoós metaüledékekből, valamint kristályos kőzetekből áll (Haas et al. 2014, Tari et al. 1999, Tari, Horváth 2010), melyek eredete az eoalpi (kréta) kompresszió okozta takaróképződéshez köthető (Tari 1994).

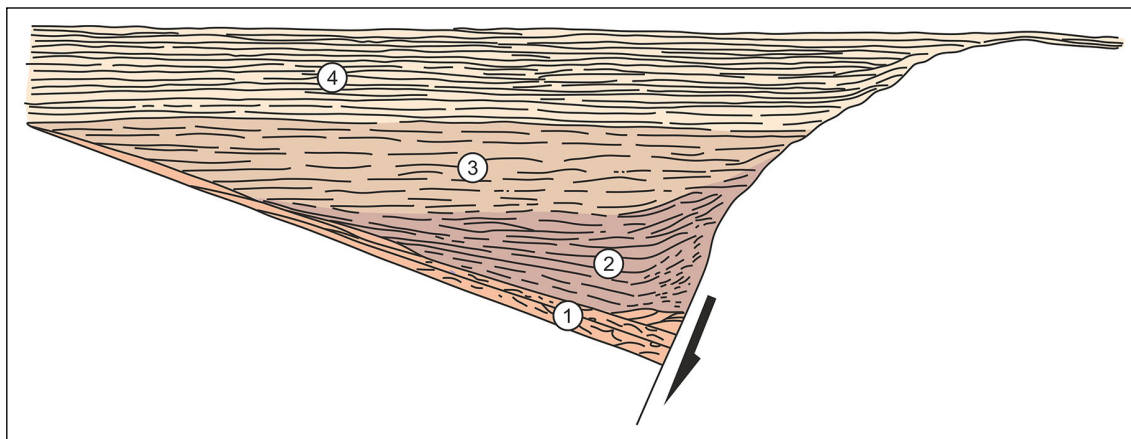
A kutatási terület magyarországi részén a legidősebb azonosított üledékei a kora miocén (ottnangi?–kárpati–kora badeni; kb. 17,25–13,82 Ma) korú, leginkább folyóvízi Ligeterdői Kavics Formáció, valamint a hasonló korú (eggenburgi?–ottnangi–kárpati–kora badeni; kb. 20–13,82 Ma), szárazföldi és folyóvízi-mocsári környezetben képződött Somlólásárhelyi Formáció (Selmeczi et al. 2023). Ezeket a formációkat a rétegsorban leggyakrabban diszkordanciával a badeni korú (15,97–12,8 Ma), nyílt tengeri, finomszemcsés sziliciklasztos Badeni Formáció és különböző tagozatai fedik, melyek a medence peremek felé sokszor összefogazódnak parthomloki, sekélytengeri karbonátos összletekkel, mint amilyen például a badeni korú Lajtai Mész-kő Formáció. A Badeni Formációt a szarmata korú (12,8–11,6 Ma), szintén nyílt tengeri környezetben

képződött Kozárdi Formáció követi, mely Tinnye Mész-kő Formációval fogazódik össze (Selmeczi et al. 2023, 2. ábra).

A kutatási terület szlovákiai részén a legkorábbi neogén formáció a kora badeni (15,97–13,82 Ma) nyílt tengeri sziliciklasztos Špačince Formáció, melyet a medence nagy részén a szintén ilyen környezetben települt késő badeni (13,82–12,8 Ma), szintén sziliciklasztos Báhoň Formáció és Pozba Formáció követ. A medencének ezen a részén a szarmata (12,8–11,6 Ma) rétegsor legfontosabb képviselője a Vrable Formáció. A sziliciklasztos összletek megfeleltethetőek a magyarországi Badeni Formációnak, a Vrable Formáció pedig a Kozárdi Formációval korrelálható (Šram et al. 2021, 2. ábra).

A tárgyalt idősebb képződményekre akár több kilométer vastag, a magyar nevezéktan szerinti, klasszikusan ötosztatú pannóniai (11,6–2,6 Ma) s.l. képződményei települnek (Sztanó et al. 2016). Ezek az időtranszgresszív rétegtan egységek a feltöltődés folyamatoként kialakuló tavi környezetben képződtek. Az alluviális síksági Zagyvai Formációt a vízzel borított self deltaüledékei (Újfalui Formáció) követi, majd a selfperemet és a mélymedencét összekötő selfperem agyagos-aleuritos képződményeit reprezentáló Algyői Formáció, a lejtőlábi törmeléken tur-





**4. ábra** Egyszerűsített ábra egy ideális félárokrol, ahol mindegyik tektonikus rendszeregység azonosítható. 1.) Riftkezdeti fázis; 2.) Fő riftesedési fázis; 3.) Korai posztrift; 4.) Késő posztrift. (Prosser 1993 után módosítva)

**Figure 4** Schematic illustration of an ideal half graben where each tectonic system tract can be identified. 1.) Rift initiation; 2.) Rift climax; 3.) Early post-rift; 4.) Late post-rift. (Modified after Prosser 1993)

bidites Szolnoki Formáció, végül a mélymedence-képződeményeket jelentő Endrődi Formációba mennek át (Juhász 1998).

Szlovákiában e képződmények közül az Endrődi, Szolnoki és Algyői Formáció együtt az Ivanka Formációval korrelálható, az Újfalu Formáció a Beladice Formációval, míg a Zagvyai Formáció a Volkovce Formációnak feleltethető meg (Šram et al. 2021, Sztanó et al. 2016, 2. ábra).

### 3. Felhasznált adatok

A tanulmányhoz több forrásból álltak rendelkezésre a szükséges adatok. Magának a kutatásnak a során 163 2D szeizmikus szelvény került értelmezésre 324 fúrás adataival kiegészítve a Kisalföld magyar és szlovák részéről (3. ábra).

A szlovák adatrendszerhez a Vermilion Energy Hungary Kft. a rendelkezésünkre bocsátotta az általuk tulajdonolt Krupa 2D szeizmikus rendszer 4 szelvényét, valamint a Trava 3D szeizmikus tömbből 9 darab, különböző irányú kivágatot és két külön mélységből származó időszeletet. Továbbá ennek a cégnek a révén a Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra (State Geological Institute of Dionýza Štúra, Slovakia) Geofond Osztálya engedélyezte a szlovák állam tulajdonában álló 36 szeizmikus szelvény, illetve ebből 20 darab, a Vermilion Energy Hungary Kft. által feldolgozott szelvény felhasználását. Szintén ebből a forrásból rendelkezésünkre állt a Kisalföld szlovákiai részén mélyített 139 mélyfúrás angolra lefordított kútönyve.

A Magyarországra eső 94 szeizmikus felvétel az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékének az adatbázisából lett felhasználva. A Kisalföldi régióból 185 fúrás adata pedig a volt Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), ma a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH) Geobank adatbázisából (<https://mbfsz.gov.hu/geobank/>) származik.

A több adatrendszerből összeálló szeizmikus adatbázis minden szelvényén elvégeztük a mis-tie korrekciót.

### 4. Tektonikus rendszeregységek

Tektonikailag aktív medencékben az üledékképződés kontrollálásában a tektonika válik domináns tényezővé, így a rendszeregységek és szekvenciák a vetők aktivitásainak egyes eseményeihez kapcsolódhatnak. Így ilyen esetekben nem ismerhetők fel a Posamentier és Vail (1988) által megkülönböztetett, az eusztaZIA vagy egyéb klasszikus szekvencia-sztratigráfiában ismert ciklikusság okozta rendszeregységek sem (Miall, Miall 2001). Tektonikailag aktív medencében ezért a vető menti mozgások irányítják a lehetséges erózió- és üledékfelhalmozódás mértékét, ezáltal befolyásolják a szeizmikus szelvényeken megjelenő reflexiók geometriáját, és szeizmikus fáciesét (Prosser 1993). Így ezekben az aktív medencékben az üledékes rendszerek tektonikus eredetűek, és úgynevezett tektonikus rendszeregységekként különíthetők el, melyeket kulcsfontosságú sztratigráfiai felületek határolnak (Prosser 1993).

Ezen elgondolás alapján egy extenziós medence szerkezetfejlődése négy különböző fázisra osztható fel, melyek közül mindegyik karakterisztikus üledékképződési rendszerrel és szeizmikus reflexiók képpel rendelkezik (4. ábra). A riftkezdeti fázis („rift initiation”; 4. ábra, 1.) rendszeregység jelöli a medencét ért első extenziós impulzust, melyet a fő riftesedési fázis („rift climax”; 4. ábra, 2.) követ. Ez a fázis a maximális vetőaktivitás és leggyorsabb süllyedés időszakát jelzi. A korai posztrift („immediate post-rift”; 4. ábra, 3.) tektonikus rendszeregység a vetőaktivitás lezárultát jelenti, amikor is a termális süllyedés miatt az előző fázisból átöröklött rift-topográfia nagyrészt betemetődik. Ekkor ugyan még a vetők mentén tapasztalható lehet kis mértékű elvetés, de leginkább a differenciális kompaktió következményeként. A teljes riftesedési folyamatot a késő posztrift („late post-rift”; 4. ábra, 4.) egység zárja, melynek során a medence teljesen feltöltődik fokozatosan lassuló süllyedéssel. Az ezt kísérő differenciális kompaktió jellegzetes

Szeizmikus kép	Vonalrajz	Geometria	Szeizmikus karakterisztika	Értelmezés
		Szigmoidális Nem folytonos	Kis és közepes amplitúdó Magas frekvencia	Progradáló selfejtő
		Dimbes-dombos Nem folytonos	Kis és közepes amplitúdó Közepes és magas frekvencia	Vetőmenti törmelék
		Dimbes-dombos Nem folytonos	Nagy amplitúdó Közepes frekvencia	Vulkáni törmelékes kőzet
		Reflexiómentes	Kis amplitúdó Alacsony frekvencia	Vulkáni test
		Ék alakú Nem folytonos	Közepes és nagy amplitúdó Alacsony és közepes frekvencia	Szinrift üledék
		(Közeli) Párhuzamos Folytonos	Közepes és nagy amplitúdó Változó frekvencia	Posztrift üledék
		Párhuzamos Folytonos	Nagyon nagy amplitúdó Alacsony frekvencia	Akusztikus aljzat teteje
		Kaotikus	Kis és közepes amplitúdó Alacsony frekvencia	Akusztikus aljzat

5. ábra | A kutatási területre jellemző, általunk azonosított szeizmikus fáciesek, azok vonalrajzai és főbb jellemzői. Minden szeizmikus kép egységeseen 200 ms-ot fed le

Figure 5 | Seismic facies we have identified in the study area, their line drawings and main characteristics. Each seismic image uniformly covers 200 ms

szinklinális geometriát és kompaktiós vetőket hozhat létre az árkok felett. A fázisok során a fennmaradó (talpi) blokk exhumálódhat és erősen erodálódhat, ami a riftesedés csúcspontja során a legnagyobb mértékű (Prosser 1993).

### 5. Szeizmikus fáciesek

Szeizmikus fáciesanalízisnek nevezzük a szeizmikus szelvények reflexióparamétereinek (pl. alak, folytonosság, amplitúdó, frekvencia, egyes esetekben intervallumsebesség) jellemzését és geológiai értelmezését (Mitchum et al. 1977). A leírt paraméterekből olyan földtani információkra következtethetünk, mint az üledékes környezet és rétegződési geometria. Az elemzés során különböző szeizmikus fáciesek kerülnek meghatározásra, melyek térképezhető, háromdimenziós reflexiócsoportokból álló

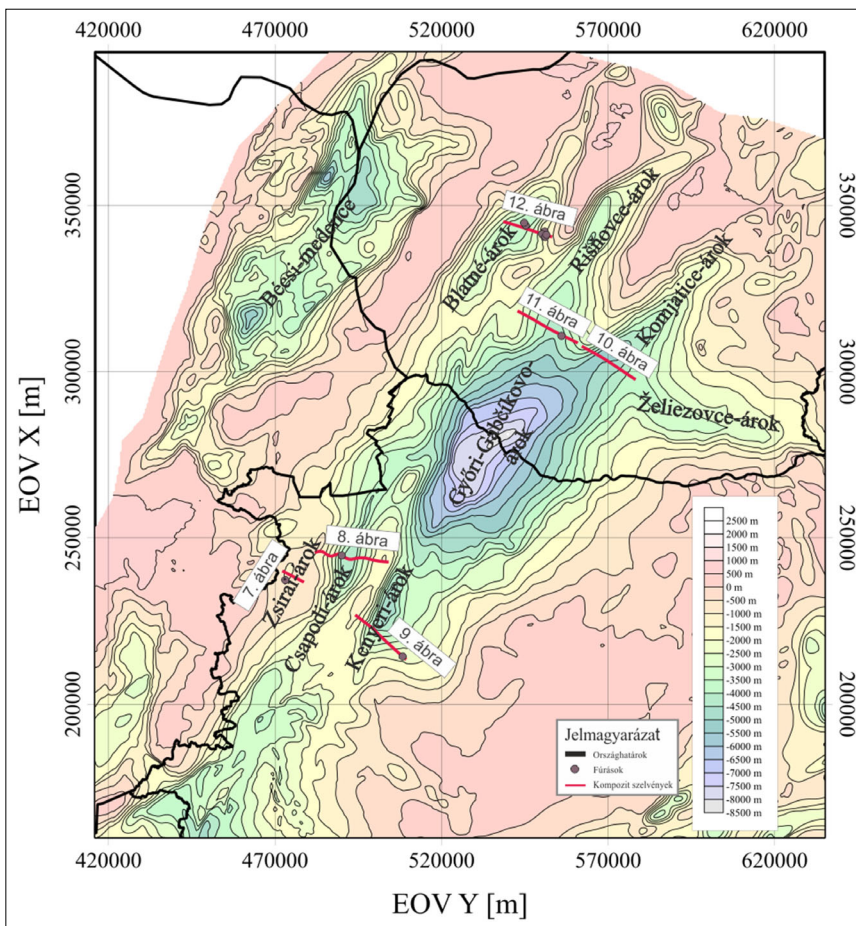
egységek, és melyek szeizmikus paramétereit eltérnek az azokat körülvevőektől (Mitchum et al. 1977).

Ezen analízis során – részben a már tárgyalt tektonikus rendszeregységek alapján – azonosítottuk az általunk kijelölt vizsgálati területen a jellemző szeizmikus fácieseket, és meghatároztuk azok jellemző szeizmikus képét, főbb szeizmikus és geometriai tulajdonságait, majd hozzárendeltük a vonalrajzát és a földtani értelmezését (5. ábra).

### 6. Eredmények

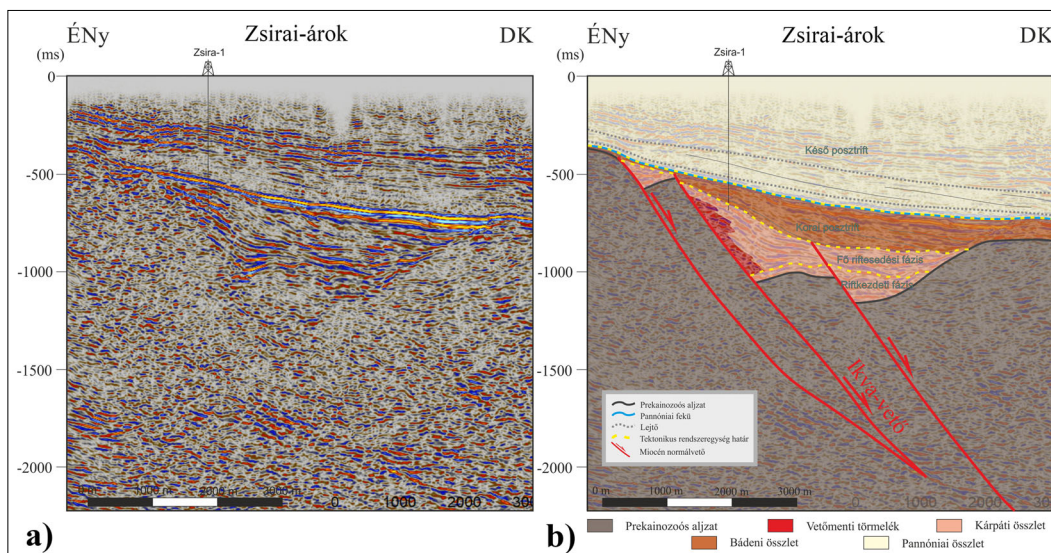
Kutatásunkban arra kerestük a választ, hogy a Kisalföld területén található fontosabb, a miocén során kialakult süllyedékek milyen kapcsolatban állnak egymással, és felnyílásuk mutat-e bármilyen idő- és térbeli trendet. Így ebben a fejezetben hat árkot mutatunk be egyenként (6. ábra). A feltüntetett tektonikus rendszeregységeket,





6. ábra Kisalföldi neogén süllyedékek, illetve a tanulmányban szereplő szeizmikus szelvények nyomvonalai, valamint az ezeken ábrázolt fúrások elhelyezkedése a prekainozoos aljzattmélység-térképen (Albert et al. 2012) ábrázolva

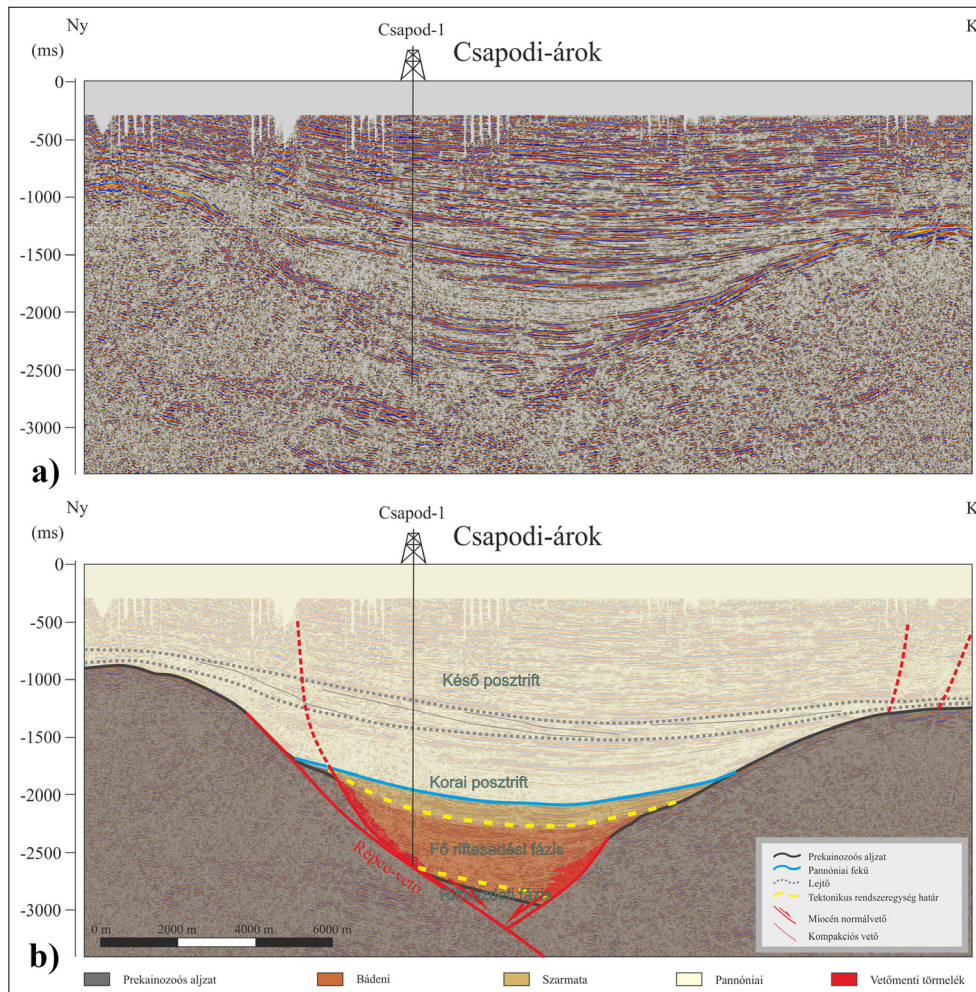
Figure 6 Neogene depressions of the Danube Basin, the seismic sections in the study, and the location of the wells shown along the sections, in a pre-Cenozoic basement depth map (Albert et al. 2012)



7. ábra A Zsirai-árkot bemutató VCSA-18 szelvény a) értelmezés nélküli és b) értelmezett részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható. Megfigyelhető a vető menti törmelékkúp, valamint a badeni összleten belüli progradáló sorozat, melyet már Tari et al. (2020) is ábrázolt

Figure 7 The uninterpreted a) and interpreted b) image of a part of the VCSA-18 seismic reflection profile representing the Zsira Graben. The talus cone along the fault can be observed, as well as the prograding series within the Badenian succession, already described by Tari et al. (2020). The position of the section is shown in Fig. 6





8. ábra A Csapodi-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett VCSA–21 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 8 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the VCSA–21 seismic section representing the Csapodi Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

leginkább a riftesedési csúcspontot az előző fejezetekben tárgyaltak szerint, Prosser (1993) munkája alapján határoztuk le (4. ábra).

### 6.1. Zsirai-árok

A magyarországi Kisalföld legnyugatabbra eső részmedencéje, mely az adatrendszerünk része volt, a Zsirai-árok (6. ábra; Tari 1994), mely a KDK-i dőlésű Ikva-vető mentén (Tari 1994) nyílt fel. A vetőnek három ága van, melyek között egy kis billentett blokk található. Az árok közvetlen környezetében nincs olyan fúrás, mely elérte volna a prekainozoos aljzatot, így az árkot kitöltő üledékek korára csak a Zsira–1 (Zs–1) fúrás rétegsora nyújt információt. Az adatok alapján a kút 702 méteren érte el a badeni korú Lajtai Mészke Formációt, majd 715 métertől a fúrás talpáig, 800 méterig kora badeni és/vagy kárpáti korú Ligeterdői Kavics Formáció található (ld. 2. ábra). Az árok fúrással el nem ért mélyebb része (azaz a riftkezdeti fázis üledéksomagja) leginkább a Ligeterdői Formáció aljának felelhet meg. Az árok csapásában, a feltehetően önálló

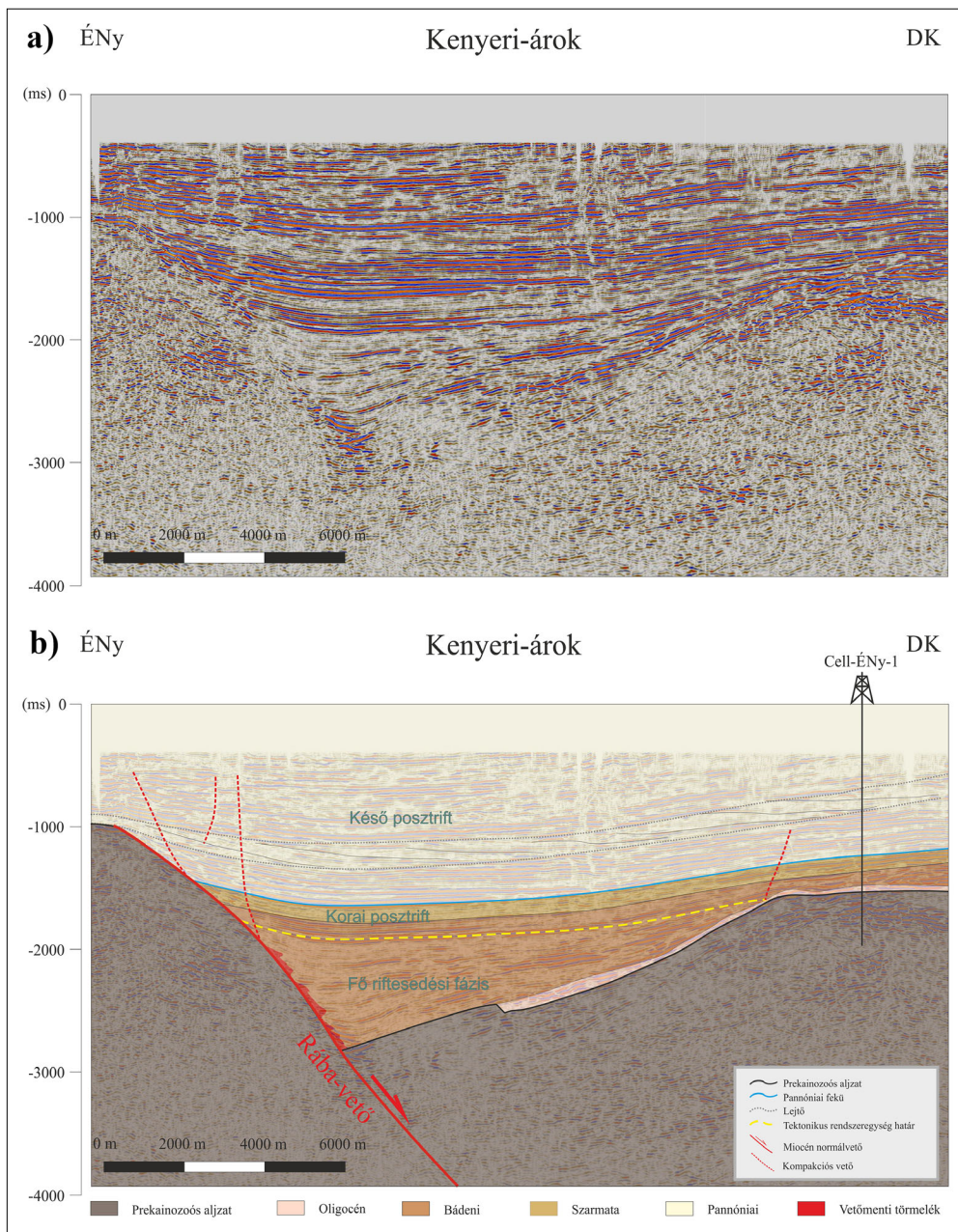
Nagylózi-árokban a Nagylózi–1 fúrás biztosan az NN5 és NN6 nannoplankton zónába tartozó badeni összletet tárta fel (Selmecezi et al. 2012) hasonló szerkezeti helyzetben.

Az árokban a szeizmikus fáciések alapján azonosítható színrift üledék (5. ábra) tovább osztható riftkezdeti és a riftesedés fő fázisához tartozó részre (7. ábra). Emellett jellegzetes szeizmikus fáciessel lépnek fel a vető menti törmelékűk (7. ábra), ami szintén jelzi a riftesedés maximumát. Értelmezésünk szerint a korai posztrift fázist az árokban megfigyelhető badeni korú progradáló sorozat jelzi, amit Tari et al. (2020) is leírt, majd ezt követi a késői posztrift fázist képviselő pannóniai összlet (7. ábra).

Ezek alapján arra lehet következtetni, hogy az árok a kora miocén végén (kárpátiban) vagy a középső miocén legelején kezdhetette meg a felnyílását, és maga a folyamat a badenin belül lezárult.

### 6.2. Csapodi-árok

A Zsirai-árkot a Pinnye-hát választja el a Csapodi-ároktól (6. ábra), melynek felnyílását részben a Répce-vető kont-



9. ábra A Kenyeri-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett VPA-38 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 9 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the VPA-38 seismic section representing the Kenyeri Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

rollálta (Tari 1994). A riftesedés fő fázisát a vető mentén megfigyelhető, a fennmaradt talpi blokkokról származó törmelék jelzik, melyek törmelékkúpokat alkotnak a vető mentén (8. ábra). Magát az árkot a Csapod-1 (Cs-1) fúrás érte el, megfúrva a szarmata Kozárdi Formációt, majd a badeni összlet tetejét, mely Szilágyi Agyagmárga Formációból, Badeni Fomációból, illetve badeni korú breccsából áll (2. ábra). Az árkokban nem azonosítható badeninél idősebb miocén képződmény.

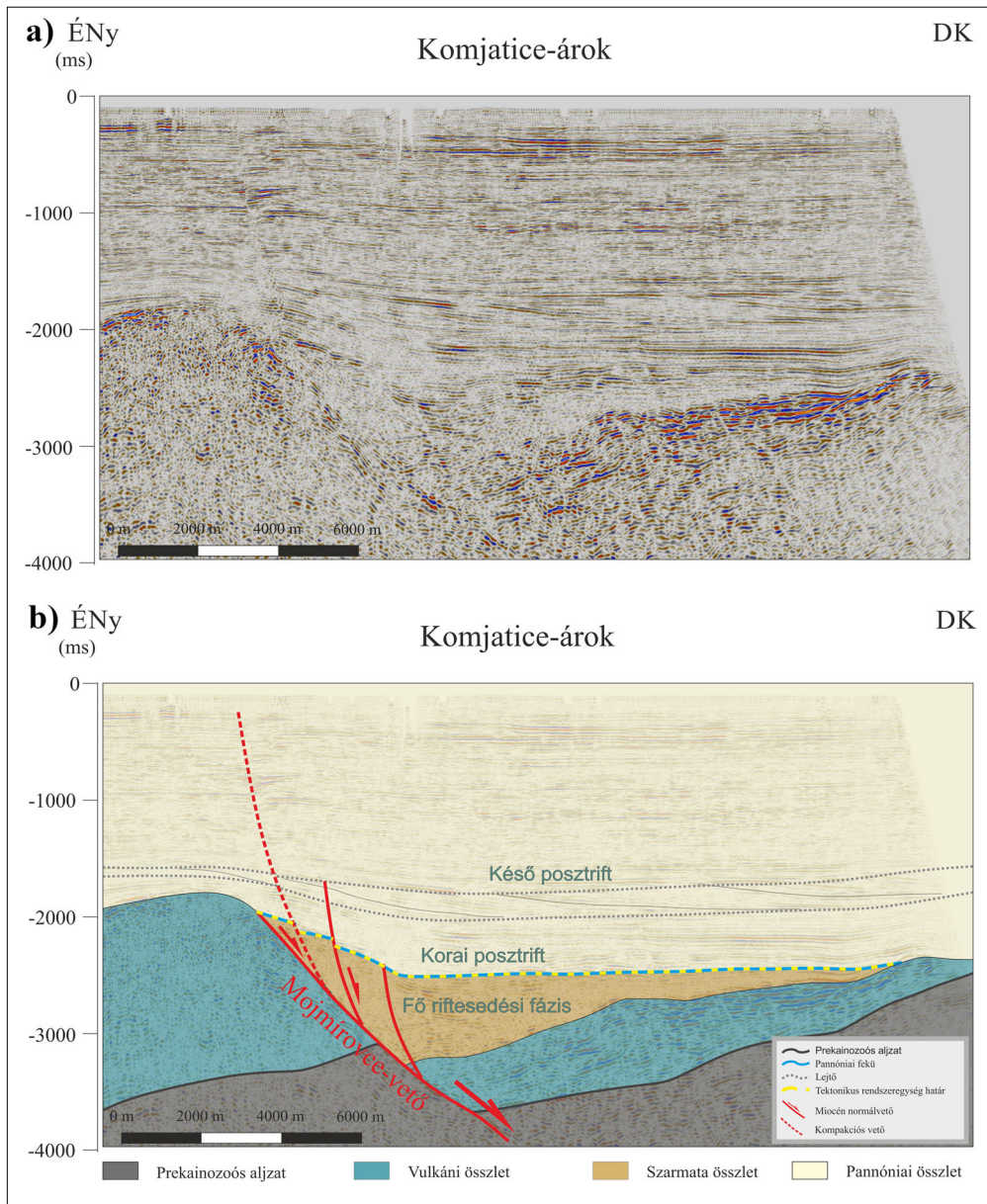
A szeizmikus fázisok (5. ábra) és azok értelmezése (8. ábra) alapján az látható, hogy a riftesedés kezdete és a fő szakasza is a badeniben zajlott, és maga a folyamat a

szarmata-badeni határon ért véget. A posztrift tektonikus rendszerezések pedig a szarmata és pannóniai összletként azonosíthatók.

### 6.3. Kenyeri-árok

A Kenyeri-árok a Győri-árok déli folytatása, így nagyon gyakran ez a két mélyzóna Győr-Kenyeri-ároként is ismert (6. ábra). E félárok a Rába-vető (Tari 1994) mentén nyílt fel a miocén során, és a Csapodi-árokhoz hasonlóan itt is megfigyelhetők a vető mentén törmelékkúpok (8., 9. ábra). Mivel az árkot nem érte el mélyfúrás, azért az





**10. ábra** A Komjatice-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett MXS2–93 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

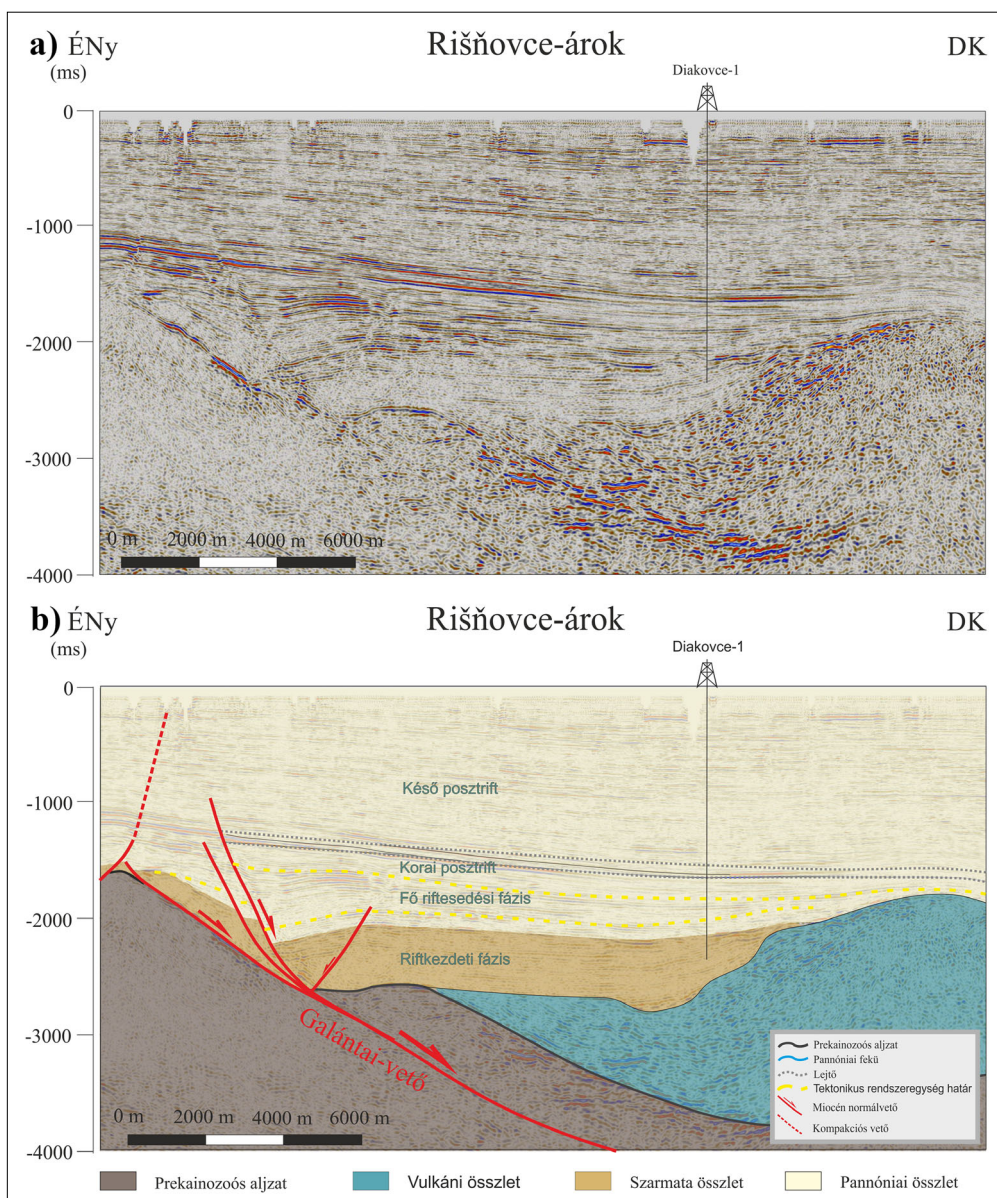
**Figure 10** The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the MXS–93 seismic section representing the Komjatice Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

árkokban található képződményekről csak az árok peremén található Celldömölk-ÉNy-1 (Cell.ÉNy-1) fúrás rétegsorából lehet következtetni. Ebben a szarmata korú Kozárdi Formáció, valamint a szintén a szarmata Tinnyei Formáció Dudleszi Kavics Tagozata lép fel (2. ábra; Selmeczi et al. 2023). A kútban ez alatt a Badeni Formáció Szilágyi Agymárga Tagozata következik, majd a formáció kora badeni korú Tekerési Slír Tagozata következik. Utóbbi kora az NN5 nannoplankton zónával korrelálható (2. ábra). Ezek alapján a Kenyeri-árok területén lehatárolható volt a badeni és a szarmata képződmények tetejét jelző időhorizont (9. ábra). Ugyanakkor, az árok alján fellépő összlet kora nem értelmezhető megfelelő bizonyossággal, hiszen a fúrás az összletet nem

érte el, de feltételezhető, hogy az árkot részben kárpáti korú üledék tölti ki.

Szintén lehatárolható volt a fő riftesedési fázis tektonikus rendszeregysége a badeni összletben a jellegzetes legyezőszerűen széttartó szeizmikus képe alapján. Értelmességünk szerint az korai posztrift fázis a badeni legvégére és a szarmatára esik, a késői posztrift fázis pedig a pannóniai során zajlott le.

A riftcsúcspontot kijelölő szeizmikus horizont és az árokkitöltő üledékek kora alapján az látszik, hogy riftesedés a kárpátiban vagy badeni elején kezdődött el, ez mélyfúrási adatok hiányában pontosabban nem állapítható meg. A riftesedés fő fázisa vélhetően már a badeni közben véget ért.



**11. ábra** A Rišňovce-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett MSX2-93 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

**Figure 11** The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the MSX-93 seismic section representing the Rišňovce Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

#### 6.4. Komjatice-árok

A vizsgálati terület Szlovákiára eső részének legkeletibb árka, melyről rendelkezésünkre állnak adatok a Komjatice-árok (6. ábra). A részmedence déli részét nyugati irányból a Kráľová-vulkán határolja (10. ábra), melynek kora középső miocén lehet (Sztanó et al. 2016), a szeizmikus értelmezés alapján biztosan pre-szarmata. Magát a vulkánt egyetlen fúrás, a Kráľová-1 érte el, amelyben azonosított piroklasztitok kora késő badeni (14,09 Ma, Rybár szóbeli közlése alapján; Šarinová et al. 2021), ami pontosítja a vulkáni felépítmény korát. Az árok kinyílása a Mojmirovce-vető mentén történt (Hók et al. 2016), ami a vulkáni összletet és az azt fedő üledékeket is elveti

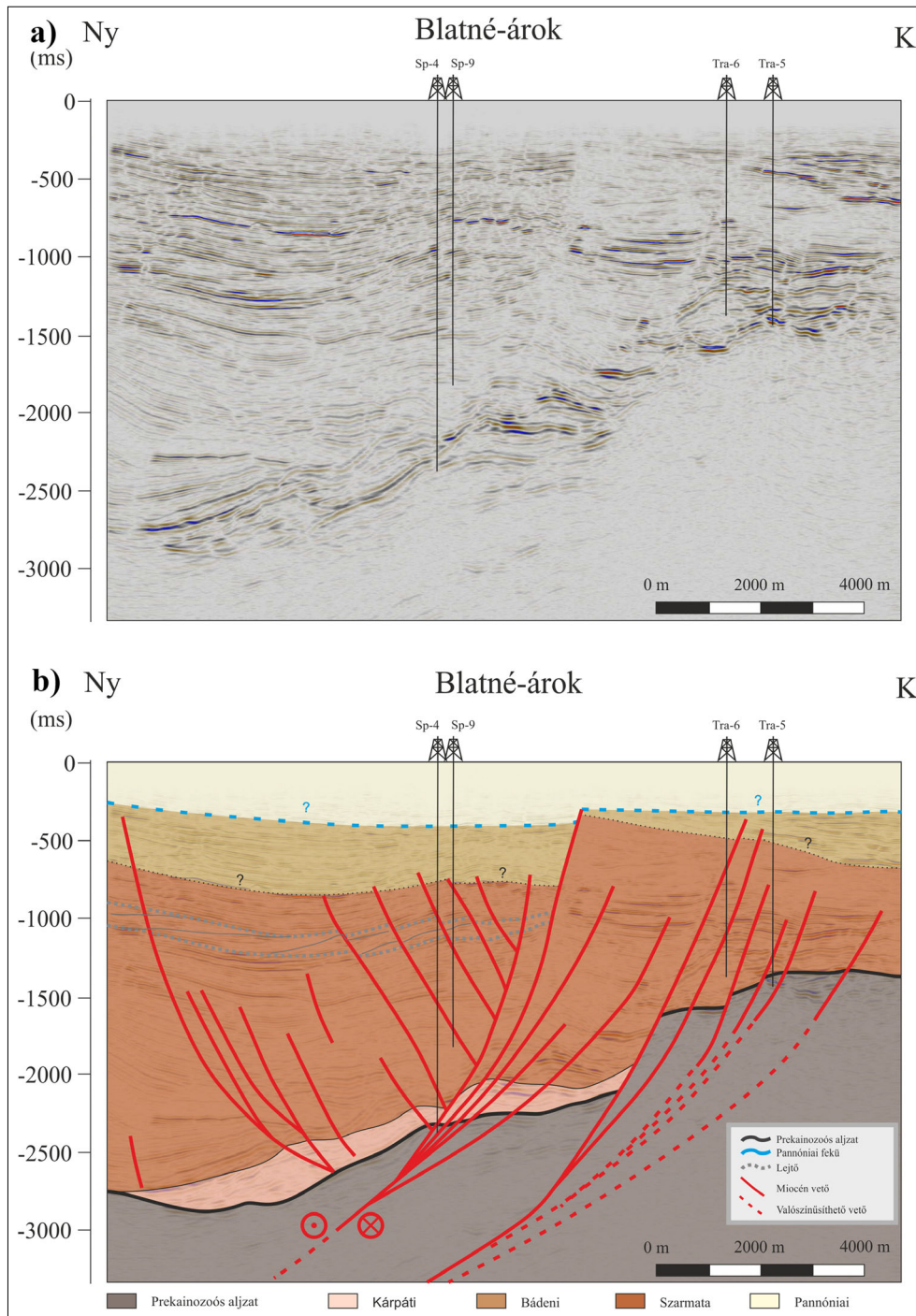
(10. ábra), így biztos, hogy a riftesedést a vulkán kialakulása megelőzi.

A szeizmikus kép alapján valószínűsíthető, hogy az árok kinyílása, így a fő riftes fázis is a szarmata során történt, a folyamat a szarmata-pannóniai határra már befejeződött. Ez az eredmény összecseng Šujan et al. (2021) és Šarinová et al. (2018) eredményeivel is. A pannóniai összlet megfeleltethető a posztrift tektonikus rendszerezéseknek.

#### 6.5. Rišňovce-árok

A Kráľová-vulkán másik, nyugati oldalán elhelyezkedő félárok a Rišňovce-árok (6. ábra), melynek kinyílását a





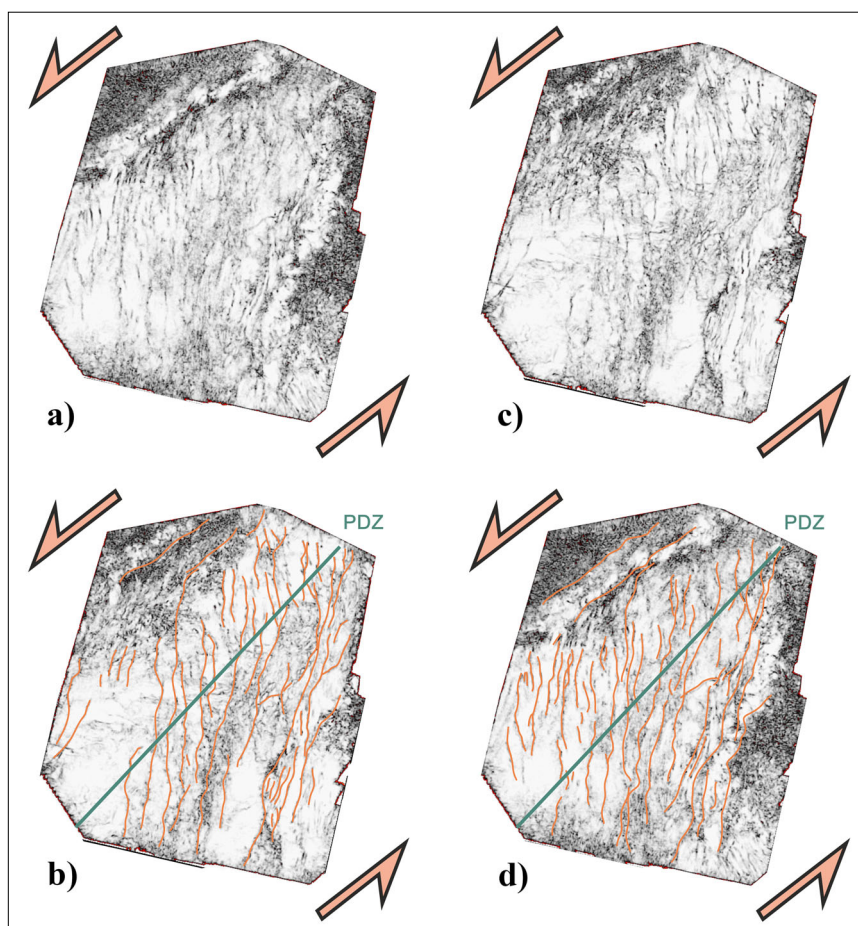
12. ábra A Blatné-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett értelmezett, a Trnava 3D tömbből kivágott inline szelvény. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 12 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of an inline from the Trnava 3D seismic cube representing the Blatné Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

Galántai-vető kontrollálta. Az árkot ért Diakovce–1 fúrásban a legújabb átértékelés szerint (Šujan et al. 2021, illetve Rybár szóbeli közlése) a pannóniai összlet alatt a fúrás talpáig csak a szarmata korú Vráble Formáció található meg (2. ábra).

A szelvényen (11. ábra) megfigyelhető, egy nagy, közel állandó vastagságú riftkezdeti fázishoz sorolható összlet,

mely felett egyértelműen megjelenik a legyezőszerű fő riftesedési rendszeregység. Az korai posztrift, valamint a késő posztrift tektonikus rendszeregység határa viszont nem különül el egyértelműen. A lehatárolt szeizmikus egységek azt mutatják, hogy az árok kinyílása már a szarmata során megkezdődött, de a legnagyobb mértékű riftesedés a kora pannóniaiban zajlott.



**13. ábra** | Az 1510 ms-hez tartozó időszak a) értelmezés nélküli és b) értelmezett képe, valamint az 1060 ms-hez tartozó időszak c) értelmezés nélküli és d) értelmezett képe. PDZ (Principal Displacement Zone): elsődleges nyírási zóna

**Figure 13** | Time slice from 1510 ms without interpretation a) and with interpretation b) and time slice from 1060 ms without interpretation c) and with interpretation d). PDZ: Principal Displacement Zone

### 6.6. Blatné-árok

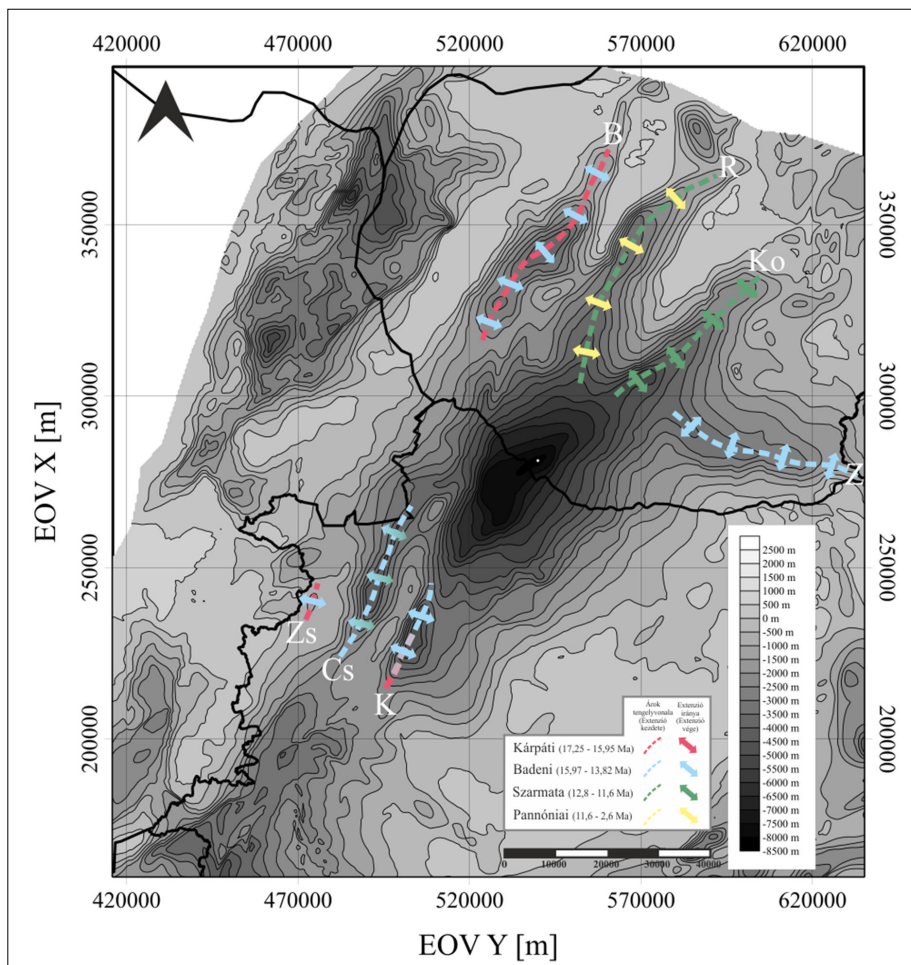
A Blatné-árok (6. ábra) a kutatási terület Szlovákiára eső részének legnyugatibb mélymedencéje. Az árok területén rengeteg mélyfúrás mélyült, így rétegsora jól dokumentált (Rybár et al. 2015, 2016). A Blatné-árok mind szerkezeti, mind litológiailag élesen elkülönül a tanulmányban eddig tárgyalt árkokétól. A Zsirai-árkon kívül egyedül ebben a süllyedékben azonosítható kárpáti korú összlet, mely csak a mélymedencei részre korlátozódik. A kárpáti korú képződmények felett több mint ezer méretnyi badeni összletet találunk, mely az árok nagy részét kitölti (12. ábra). A legújabb kutatások azt sugallják, hogy a kárpáti korú összlet valójában a kora badeni Špačince Formáció, melyre késő badeni sorozat települ nagy vastagságban (Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021). Az elmentmondás ellenére kijelenthető, hogy a Blatné-árok legidősebb árokkitöltő üledéke mindenképp idősebb, mint a több szlovák árokban található legidősebb képződmény; a rétegtani táblázatok alapján kora kb. 15.2–13.82 Ma (Šujan et al. 2021).

A szeizmikus szelvényen szembevetve a különbség az eddig bemutatott árkokhoz hasonlítva, mivel a Blatné-

árkot nem egy nagy normálvető nyitja fel, hanem az egész árkot átszeli egy negatív virágszerkezet. Ez a szerkezet leginkább a 3D adattömb két időszelvényének Variance attribútumképén látszik (13. ábra).

Az árok képződésének jobb megértéséhez analógiául szolgálhat a Vatta-Maklári-árok. Ezt az árkot Tarival (1987, 1988) ellentétben nem duplexként, hanem a főbb vetők balos normál működése alapján egy transztenziós pull-apart medenceként azonosított Petrik (2016). Ez az árok a kora miocén végén, a késő kárpáti – legkorábbi badeni – kezdhette meg a kinyílását, de a főbb vetői a badeni közepétől aktiválódtak (Petrik 2016). A Blatné-árok balos jellegét már a korai feszültségmező-adatok is előre vetítették (Fodor 1995, Marko et al. 1995); a balos nyírási zóna a badeni közepétől már a Bécsi-medence déli része felől húzódott ÉK felé. A Bécsi-medencét egyébként egy kárpáti vagy középső miocén pull-apart medenceként értelmezték (Decker 1996, Fodor 1995, Hinsch et al. 2005, Royden 1985).

Így ezek alapján a Blatné-árok is egy balos transztenziós pull-apart medenceként értelmezhető. A balos mozgás badeni későbbi részében és a szarmatában volt jellemző (12. ábra), de a korábbi eltolódásos mozgás sem kizárt.



14. ábra A Kisalföld neogén árkait és a kinyílásuk idejét mutató térkép egy prekainozoós aljzatmélység-térképen (Albert et al. 2012) megjelenítve. Részletesebb leírást lásd a szövegben. Zs: Zsirai-árok; Cs: Csapodi-árok; K: Kenyeri-árok; Z: Želiezovce-árok; Ko: Komjatice-árok; R: Rišňovce-árok; B: Blatné-árok

Figure 14 Map showing the Neogene grabens of the Danube Basin and the time of their openings displayed on a pre-Cenozoic basement depth map (Albert et al. 2012). More details on the text. Zs: Zsira Graben; Cs: Csapod Graben; K: Kenyeri Graben; Z: Želiezovce Graben; Ko: Komjatice Graben; R: Rišňovce Graben; B: Blatné Graben

## 7. Diszkusszió

Az árkok vizsgálatának összesített eredményét a 14. ábrán látható térképen ábráztuk. Itt a szaggatott vonalak az árkok tengelyvonalát szemléltetik, a színezésük pedig az árkok kinyílásának kezdeti idejét, tehát a riftkezdeti fázis korát. A nyilak az erre merőleges extenzió irányát, a nyilak színe pedig a kinyílási folyamat lezárultának idejét, azaz a fő riftesedési fázis végének korát.

Az látható, hogy a Kisalföld területén a vizsgált árkok esetében nem figyelhető meg olyan Ny–K irányú fiatalodási trend, mint az Alföldi süllyedékek esetében (Balázs et al. 2016). Feltehetően a legidősebb magyarországi árok a Zsirai-árok, melynek felnyílása a kora miocén végén, a kárpátiban kezdődhetett, és a badeni korszak során fejeződött be. A Csapodi-árok esetében az extenzió egyértelműen a badeniben indult meg és a szarmata–badeni határon fejeződött be. A Kenyeri-árok riftesedése esetén lehetséges, hogy a kinyílás talán kárpáti, de biztosan kora

badeni korú, ám a folyamat valószínűleg a késő badeniben véget ért. Ezáltal az látszik, hogy a szélső árok, a Zsirai-árok előbb, már a kárpátiban megkezdte a kinyílását, és előbb is fejeződött be az extenzió. Ezt követte a Kenyeri-árok felnyílása, majd végül a Csapodi-árok nyílt fel. Hasonló trendet figyelt meg kutatása során Zalai (2018) is a Kisalföld magyarországi részén.

A kutatási terület Szlovákiára eső részén található süllyedékek tanulmányozása alapján a három vizsgált árok közül a Blatné-árok területén jelentkezett legelőször az extenzió, akár már a kárpáti során. A riftesedés a badeniben is folytatódott, de feltehetően a szarmata üledék-képződést már a vetőműködés nem kontrollálta. Fúrás adatok alapján egyes szakirodalmak ezen árok kinyílásának kezdetét a kora badenire datálják, mivel az árkokban található vulkáni-üledékes kőzet korát ilyenek állapították meg (Kováč, Halásová et al. 2018, Kováč, Márton et al. 2018). Mivel a Pannon-medencében a riftesedés intenzív vulkanizmussal is járt (Harangi, Lukács 2019),



ezért a vulkanizmus indikátora lehet a riftesedés, és így az árkok kialakulásának kezdetének. A Želiezovce-árok kinyílásának kora hasonló lehet Blatné-árokéhoz (Šujan et al. 2021), viszont erről az árokról szeizmikus adat nem állt rendelkezésünkre. Fúrési adatok alapján a legidősebb miocén üledék ebben az árokban kora badeni, és a vulkáni-üledékes összlet kora is megegyezik a Blatné-árokéban találhatókéval (Rybár szóbeli közlése alapján; Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021).

Így hasonló trend látható a Kisalföld szlovákiai felén is: a szélső árkok kinyílásával kezdődött el a riftesedés, először a Blatné-árok a kárpátiban vagy a kora badeniben, majd a Želiezovce-árok szintén a kora badeniben. A központi két árkot csak később érte extenzió, a Komjatice-árkot a szarmatában, a Rišňovce-árkot pedig csak a pannóniában. Ezek az eredmények összhangban vannak többek között Šujan et al. (2021) és Rybár, Kotulová (2023) kutatási eredményeivel is. Ezek a kutatások ugyan más megközelítéssel, egydimenziós süllyedéstörténeti modellezés alapján osztották fázisokra a különböző szlovákiai árkokat, viszont a fő riftes fázisra kapott korok összecsengenek a tanulmányunkban bemutatott eredményekkel.

Ugyanakkor, a jelen megközelítés a riftesedést több szakaszból álló összetett folyamatként értelmezi, így nincs szükség a négy külön riftesedési esemény feltételezésére.

## 8. Összegzés

Kutatásunk során Kisalföld neogén árkainak szeizmikus értelmezését végeztük el, ezen az alapon megbecsültük az egyes árkok kinyílásának idejét. Ennek alapján az látható, hogy a medenceperemi árkok előbb, akár már a kárpáti során (17,25–15,97 Ma) megkezdték a felnyílásukat, és itt előbb is fejeződött be a folyamat. A medence központi részén az árkok extenziója ennél később kezdődött, és akár még a kora pannóniában (kb. 11,6–8 Ma) is tartott. Tehát egy, az extenziónak a medenceperemektől a medence központi része felé irányuló idő- és térbeli migrációja figyelhető meg.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Vermilion Energy Hungary Kft.-nek, hogy rendelkezésünkre bocsájtották az adatokat, kiváltképpen Csizmeg Jánosnak. Továbbá Jozef Mižák-nak és a Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra-nak (Szlovákia), hogy engedélyezték a szlovák állami adatok felhasználását. Ezen felül köszönjük az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai és Űrtudományi tanszékének, hogy az adatok egy részét, illetve az infrastruktúrát biztosították a tanulmány megszületéséhez. A szeizmikus értelmezés Schlumberger Petrel környezetben készült, melyhez a hozzáférést és a licencet a szoftvert forgalmazó cég akadémiai támogatási szerződés keretében biztosították.

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatta a PD 142660. és a 134873. számú OTKA-projektek keretében.

## A tanulmány szerzői

Várad Kitti, Bereczki László, Szijártó Márk, Markos Gábor, Fodor László

## Hivatkozások

- Andrić N., Vogt K., Matenco L., Cvetković V., Cloetingh S., Gerya T. (2018): Variability of orogenic magmatism during Mediterranean-style continental collisions: A numerical modelling approach. *Gondwana Research*, 56, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.007>
- Bada G., Horváth F. (2001). On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geologica Hungarica*, 44/2–3, 301–327.
- Balázs A., Matenco L., Magyar I., Horváth F., Cloetingh S. (2016): The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*, 35/6, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- Balla Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geofizikai Közlemények*, 30/4, 313–353.
- Balla Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 31/1–2, 53–63.
- Balla Z., Dudko A., Redler-Tátrai M. (1987): A Közép-Dunántúli fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. Évi Jelentés*, 74–94.
- Bally A. W., Snelson S. (1980): *Realms of subsidence* (pp. 9–94).
- Csontos L. (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7/2, 1–13.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kovács M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics*, 208/1–3, 221–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- Csontos L., Vörös A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210/1, 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Dombrádi E. (2012): *Deformation of the Pannonian lithosphere and related tectonic topography: a depth-to-surface analysis* [PhD-értekezés]. Utrecht University.
- Dunkl I., Grasmann B., Frisch W. (1998): Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. *Tectonophysics*, 297/1–4, 31–50.
- Fodor L. (1995): From transpression to transtension: Oligocene–Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine–Western Carpathian junction. *Tectonophysics*, 242/1–2, 151–182.
- Fodor L., Balázs A., Csillag G., Dunkl I., Héja G., Jelen B., Kelemen P., Kövér S., Németh A., Nyíri D. (2021): Crustal exhumation and depocenter migration from the Alpine orogenic margin towards the Pannonian extensional back-arc basin controlled by inheritance. *Global and Planetary Change*, 201, 103475.
- 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 palaeostress data. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 295–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.15>
- Fodor L., Gerdes A., Dunkl I., Koroknai B., Pécskay Z., Trajanova M., Horváth P., Vrabec M., Jelen B., Balogh K. (2008): Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine-Pannonian-Dinaridic junction, Slovenia. *Swiss Journal of Geosciences*, 101/1, 255–271.
- Fodor L. I., Márton E., Vrabec M., Koroknai B., Trajanova M., Vrabec M. (2020): Relationship between magnetic fabrics and deformation of the Miocene Pohorje intrusions and surrounding sediments (Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 109/4, 1377–1401. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01846-4>
- Fodor L., Jelen B., Márton E., Skaberne D., Čar J., Vrabec M. (1998): Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics*, 17/5, 690–709.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád G., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjátának földtana. In: J. Haas, T. Budai (eds.), *Magyarország „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000)*. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet.
- Haas J., Nagymarosy A., Hámor G. (2012): Genesis and evolution of the Pannonian Basin. In: *Geology of Hungary* (pp. 149–200). Springer.
- Hámor G. (1985): *Geology of the Nógrád–Cserhát area*. Geologica Hungarica.
- Harangi S., Lukács R. (2019): A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149/3, 4, 197.
- Hók J., Kovac M., Pelech O., Peskova I., Vojtko R., Králiková S. (2016): The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). *Geologica Carpathica*, 67/5, 495.
- Horváth F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226/1–4, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- Horváth F. (1995): Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology*, 12/8, 837–844. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S. (2006): Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. *Geological Society, London, Memoirs*, 32/1, 191–206. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11>
- Horváth F., Cloetingh S. (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 266/1–4, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végh A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T., Wórum G. (2015): Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53, 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Huisman R. S., Podladchikov Y. Y., Cloetingh S. A. P. L. (2002): The Pannonian basin: dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 41–63.
- Juhász G. (1998): A magyarországi neogén mélymedencék pannoniai képződményeinek litosztratiográfiája. In: I. Bérczi, Á. Jámor (eds.), *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (pp. 469–483). Mol és MÁFI kiadvány.
- Kázmér M., Kovács S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geologica Hungarica*, 28/1–2, 71–84.
- Kováč M., Halássová E. V. A., Hudáčková N., Holcová K., Hyžný M., Jamrich M., Ruman A. (2018): Towards better correlation of the Central Paratethys regional time scale with the standard geological time scale of the Miocene Epoch. *Geologica Carpathica*, 69/3, 283.
- Kováč M., Márton E., Klučiar T., Vojtko R. (2018): Miocene basin opening in relation to the north-eastward tectonic extrusion of the ALCAPA Mega-Unit. *Geologica Carpathica*, 69/3, 254.
- Magyar I., Geary D. H., Lantos M., Müller P., Süto-Szentai M. (1999): Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. *Acta Geologica Hungarica*, 42/1, 5–31.
- Marko F., Plašienka D., Fodor L. (1995): Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geologica Carpathica*, 46/1, 19–27.
- Márton E., Márton P. (1996): Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data. *Geological Society, London, Special Publications*, 105/1, 153–173. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.15>
- Matenco L., Radivojević D. (2012): On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics*, 31(TC6007). <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>
- McKenzie D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40/1, 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- Miall A. D., Miall C. E. (2001): Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54/4, 321–348.
- Mitchum R. M., Vail P. R., Sangree J. B. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (Vol. 26, pp. 117–135 p.). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>
- Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R. A. (1998): Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295/3–4, 307–340.
- Petrik A. (2016): *A Bükk déli előterének kainozoos szerkezetalakulása* [PhD-értekezés]. Eötvös Loránd University.
- Posamentier H. W., Vail P. R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models*.
- Prosser S. (1993): Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71/1, 35–66.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H., Merle O. (1991a): Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10/2, 257–271. <https://doi.org/10.1029/90TC02623>
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10/2, 245–256.
- Royden L. H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: L. H. Royden, F. Horváth (eds.), *The Pannonian basin: a study in basin evolution* (Memoir, 45, pp. 27–48). American Association of Petroleum Geologist.

- Royden L. H., Horváth F. (1988): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution* (Mémoire, 45). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M45474>
- Rybár S., Halássová E., Hudáčková N., Kováč M., Kováčová M., Šarinová K., Šujan M. (2015): Biostratigraphy, sedimentology and paleoenvironments of the northern Danube Basin: Ratkovce 1 well case study. *Geologica Carpathica*, 66/1, 51–67. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0010>
- Rybár S., Kováč M., Šarinová K., Halasova E., Hudačkova N., Šujan M., Kováčova M., Ruman A., Klučiar T. (2016): Neogene changes in palaeogeography, palaeoenvironment and the provenance of sediment in the Northern Danube Basin. *Bulletin of Geosciences*, 367–398. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1571>
- Rybár S., Kotulová J. (2023): Petroleum play types and source rocks in the Pannonian basin, insight from the Slovak part of the Danube Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 149, 106092. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.106092>
- Sachsenhofer R. F., Lankreijer A., Cloetingh S., Ebner F. (1997): Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin System, Austria). *Tectonophysics*, 272/2–4, 175–196.
- Šarinová K., Rybár S., Halássová E., Hudáčková N., Jamrich M., Kováčová M., Šujan M. (2018): Integrated biostratigraphical, sedimentological and provenance analyses with implications for lithostratigraphic ranking: the Miocene Komjatice depression of the Danube Basin. *Geologica Carpathica*, 69/4, 382.
- Šarinová K., Hudáčková N., Rybár S., Jamrich M., Jourdan F., Frew A., Mayers C., Ruman A., Subová V., Sliva L. (2021): 40Ar/39Ar dating and paleoenvironment at the lower-upper Badenian (Langhian–Serravallian) boundary in the northwest margin of the Pannonian Basin System. *In Review*.
- Scharf A., Handy M. R., Favaro S., Schmid S. M., Bertrand A. (2013): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and roll-back subduction (Tauern Window, Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 102/6, 1627–1654.
- Schmid S. M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101/1, 139–183.
- Selmecci I., Fodor L., Lukács R., Szepesi J., Sebe K., Prakfalvi P., Sztanó O. (2023): Alsó és Középső Miocén. In: E. Babinszki, O. Piros, G. Csillag, L. Fodor, L. Gyalog, Z. Kercksmár, G. Less, R. Lukács, K. Sebe, I. Selmecci, J. Szepesi, O. Sztanó (eds.), *Magyarország litosztratiográfiai egységeinek leírása – II. Kainozoos képződmények* (p. 180). Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága.
- Selmecci I., Lantos M., Bohn-Havas M., Nagymarosy A., Szegő É. (2012): Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences from western and northern Hungary. *Geologica Carpathica*, 63(3), 219–232. <https://doi.org/10.2478/v10096-012-0019-1>
- Šram D., Atanackov J., Markič M., Lapanje A., Rajver D., Maros G., Selmecci I., Marković T. (2021): A joint report on geomantifestations in the Pannonian basin — GeoConnect3D project in the frame of GeERA–GeoEnergy theme, grant agreement No 731166. (N. Rman, É. Kun, S. Natalija, eds.).
- Šujan M., Rybár S., Kováč M., Bielik M., Majcin D., Minár J., Plašienka D., Nováková P., Kotulová J. (2021): The polyphase rifting and inversion of the Danube Basin revised. *Global and Planetary Change*, 196, 103375.
- Sztanó O., Kováč M., Magyar I., Šujan M., Fodor L., Uhrin A., Rybár S., Csillag G., Tökés L. (2016): Late Miocene sedimentary record of the Danube/Kisalföld Basin: interregional correlation of depositional systems, stratigraphy and structural evolution. *Geologica Carpathica*, 67/6, 525–542. <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0033>
- Tari G. (1987): *A Vatta-maklári árok neogén tektonikája szeizmikus szelvények értelmezése alapján* [Szakdolgozat]. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Tari G. (1988): Strike-slip origin of the Vatta-Maklár Trough, northeastern Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 31/1–2, 101–109.
- Tari G. (1994): *Alpine tectonics of the Pannonian basin*. Rice University, Houston (Texas).
- Tari G. (1996): Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 41, 1–17.
- Tari G., Báldi T., Báldi-Beke M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: A geodynamic model. *Tectonophysics*, 226/1–4, 433–455. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90131-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90131-3)
- Tari G. C., Gjerazi I., Grasemann B. (2020): Interpretation of vintage 2D seismic reflection data along the Austrian–Hungarian border: Subsurface expression of the Rechnitz metamorphic core complex. *Interpretation*, 8(4), SQ73–SQ91.
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. *Geological Society, London, Special Publications*, 156/1, 215–250.
- Tari G., Horváth F. (2010): A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. *Földtani Közlöny*, 140/4, 463–505.
- Tari G., Horváth F., Rumlper J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208/1–3, 203–219.
- Zalai Z. (2018): *Tectonic evolution of the Danube Basin: inferences from seismic, gravity and magnetic data and modelling* [Szakdolgozat]. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.



# Földtudományi kutatások és geotechnikai alkalmazások kozmikus müonok mérésével

OLÁH L.<sup>1,2,\*</sup>, BALÁZS L.<sup>3,4</sup>, BARNAFÖLDI G. G.<sup>4</sup>, GALGÓCZI G.<sup>2,3,4</sup>, GERA Á. L.<sup>4,5</sup>,  
HAMAR G.<sup>2,4</sup>, NYITRAI G.<sup>2,4,5</sup>, SURÁNYI G.<sup>4</sup>, TANAKA H. K. M.<sup>1,2</sup>, VARGA D.<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup>Földregészkutató Intézet, Tokiói Egyetem, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo-to, 113-0032, Japan

<sup>2</sup>Nemzetközi Virtuális Müográfia Intézet (VMI), Globális

<sup>3</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A

<sup>4</sup>Wigner Fizikai Kutatóközpont, Eötvös Loránd Kutatói Hálózat, 1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 29–33.

<sup>5</sup>Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 9.

\*E-mail: olah.laszlo@wigner.hu

A kozmikus eredetű müon elemi részecskék a felső légkörből eljutnak a Föld felszínére, és akár több kilométeres mélységre is behatolnak a kéregbe. A müonok detektálásával feltérképezhető az általuk áthatolt szilárd, folyékony és légnemű közeg sűrűségeloszlása hasonlóan a röntgen-radiográfiához. A kozmikus müonok detektálásán alapuló, passzív és roncsolásmentes képalkotási eljárást müográfianak nevezzük. Ez az újszerű képalkotási technika hozzájárulhat geológiai szerkezet feltárásához, a geofizikai folyamatok jobb megértéséhez, a természeti veszélyek előrejelzéséhez és különböző geotechnikai alkalmazásokhoz.

**Oláh, L., Balázs, L., Barnaföldi, G. G., Galgóczi, G., Gera, Á. L., Hamar, G., Nyitrai, G., Surányi, G., Tanaka, H. K. M., Varga, D.: Geoscientific investigations and geotechnical applications by the measurement of cosmic muon particles**

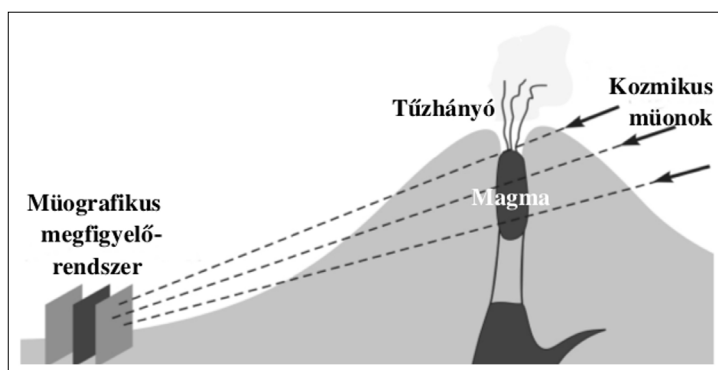
Naturally occurring cosmic ray particles, muons, reach the Earth's surface and penetrate up to several kilometers deep into the Earth's crust. By passively measuring the muons, the density distribution of the penetrated solid, liquid, and gaseous media can be mapped in a manner similar to an X-ray image. This passive and nondestructive imaging technique, based on the detection of muons from cosmic rays, is called muography. This novel imaging technique can contribute to a better understanding of geophysical processes, prediction of natural hazards, and various geotechnical applications.

*Beérkezett: 2023. március 24.; elfogadva: 2023. március 27.*

## 1. Bevezetés

A müográfia egy roncsolásmentes és passzív képalkotási eljárás, amellyel vizualizálhatók és monitorozhatók a nagyméretű geológiai és ember alkotta struktúrák tömegsűrűség-eloszlásai az ezeken keresztülhatoló kozmikus müonok irányfüggő hozamának mérésével [1–9]. Az 1. ábra egy tipikus müografikus mérési elrendezést mutat [4]. Egy müografikus megfigyelőrendszer, hasonlóan egy teleszkóphoz, méri a tűzhányón keresztülhatoló müonok irányfüggő hozamát a vízszinteshez közeli irányokban. A mért müonhozamból rekonstruálhatók és monitorozhatók a vulkanológiai folyamatok (pl. magmafeláramlás) által okozott sűrűség- vagy vastagságváltozások. Nagyobb anyagmennyiség kevesebb mérhető müont jelent.

Az első müografikus méréseket az 1950-es években végezték el. George és munkatársai az ausztráliai Havas-hegységben található alagútban mérte a müonok hozamának csökkenését az alagút feletti kőzetekben történő elnyelődés következtében [1]. Az 1960-as évek közepén Alvarez és munkatársai telepítettek müondetektorokat az egyiptomi Kefrén piramis belsejébe, hogy a mért és számított hozamokat összehasonlítva detektálják a detektor felett feltételezett rejtett üregeket [2]. A mért hozamok nem mutattak rejtett üregek jelenlétére utaló müontöbbletet a piramis geometriájából és anyagi összetételéből számított hozamhoz képest. Közel három évtized kutatás-fejlesztés lehetővé tette, hogy laboratórium méretű, összetett beltéri infrastruktúrák helyett terepen is használható berendezéseket alkalmazzanak müográfia céljából.



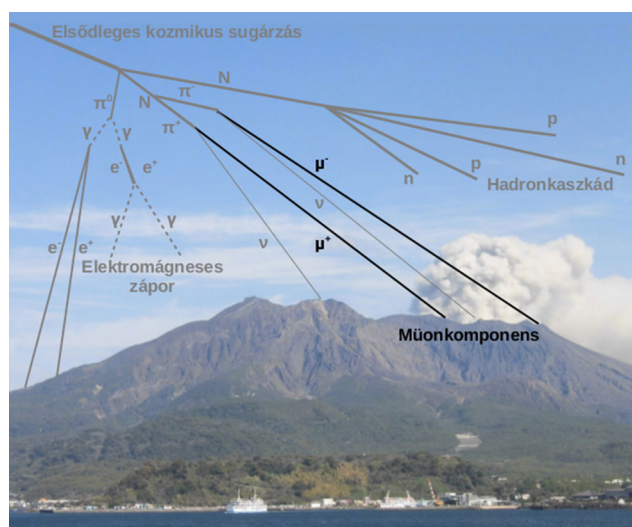
1. ábra | Egy tűzhányó müografikus mérésének vázlata [4]  
 Figure 1 | Schematic drawing of a volcano muography [4]

Az 1990-es évek közepén végezték el az első demonstrációs méréseket föld alatti barlangi üregek [3] és egy hegy szerkezetének [4] rekonstrukciójának céljából: Caffau és munkatársai müonok mérésével rekonstruálták az olaszországi Grotta Gigante barlang feletti kőzetvastagságokat, és összehasonlították azokat gravimetriás mérésekkel. Nagamine és munkatársai megmérték a japán Tsukubahegy „árnyékát” müonokkal, és kidolgozták a vulkánok müografijának módszerét. Tanaka és munkatársai nukleáris emulziós filmek felhasználásával készült detektorokat használtak terepi mérésekre, és sikeresen rekonstruálták az első müografikus képet egy aktív vulkánról [5]. Müonmérésekkel feltárták az Aszama vulkán sűrűség-szerkezetét a 2004-es kitörés után. Ez az első úttörő eredmény, majd további mérési eredmények demonstrálták, hogy a természetben előforduló müonok lehetővé tehetik a tudományos szempontból érdekes geológiai struktúrák belsejének passzív, roncsolásmentes és biztonságos távolságból történő felmérését. A müografiai technológiák és a módszertan dinamikusan fejlődnek a 2000-es évek vége óta, ezáltal a müográfia új lehetőségeket biztosít a tudomány és az ipar számára [6–9].

A következő fejezetekben áttekintjük a fizikai alapokat, megfigyelési eszközöket, képalkotási technikákat, és bemutatunk vulkanológiai, mérnöki geofizikai alkalmazásokat a teljesség igénye nélkül. Az ezekhez kapcsolódó hazai vonatkozású munkák közül is kiemelünk néhányat. Végül rövid kitekintést nyújtunk a megvalósíthatónak várt jövőbeli fejlesztésekről, kutatásokról.

## 2. A müográfia kísérleti aspektusai

A müonok az elektronokéhoz hasonló fizikai tulajdonságokkal rendelkeznek, azonban tömegük az elektronok tömegének kb. 207-szerese. A természetes háttérsugárzás részét képezik, és a Föld felszínén mindenhol megfigyelhetők [10]. Tipikusan 100 müon érkezik egymástól függetlenül egy négyzetméteres felületre másodpercenként. A nagyenergiás müonok hozama időben közel állandónak tekinthető. A müonkeletkezés forrásai részecskefizikai folyamatok, amelyeket az elsődleges kozmikus sugárzás (kisebbségi atommagok a protonoktól a vasig) és a légkör atomjainak ütközései keltenek. A 2. ábrán látható a légkörben



2. ábra | Másodlagos kozmikusrészecske-záporok vázlatos rajza  
 Figure 2 | Schematic drawing of secondary cosmic ray showers

keletkező részecskezápórok egyszerűsített képe. A másodlagos kozmikus sugárzásnak három komponense van: a hadronkaszád, a müonkomponens, és az elektromágneses zápor.

A müonok mintegy 10–15 km-es magasságban keletkeznek elsősorban a töltött pion- és kaonrészecskék bomlástermékeként. A müonok viszonylag hosszú, 2,2 milliomod másodperces élettartammal rendelkeznek, és közel fénysebességgel, a relativisztikus kinematika szerint mozognak. Ez lehetővé teszi, hogy viszonylag nagyobb számban lejuthassanak a földfelszínre is mielőtt elbomlánának vagy elnyelődnének. A müonok földfelszínén mért hozama,  $f(E, q)$  energia- és zenitszögfüggő, mivel a zenitszög határozza meg az áthatolt levegőréteg-vastagságot, amely hatással van a müonok kölcsönhatásaira és bomlására. A geomágneses, magassági és szezonális hatások elsősorban a kisenergiás (<1 GeV) müonok hozamát befolyásolják. A nagyenergiás müonok esetében, amelyek detektálásán a nagyobb kiterjedésű objektumok müográfiája alapul, ezek az effektusok elhanyagolhatók.

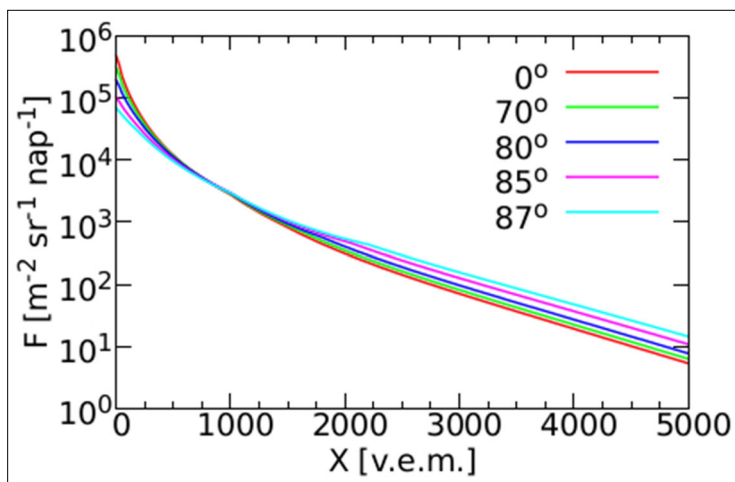
A müonok egy közegen áthatolva kölcsönhatásba lépnek a közeget alkotó atomokkal, melyek során energiát veszítenek folytonos (ionizáció), valamint sztochasztikus (fékezési sugárzás, párkeltés stb.) folyamatokban. A kölcsönhatások során leadott energia mennyisége az úgynevezett sűrűséghossztól ( $X$ ) függ, amely a müon közegben megtett útja mentén integrált sűrűség. A leadott energia a következő differenciálegyenlettel adhatjuk meg:  $-dE/dX = a(E) + b(E)E$ , ahol a bal oldali tag az egységnyi sűrűséghosszon leadott energia mennyisége, a jobb oldali  $a(E)$  és  $b(E)$  tagok a folytonos és sztochasztikus energialeadást jellemző energiafüggő állandók. Kisebb és közepes energiákon az ionizáció dominál, nagyobb energiákon a sztochasztikus folyamatok. A müonok energiája és várható úthossza közti összefüggést, az ún. folyamatos lelassulási közelítés (Continuous Slowing Down Approximation, CSDA) írja le [11]. Ezzel megadható, hogy a müonok közelítőleg 0,2 GeV energiát veszítenek a vízben

méterenként. A nagyenergiás müonok akár több kilométernyi vízekvivalens mennyiségű anyagon is áthatolnak. A müonok várható hozama számszerűsíthető egy adott vastagságú közegre ( $X$ ) az energia- ( $E$ ) és irányfüggő ( $q$ ) müonspektrumok integrálásával a müonok áthatolásához szükséges minimum energiától kezdve,  $F(E(X), q) = \int_{E_{\min}(X)} f(E, q) dE$ . A 3. ábrán a vízre számított müonhozamot ábrázoljuk a vastagság függvényében különböző zenitszögekre.

Az energialeadás mellett a müonok kis szögekkel sok egyedi szóródást szenvednek anyagon történő áthatolásuk során, elsősorban a müonok és az atommagok közötti elektrosztatikus erők hatása miatt. Ez az úgynevezett többszörös szóródás kis mértékben ronthatja a müografikus képek kontrasztját. Ennek nagysága közelítőleg 4 mrad és 20 mrad 1000 m és 50 m standard közet után. Az előbbi szögfelbontás már elegendő lehet, hogy egy tűzhányót több kilométeres távolságról mintegy 10 méteres helyfelbontással vizsgálhassunk.

A müografikus mérések esetén nemcsak a vizsgált szerkezeten áthatolt müonok, hanem olyan töltött részecskék (pl. kisenergiás müonok, elektronok, töltött hadronok) is detektálhatók, amelyek az vizsgált struktúra (pl. vulkán) felületén vagy a légkörben változtattak irányt. Ezeknek a részecskének az azonosítása és szűrése elsősorban nagyméretű objektumok müográfiája esetén kritikus, ugyanis esetükben az áthatoló müonok hozama (jel) és nem áthatoló részecskék (zaj) már nagyságrendileg megegyeznek, vagy az utóbbi nagyobb. Ez megfelelő mérőhely választását és a megfigyelőberendezés szerkezetének szimulációs optimalizációját igényli esetenként. Kisebb méretű struktúrák vagy földfelszín alatt végzett mérések esetén az itt tárgyalt zaj elhanyagolható.

A fentiek ismeretében összehasonlítható a müográfia a hagyományos geofizikai mérési módszerek lehetőségeivel. A müográfia fő hátrányai a következők: i) A vizsgált struktúra alá (ha szükséges azzal egy szinten) kell elhelyezni a detektort. ii) A müonok hozama nem növelhető,



3. ábra | A müonhozam csökkenése ábrázolva az anyagvastagság függvényében (vízekvivalens méter egységekben)  
 Figure 3 | The attenuation of muon flux as a function of density-length (in meter-water-equivalent units)



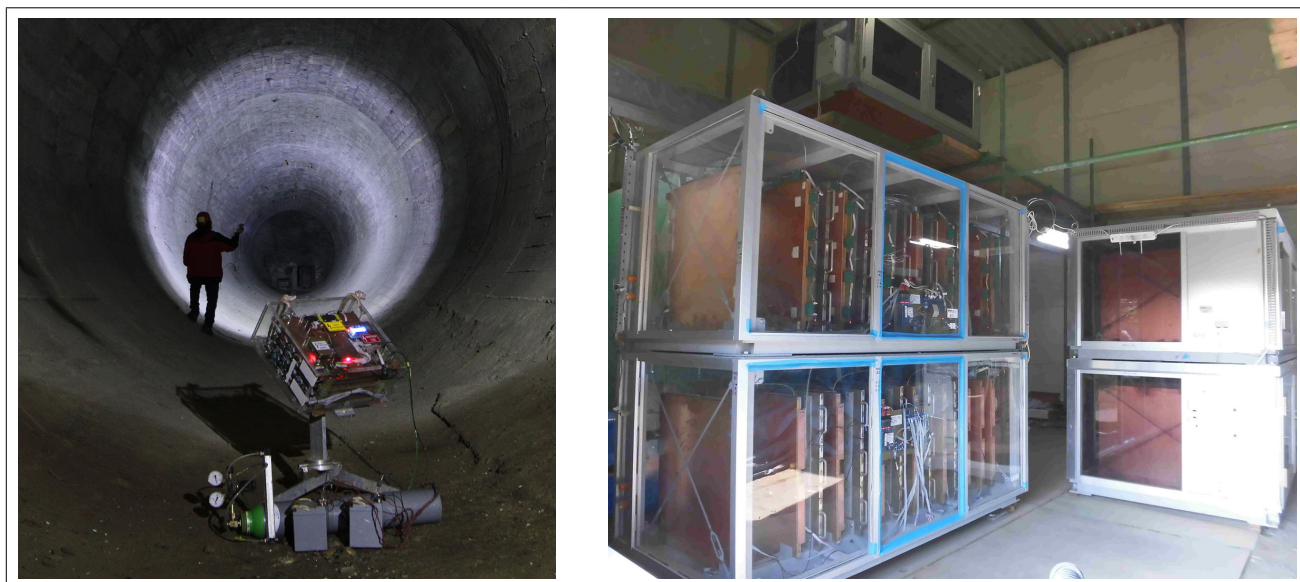
és csökken a zenitszög növekedésével. iii) Gondos mérőhelyválasztás és alkalmazásorientált berendezésfejlesztés szükséges a mérésekhez. A müográfia a hagyományos mérési módszerek néhány hátrányát kompenzálhatja és kiegészítheti új információkkal: i) Nagy térfogatú objektumok feltárhatók kozmikus müonokkal. ii) A müonhozam változása elsősorban a közeg vastagságától és sűrűségétől függ, néhány %-os pontossággal mérhető. iii) A müonok eltérése elhanyagolható a pályájuk mentén, így akár méteres méretű inhomogenitások (pl. üregek, ércek stb.) is feltárhatók. Kellően biztonságos (akár több kilométeres) távolságból is vizsgálhatók a nem hozzáférhető struktúrák. iv) A müonok áthatolása nincs hatással a közegre, ami lehetőséget ad a passzív mérésre. v) A müográfia integrálható más sűrűsége érzékeny mérési módszerekkel, a szeizmikával és a gravimetriával.

### 3. Müografikus megfigyelőrendszerek tervezése és működtetése

A müonok hozama véges a földfelszínen, és több nagyságrenddel kisebb értékre csökken a kilométeres vastagságú struktúrák után. A müográfias mérések tervezésénél figyelembe kell venni, hogy egy adott sűrűségváltozás megfigyeléséhez szükséges idő nem haladhatja meg a sűrűségváltozást okozó geofizikai jelenségek (pl. vulkáni folyamatok) bekövetkezésének időtartamát. Másrészt a detektor akceptanciának (ez a detektor érzékeny felülete, amely a lefedett térszög és a detektálási hatások együttese) kellően nagyoknak kell lennie ahhoz, hogy olyan szögfelbontást érjen el, amellyel megfelelő felbontású leképezést készíthetünk a vizsgált struktúráról az észlelhető jelenség

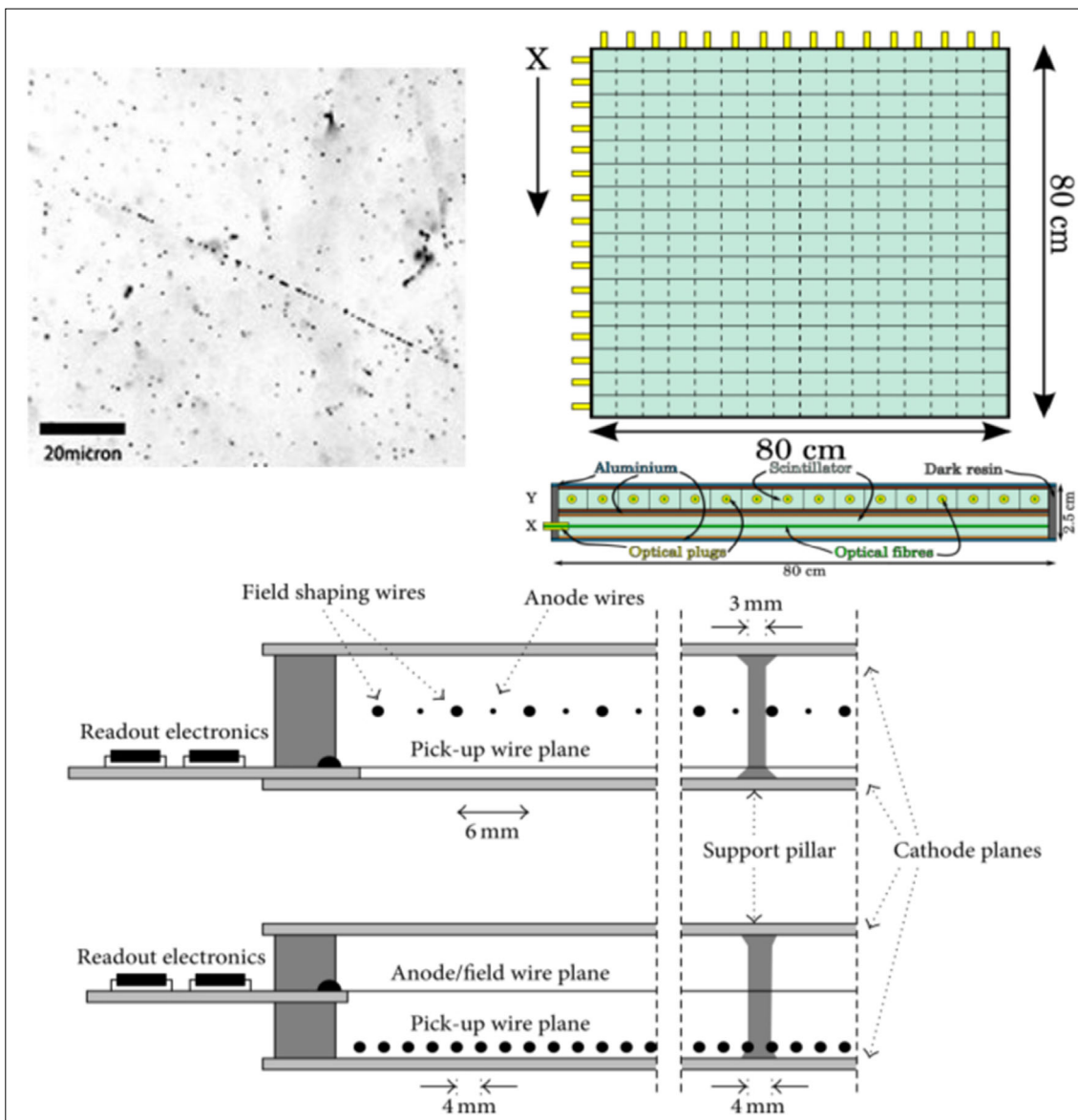
monitorozásához szükséges idő alatt. A [12] közleményben mutatunk egy módszert és példákat a mérési idő meghatározására.

A részecskedetektorok olyan kameráknak vagy teleszkópoknak tekinthetők, amelyek az érzékeny térfogatukon keresztülhaladó töltött részecskék pályáját határozzák meg. A müográfira alkalmazott részecskedetektorokat terepi működésre kell tervezni és optimalizálni [13–15]. A detektorokat úgy kell megtervezni, hogy stabilan, nagy detektálási hatásokkal és minimális szisztematikus effektusok mellett működhessenek szélsőséges időjárási körülmények (pl. hurrikánok, szélsőséges páratartalom- és hőmérséklet-változások stb.) vagy vulkáni tevékenység (pl. hamuhullás) mellett is. A terepi működés egyik kritikus követelménye az alacsony karbantartási igény. Hordozható kompakt modulokat (detektorrétegek, elektronika, tartószerkezetek, tápegységek, gázpalackok stb.) érdemes alkalmazni, amelyek szállíthatók a nehezen hozzáférhető helyekre (pl. föld alatti barlangrendszerekben vagy vulkánok kráteréhez) és cserélhetők az egyes elemek meghibásodása esetén a mérés minimális megszakítása mellett. A másik kritikus követelmény a berendezés energiafogyasztásának minimalizálása, amely lehetővé teszi a hosszú távú (esetenként több hónapos) méréseket. Nap-elemekkel és akkumulátorokkal működtethetők a detektorok olyan helyszíneken, ahol az elektromos hálózat nem érhető el. A korszerű berendezések teljesítménye tipikusan 5–50 W. Az ekkora fogyasztású rendszerek a gyakorlatban akár több hétig is üzemeltethetők autóakkumulátorokkal. A földfelszínen végzett mérések esetén abszorber vagy szóró rétegek (tipikusan vas- vagy ólomlemezek) alkalmazása is szükséges a zaj elnyomására. A 4. ábrán a Wigner Fizikai Kutatóközpontban (Wigner FK) fejlesztett



4. ábra | Egy föld alatti mérésekre tervezett kompakt, hordozható detektor (balra) és egy moduláris, megfigyelőrendszerekből felépülő müográfiai obszervatórium (jobbra) fényképe

Figure 4 | Photographs of a compact, portable tracking detector applied for underground muography (left panel) and a modular muography observatory (right panel)



**5. ábra** Három müográfiában alkalmazott detektorteknológia. Egy nukleáris emulziós detektor mikroszkópos képe, amely egy müon nyomát mutatja [13] (bal felső ábra). Egy kétdimenzióban szegmentált scintillációs detektor vázlatos rajza [14] (jobb felső ábra). Egy sokszálas proporcionális kamra keresztmetszetei két irányból [15] (alsó ábra)

**Figure 5** Three muographic detector technologies. A microscopic image of a nuclear emulsion detector that shows a muon trajectory [13] (upper left panel). Schematic drawing of a scintillator detector is shown from upper and side views [14] (upper right panel). Two cross-sections of a multi-wire-proportional chamber are shown [15] (lower panel)

és épített müografikus megfigyelőrendszerek fényképeit mutatjuk [14, 16]. A bal oldali panelen egy a földfelszín alatt (pl. alagutakban, bányákban, barlangrendszerekben) alkalmazható kompakt és hordozható berendezés látható. A jobb oldali panelen a Tokiói Egyetem és a Wigner FK által a Szakuradzima vulkán monitorozására alkalmazott obszervatóriumban telepített moduláris, nagyméretű müografikus megfigyelőrendszerek fényképe látható. Egy-egy modul tipikusan hat-nyolc négyzetméter felületű detektorrétgből és öt réteg 2 cm vastagságú ólomlemez-ből épül fel. Jelenleg 12 modul szolgáltat adatokat. A mérések és adatok kezelése mikroszámítógép-vezérelt rendszerekkel oldhatók meg a különböző típusú detektorok esetén.

Napjainkban három különböző technológiát alkalmaznak a müografiai megfigyelő eszközökben. Mindegyik típusnak megvannak az előnyei és hátrányai, az optimális technológia a mérési kampány célja és terepi viszonyok alapján választható ki.

A nukleáris emulziók [13] műanyag alpból és 200–300 µm vastagságú emulziós zseléből állnak, utóbbiak ezüst-bromid mikrokristályokból és zselatinból készülnek. A beeső töltött részecskék ionizációs folyamatokat indukálnak a detektorban. Az ezüstkristályok kémiai reakciója láthatóvá teszi a töltött részecskék pályáját. Az emulziós filmek 3 dimenziós részecskékövetést biztosítanak. Az 5. ábra bal felső paneljén egy nukleáris emulziós film mikroszkópos képe látható, amely egy müonpályáját mutat.

A nukleáris emulziók mikrométer nagyságrendű pozíciófelbontással mérhetik a rajtuk keresztülhaladó müonokat, ami néhány mrad szögfelbontást biztosít a müográfiai mérésekhez. A nukleáris emulziós detektorok elektromos áram, karbantartás nélkül működnek, felépítésük moduláris, így nehezen hozzáférhető helyeken is alkalmazhatók. Ez a technológia toleráns a mechanikai igénybevétellel és nedvességgel szemben. Szobahőmérséklet felett azonban nem működnek megfelelően, mert a magasabb hőmérséklet megnöveli a fakadási (fading) effektus sebességét, amelyben a szemcsék számának csökkenését okozza a pályák mentén. A nukleáris emulziók a gyártásuktól kezdve folyamatosan detektálnak. A tengerszint magasságban telepített detektor közel fél évig mérheti a kozmikus sugárzást. Nem biztosítanak adatokat valós időben, ugyanis a részecskenyomokat automatizált pásztázó mikroszkópokkal rekonstruálják a mérések után. Ezek tipikus kiolvasási sebessége néhány száz vagy ezer négyzetcentiméter óránként. Bár a nukleáris emulzió nem alkalmazható valós idejű müográfiai képalkotásra, ezt a technológiát sikeresen alkalmazták különböző struktúrák (vulkánok, atomreaktorok, piramisok) szerkezetének egyszerű felmérésére is.

A szcintillátordetektorokon [14] áthaladó töltött részecskék fotonokat keltenek szcintilláció révén. Tipikusan 100 eV leadott energia leadása által keletkezik 1 foton. A műanyag szcintillátorokat árnyékolják, hogy kizárják a külső fényt és visszaverjék a belül keletkező fotonokat. Ezeket a fotonokat fotoelektron-sokszorozó csövekkel (photoelectron multiplier tubes, PMT) vagy újabban félvezető fotondetektorokkal (SiPM-ekkel) detektálják. A szcintillátorok viszonylag gyors (nanomásodperces) jeleket produkálnak, és a több detektorréteg koincidenciája (közel egyidejű detektálása) lehetővé teszi a töltött részecskék hatékony detektálását. A gyors jelek lehetővé teszik a részecskék repülési idejének (Time-of-Flight, TOF) mérését is, amely segíthet azonosítani, hogy a részecskék a megfigyelési vagy azzal ellentétes irányból érkeztek-e a detektorba. Ez értékes információ a vízszinteshez közeli irányokban elhelyezkedő struktúrák, pl. vulkánok megfigyeléséhez. A PMT-k széles hőmérséklet-tartományban képesek működni, ami lehetővé teszi, hogy ez a technológia a forró és nedves éghajlatú területektől kezdve a hóval borított hegyekig alkalmazható legyen. A szcintillátorrétegeket jellemzően 1–10 cm széles csíkok szegmentálják. A helyfelbontásuk optimalizálásához növelni kell a PMT-k számát, ami drasztikusan növeli a detektorrendszer energiafogyasztását és költségeit. Az 5. ábra jobb felső panelja egy kétrétegű szegmentált szcintillátoros detektort mutat. Szcintillátornyomkövető rendszerek alkalmazhatók valós idejű mérésekre. Egyszerűségük miatt ezek a leginkább elterjedt detektorok napjainkban.

A gáztöltésű detektorokon [15] átrepülő töltött részecskék a gázatomok (pl. Ar vagy más nemesgázok) atomjainak ionizációja során tipikusan 100 elektront hoznak létre centiméterenként. Szálak, mikrostruktúrák, el-

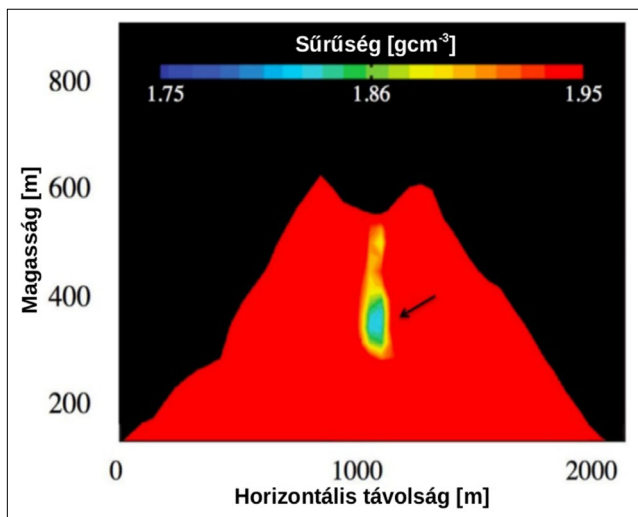
lenálláslemezek között keltett elektromos mezők elektronlavinákat indukálnak, amelyek mérhető jeleket (1 000–10 000-szeres elektronsokszorozás) eredményeznek a detektorokban. A gáztöltésű detektorok néhány mm-es pozíciófelbontást és néhány mrad szögfelbontást, alacsony anyagköltséget biztosítanak. A környezeti paraméterek változása befolyásolja a gázerősítést és következésképpen a gáznemű detektorok követési hatékonyságát, ezért e hatás korrekciója szükséges ahhoz, hogy az adatfelvétel során megbízható információt szolgáltatssanak. A nem mérgező és nem gyúlékony gázok alkalmazása környezetbarát működést biztosít. Bár a műszerek működéséhez gázrendszerre van szükség, ezek az alacsony gázfogyasztás (kb. 1 liter/óra) miatt akár néhány hónapig is működhetnek karbantartás nélkül. A gázdetektorok koncepciója robusztus, moduláris és könnyen szállítható, ami különböző környezetekben teszi alkalmazhatóvá. A mikrostruktúrákon, a sokszálas proporcionális kamrákon és az ellenálláslemez-kamrákon (RPC-k) alapuló müonkövető rendszereket alkalmazzák müográfiaira [9].

## 4. Müografikus képalkotási technikák

### 4.1. Kétdimenziós müonleképezés

Az egy irányból (lásd pl. az 1. ábra vázlatos rajzán) végzett mérésekkel projekciós müografikus képek állíthatók elő, akárcsak egy röntgenképen, amelyekben az egyes pixelek az adott pixelhez tartozó müonpályák mentén mért müonhozamot vagy átlagos rekonstruált sűrűség-hosszat reprezentálják. Ez a technika a vizsgált struktúrán keresztül mért müonhozam vagy annak és a struktúra nélkül mért hozam arányának felhasználásán alapszik. A mért hozam és számított hozamok különbségének minimalizálásával megadható pixelenként a struktúrán keresztül mért átlagos sűrűség-hossz. A müonhozamok a müonspektrumok minimális energiától történő numerikus integrálással vagy részecskefizikai eseménygenerátorok és detektor szimulációk együttesének (pl. GEANT4 [17]) alkalmazásával számíthatók ki. A projektív müografikus képek helyfelbontása ( $\Delta x$ ) közelítőleg meghatározható a megfigyelőberendezés szögfelbontása ( $\Delta a$ ) és a detektor és a vizsgált struktúra távolságának ( $L$ ) felhasználásával:  $\Delta x \approx \Delta a \cdot L$ . Például egy tűzhányóról 1 km távolságról készített 10 mrad felbontású müografikus kép kb. 10 méteres helyfelbontással határozhatja meg annak sűrűség-eloszlását. A 6. ábra mutat példát a 2 dimenziós müografikus sűrűségképre, amelyet Tanaka és munkatársai készítettek a japán Szatszuma–Iwodzsima vulkánon keresztül. Ez a müografikus kép egy kis sűrűségű régiót tárt fel a vulkán csúcsán keresztül. Ennek a vulkanológiai értelmezését az 5. fejezetben tárgyaljuk majd. A projektív képalkotás jól használható sűrűségváltozások feltárására és időbeli változásának monitorozására. A technika fő korlátja, hogy a müonok pályája mentén csak átlagolt mennyiséget ad meg, így ezzel nem rekonstruálható





6. ábra | A japán Szatszuma-Iwodzsima vulkán müografikus képe [6]  
 Figure 6 | The muographic image of Satsuma-Iwojima volcano, Japan [6]

pontosan az esetlegesen megfigyelt sűrűséganomália pontos helye és alakja.

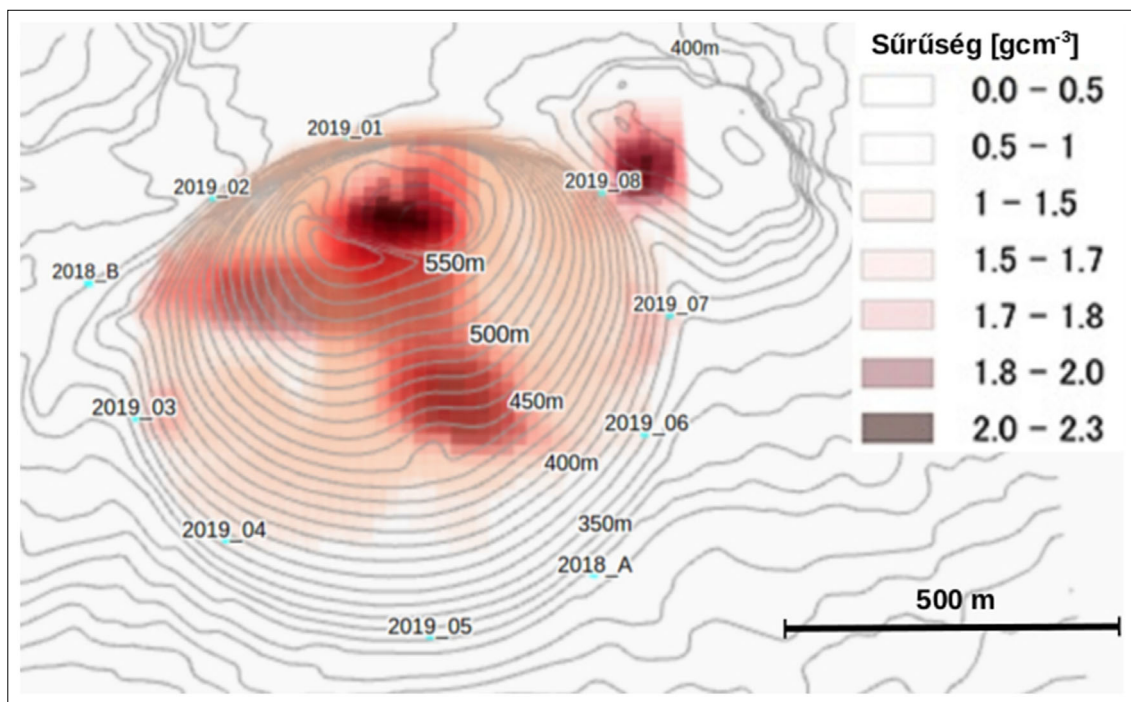
#### 4.2. Tomografikus képalkotás müonokkal

A több irányból végrehajtott müografikus mérések áthidalhatják a projekciós technika fentebb említett korlátait, és eltávolíthatják az esetlegesen különböző belső struktúrák átfedése által okozott effektusokat is. A vizsgált objektu-

matok térelemrészekre (voxel) osztják fel a 3 dimenziós kép rekonstrukciója előtt, és minden voxelhez egy-egy kezdeti sűrűségértéket ( $\rho_j$ , ahol  $j = 1, 2, \dots, n$ ) adnak meg. A müográfiával mért sűrűség-hosszak ( $X$ ) és voxelsűrűségek között lineáris összefüggések adhatók meg:  $X = \mathbb{L}\rho$ , ahol  $\mathbb{L}$  a Jacobi-mátrix, amely a vizsgált struktúrán keresztülhaladó, voxelekre meghatározható müon úthosszakkal adható meg. A sűrűségeloszlásra vonatkozó inverziót általában iteratív minimalizációs eljárással oldják meg. Müontomográfia esetén általában szükséges valamilyen regularizációt és Bayes-feltételt alkalmazni. A 7. ábra az Omuroyama vulkán körül tíz különböző helyről (világoskék négyzetek) végzett mérések adataiból rekonstruált müontomográfiai képét mutatja, amely a három a közepen elhelyezkedő kürtőből kiinduló magma testet (dike) tárt fel [18]. A voxelek élhossza 20 m volt. Az eljárás pontossága a mérések számának növelésével és a távolság csökkentésével (pl. drónról végzett mérésekkel) növelhető [9].

#### 4.3. Háromdimenziós képalkotás müográfiával és gravimetriás adatokkal

A müográfia elméletileg más sűrűségérzékeny méréssel (szeizmikával, gravimetria, fúrásos mintavétellel stb.) összevethető, illetve együttes inverzió is végezhető a helyfelbontás javítása érdekében. Gyakorlatban elsősorban a gravitációs mérések adataival történt egyesített inverzió.



7. ábra | Az Omuroyama vulkán müontomográfiai sűrűségeloszlása (Forrás: <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/CHEER/data/omuro3ds/>) [18]  
 Figure 7 | Muon tomographic reconstruction of the density distribution in the Omuroyama scoria cone (Source: <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/CHEER/data/omuro3ds/>) [18]

Az ehhez tartozó direkt probléma:  $(X, \Delta g) = (L, G)\rho$ , ahol  $X$  a mért sűrűség-hossz,  $\Delta g$  a mért gravitációs gyorsulásvektor,  $L$  müonúthosszak mátrixa,  $G$  a gravitációs direkt problémához tartozó Green-függvényből képzett mátrix és  $\rho$  a sűrűségvektor. A módszert sikeresen alkalmazták kisebb lávadómok háromdimenziós sűrűségképének meghatározására (lásd 5. fejezet). Ezt a módszert Nishiyama mutatja be részletesen a [9] könyv 3. fejezetében.

## 5. Vulkanológia és vulkanikus veszélyek felmérése müográfiával

Az aktív vulkanizmust a magma kémiai (pl. olvadáktartalom) és fizikai tulajdonságainak (pl. viszkozitás, sűrűség) változása, valamint a dinamikája irányítja [20]. A sűrűségváltozás monitorozása közvetve alkalmazható a magma változásának és mozgásának a megfigyelésére. A müográfia elsősorban a tűzhányók sekélyebb részeinek (felszínén, a kráterek alatt, a kürtők felső részében található térrészek) feltárására és monitorozására alkalmazható. A vulkánok vastagabb (tipikusan  $>2$  km) és földfelszín alatt elhelyezkedő részei már nem monitorozhatók a müonok véges hozama és az érzékesi irányuk miatt. A müográfia hasznos kiegészítő eszköze lehet a hagyományos geofizikai monitorozó technikáknak, különösen a szeizmikus és gravitációs eljárásoknak, ugyanis a müográfia biztonságos – akár több kilométeres – távolságról is elvégezhető, és megfelelő akceptanciájú müondetektorral akár néhány méteres helyfelbontás is elérhető, így a lokális tulajdonságok is feltárhatók, és a kisebb térrészben bekövetkező vulkáni jelenségek is megfigyelhetők.

Az alkalmazott vulkanológia fő, egyelőre távlati célja a vulkánkitörések előrejelzése [21]. A főbb kérdései a következők: Mikor kezdődik? Hol következik be? Mekkora a várható nagysága vagy meddig fog tartani? Milyen a környező területek veszélyeztetettsége? E kérdések megválaszolásához szükséges a tűzhányó működésének történetének ismerete, a működését irányító folyamatok megértése és a belsejében bekövetkező fizikai és kémiai változások folyamatos monitorozása. Összetett monitorozó rendszerekben különféle technikákkal mérik a tűzhányó felszínének deformációját, földrengéseket, hanghullámokat, hőmérsékletet, valamint a kilövellt vulkáni gázok, hamu és por mennyiségét, összetételét, sebességét, irányát és további paramétereit. Bizonyos esetekben még ezek sem elégségesek, amennyiben a kitörést indukáló vulkáni folyamatok időskálája a monitorozó eljárások mintavételezési idejénél kisebb. A monitorozó rendszerek összeállítását a vulkán korábbi tevékenysége és az elérhető eszközök határozzák meg.

Hírhedt eset volt a japán Ontake vulkán a 2014. szeptember 27-én bekövetkezett, 63 ember halálát okozó freatikus kitörése. E katasztrófális kitörés előtt csak három aktív periódusa volt (1979–1980, 1991 és 2007) észlelhető az elmúlt évtizedekben, így azt nem monitorozták

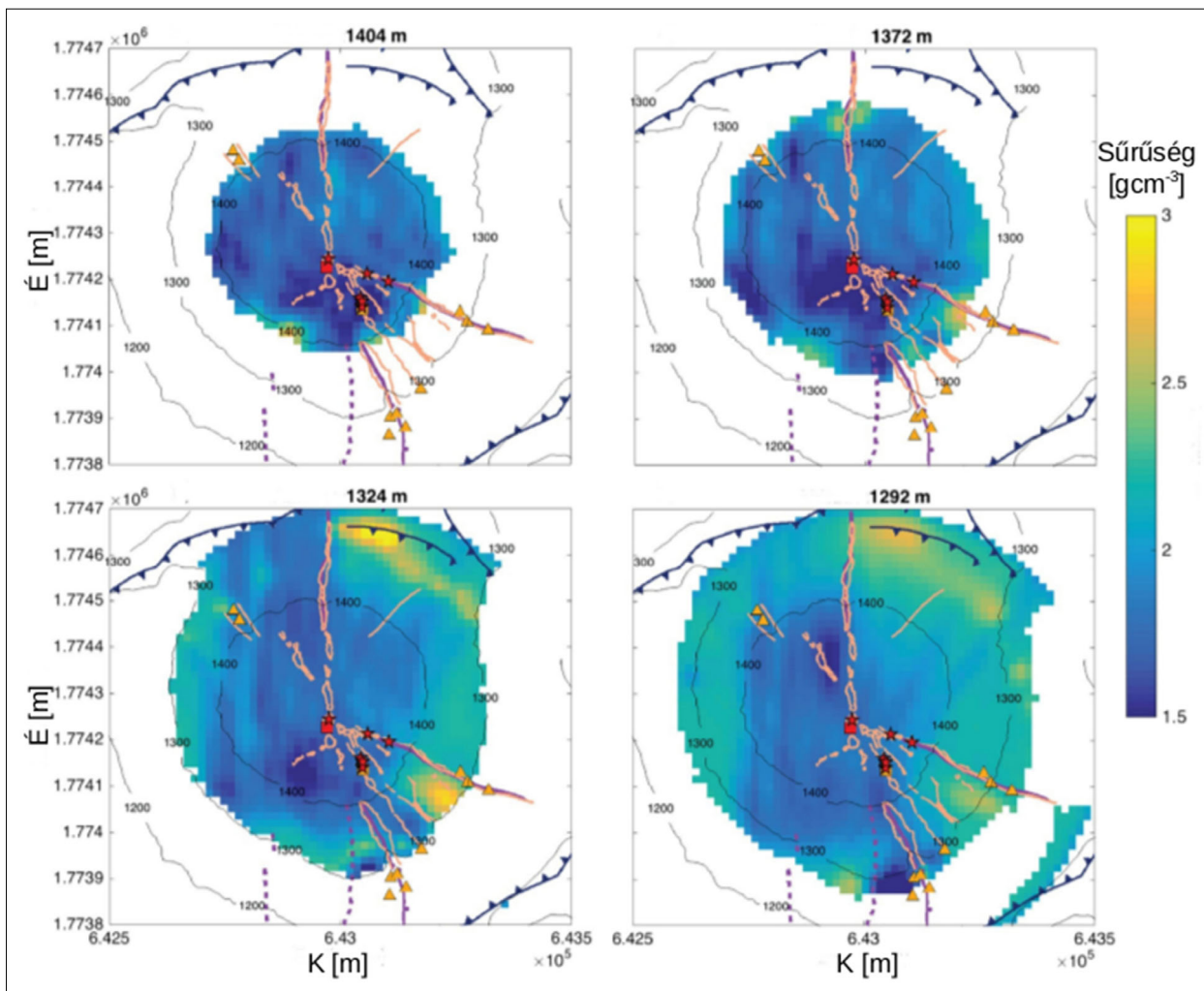
aktívan. A feláramló magma a talajvizet gőzzé alakította, a megnövekedett nyomás hidrotermális robbanáshoz és piroklaszt-tolóárhoz vezetett. A kitörést nem előzte meg jelentősebb földrengés, amely vulkáni veszélyre utalhatott volna. A hirtelen bekövetkező vulkáni folyamatokat a müográfia sem képes előrejelezni, azonban a kitörések vagy sérülékeny részek esetleges helyét feltárhatja, és középtávú (tipikusan több hét) időbeli változásokról hasznos információt szolgáltathat egy összetett monitoring-rendszer egyik elemeként. A következő alfejezetekben néhány példát mutatunk arra, hogy miről nyújthat információt a müográfia a vulkánok vizsgálatához és a veszélyek felméréséhez.

### 5.1. Lávadómok stabilitásának vizsgálata

A lávadómok viszonylag egyszerűen felmérhető struktúrák a müográfia számára a kisebb méretük miatt [19, 22]. Emellett könnyen hozzáférhetőek, így különböző módszerek együttes alkalmazásával részletesebben feltárhatók, és a mérések megerősíthetők [23].

A dáцитos (Si-ben gazdag) összetételű magmával működő vulkánok esetén gyakoriak a lávadómformáló kitörések. A lávadómok belső sűrűségi szerkezetének vizsgálatát a lávadóm-összeomlások folyamatának jobb megértése és esetleges előrejelzése motiválja. A lávadómok összeomlását nagyobb mennyiségű csapadék, szeizmikus események, túlnyomás okozhatják. A viszonylag kis sűrűségű kéreg vastagságának mérése kritikus, és fontos hozzájárulás lehet a lávadóm stabilitásának vizsgálatához. A kéreg eróziója felszínre engedheti a lávadóm forró belső részét, amely robbanásokat eredményezhet. Tanaka és Yokoyama az Usu vulkán 1944-es kitörése során keletkező lávadóm sűrűségi szerkezetét mérték meg müográfiával [22]. Nishiyama és munkatársai a Showa-Shinzan lávadóm belsejében tártak fel müográfiával és gravimetriával egy 300 méter átmérőjű, henger alakú lávatestet, valamint kimutatták, hogy a lávadóm lábánál nincs magma-intrúzió [19].

A Kis-Antillák szigetcsoporton található La Soufrière de Guadeloupe vulkán a világ egyik legveszélyesebb hidrotermális rendszere. A pórusfolyadék esetleges túlnyomása a vulkán csúcsán található lávadóm oldalának instabilitását és a gyenge részek leomlását okozhatja. Rosas-Carbajal és munkatársai három irányból mérték meg a lávadómon áthaladó müonokat szcintillációs detektorokkal [24, 25]. A müográfiás és gravimetriás adatok közös inverziójával rekonstruálták a La Soufrière de Guadeloupe lávadóm háromdimenziós sűrűségi szerkezetét [25]. A 8. ábra négy különböző magasságon vett vízszintes szeletét mutatja a lávadóm sűrűségeloszlásának. Ez a lávadóm délkeleti részén mutatott nagyobb kiterjedésű kis sűrűségű részeket (lásd a sötétkék régiókat a felső ábrákon), ahol fumarolajelenségeket is megfigyeltek. A felső részen feltárt kis sűrűségű régiót az elektromos ellenállás-tomográfiával (Electrical Resistivity Tomography, ERT) végzett mérések is megerősítették. A mérési eredményeket úgy



8. ábra A La Soufrière de Guadeloupe lávadóm müográfiával és gravimetriával rekonstruált háromdimenziós sűrűségeloszlásának 1404 m (bal felső ábra), 1372 m (jobb felső ábra), 1324 m (jobb alsó ábra) és 1292 m tengerszint feletti magasságokon vett vízszintes szeletei [25]

Figure 8 The density distribution of La Soufrière de Guadeloupe lava dome measured by muography and gravimetry is shown in four slices extracted at the altitudes of 1404 m (upper left panel), 1372 m (upper right panel), 1324 m (lower left panel) and 1292 m (lower right panel) above sea level [25]

értelmezték, hogy a feltárt részen egy alacsony porozitású folyadékkal töltött térfogat található, amely leomolhat az esetleges jövőbeli vulkáni aktivitás következtében.

### 5.2. A kürtő és a kráter szerkezetének feltérképezése

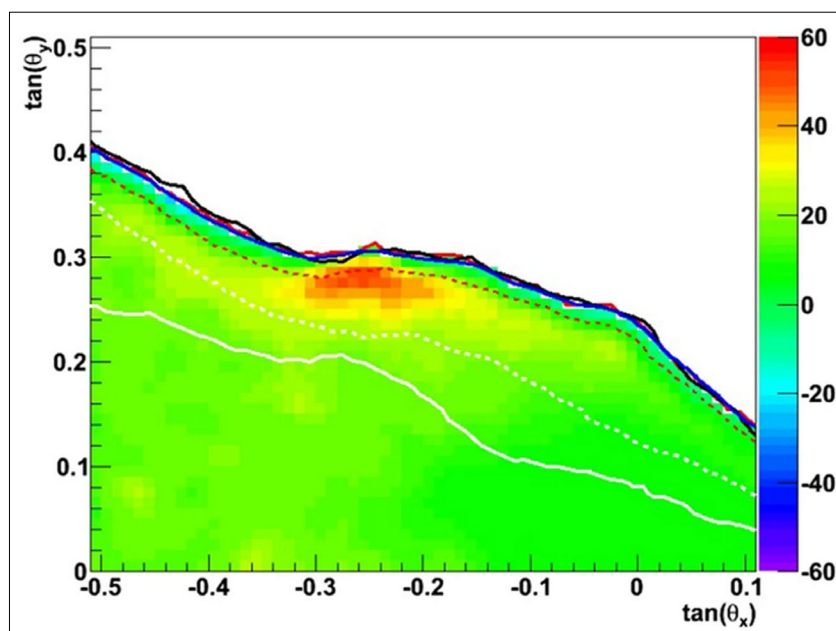
A vulkáni kürtő felső részének mérete, formája, valamint a kráter alatt keletkező dugó sűrűsége és mérete befolyásolja a magma mozgását, a gáz nyomását és ezáltal a bekövetkező kitörések dinamikáját [22]. A müográfia hasznos információval szolgálhat az esetleges jövőben bekövetkező kitörések modellezéséhez a felső kürtő és a kráter részletes feltérképezésével. A Szakuradzsimá vulkánnál [26], a Sztrombolin [27], az Etnán [28] és a Vezúvnál [29] végeznek különböző kutatócsoportok ilyen célú méréseket. A 9. ábrán a Sztromboli észak-keleti kráterének (Sciara del Fuoco) nukleáris emulziókkal készített müografikus képét látjuk [27]. A piros folt egy alacsony sűrűségű régióra utal, amely összhangban van más geofizikai mérésekkel.

Ezen a részen a kráter korábban összeomlott. A különböző mérések alapján arra lehet következtetni, hogy itt egy kis sűrűségű, nagy porozitású piroklastlerakódás található, amely egy hidrotermális rendszert takar.

### 5.3. Magmás folyamatok megfigyelése

Folyamatos gáztalanítás, illó komponensek kibocsátása jellemzi a bazaltos vulkánokat. Andezit vulkánok esetén ez inkább a nyugalmi időszakok során jellemző. A 6. ábrán bemutatott Szatszuma–Iwodzsima vulkán müografikus képe egy keskeny (kb. 100 méter szélességű) kis sűrűségű régiót tárt fel a kráter alatt [6]. Folyadékdinamikai számítások korábban kimutatták, hogy ekkora átmérőjű kráter is gáztalaníthat, azonban eddig erre nem volt kísérleti bizonyíték. Ez a müografikus kép megmutatta, hogy kis sűrűségű, buborékokban gazdag magma is gáztalaníthat folyamatosan [22]. A mérési adatokból arra következtettek, hogy a vulkán magmavezetékkel rendelkezik és



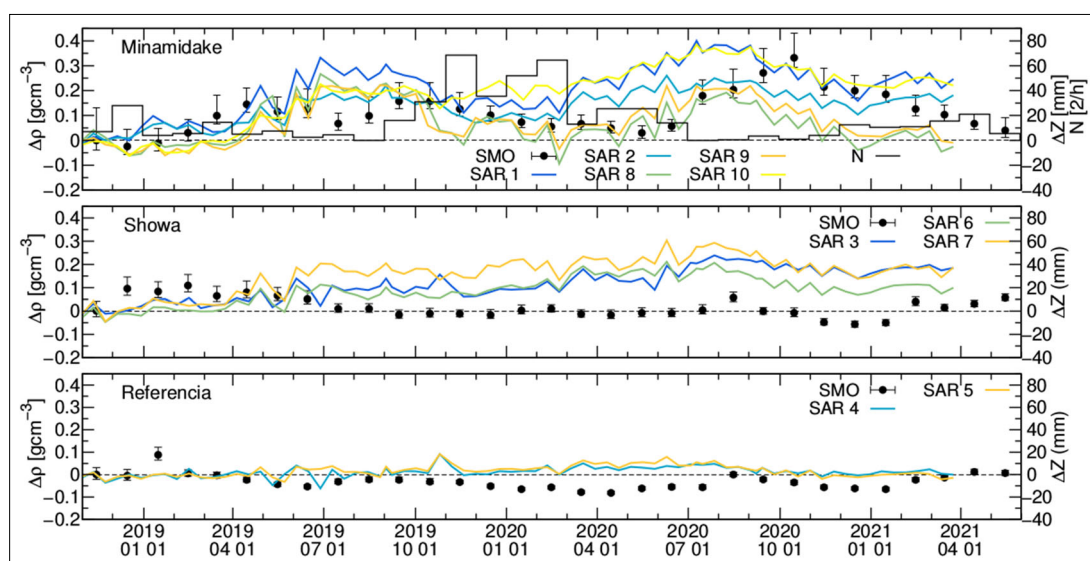


9. ábra | Egy kis sűrűségű régiót (piros folt) tárt fel a Sztromboli vulkán krátere alatt a mért és szimulált müonhozamok különbsége [27]  
 Figure 9 | Comparison of measured and simulated muon counts revealed a low-density region (red patch) underneath the crater of Stromboli volcano [27]

áramlási folyamatok is végbe mehetnek a riolitos magmában.

A vulkáni gázok és a magma nyomásának változása talajdeformációt is okozhat. A korszerű vulkánmonitorozó rendszerek egyik pillére a talajdeformáció távoli, pl. műholdakról történő mérése. Ezek közvetett jelek és értelmezésük nem egyszerű, mert sok tényező alakítja a magmát és a kitorések kialakulását. A világ különböző részein 198 vulkánon mérték meg a talajdeformációt szintetikus apertúra radarral (Synthetic Aperture Radar, SAR).

Ezek az adatok megmutatták, hogy az esetek 46%-ában követte kitorés a talaj inflációját (pl. a tektonikus változások is talajdeformációt okoznak) és az esetek 6%-ában tört ki a vulkán a talajszint előzetes emelkedése nélkül [30]. A müografikus sűrűségmérés segíthet a talajdeformáció fizikai okainak értelmezésében, ami a talajszintváltozással járó jelek értékelését javíthatja [31]. A 10. ábra mutatja a Szakuradzima vulkán aktív Minamidake kráterén (felső panel), a csendes Showa kráterén (középső panel) és egy referenciaregión (alsó panel) keresztül a Szakuradzima



10. ábra | A Szakuradzima vulkán aktív Minamidake krátere, az inaktív Showa krátere és egy felszíni referenciaregiónján keresztül müografikusan mért sűrűségek (fekete pontok és szórásuk) és a talajszint függőleges irányú változásának (színes vonalak) összehasonlítása [31]  
 Figure 10 | Comparison of muoraphically measured densities (black dots with  $1\sigma$  errors) and vertical ground uplifts (coloured lines) for the active Minamidake crater, the dormant Showa crater and for a reference region [31]

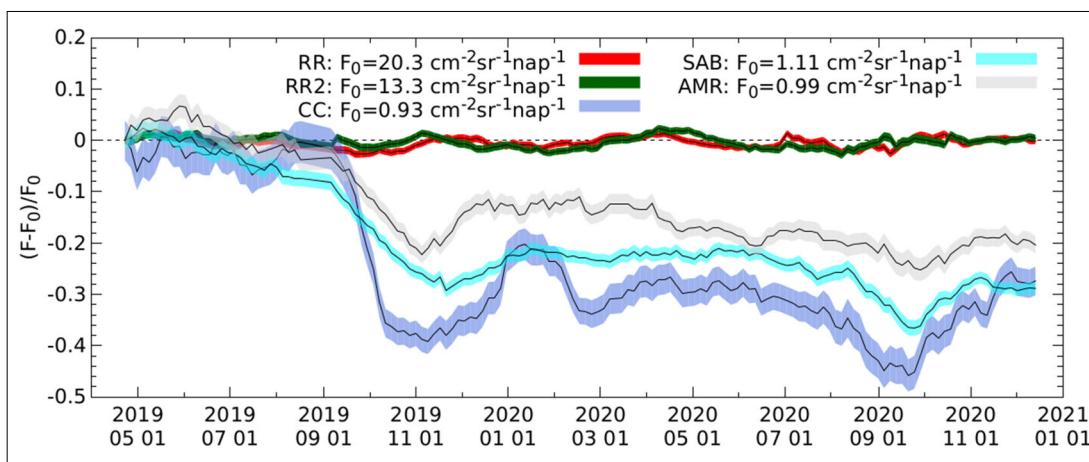
Müográfiai Observatóriummal (SMO) mért sűrűség-változásokat ( $\Delta\rho$ , fekete pontok  $1\sigma$  hibákkal) az első méréshez képest. Az egyes mérések időtartama 5 hónap volt. A színes vonalak mutatják a SAR-al mért függőleges talaj-emelkedést ( $\Delta Z$ ) a különböző régiókban. A fekete hisztogram mutatja a Minamidake kráter kitéréseinek skálázott havi számát ( $N$ ) a felső panelen. A Minamidake kráter alatt a sűrűség növekedett a nyugalmi időszakokban, amikor a vulkán talajfelszíne magasabban volt, és a tömegsűrűség csökkent a gyakori kitérések időszakaiban, amikor a talajfelszín alacsonyabban volt. Ezt a következőképpen magyaráztuk: a vulkán a nyugalmi időszakokban sűrű magmával tömődött el (lásd szintén a [32] cikkben), ami a kürtőben a vulkáni gázok és a magma nyomásának növekedését, ezzel a vulkán felszínének emelkedését eredményezte. A kitérés időszakokban a dugó megsemmisült, helyébe kisebb sűrűségű magma emelkedett, ami felszabadította a nyomást, és a vulkán felszínének lefelé mozgását eredményezte. Az inaktív Showa kráterben is emelkedett a talaj szintje (középső panel). A talajdeformáció forrásának helyét szintén a Minamidake kráter alatt feltételezzük, azonban ennek modellezésén még dolgozunk. A várakozásoknak megfelelően a referencia régióban (alsó panel) nem következett be szignifikáns sűrűségváltozás.

A valós időben rögzített müografikus képek sorozatának gépi tanulással feldolgozása egy lehetséges jövőbeli megközelítése lehet a müografikus megfigyeléseken alapuló vulkánkitérés előrejelzésnek. Nomura és munkatársai [33] valamint Oláh és Tanaka [34] a Showa és Minamidake krátereken keresztül rögzített napi müonhozam képek (7 kép) sorozatát dolgozták fel konvolúciós neurális hálózatokkal (Convolutional Neural Network, CNN) és előrejelezték, hogy bekövetkezik-e kitérés az utolsó képet követő napon. A CNN a bekövetkezett kitérések legalább 72%-át előrejelezte mindkét kráter esetén, azonban az téves előrejelzések aránya meghaladta a 20%-ot. Tehát a módszer önmagában jelenleg nem nyújt megbíz-

ható információt. Az eljárás javítható lesz további idő-soradatok (szeizmikus epicentrum magasságai, kiáramló gáz hozamai stb.) felhasználásával és haladóbb módszerek (pl. értelmező gépi tanulás) alkalmazásával.

#### 5.4. Tefralerakódás és az erózió monitorozása

A kibocsátott vulkáni anyagok lerakódása megzavarhatja a vulkáni lejtők, völgyek és patakok vízgyűjtő medencéit, és közvetett veszélyt jelentenek a környező tájra, gazdaságra és lakosságra egyaránt a vulkán kb. 30 km-es környezetében (lásd a [35, 36] cikkekben és azok hivatkozásaiban). A lerakódott anyagok ülepedése, eróziója és további transzportja a lerakódott anyagok tömegsűrűségétől és vastagságától, a terep meredekségétől, a geomorfológiai környezettől és a növényzettől függ. A szél és a víz által vezérelt eróziós folyamatok destabilizálhatják és mobilizálhatják a lerakódott anyagokat, mielőtt azok teljesen beépülnének a talajba. A kitérések után akár több évvel is keletkezhetnek iszapárak (laharok) a heves (tipikusan néhány 10 mm/óra) esőzések, a vulkáni tavak kiöntése, az eróziós folyamatok és földrengések következtében. A 11. ábra a relatív müonhozamok  $((F - F_0)/F_0)$  változását mutatja az első negyven napra mért hozamokhoz ( $F_0$ ) képest a Szakuradzima vulkán felszínének három régióján (lila, világoskék és szürke sávok) és két a vulkán felett kijelölt referenciaregióon (piros és zöld sávok) keresztül. A referenciaregiókon keresztül a hozam relatív változása kisebb, mint 2%. A felszínen keresztül mért hozamok jelentősen csökkentek a tefra lerakódás következtében. Az idő változásával bekövetkező hozamnövekedéseket a tefra tömegének csökkenése okozta. Ezek idejét összevetve a laharok bekövetkezésével arra következtettünk, hogy a müonhozam növekedések (tefratömeg csökkenések) okai a laharok és a tefra eróziója. Ezek a mérések demonstrálták, hogy a müográfia egy lehetséges eszköze lehet a tefralerakódás és erózió monitorozásnak, továbbá hasz-



11. ábra | A relatív müonhozam változásának időfüggése a vulkán három felszíni régióján (lila, világoskék és szürke sávok) és két, a vulkán felett kijelölt referenciaregióon (piros és zöld sávok) keresztül [36]

Figure 11 | The variation of relative muon flux through three regions of volcano surface and two references regions selected above the volcanic edifice [36]

nos adatokat szolgáltathat a hidromeomorfológiai folyamatok modellezéséhez és a kapcsolódó veszélyek értékeléséhez. A témát részletesen tárgyaljuk a [36] cikkben.

A fentebb tárgyalt eredmények azt mutatják, hogy a müoográfia hasznos eszköz lehet a vulkánok megfigyelésében. Az eljárás megbízhatóságának fejlesztését segítheti több vulkán egyidejű vizsgálata és a kitorések előtt megfigyelt müoográfikus adatok globális adatbázisának létrehozása.

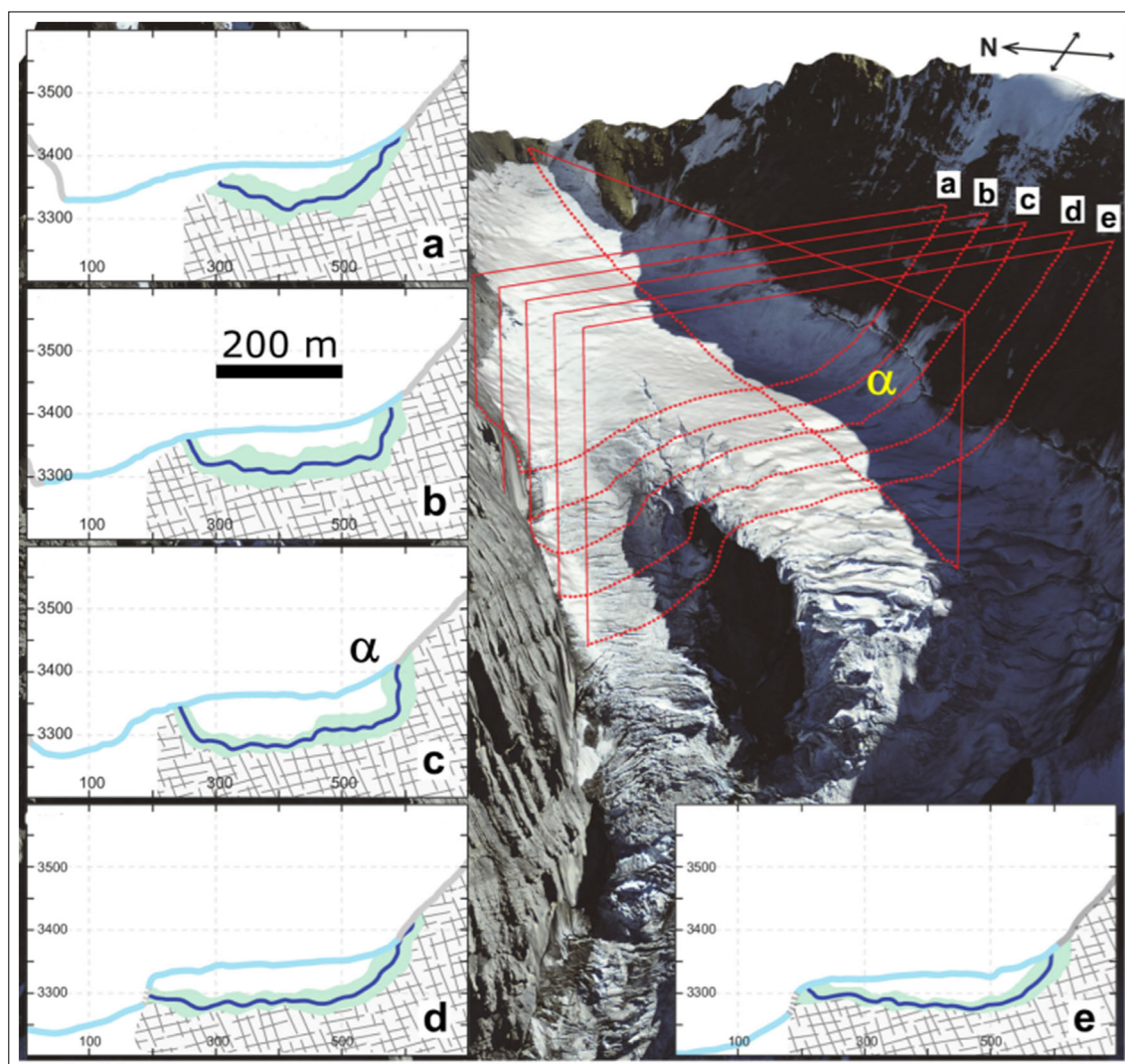
## 6. Geofizikai vizsgálatok és geotechnikai mérések

Az aktív vulkanizmus mellett további geofizikai és geológiai jelenségek is feltárhatók müoográfiával ha azok sűrűséginhomogenitást hoznak létre a talajban. Mesterséges (pl. alagutak) és természetes (pl. barlangok) földfelszín alatti járatokból vagy fúrólukakból elvégzett müoográfias mérések feltárhatják a földfelszín alatt található anomális

sűrűségű térfogatokat is [37]. Az ilyen típusú mérésekhez hordozható berendezések fejlesztése szükséges (lásd pl. a 4. ábra bal oldali fényképén), amelyek méretét és alakját a terepi viszonyokhoz kell tervezni. A jelenlegi technológiai fejlesztések az emberek által megközelíthető járatokban végzett méréseket tette lehetővé [1, 2, 3, 37–46]. Kutatás-fejlesztések vannak folyamatban a fúrólukas mérések megvalósítására is [47–51]. A müoográfias mérések különféle célokat szolgálhatnak, pl. ércek, ismeretlen üregek, talajvizek vizsgálata, gáztartalmú rétegek monitorozása. A következő alfejezetekben néhány tudományos és ipari alkalmazást önkényesen kiemelünk az utóbbi években végzett számos müoográfikus mérés közül. További alkalmazásokat a [7–9] hivatkozásokban tárgyalnak.

### 6.1. Gleccserek vizsgálata

Az Alpok magasabb területein a gleccserek alakítják az alapkőzet (bedrock) topográfiáját. Az alapkőzet topográ-



12. ábra | Az Eiger-gleccser müoográfikus képei az a–e szeletek mentén láthatók [43]

Figure 12 | Muographic images of the Eiger glacier along the a–e slices are shown [43]



fiájának feltérképezése hasznos információval szolgálhat a gleccserek által rájuk kifejtett hatásáról. Ezek a felületek sokszor meredek, nem megközelíthető lejtők alatt található, ahol nem alkalmazhatók a hagyományos módszerek. Nishiyama és munkatársai az Aletsch-gleccser alatt lévő kőzet topográfiáját mérte fel nukleáris emulziós detektorokkal a hegy belsejében futó alagútból [42]. Ezek a müografikus mérések a jég alatt 50 méteres mélységben  $45^\circ \pm 5^\circ$  meredekséggel,  $225^\circ$  É-i irányban rekonstruálták az alapkőzetet. További méréseket végeztek az Eiger-gleccser alatt (12. ábra), amelyek alapján megállapították, hogy a gleccser erózió útján miként formálta át az alapkőzetet [43].

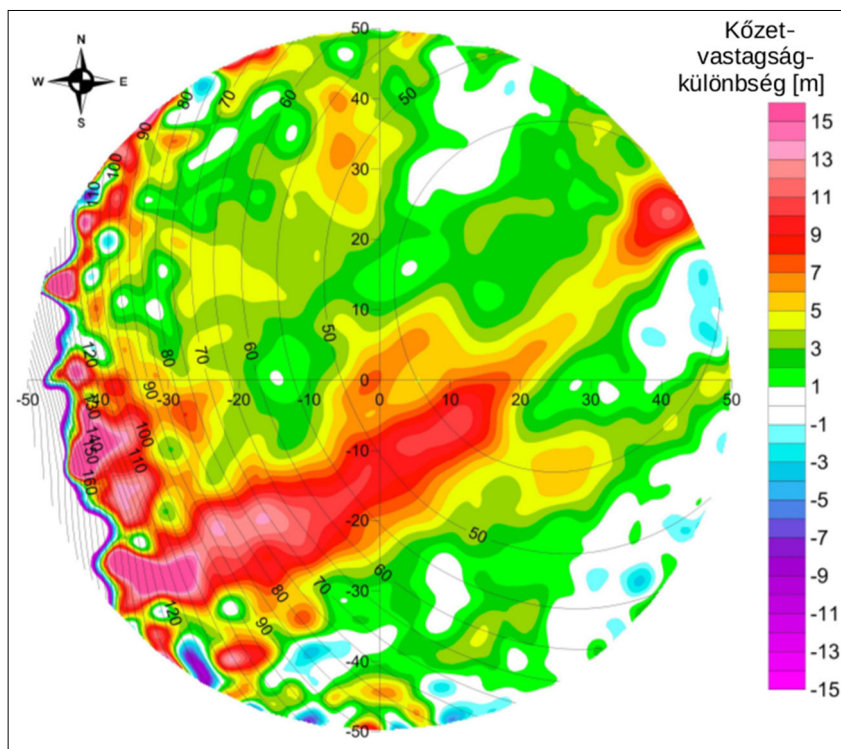
### 6.2. Földfelszín alatti üregek, törési zónák feltárása

A természetes folyamatok (pl. talajerózió, karsztfejlődés, vulkanizmus stb.) és az emberi tevékenységek (pl. bányászat, infrastruktúra építés, tájrendezés stb.) a talaj szerkezetének lokális változásait okozzák, amelyek sűrűséginhomogenitásokat (pl. üregeket, törési zónákat stb.) hozhatnak létre. Ezek feltárása hozzájárulhat az indukáló természetes folyamatokra szakosodott tudományokhoz és kapcsolódó alkalmazásokhoz, pl. infrastruktúrák karbantartásához, fenntartható városfejlesztéshez, barlangászat-hoz stb. A különböző kőzet- és talajinhomogenitások alatt elhelyezett müondetektorok alkalmazhatók ezek feltárására és vizsgálatára [37–51].

A 13. ábra egy hazai müografikus mérés eredményét mutatja kb. 1 fokos szögfelbontással. Surányi és munkatársai a Wigner FK hordozható detektoraival végeztek méréseket a Budai-hegységben található Királylakai-táró belsejében [39, 40]. A mért müonhozamból rekonstruált közethosszak és a geodéziai módszerrel mért közethosszak különbsége 7–10 méteres anyagihiányt (piros folt) mutatott. A táró feletti kőzetet megfúrták, és egy karsztos törészónát találtak, amely kis sűrűségű törmelékkel volt feltöltve. A Wigner FK munkatársai hazai barlangrendszerekben (pl. Esztramos, Sátorkőpusztai-barlang) is végeztek feltáró célú méréseket. Ezek elemzése folyamatban van.

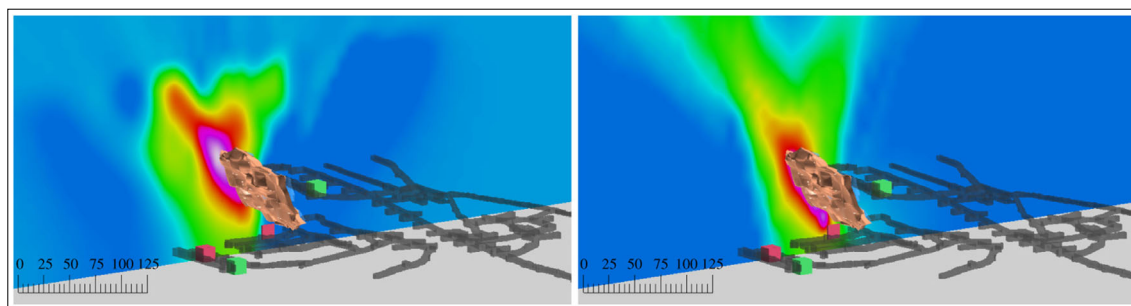
### 6.3. Bányászati kutatások és bányabiztonság

Jelenlegi társadalmunk fenntartható, környezetvédelmi-eg elfogadható fejlődéséhez fontosak bizonyos, az EU által is kritikusnak elismert nyersanyagok (pl. bauxit, lítium stb.). A nyersanyagforrások feltárása szükséges a gazdaságok zöld és digitális transzformációinak megvalósításához. A háromdimenziós geofizikai modellezés segíti a geológiai értelmezést és bányászati infrastruktúrák tervezését. A föld alatti kőzetek távoli, roncsolásmentes és passzív módszerrel való kutatása hozzájárulhat a pontosabb geológiai modellezéshez. A müográfia kimutathatja a nagyobb érctesteket, a kitermelés után megmaradt kisebb készleteket, a bányainfrastruktúrák (fűrőlyukak,



13. ábra | Királylakai-táró felett detektált sűrűség-hossz-anómália müografikus képe [39, 40]. A színskála a müonszámból meghatározott, illetve a geometriai adatokból kapott közethossz különbsége, a kontúrvonalak a felszíntől való tényleges távolságot jelzik

Figure 13 | Density anomaly detected by muography above the Királylakai tunnel is shown [39, 40]. Colours indicate the difference between the rock thickness calculated from the measured muon flux, and the actual rock thickness. Contour lines show the distance to the surface



**14. ábra** | A McArthur River bányában található urániumérc sűrűségeloszlásának szeletei a mért és szimulált adatok rekonstrukciójával [44]  
**Figure 14** | The slices of the measured and simulated density distribution of Uranium deposit in McArthur River mine [44]

alagutak) kialakítását veszélyeztető törések és üregek felderítését és a bányainfrastruktúrák (pl. meddőhányó vagy iszaptároló tó gátja) szerkezetének vizsgálatát segítheti [37].

Az alkalmazott mérési berendezések tervezésénél fontos szempont, hogy a műondetektorok a bányában előforduló veszélyes anyagoktól, melléktermékektől elzárva működhessenek, és a földkéregből eredő természetes háttérsugárzás és lokális radioaktivitás által keltett ionizáló részecskék detektálását minimalizálják. Bányászati vizsgálatokra elsősorban hordozható (4. ábra bal panel) berendezések alkalmazhatók a helyi környezeti adottságokra történő optimalizálást követően.

A müográfia bányászati alkalmazhatóságának kidolgozásán jelenleg néhány vállalkozás dolgozik világszerte. Az eddig közzétett eredmények elsősorban nagyobb ércetek müográfiai detektálhatóságát demonstrálták [44]. A 14. ábra az ausztráliai McArthur River bányában felmért uránérckészlet müontomográfiai képének egy szeletét mutatja a müográfiával mért (bal) és szimulált (jobb) adatokkal [44]. Schouten és munkatársai rekonstruálták az 500 m és 640 m mélységek között elhelyezkedő uránérc (barna színű) pontos helyét és alakját. A müontomográfiahoz felhasznált méréseket szcintillációs detektorokkal végezték el a bányaalagutak négy különböző helyén (színes kockák). A mérések és szimulációk közötti különbségeket a szimulációhoz használt homogén sűrűségeloszlás használata okozta.

A Wigner FK Innovatív Detektorfejlesztő Lendület Kutatócsoportja hódolható berendezésekkel járul hozzá különböző európai projektek keretében végzett bányászati célú müográfiai mérésekhez. A további, müográfiai adatok elemzésére koncentráció, tudományos hozzájárulások elősegíthetik ennek a müográfiai alkalmazásnak a jövőbeli hazai hasznosításait is.

#### 6.4. Régészeti kutatások és kulturális örökségek védelme

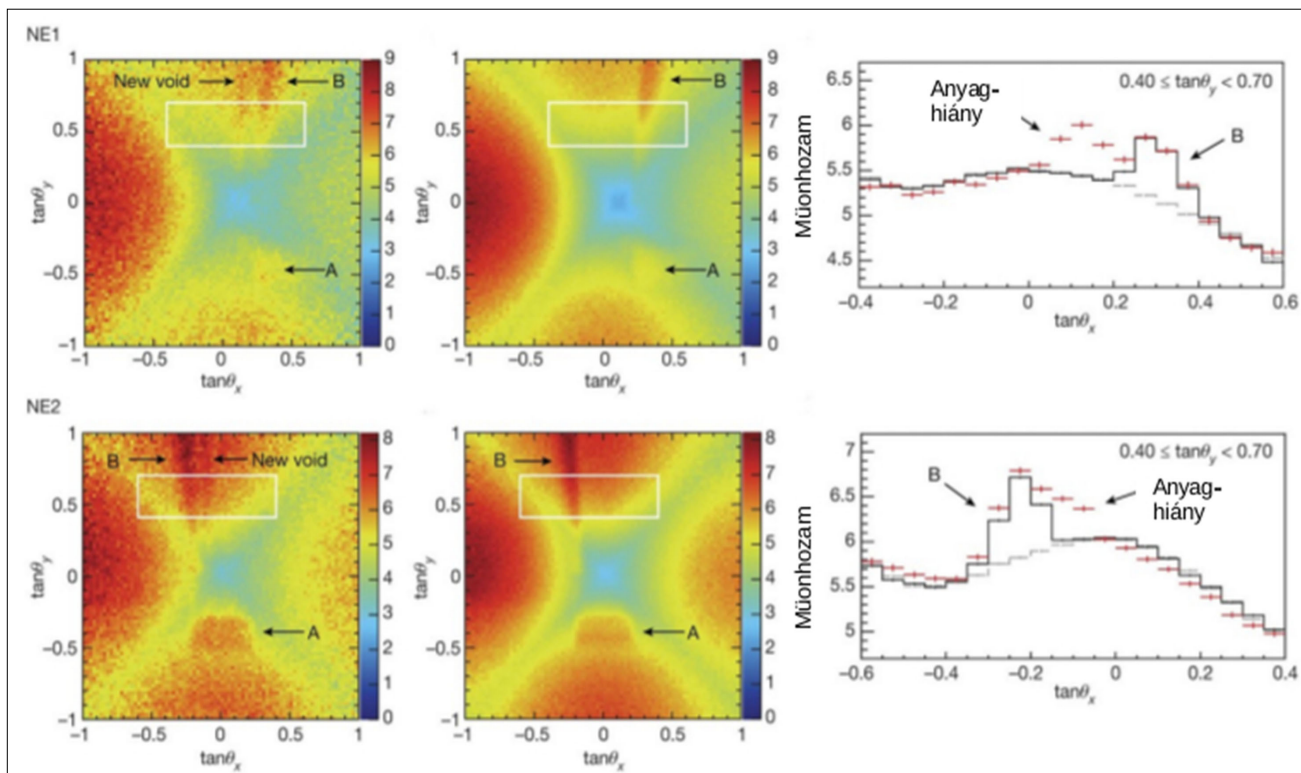
Alvarez és munkatársai úttörő mérése számos kutatást inspirálnak világszerte. A roncsolásmentes és passzív mérések segíthetik a nem hozzáférhető régészeti struktúrák feltárását is. A jelentős társadalmi érdeklődés és viszonylag nagy tudományos impakt miatt a régészet a müográfia

egyik legismertebb alkalmazási iránya. Az eddigi mérések célja elsősorban rejtett kamrák, sírok és járatok feltárását célozzák piramisokban [52–54] és további építmények belsejében vagy alatt (lásd pl. [55] és [56]).

A 15. ábrán látható a ScanPyramid interdiszciplináris projekt által a Hufu piramis (gízai nagy piramis) hozzáférhető járataiban végzett müográfiai mérések első eredménye [53]. A felső és alsó sor paneljai két különböző helyről végzett méréseket (bal), szimulációkat (közép) és ezek fehér négyzetekből kivágott szeleteit (jobb) mutatják. A müografikus képeken jól látható a piramis gúla alakú felépítése és az ismert struktúrák (A: Nagy Galéria, B: Királyok Kamrája) is észrevehetőek. A mérések (piros pontok) és a szimulációk (fekete hisztogramok) összehasonlítása szignifikáns müonhozam-többletet mutatnak, amelyek egy nagy üreg vagy több kisebb üreg jelenlétére utalnak. Ezt további müográfiai mérések is megerősítették. Ennek pontos értelmezését eddig nem közölték a szakértők. A későbbi müográfiai mérésekkel sikerült kimutatni és méretét meghatározni egy, a piramis bejáratánál elhelyezkedő folyosónak [54]. Ezt a felfedezést fúrással és kameraképekkel validálták. A régészek szerint ezt a folyosót a piramis megfelelő súlyeloszlásának biztosítása miatt építették.

Egy olasz kutatócsoport a nápolyi Echia-domb tetején található kastély alatt talált eddig feltáratlan üregeket [55]. A Wigner FK kutatócsoportja jelenleg a Budai Vár és a szicíliai Mussomeli kastély alatt végez üregkutatási céllal méréseket együttműködésben hazai és külföldi partnerekkel.

További alkalmazási lehetőség a kulturális örökségek védelme, azok szerkezetének vizsgálatával és monitorozásával. A Los Alamos Nemzeti Laboratórium és a Firenzei Egyetem munkatársai a firenzei Liliomos Szűz Mária-székesegyház tetőszerkezetének elmozdulását vizsgálták a müonhozam monitorizálásával [56]. Tanaka és munkatársai a Wigner FK-ban fejlesztett technológián alapuló berendezéseket alkalmazva két irányból végzett müográfiai mérésekkel tártak fel a japán Imashirozuka sírdomb (kofun) belsejében egy függőleges repedést [57]. Ezt az 1596-os Fushimi földrengés által keltett forgási földcsuszamlás hozott létre. A mérési eredményekből arra következtettek, hogy már a földrengést megelőzően szerkezeti problémák merülhettek fel lehettek a sírdombnál. Liu és munkatársai a Xi'an védelmi fal egyik bástyájának



15. ábra A Hufu piramis két helyről elvégzett müografikus feltárásának eredményei: mért (bal ábra) és szimulált (középső ábra) müonhozamok és azok egy szeletének (fehér négyzet) összehasonlítása (jobb ábra). A mért (piros pontok) és szimulált (fekete hisztogrammok) müonhozamszeletek különbsége ismeretlen üreg jelenlétét mutatta ki [53]

Figure 15 The results of the muographic surveys of Khufu pyramid from two location: measured (left panel) and simulated (middle panel) muon fluxes and comparison of slices (right panel) extracted from the region designated by the white rectangle. Comparison of the slices of measured (red) and simulated muon fluxes revealed the presence of a new void [53]

szerkezetét vizsgálták hat irányból végzett mérésekkel [58]. A tomográfiai képek egy gyenge régiót tártak fel a bástyában.

## 7. Összefoglalás

A bemutatott eredmények demonstrálják, hogy a roncsolásmentes és passzív müografikus mérések sokoldalúan alkalmazhatók a természet és az ember alkotta szerkezetek tömegsűrűség-eloszlásának feltárásához és monitorozásához. A szilárd testek feltárása mellett a müográfia ígéretes módszernek ígérkezik a vizek [59] és a légkör [60] jelenségeinek monitorozására is. A helymeghatározáshoz [61] és időméréshez [62] kapcsolódó, müon-detektáláson alapuló alkalmazások is kidolgozásra várnak az elkövetkező években.

A Wigner Fizikai Kutatóközpont müografiai műszerfejlesztések hozzájárultak különböző kutatásokhoz és alkalmazásokhoz nemzetközi együttműködésekben végzett munkák révén. A hazai geofizikai kutatásokhoz és ipari alkalmazásokhoz is hozzájárulhat a nagyenergiás fizika és geofizika határterületén található müográfia: egy tudomány, amely a részecskefizikai alap kutatásból nőtt ki és vált a társadalom számára hasznossá.

## Köszönetnyilvánítás

Oláh Lászlót a Japán Oktatási, Kulturális, Sport, Tudományos és Technológiai Minisztérium (MEXT) Következő Generációs Vulkánkutató Integrált Programja támogatja. Varga Dezsőt és Hamar Gergőt az OTKA-FK-135349, a TKP2021-NKTA-10, és az ELKH KT SA-88/2021, valamint az ERI JURP 2020-H-05 és „INTENSE” H2020 MSCA RISE, GA No. 822185 pályázati programok támogatják. Hamar Gergőt a Bolyai-pályázat támogatja. A szerzők köszönik a Tokiói Egyetemnek és a Wigner Fizikai Kutatóközpontnak kutatásaik támogatását.

## A tanulmány szerzői

Oláh László, Balázs László, Barnaföldi Gergely Gábor, Galgóczi Gábor, Gera Ádám László, Hamar Gergő, Nyitrai Gábor, Surányi Gergely, Tanaka Hiroyuki K. M., Varga Dezső

## Szerzői hozzájárulások

A kéziratot Oláh László írta. A kéziratot Balázs László, Gera Ádám László, Nyitrai Gábor, Surányi Gergely és Varga Dezső javította. A kéziratot a többi társszerző megtekintette és jóváhagyta.



## Hivatkozások

- [1] George E. P. (1955): Cosmic rays measure overburden of tunnel. *Commonwealth Engineer*, p. 455
- [2] Alvarez L. W., et al. (1970): Search for hidden chambers in the pyramids. *Science*, 167, 832–839. <https://doi.org/10.1126/science.167.3919.832>
- [3] Caffau E., Coren F., Giannini G. (1997): Underground cosmic-ray reconstruction of the “Grotta Gigante” natural cave. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. A*, 385, 480–488. [https://doi.org/10.1016/S0168-9002\(96\)01041-8](https://doi.org/10.1016/S0168-9002(96)01041-8)
- [4] Nagamine K., Iwasaki M., Shimomura K., Ishida K. (1995): Method of probing inner-structure of geophysical substance with the horizontal cosmic-ray muons and possible application to volcanic eruption prediction. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A*, 356, 585. [https://doi.org/10.1016/0168-9002\(94\)01169-9](https://doi.org/10.1016/0168-9002(94)01169-9)
- [5] Tanaka H. K. M., et al. (2007): High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of Mt. Asama, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 263, 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.001>
- [6] Tanaka H. K. M. (2014): Particle Geophysics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 535–549. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054632>
- [7] Bonechi L., D’Alessandro R., Giammanco A. (2020): Atmospheric muons as an imaging tool. *Reviews in Physics*, 5, 100038. <https://doi.org/10.1016/j.revip.2020.100038>
- [8] Lechmann A., et al. (2021): Muon tomography in geoscientific research – A guide to best practice. *Earth-Science Reviews*, 222, 103842. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2021.103842>
- [9] Oláh L., Tanaka H. K. M., Varga D. (2022): Exploring Earth’s Subsurface with Elementary Particles. *Geophysical Monograph*, 270, American Geophysical Union, Hoboken. <https://doi.org/10.1002/9781119722748>
- [10] Cecchini S., Spurio M. (2012): Atmospheric muons: experimental aspects. *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 1, 185–196. <https://doi.org/10.5194/gi-1-185-2012>
- [11] Groom D. E., Mokhov N. V., Striganov S. I. (2002): Muon stopping power and range tables 10 MeV–100 TeV. *Atomic Data and Nuclear Data Tables*, 76, 183–356. <https://doi.org/10.1006/adnd.2001.0861>
- [12] Leone G., et al. (2021): Muography as a new complementary tool in monitoring volcanic hazard: implications for early warning systems. *Proc. R. Soc., A* 477, 20210320. <https://doi.org/10.1098/rspa.2021.0320>
- [13] Morishima K., Kitagawa N., Nishio A. (2022): Development of Nuclear Emulsions for Muography. *Geophysical Monograph*, 270, 289–299. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch21>
- [14] Marteau J., et al. (2022): Development of scintillator-based muon detectors for muography. *Geophysical Monograph*, 270, 237–252. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch17>
- [15] Varga D., Hamar G., Oláh L. (2022): Development of multi-wire proportional chamber-based trackers for muography. *Geophysical Monograph Series*, 270, 267–278. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch19>
- [16] Varga D., et al. (2022): Construction and Readout Systems for Gaseous Muography Detectors. *Journal of Advanced Instrumentation in Science*, 2022, JAIS-307. <https://doi.org/10.31526/jais.2022.307>
- [17] Agostinelli S., et al. (2003): GEANT4 – a simulation toolkit. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. A*, 506, 250–303. [https://doi.org/10.1016/S0168-9002\(03\)01368-8](https://doi.org/10.1016/S0168-9002(03)01368-8)
- [18] Nagahara S., Miyamoto S., Morishima K., Nakano T., Koyama M., Suzuki Y. (2022): Three-dimensional density tomography determined from multidirectional muography of the Omuroyama scoria cone, Higashi-Izu monogenetic volcano field, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 84, 94. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01596-y>
- [19] Nishiyama R. (2022): Joint Inversion of Muography and Gravity Data for 3D Density Imaging of Volcanoes. *Geophysical Monograph*, 270, 33–42. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch3>
- [20] Caricchi L., et al. (2021): The build-up and triggers of volcanic eruptions. *Nat Rev Earth Environ*, 2, 458–476. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00174-8>
- [21] Poland M. P., Anderson K. R. (2020): Partly cloudy with a chance of lava flows: Forecasting volcanic eruptions in the twenty-first century. *JGR Solid Earth*, 125(1), e2018JB016974. <https://doi.org/10.1029/2018jb016974>
- [22] Tanaka H. K. M. (2019): Japanese volcanoes visualized with muography. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 377, 20180142. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0142>
- [23] Portal A., et al. (2013): Inner structure of the Puy de Dôme volcano: cross-comparison of geophysical models (ERT, gravimetry, muon imaging). *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 2, 47–54. <https://doi.org/10.5194/gi-2-47-2013>
- [24] Gibert D., et al. (2022): Observation of the dynamics of hydrothermal activity in La Soufrière de Guadeloupe Volcano with joint muography, gravimetry, electrical resistivity tomography, seismic and temperature monitoring. *Geophysical Monograph*, 270, 55–73. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch5>
- [25] Rosas-Carbajal M., Jourde K., Marteau J., Deroussi S., Komorowski J.-C., Gibert D. (2017): Three-dimensional density structure of La Soufrière de Guadeloupe lava dome from simultaneous muon radiographies and gravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6743–6751. <https://doi.org/10.1002/2017GL074285>
- [26] Oláh L., Tanaka H. K. M., Ohminato T., Varga D. (2018): High-definition and low-noise muography of the Sakurajima volcano with gaseous tracking detectors. *Sci. Rep.*, 8, 3207. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21423-9>
- [27] Tioukov V., et al. (2022): Structure of the Shallow Supply System at Stromboli Volcano, Italy, through integration of muography, digital elevation models, seismicity, and ground deformation data. *Geophysical Monograph* 270, 75–91. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch6>
- [28] Lo Presti D., et al. (2020): Muographic monitoring of the volcano-tectonic evolution of Mount Etna. *Sci. Rep.*, 10, 11351. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68435-y>
- [29] D’Errico M., et al. (2022): The MURAVES experiment: A study of the Vesuvius great cone with muon radiography. *Journal of Advanced Instrumentation in Science*, 2022, JAIS-273. <https://doi.org/10.31526/JAIS.2022.273>
- [30] Biggs J., et al. (2014): Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nat. Commun.*, 5, 3471. <https://doi.org/10.1038/ncomms4471>
- [31] Oláh L., et al. (2023): Muon imaging of volcanic conduit explains link between eruption frequency and ground deformation. *Geophys. Res. Lett.*, 50, e2022GL101170 <https://doi.org/10.1029/2022GL101170>
- [32] Oláh L., Tanaka H. K. M., Ohminato T., Hamar G., Varga D. (2019): Plug formation imaged beneath the active craters of Sakurajima volcano with muography. *Geophys. Res. Lett.*, 46, 10417–10424. <https://doi.org/10.1029/2019GL084784>
- [33] Nomura Y., et al. (2020): Pilot study of eruption forecasting with muography using convolutional neural network.

- Sci. Rep., 10, 5272. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-62342-y>
- [34] Oláh L., Tanaka H. K. M. (2022): Machine learning with muographic images as input: An application to volcano eruption forecasting. *Geophysical Monograph*, 270, 43–54. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch4>
- [35] Tanaka H. K. M. (2020): Development of the muographic tephra deposit monitoring system. *Sci. Rep.*, 10, 14820. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71902-1>
- [36] Oláh L., Hamar G., Tanaka H. K. M. (2021): Muographic monitoring of hydrogeomorphic changes induced by post-eruptive lahars and erosion of Sakurajima volcano. *Sci. Rep.*, 11, 17729. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96947-8>
- [37] Holma M., et al. (2022): Future prospects of muography for geological research and geotechnical and mining engineering. *Geophysical Monograph*, 270, 199–219. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch15>
- [38] Oláh L., et al. (2012): CCC-based muon telescope for examination of natural caves. *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 1, 229–234. <https://doi.org/10.5194/gi-1-229-2012>
- [39] Surányi G., et al. (2016): Sűrűséganomáliák helyének meghatározása nagy energiájú kozmikus müonok segítségével. In: *Karsztfelődés XXI*. Szombathely, 2016, 203–216.
- [40] Hamar G., Surányi G., Oláh L., Varga D. (2022): Exploration of underground cave systems with muography. *Geophysical Monograph*, 270, 153–163. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch11>
- [41] Tanaka, H. (2015): Muographic mapping of the subsurface density structures in Miura, Boso and Izu peninsulas, Japan. *Sci. Rep.*, 5, 8305. <https://doi.org/10.1038/srep08305>
- [42] Nishiyama R., et al. (2015): First measurement of ice-bedrock interface of alpine glaciers by cosmic muon radiography. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6244–6251. <https://doi.org/10.1002/2017GL073599>
- [43] Nishiyama R., et al. (2019): Bedrock sculpting under an active alpine glacier revealed from cosmic-ray muon radiography. *Sci. Rep.*, 9, 6970 <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43527-6>
- [44] Schouten D. (2019): Muon geotomography: selected case studies. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 377, 20180061. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0061>
- [45] Borselli D., et al. (2022): Three-dimensional muon imaging of cavities inside the Temperino mine (Italy). *Sci. Rep.*, 12, 22329. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-26393-7>
- [46] Lázaro Roche I., et al. (2022): Water resource management: The multi-technique approach of the low background noise underground research laboratory and its muon detection projects. *Geophysical Monograph*, 270, 137–152. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch10>
- [47] Basset M., et al. (2006): MGR: An innovative, low-cost and compact cosmic-ray detector. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. A*, 567, 298–301. <https://doi.org/10.1016/j.nima.2006.05.099>
- [48] Oláh L., et al. (2018): The first prototype of an MWPC-based borehole-detector and its application for muography of an underground pillar. *Butsuri Tansa*, 71, 161–168. <https://doi.org/10.3124/segj.71.161>
- [49] Cimmino L., et al. (2021) A new cylindrical borehole detector for radiographic imaging with muons. *Sci. Rep.*, 11, 17425. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96247-1>
- [50] Yamazaki K., Taketa A., Ikeda D., Omura K. (2022): Development of detector and method for density structure measurement of fault zones using cosmic ray muons. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A*, 1031, 166518. <https://doi.org/10.1016/j.nima.2022.166518>
- [51] Thompson L. F., et al. (2022): Muography, a key technology for monitoring carbon geostorage. *Geophysical Monograph*, 270, 185–197. <https://doi.org/10.1002/9781119722748.ch14>
- [52] Aguilar S., et al. (2011): Searching for cavities in the Teotihuacan Pyramid of the Sun using cosmic muons. In: 32th ICRC conference, Beijing <https://articles.adsabs.harvard.edu/full/2011ICRC....4..325M>
- [53] Morishima K., et al. (2017): Discovery of a big void in Khufu's Pyramid by observation of cosmic-ray muons. *Nature*, 552, 386–390. <https://doi.org/10.1038/nature24647>
- [54] Procureur S., et al. (2023): Precise characterization of a corridor-shaped structure in Khufu's Pyramid by observation of cosmic-ray muons. *Nat. Commun.*, 14, 1144. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36351-0>
- [55] Saracino G., et al. (2017): Imaging of underground cavities with cosmic-ray muons from observations at Mt. Echia (Naples). *Sci. Rep.*, 7, 1181. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01277-3>
- [56] Guardincerri E., et al. (2019): Imaging the dome of Santa Maria del Fiore using cosmic rays. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 377, 20180136. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0136>
- [57] Tanaka H. K. M., Sumiya K., Oláh L. (2020): Muography as a new tool to study the historic earthquakes recorded in ancient burial mounds, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 9, 357–364. <https://doi.org/10.5194/gi-9-357-2020>
- [58] Liu G., et al. (2023): High-precision muography in archaeogeophysics: A case study on Xi'an defensive walls. *Journal of Applied Physics*, 133, 014901. <https://doi.org/10.1063/5.0123337>
- [59] Tanaka H. K. M., et al. (2022): Periodic sea-level oscillation in Tokyo Bay detected with the Tokyo-Bay seafloor hyper-kilometric submarine deep detector (TS-HKMSDD). *Sci. Rep.*, 12, 6097 <https://doi.org/10.1038/s41598-022-10078-2>
- [60] Tanaka H. K. M., et al. (2022): Atmospheric muography for imaging and monitoring tropic cyclones. *Sci. Rep.*, 12, 16710. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-20039-4>
- [61] Tanaka H. K. M. (2020): Muometric positioning system ( $\mu$ PS) with cosmic muons as a new underwater and underground positioning technique. *Sci. Rep.*, 10, 18896. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-75843-7>
- [62] Tanaka H. K. M. (2022): Cosmic time synchronizer (CTS) for wireless and precise time synchronization using extended air showers. *Sci. Rep.*, 12, 7078. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-11104-z>

## Feljegyzés

a „Zahorec et al.: The first pan-Alpine surface gravity database, a modern compilation that crosses frontiers” 2021-ben megjelent angol nyelvű cikkhez

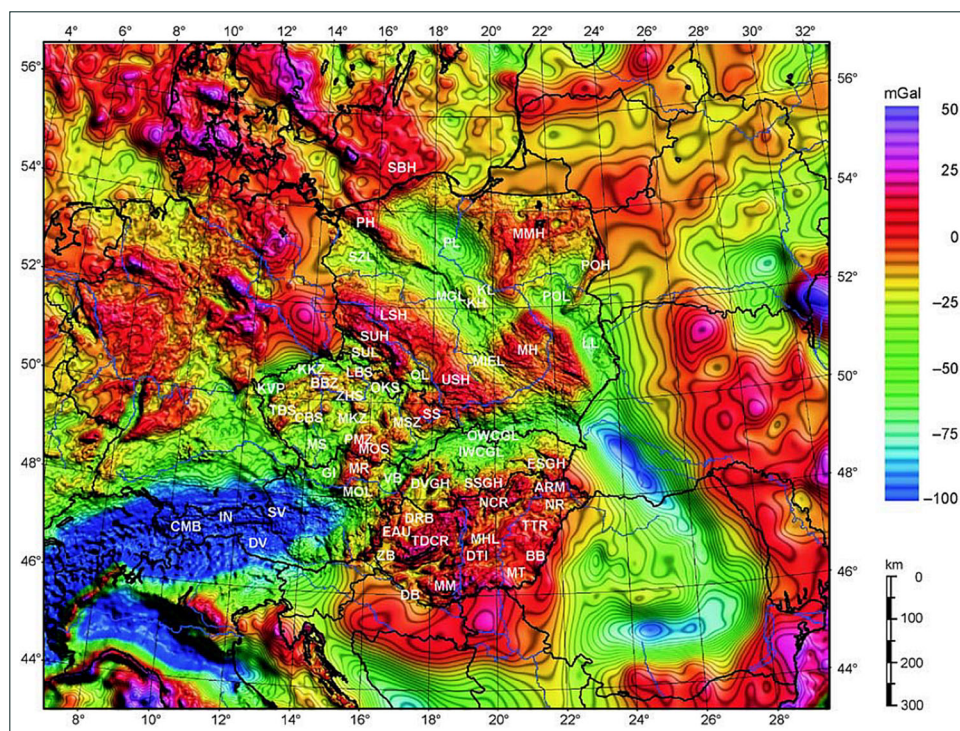
## Comments

on the article by “Zahorec et al. (2021): The first pan-Alpine surface gravity database, a modern compilation that crosses frontiers”

Dicséretes, hogy vannak nemzetközi, szakmai, s azon belül is gravitációs együttműködések az egységes gravitációs adatbázis, illetve egységes Bouguer-anomália-térkép elkészítése céljából. Persze nem új keletű ez a tevékenység, hiszen már a 2000-es évek elején a CELEBRATION litoszférakutató projekt keretében is résztvevő országok elkészítették a közös Bouguer-anomália-térképüket a régióra (Bielik et al. 2006, 1. ábra) vagy korábban bilaterális

együttműködés (ELGI–GETECH 1995, témavezető Szabó Zoltán) keretében történtek adatcserék, amelyek az európai, majd később még tágabb környezet potenciáltér adatainak összegyűjtését és egységesítését célozták meg (lásd pl. Kiss 2012, 2. ábra).

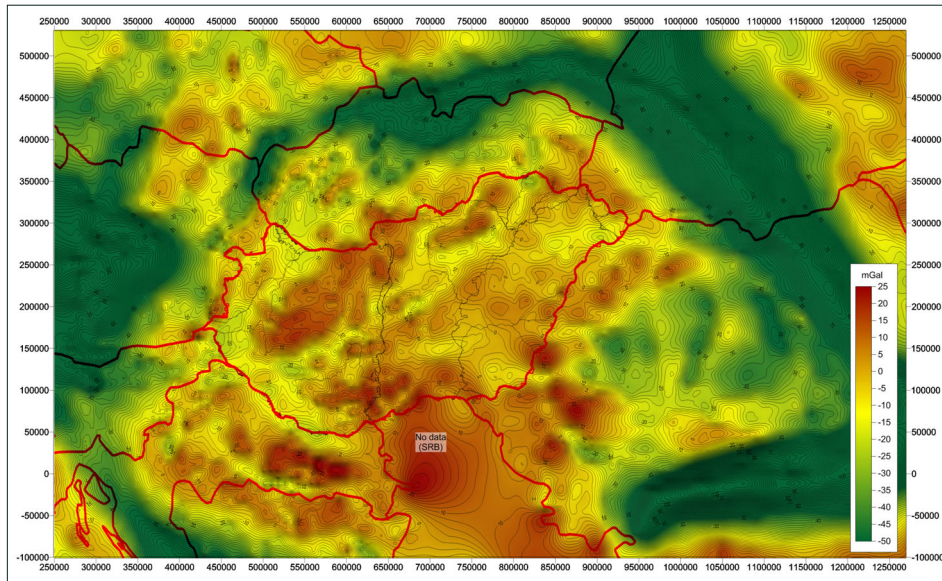
De voltak kisebb területen is ilyen próbálkozások, például a DANREG („Duna Regionális Projekt”, Sefara és Szabó 1997) osztrák–magyar–szlovák együttműködésben



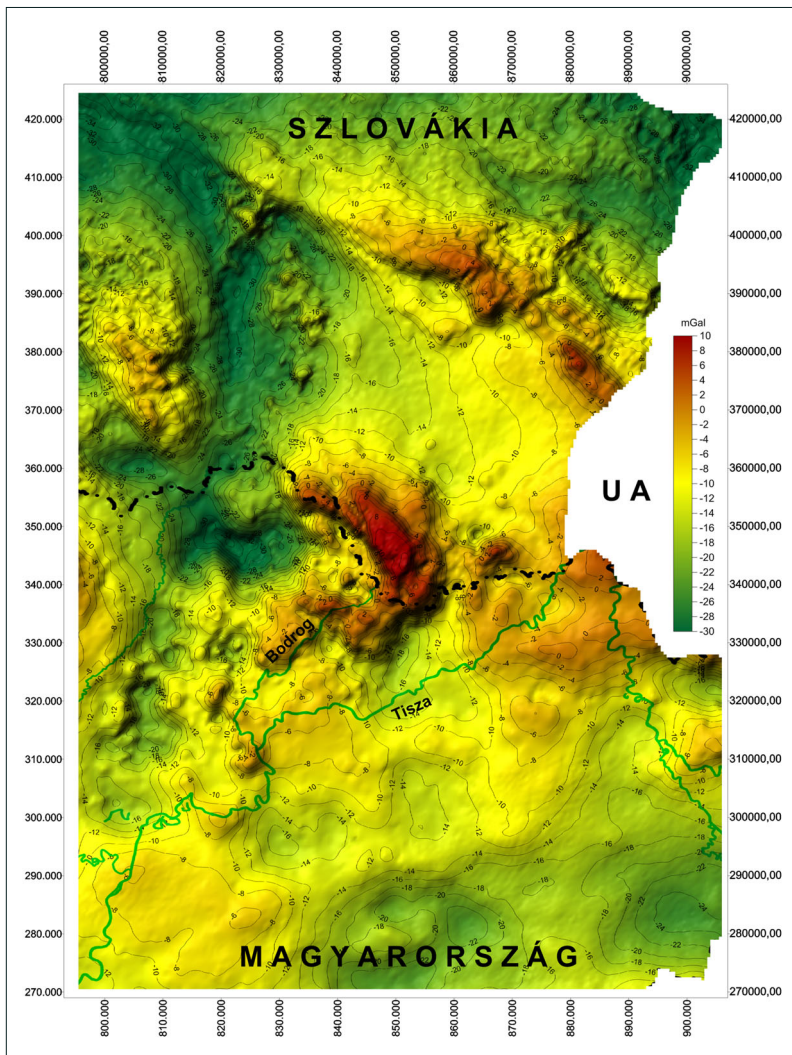
1. ábra Gravitációs Bouguer-anomália-térkép a CELEBRATION 2000 régióra (Bielik et al. 2006) (a térkép textúrája jelzi az eltérő sűrűségű forrásadatokat)

Figure 1 Bouguer gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region (Bielik et al. 2006) (the texture of the map indicates the source data of different density)





2. ábra | Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália-térképe (Kiss 2012)  
 Figure 2 | Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region (Kiss 2012)



3. ábra | A magyar-szlovák TIBREG projekt gravitációs Bouguer-anomália-térképe  
 Figure 3 | Bouguer anomaly map of Hungarian-Slovakian TIBREG project area

vagy a TIBREG, azaz Tisza–Bodrog Regionális Projekt, amelynek keretében a szlovák–magyar mérési adatokat dolgoztuk össze (3. ábra, megjelenés például a Kiss 2021), vagy a MOL részére végzett gravitációs adat-egységesítés és -feldolgozás a Dél-Dunántúl területére (Kiss 2017, 4. ábra).

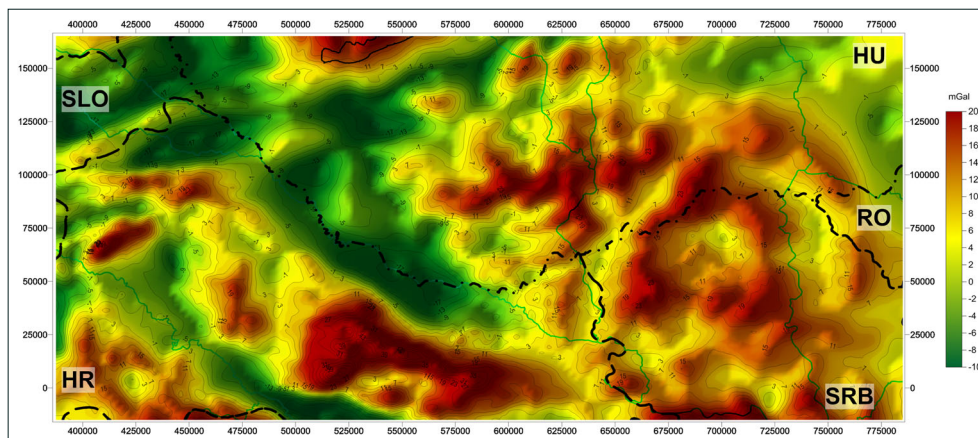
Persze ezekről főleg az tud, aki részese volt ezeknek a munkáknak!

Európa országaiban az országhatárok sokáig szakmai, gyakorlati és politikai határok is voltak, így pl. a gravitációs adatok feldolgozásában (eltérő szabványok, eltérő vonatkoztatási rendszerek), s ebből adódóan eredményeiben (anomália-térképek) is voltak eltérések, így a határokon a térképek nem illeszkedtek. Napjaink gyors informatikai fejlődése, az adatok elérhetősége, a regionális akár litoszféra léptékű értelmezése, valamint a komplex geofizikai értelmezések miatt szükségessé vált az adatok, az eljárások egységesítése.

„The first pan-Alpine surface gravity database”, azaz az „Első össz-alpi felszíni gravitációs adatbázis” program az AlpArray projekt keretében gyakorlatilag ugyanazeket a célokat fogalmazta és valósította meg.

### A „History of gravity mapping in the Alps” fejezet

Ez a cikk egyik alfejezete. A magyarországi előzmények ebből a fejezetből teljesen hiányoznak. Ez olyan szempontból érthe-



**4. ábra** Magyar, szlovén, horvát és szerb gravitációs adatok egységesített térképe (Kiss 2017)  
**Figure 4** Hungarian, Slovenian, Croatian and Serbian unified Bouguer anomaly map of gravity data (Kiss 2017)

tő, hogy szigorúan véve Magyarország területileg már az Alpokon kívül van, bár ugyanez elmondható pl. Szlovákiáról is, amely mégis szerepel a gravitációs előzményekben.

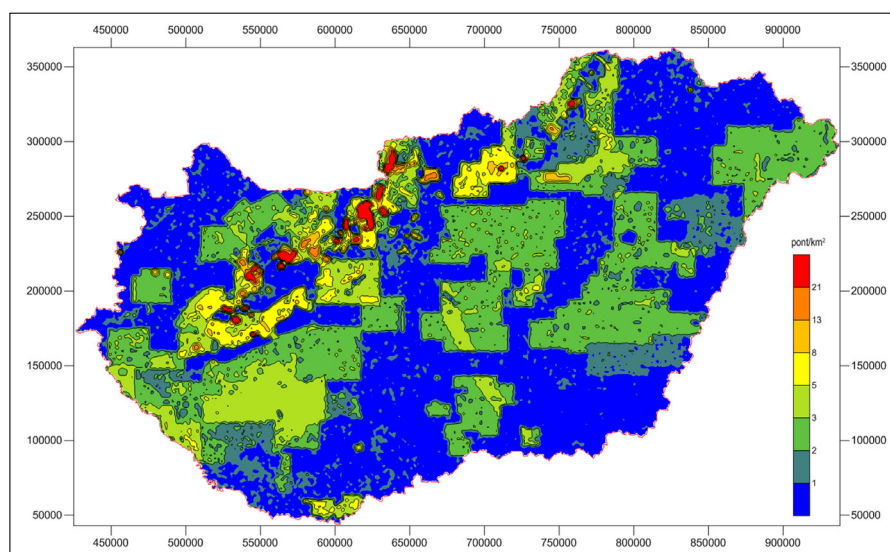
Más szempontból viszont Magyarország kihagyása a történelmi előzményekből eléggé furcsa, mert a gravitációs mérések Eötvös Loránd tevékenységének (ingamérések) köszönhetően indultak el először, az akkori Osztrák–Magyar Monarchia, illetve Nagy-Magyarország területén. Így például az osztrák és a szlovák gravitációs mérések is valószínűleg a (magyar) Eötvös-ingamérésekkel kezdődtek!

Kinek a felelőssége vajon az, hogy egy ilyen kis „apró” részlet hiányzik a cikkből, a cikk szerkesztőjének vagy a magyar szerzőtársaknak? A cikk közzététele előtt nyilván többszöri ellenőrzésen és lektoráláson ment keresztül, így ezek után kissé érthetetlen a dolog!

A következő fejezetben az „Assessment of database”, azaz „Adatbázis-értékelés” című fejezetben már megjelenik Magyarország, de nem a valós adatbázis adatokkal,

hanem csak a közös térképbe bedolgozott adatrendszer ismertetésével. Így Magyarország  $\sim 2,8$  pont/ $\text{km}^2$  sűrűségű adatrendszerrel járult hozzá a projekthez. Ez így korrekt lenne, ha létezne a történelmi ismertetőben az az apró információ, hogy egyébként a felmérés  $\sim 4$  pont/ $\text{km}^2$ , és a digitális adatbázisban  $\sim 388\,000$  graviméteres (5. ábra) és  $\sim 38\,800$  Eötvös-ingás mérési pont van, valamint az, hogy 1968 óta létezik digitális adatbázisa a gravitációs adatoknak.

A cikkben ismertetik a gravitációs alaphálózat ( $\sim 500$  alap-pont) fejlődését, ami fontos, de csak egyetlen hivatkozás történik az összes adatot felhasználó magyarországi földtani célú alkalmazásokra. Nincs hivatkozás az együttműködésekre, a földtani célú határokon túlnyúló feldolgozásokra, értelmezésekre, valószínűleg azért, mert ehhez a kéziratot belső jelentéseket is ki kellett volna keresni és áttanulmányozni (ami egyébként bárki számára elérhető az MBFH, MBFSZ, vagy SZTFH adattárban).



**5. ábra** Gravitációs mérések sűrűsége Magyarország területén  $1 \text{ km}^2$ -es bontásban  
**Figure 5** Density of gravity measurements in Hungary in  $1 \text{ km}^2$  breakdown



Nagyon sok minden megjelent azonban hazai publikációkban is, amit nem árt ismerni, olvasni és hivatkozni, főleg ha az, magyar nyelven hozzáférhető. Csak példaként másolok ide egyetlen idézetet a magyarországi geofizikai adatbázisokat ismertető publikációból:

„A gravitációs mérésekről 2004-ben készült egy átfogó ismertetés »A gravitációs és mágneses kutatások története Magyarországon« címmel (Szabó 2004) és később a gravitációs mérések geodéziai alkalmazásáról »A gravimetria mai jelentősége és helyzete Magyarországon« címmel (Völgyesi 2012), illetve »Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet története II.« kötetben (Bodoky, Polcz 2016) is található egy fejezet a »Gravitációs és földmágneses adatbázisok« címmel (Szabó 2016). Végül megemlítendő Kovács et al. (2018) tanulmánya az MBFSZ adatszolgáltatásáról a »Szénhidrogének Magyarországon« c. könyvben.” (Kiss 2018).

Az idézetben a forrásanyagok listája valószínűleg nem teljes, de mivel az idézett 2018-as tanulmány („Gravitációs, mágneses és légi geofizikai adatbázisok” című cikk) már évekkal az angol cikk megírása előtt rendelkezésre állt, így akár ennek az adatbáziscikknek, akár a benne jelzett hivatkozások némelyikének megemlézése elvárható lett volna! De említhetnék egy 2006. évi cikket is (Kiss 2006), amelynek melléklete volt az 500 000-es méretarányú nyomtatott Bouguer-anomália-térkép rövid módszertani ismertetővel és forráshivatkozásokkal.

Nem az akadémiai és egyetemi értékelési „impakt faktor” miatt lett volna mindez fontos, hanem a szakmai hitelenség miatt. Ne felejtjük el, egy új nemzedék nő fel, akiknek „minden új”, tehát ne veszítsük el szakmai hírnevünket azzal, hogy még azt sem írjuk le, ami a mienk, amiben maradandót alkottunk, vagy ami – hála Eötvös Lorándnak – tőlünk indult el. Az ELGI név megszűnésével névadónkat, a világ első Geofizikai Intézetének státuszát névleg már elveszítettük, de az örökségét, a többi földtudományokkal foglalkozó intézménynek sem szabad elveszejteni! Ez az ő felelősségük is!

Valószínűleg a cikk külföldi főszerkesztői nem tartották ezt fontosnak, de voltak a cikknek magyar társszerzői is, akiknek erre figyelniük kellett volna!

2023. január 4.

A cikk szerzője: *Kiss János*  
E-mail: [janos.kiss@szttf.hu](mailto:janos.kiss@szttf.hu)

## Hivatkozások

- Bielik M., Kloska K., Meuers B., Svancara J., Wybraniec S. and CELEBRATION 2000 Potential Field Working Group (2006): Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. *Geologica Carpathica*, 57/3. 145–156.
- Bodoky T., Polcz I. (2016): Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet története II. 1965–2012. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, p. 726. Nestpress Nyomda Kft., Budapest
- Kiss J. (2006): Magyarország gravitációs Bouguer-anomália-térképe. *Geophysical Transactions*, 45/2, 99–104. (nyomtatott M=1:500 000-es Bouguer-anomália-térképpel)
- Kiss J. (2012): A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália-térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. *Magyar Geofizika*, 53/4, 236–257.
- Kiss J. (2017): Dél-magyarországi és határ menti gravitációs adatok feldolgozása (MOL szerződéses munka). MBFSZ Kézirat, MBFG Adattár, p. 35.
- Kiss J. (2018): Gravitációs, mágneses és légi geofizikai adatbázisok. *Magyar Geofizika*, 59/3, 129–148.
- Kiss J. (2021): Eltemetett vulkáni kitörési központ(ok) nyomában ÉK-Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 62/3, 150–169.
- Kovács Zs. (ed.) (2018): Szénhidrogének Magyarországon. Magyar Energetikai és Közmű-szabályzási Hivatal, p. 317. ISBN 978-615-00-1393-0
- Sefara J., Szabó Z. (1997): Gravity maps – border zone of Austria, Slovakia and Hungary (DANREG). *Geophysical Transactions* 41/3–4, 101–122.
- Sörös L., Kiss J., Fancsik T., Jánváriné Kántor I., Varga G., Madarasi A., Lendvay P., Detzky G. (2002): Az ELGI gondozásában lévő adatbázisok tételes ismertetése – Gravitációs és mágneses adatbázisok. *Földtani Kutatás*, XXXIX/3, 25–35.
- Szabó Z. (2004): A gravitációs és földmágneses kutatások története Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 45/különszám, 3–21.
- Szabó Z. (2016): Gravitációs és földmágneses adatbázisok. In: Bodoky T., Polcz I. 2016: Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet története II. 1965–2012. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 400–403. Nestpress Nyomda Kft., Budapest
- Völgyesi L. (2012): A gravimetria mai jelentősége és helyzete Magyarországon. *Magyar Tudomány*, 2012/06, 706–723.
- Zahorec P., Papco J., Pasteka R., Bielik M., Bonvalot S., Braitenberg C., Ebbing J., Gabriel G., Gosar A., Grand A., Götze H. J., Hetényi Gy., Holzrichter N., Kissling E., Marti U., Meuers B., Mrlina J., Nogova E., Pastorutti A., Scarponi M., Sebera J., Seoane L., Skiba P., Szűcs E., Varga M. (2021): The first pan-Alpine surface gravity database, a modern compilation that crosses frontiers – Data description paper. *Earth System Science Data*, 13/5, 2165–2209. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2165-2021>



# Uránkutatás Iránban (az ELGI 1991–92. évi expedíciói)

## Uranium exploration in Iran (Expeditions of ELGI in 1991–92)

SZONGOTH G.

Geo-Log Kft.,  
1145 Budapest, Szugló utca 54.  
E-mail: posta@geo-log.hu



Ez a cikk az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) iráni uránkutató expedícióját ismerteti az előkészületektől a befejezésig. A leírást gazdagon illusztráltuk képekkel, amit a különleges helyszín és körülmények is indokoltak. A 30 évvel ezelőtti expedíciós munka ismertetése egyben egy kis korrajza az akkori időknek.

### Bevezetés

Az ELGI virágkorában, az 1960–1990-es években kb. 1000 fős kutatóintézet volt, amely rengeteg módszertani és műszeres fejlesztést végzett, és igen sok nemzetközi földtani kutatási expedícióban vett részt a világ számos országában (Kína, Mongólia, Kuba, Irak, Ausztria stb.). A Mélyfúrás-geofizikai Főosztály leginkább a műszerfejlesztésben és exportban vett részt, mi voltunk a KGST<sup>1</sup> karotázsműszer fejlesztői, gyártói. Évente több száz nukleáris és akusztikus szondát, valamint felszíni mérőműszert, regisztrálót, csörlőt adtunk el főleg a szocialista országokba. A módszertani fejlesztéseket és az új eszközök terepi

<sup>1</sup> KGST (Kölcsönös Gazdasági Segítség Tanácsa): a közép- és kelet-európai szocialista országok gazdasági együttműködési szervezete volt a hidegháború alatt, 1949 és 1991 között.

tesztelését a Kísérleti Karotázás Osztály végezte. A sok hazai mérés (szén- és lignitkutatás, rézérckutatás, urán- és bauxitkutatás) mellett több külföldi kutatási és műszerbemutató mérést is végeztünk (Ausztria, Csehszlovákia, Irak, Bulgária, Szovjetunió).

Míndezek mellett két jelentős külföldi projektben vettünk részt, az egyik a KTB (Kontinental Tief Bohrung) projekt volt, amelynek célja Európa legmélyebb fúrásának lemélyítése és vizsgálata volt, a másik az iráni uránkutatói expedíció. Ebben a cikkben ez utóbbiról számolok be fényképekkel illusztrálva a történeteket. Ennek – sajnos – különös aktualitását az adja, hogy a megkutatott területen indult meg az iráni uránbányászat, ami lehetővé teszi az urán dúsítás fejlesztését...

### Az előkészületek

1990 tavaszán a NIKEX<sup>2</sup> megkereste az ELGI-t, akar-e Iránban földtani kutatást végezni, mert az iráni uránkutatóban jártas céget keresnek. Az ELGI-t érdekelte a

<sup>2</sup> NIKEX: szocialista típusú külkereskedelmi szervezet, fontos feladata volt a külföldön végzett munkák gazdasági és politikai ellenőrzése.

feladat, és engem neveztek ki a felkészülés vezetőjének. A feladatot tisztáztuk az AEOI-val (iráni Atomenergiái Hivatal), és megkötöttük a szerződést a NIKEX közreműködésével. A felkészülésre szűk egy év volt. Ezalatt kiválasztottuk az expedíció leendő tagjait, és elkezdtek a mérőberendezések felkészítését.

A földtani környezet ismeretlen volt, de a lényeg a természetesgamma-mérés és nyilvánvalóan annak is a spektrális változata volt. Az elvárt mérési összeállítás a következő volt:

- SP, valamint 10 és 40 cm-es fajlagos ellenállás,
- lyukátmérő + hőmérséklet,
- kompenzált sűrűség + lyukátmérő,
- kompenzált neutronporozitás + természetes gamma,
- akusztikus hullámkép (1,0 és 1,5 m-es szondahosszal),
- lyukferdeség,
- spektrális gamma,
- IP (indukált polarizáció),
- mágneses szuszceptibilitás.

(Ez utóbbi két mérést mi ajánlottuk, és az adott földtani környezetben igen hatékonyak bizonyultak). A felszíni műszereket és a szondákat a mágneses szuszceptibilitás (csehszlovák) és a lyukferdeség (OWL-780, USA) kivételével – az ELGI gyártotta. Az IP-szonda és felszíni mérőműszer az ELGI új fejlesztése volt, a műszert *Dankházi Gyula*, a módszertant *iff. Zilahi-Sebess László* fejlesztette. Lyukferdeségmérő szondánk nem volt, azt Amerikából vásároltuk meg célzottan erre a projektre. A sűrűség méréshez szükséges Cézium (Cs-137) gammaforrás és a porozitásméréshez használt (PuBe) neutronforrás kiszállítása nem volt egyszerű, de végül sikerült megszervezni a légi szállítást. (Ez manapság szinte lehetetlen vállalkozás lenne.) Az elvárás két komplett mérőberendezés kiszállítása és működtetése volt. A hordozógépkocsi az UAZ-452 szovjet katonai terepjáró volt, amely nagyon jó terepjáró volt, de folyamatos javítást igényelt. A csörlő az ELGI K-500-as típusa volt 500 méter 4 eres páncélkábelrel. Az

UAZ-okra plusz lemeztetőt építettünk a hőszigetelés érdekében, ami nagyon jól bevált.

Minden szondát kalibráltunk az ELGI Homonna utcai Modell telepén, ahol a sűrűség- és porozitásmérések kalibrálásához szükséges homokkő- és mészkőmodelleken kívül a spektrálgamma- (kálium-, urán- és tórium- etalonok is rendelkezésre álltak. (Ha ezek a modellsorok nem is tökéletesek, de remélem, az ELGI sorozatos átszervezése után is megmaradnak valahol valamilyen formában, mert ezek nélkül a fenti radioaktív módszerek kalibrálása Magyarországon lehetetlen!)

## Kiutazás

Az 1990 szeptemberében kiutazó expedíció tagjai az 1. ábrán láthatóak.

Az UAZ gépkocsikat nem mertük „lábon” kiküldeni a közel 5000 kilométeres útra, ezért – igen előrelátóan – egy kamionnal szállítottuk ki az összes felszereléssel együtt Iszfahánba. A kamionba még befért egy hűtőszekrény, főzőlap, hűtőtáskák, szódaszifon patronnal, ezek jó szolgálatot tettek a táborban. Teheránba repültünk Frankfurton keresztül. Érdekes volt látni az iráni nők viselkedését: a repülőút alatt a legtöbbször fedetlen volt a feje, míg a leszállás előtt mindegyik felvette a kötelező csadort.

Teheránban néhány napot töltöttünk, és több szakmai tárgyalást tartottunk a kutatási területről, a kutatás céljáról és a körülményekről (2. ábra).

A földtanról annyit tudtunk meg, hogy az urándúsulás hidrotermálisan elváltozott alkáli metasomatikus szubvulkáni diorit és kvarcdiorit redukzív zónájában jött létre. Az uránsók kicsapódása a magnetites vasércfeldúsulásokhoz kötődik.

Elmondták, hogy előzetesen vásároltak a Robertson cégtől (Anglia) karotázsberendezést, de sehogy sem sikerült beüzemelni azokat, ezért minket kellett megbízni a mérésekkel. Az észlelők Iszfahánban hosszas vámolási herce-hurca után átvették az UAZ-okat, és leautóztak a



1. ábra. Az expedíció tagjai (balról jobbra): Szongoth Gábor (szakmai vezető), Kasza Zoltán (észlelő), Kenéz Gábor (műszerkarbantartó), Salamon Batur (expedícióvezető), Rigler György (kiértékelő), Tonka Péter (észlelő)





2. ábra. Szakmai konzultáció Teheránban

táborba. Nem volt veszélytelen a több száz kilométeres autózás az iráni közutakon, azonban akadt érdekes látni-  
való (3. ábra). Mi többiek és az iráni geológusok Toyota  
terepjáróval utaztunk Teheránból Saghandba. A 800 kilo-  
méteres út 12 óráig tartott, ami nem volt kellemes a jobb  
első ülésen egy iráni mellett kuporogni a 35 °C-os hőség-  
ben. Útközben a szomjunkat az útszélén közösen elfo-  
gyasztott görögdinnyével oltottuk (4. ábra).



3. ábra. Gépkocsi-szerelőműhely Ardakanban



4. ábra. Dinnyeevés az útszélén

## A tábor

A táborunk a sivatag közepén volt, minden településtől  
távol (5. ábra). Amikor éjjel megálltunk, az iráni geológus

nem mert kiszállni a kocsiból annyira félt a skorpióktól.  
A tábor légkondicionált lakókocsiból állt és egy központi  
épületből (konyha, étterem, raktár). Két WC is volt egy  
nagy gödörben, két mélyebb ásott kút, plusz egy vizes  
slag... Egyébként a tábor a körülményekhez képest ké-  
nyelmes volt, és az ellátást is megfelelőnek találtuk.



5. ábra. A tábor

Ehető ételeket kaptunk, csak egy idő után unalmas lett.  
A hús – természetesen – birkahús volt, de faggyú nem  
volt rajta, hiszen a táplálékért (néhány sivatagi kóro) so-  
kat kellett a birkáknak vándorolni, így nem voltak elhízva  
(6. ábra).



6. ábra. Vándorló birkacsorda

A tábor összetétele a következő volt: kb. 25 iráni geoló-  
gus, fúrós, szakács, kiszolgáló személyzet, 16 kínai szak-  
ember (?) köztük egyetlen nő (tolmács) és mi hatan (7. ábra). A vizet hatalmas tartálykamion hozta időn-  
ként egy kb. 50 kilométer távolságban levő sziklaforrás-  
ból. Reggel és este kaptunk 1-1 kancsó vizet, amelyet  
mindig félig feltöltöttek jéggel, így egész nap volt hideg  
ivóvizünk. Az élelmiszert 3 naponként hozták Jazdból a  
legközelebbi „közért”-ből, amely kb. 200 km távolságban  
volt a tábortól. A szakácsok jól főztek, de egyik nap meg-  
kértük őket, hogy mi főzhessünk paprikás krumplit,  
mert akkor még volt egy kis hazai szalonnánk, meg kol-  
bászunk.

A kínaiak már reggel meleg ételt kaptak, az irániak min-  
denhez lavast ettek – ahogy mi is –, ez volt a kenyér, de ők





7. ábra. A részt vevő három nemzet szakemberei

még az asztalt is azzal takarították le. A lavas palacsinta formájú, kenyeret helyettesítő lepény, amelyet a forró kemence falán sütnek meg. Hamar kiszárad, törik, ezért egymásra halmozva tároltak többszáz darabot, így csak a széle száradt ki. Étkezések közben az irániak egy kis dobogón levő szőnyegen imádkoztak (hajbókolnak). Érdekes amikor Magyarországra jöttek továbbképzésre, itt nem kellett imádkozniuk, sőt még a pálinkát is elfogadták, a disznóhúsról nem is beszélve. Azt mondta a fő imádkozó, hogy ezeket a szokásokat csak otthon kell megtartani.

A napirend: reggel 6-kor WC..., azután reggeli, utána munka. A fúrások közel voltak a táborhoz, de a terep igen érdekes volt, szikla, szikla, szikla, de növényzet sehol, csak némi száraz kóró. Délben ebédszünet, azután szieszta 4-ig, ebben az időszakban mindenki a lakókocsiban volt, mert kint 40 °C-nál tartósan magasabb volt a hőmérséklet. Sötétedésig munka, azután vacsora. A kiértékelést este is folytattuk, meg az esetleges karbantartásokat is. A bakancsokat a konténer előtt hagytuk, de minden reggel meg kellett nézni, van-e benne skorpió. Én találtam egy reggel egyet, hazahoztam emlékül.

## A munka

A 80 db fúrás már évek óta elkészült, de a vizsgálatuk elmaradt. A fúrásokban furcsa módon nem volt semmilyen csövezet, pedig igen omlásveszélyes volt a rétegsor. A fú-



8. ábra. Fúrások előkészítése

rások biztonságos átjárhatósága érdekében vásároltak három belga minifúrógépet, amelyekkel a mérést megelőző napokban átjárták a fúrásokat (8. ábra). Így viszonylag biztonságosan tudtunk dolgozni, bár már az első alkalommal volt egy komolyabb megszorulásunk (sűrűségsonda izotóppal!), de mindannyiunk örömeire sikeres volt a mentés. Ettől kezdve olyan sűrű iszappal öblítették fel a fúrásokat, hogy nehezen lehetett átjárni rajta, és a szondákról alig lehetett levakarni a rájuk tapadt iszapot. A méréseket a két berendezésünkkel párhuzamosan végeztük, az izotópos méréseknél átszállítottuk az izotópokat egyik fúrásról a másikra, mert csak egy-egy sugárforrásunk volt. A mérések jól mentek, a szondák működtek, kevés javítanivaló adódott (9., 10. ábra).



9. ábra. Az akusztikus szonda beengedése a fúrársba



10. ábra. Terepi mérés (szondacsere)

A mérések kivitelezésénél volt néhány kihívás. Gyanúsan magas porozitásokat mértünk, de rájöttünk, mi az oka. A több éve előre kifúrt 96 mm-es furatokba kb. egy éve sűrű iszapot töltöttek. Majd kitisztítás címén ezekbe egy 65 mm-es lyukat fúrtak, így a kőzet és a szondák között egy kb. 1,5 cm-es iszaplepény helyezkedett el. Ennek az az előnye volt, hogy a szondák nem koptak a rendkívül kemény kőzet falán, és az omlást is jelentősen csökkentette, de a méréseket zavarta. Sokszor nem lehetett tényleges átmérőt mérni, az iszapban levő kötött víz megemelte a „látszólagos” porozitást. A sűrűség igen magas volt (3-4 g/cm<sup>3</sup>), de az egyik fúrársban 5 g/cm<sup>3</sup> feletti sűrűséget is mértünk.





11. ábra. Gépkocsiszerelés a táborban



12. ábra. Az összerajzolt szelvények értelmezése

Az UAZ-okkal is voltak problémáink, például egyik nap észrevettük, hogy „V” alakban szétállnak az első kerekek, ugyanis eltört a felfüggesztés. (Ha nem kamionnal szállítjuk ki az UAZ-okat ez a baleset kb. Törökországban történik.) Alkatrész természetesen nem volt, de találtam a táborban egy darab vastag vaslemezt, és Kasza Zoli – az irá-

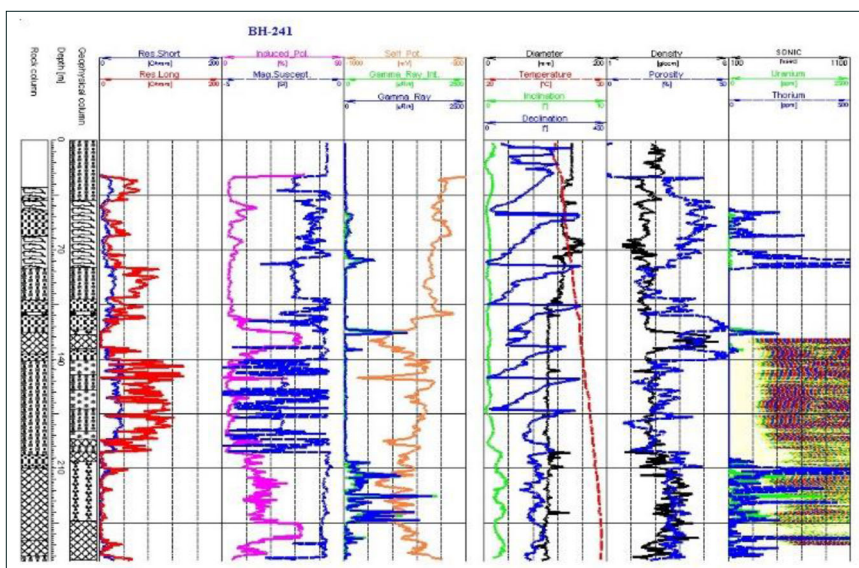
niak nagy csodálata mellett – összeeskábálta az első tengelyt, ami tökéletesen sikerült (11. ábra).

Urános szakasz rengeteg volt, sokszor olyan helyen mértünk, ahol a kibukkanó kőzet is erősen sugárzott, itt gyorsabbra sikerültek a mérések. A mérések feldolgozása, kiértékelése a lakókocsiban történt, az emeletes ágyat lehajtottuk, és az volt az íróasztal. A mérőműszerünk az általunk fejlesztett rendkívül sikeres MOLE műszer volt, amellyel minden mérést digitálisan rögzítettünk floppy lemezre. A szondák által szolgáltatott nyers adatokat a MOLE műszerbe épített algoritmusokkal előzetesen korrigáltuk. Az eredményeket még mérés közben megjelenítettük a műszerkabin falára szerelt EPSON FX-85 mátrix printeren. A közbülső feldolgozás számítógépen történt a lakókocsi irodában. Az akkori kornak megfelelő számítástechnikai eszközökkel: Valkom LP-3451, VGA Philips monitor, Helikon-286 Laptop és EPSON LQ 1050+ széles mátrixprinter (12. ábra). A végső feldolgozás végül itthon az ELGI-ben történt *iff. Zilahi-S. László* vezetésével, és ez a jelentés már színes nyomtatást tartalmazott (13. ábra).

A helyeket főleg a spektrális mérések eredménye érdekelte, hisz ez mutatta az urán mennyiségét. A kiértékelés nem volt egyszerű, mert a mért sugárzást energiaszelektíven kell feldolgozni, és ehhez el kell végezni a hőmérséklet-korrekciót, mert arra nagyon kényes ez a mérés.

Adódtak vitáink az iráni geológusokkal és főleg a kínai geofizikusokkal, azonban végül megegyeztünk a kiértékelés módszertanában, végül meg voltak elégedve az eredményekkel. (A 20 kínai szakértőt valamilyen kínai fegyverszállítás ellenszolgáltatásaként alkalmazták, de nem sok haszon származott belőlük.)

A projekt zárásaként három iráni geológus/geofizikus kéthetes tanfolyamra érkezett az ELGI-be. Nagyon jól érezték magukat Magyarországon, tetszett nekik a magyar konyha és megismertettük velük a vidéki kocsmákat is!

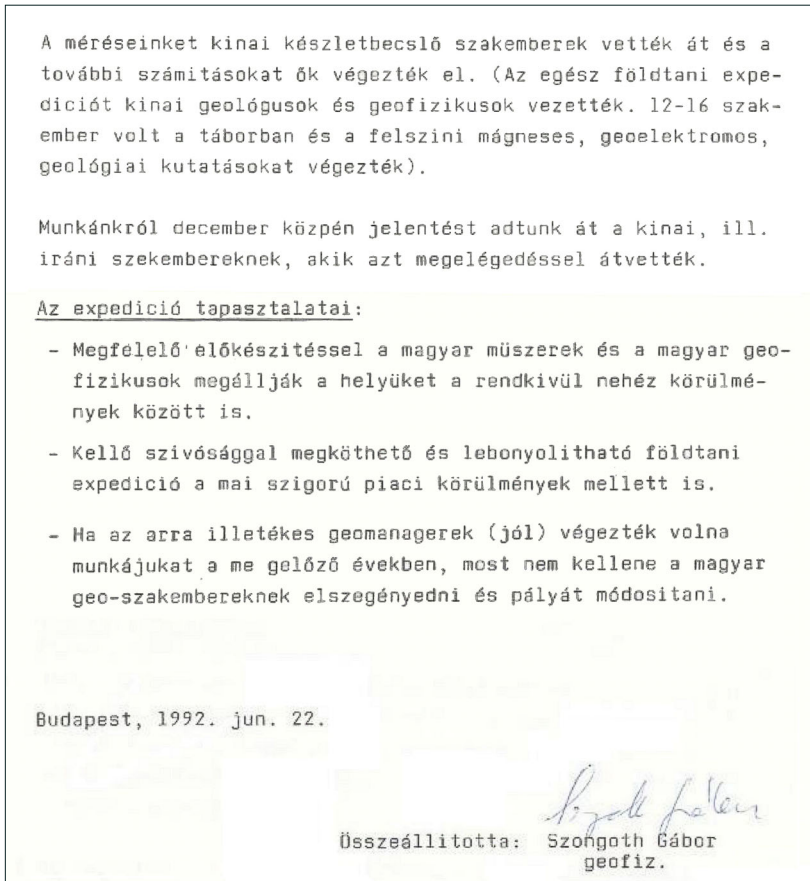


13. ábra. Egy komplex mérés itthoni megjelenítése

## Utózóng

A hazautazás nem volt egyszerű, mert Teheránban elvették az útlevelünket, amelyet csak hosszas könyörgésre adtak vissza az indulás előtt. Én két hónap után utaztam haza, addigra már bejáratódott a munkamenet és a kiértékelésben is megegyeztünk a kínaiakkal és az irániakkal. Munka és elintéznivaló itthon is volt bőven, és kezdődött a hokiszézon, én meg a MAC edzője voltam.

Amikor hazaértünk ebből az igen sikeres expedícióból, beszámoltam róla az akkori igazgatónak és felvettem, hogy használjuk ki a lehetőséget és tárgyaljunk az irániakkal további munkákról (14. ábra). Akkoriban



14. ábra. Az expedíció tapasztalatai

kezdődtek a leépítések az ELGI-ben, és ezáltal meg lehetett volna őrizni sok tapasztalt, kiváló szakembert, meg – a NIKEX kihagyásával – pénz is lehetett volna keresni. (Ez az expedíció pénzügyileg nem volt túl sikeres, mert a lehetséges hasznot elvitte a NIKEX „alkotmányos” jutalék címén.) Sajnos, a további kapcsolatépítésből nem lett semmi... Pedig lehetőség lett volna, volt ugyanis a szomszédban vasbánya és amikor az iráni Atomenergiái Hivatal elnöke meglátogatta az expedíciót azt mondta, az urán és az olaj a jelen, a jövő a vízkutatásé, abban pedig lett volna keresnivalója a magyaroknak.

Történt még egy érdekesség: hazatérés után néhány évvel kerestek telefonon, és érdeklődtek én voltam-e az expedícióvezető, mert szeretnének velem beszélni munkaidő után. Eljöttek (valamelyik titkosszolgálat volt) érdeklődtek pontosan mit csináltunk, mit kutattunk? Az irániakkor kezdtek az atomprogramjukba, és tudni akarták, nekünk milyen szerepünk volt ebben, mert az Egyesült Államok érdeklődik iránta. Tény, hogy Irán az általunk kutatott területen (Saghand) termeli az uránércet (15. ábra).

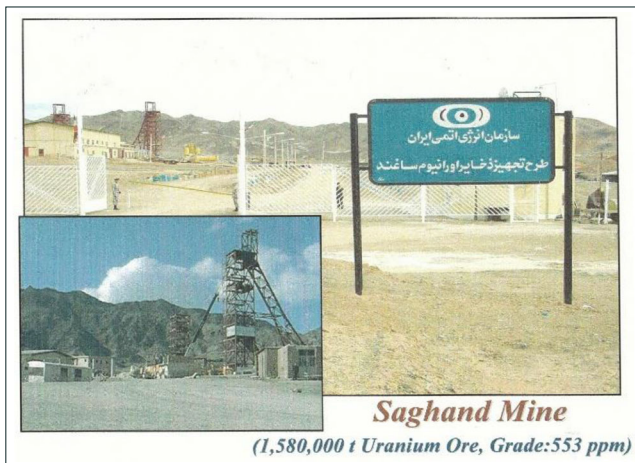
## Összefoglalás

Az expedíció első szakasza 1991. december elején lezárult, és a felszerelést kint hagytuk a táborban. A második szakasz 1992 első felében volt, de ekkor már csak 25 fúrást vizsgáltunk.

Az ismertetett expedíció bizonyára az ELGI egyik nagyon sikeres expedíciós teljesítménye volt. Két részletben összesen 4,5 hónap alatt 80 fúrásban végeztünk kb. 15 000 fm komplex (9 szelvénytípus) mélyfúrás-geofizikai mérést. A kijelölt mérések több mint 90%-át elvégeztük a rendkívül nehéz körülmények ellenére.

2023. január 4.

A cikk szerzője:  
Szongoth Gábor



15. ábra. A saghandi bánya



# Szlabóczky Pál mérnökgeológiai karotázs területén megjelentetett kutatási példatára

Szlabóczky Pál Pro Aqua-díjas, aranydiplomás geomérnök 1969–1983 közötti publikációiból Spisákné Ortó Zsuzsanna okl. környezetmérnök „Mérnökgeológiai Karotázs” címmel ipari kutatási példatárt állított össze. Szlabóczky Pál a karotázssal technikusként 1959-ben ismerkedett meg az Észak-magyarországi Földtani Kutató-Fúró Vállalat Putnoki üzeménél. 1964-től már mérnökként, kútúrások tervezésénél, művezetésénél foglalkozott karotázsszelvények kiértékelésével a későbbi Országos Földtani Kutató Fúró Vállalat (OFK FV) kollégáival. A bemutatott munkák mindegyike az 1969–1983 közötti OFK FV-s miskolci csoportvezetői, majd vállalati budapesti vezető geológusi időszakában készült. Később is visszatérő feladata volt a kútúrás, mérnökgeológiai karotázsszelvények értékelése, így például 2008-ban a 4-es metró Duna alatti átvezetése szakértői munkában is.

Az elméleti alapokra is kitérő példatár négy fontosabb területtel foglalkozik, úgymint alagúttervezés, külfejtéses lignitterületek geotechnikai feladatai, külfejtéses lignitbányászat vízvédelmi kérdései, építőipari nyersanyagkutatás. A „Karotázsmérések jelentősége a metróalagút tervezéseknél” c. fejezet közetfizikai értékelések, rétegsor-

pontosítás, kőzetanyag építéstechnológiai értelmezése, valódi rétegdőlési irányok meghatározása részekre tagolódik. A „Külfejtéses lignitterületek geotechnikai problémái” c. fejezet a geotechnikai fogalmak megadását követően a kutatóúrások mérnökgeológiai kiértékelésével, a csúszásveszélyes agygrétegek kijelölésével, átmeneti kőzettípusok meghatározásával, végül a különböző fejtési ellenállású kőzetek elkülönítésével foglalkozik. A „Vízvédelmi kérdések a külfejtéses lignitbányászatban” c. fejezet a permeabilitás becslés egy lehetséges módját is bemutatja. Az utolsó témakör az építőipari nyersanyagkutatás, melyben az építőipari kutatások, cementipari, kohászati és vízkutatási karbonátos kőzetek vizsgálata, homokkutatás és agyagkutatás alfejezetek szerepelnek.

A szerző célja a mérnökgeológiai karotázs területén a megszerzett ismeretek, tapasztalatok átadása, bízva abban, hogy a fiatal mérnökgeneráció hasznosítja a mintegy 60 oldalon leírtakat. Szlabóczky Pál a Pédátárt saját költségén jelentette meg és az elektronikus változat elérhető az Egyesület honlapján is:

<https://mageofegy.hu/nyilvanos-publikaciok/>

*Dr. Pethő Gábor*



Szlabóczky Pál: Mérnökgeológiai karotázs – Ipari kutatási példatár, Miskolc, 2022  
Hordozható kisméretű karotázsszerberendezés


# Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány 2021. évi beszámolója

1. Közzéteszi kötelezettségének megfelelően 2021. évi egyszerűsített pénzügyi beszámolóját.
2. Tájékoztatja a kedves Olvasókat, hogy fennállása óta folyamatosan támogatja a szakterület és a szakembereket könyvek és kiadványok megjelentetésével, konferenciákon való részvétel segítségével, a szakterület relikviáinak gyűjtésével, bemutatásával, Eötvös Loránd szellemiségének ápolásával, szakmai díjak adásával, tanulmányi versenyek segítségével.  
Mindezen tevékenységek további eredményes folytatásának elősegítésére tisztelettel kéri a kedves Olvasót, hogy személyi jövedelemadója 1%-ának adományszásával segítse elő munkáját. *Adószáma:* 19638902-1-42.
3. Eötvös Loránd születésének 175. évfordulóját ünnepeljük 2023-ban. Ebből az alkalomból könyvet kíván kiadni. A könyv az 1959–1962. között Kínában dolgozó expedíció egyik tagjának, *Szilárd József*nek töredékesen fennmaradt naplóját és *Szabó Zoltán* naplóját dolgozza fel az 1956-os forradalomnak az expedíció egyes tagjaival szemben folytatott hatósági vizsgálatokra vonatkozó újabb kutatási eredmények felhasználásával.

A könyv iránti érdeklődésüket kérjük *június 15-ig* szíveskedjenek jelezni a [palyibandi@gmail.com](mailto:palyibandi@gmail.com) e-mail címen vagy a Magyar Geofizikusok Egyesülete Titkárságán.

Budapest, 2023. március 14.

*Pályi András,*  
ELGA elnök

	<b>A kettős könyvvitelt vezető egyéb szervezet egyszerűsített éves beszámolója és közhasznúsági melléklet</b>	PK-742
<b>2021. év</b>		

Szervezet / Jogi személy szervezeti egység neve:


**Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány**

<b>Az egyszerűsített éves beszámoló eredménykimutatása</b>									
<i>Adatok ezer forintban</i>									
	Alaptevékenység			Vállalkozási tevékenység			Összesen		
	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév
1. Értékesítés nettó árbevétele	0		0				0		0
2. Aktivált saját teljesítmények értéke									
3. Egyéb bevételek	28 717		1 570				28 717		1 570
ebből:									
- tagdíj									
- alapítótól kapott befizetés									
- támogatások	28 717		1 570				28 717		1 570
ebből: adományok	230		21				230		21
4. Pénzügyi műveletek bevételei	1 529		0				1 529		0
A. Összes bevétel (1+2+3+4)	30 246		1 570				30 246		1 570
ebből: közhasznú tevékenység bevételei	28 498		1 570				28 498		1 570
5. Anyagjellegű ráfordítások	654		1 374				654		1 374
6. Személyi jellegű ráfordítások	28 289		411				28 289		411
ebből: vezető tisztségviselők juttatásai									
7. Értécsökkenési leírás	443		419				443		419
8. Egyéb ráfordítások	1						1		
9. Pénzügyi műveletek ráfordításai			17						17
B. Összes ráfordítás (5+6+7+8+9)	29 387		2 221				29 387		2 221
ebből: közhasznú tevékenység ráfordításai	28 198		1 652				28 198		1 652
C. Adózás előtti eredmény (A-B)	859		-651				859		-651
10. Adófizetési kötelezettség	0		0				0		0
D. Tárgyévi eredmény (C-10)	859		-651				859		-651

Kitöltő verzió:3.14.0 Nyomtatvány verzió:1.1

Nyomtatva: 2022.05.05 20.31.58



	<b>A kettős könyvvitelt vezető egyéb szervezet egyszerűsített éves beszámolója és közhasznúsági melléklet</b>	PK-742
	<b>2021. év</b>	


Szervezet / Jogi személy szervezeti egység neve:

**Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány**

<b>Az egyszerűsített éves beszámoló eredménykimutatása</b>									
<i>Adatok ezer forintban</i>									
	Alaptevékenység			Vállalkozási tevékenység			Összesen		
	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév	előző év	előző év helyesbítése	tárgyév
1. Értékesítés nettó árbevétele	0		0				0		0
2. Aktivált saját teljesítmények értéke									
3. Egyéb bevételek	28 717		1 570				28 717		1 570
ebből:									
- tagdíj									
- alapítótól kapott befizetés									
- támogatások	28 717		1 570				28 717		1 570
ebből: adományok	230		21				230		21
4. Pénzügyi műveletek bevételei	1 529		0				1 529		0
A. Összes bevétel (1+-2+3+4)	30 246		1 570				30 246		1 570
ebből: közhasznú tevékenység bevételei	28 498		1 570				28 498		1 570
5. Anyagjellegű ráfordítások	654		1 374				654		1 374
6. Személyi jellegű ráfordítások	28 289		411				28 289		411
ebből: vezető tisztségviselők juttatásai									
7. Értékcsökkenési leírás	443		419				443		419
8. Egyéb ráfordítások	1						1		
9. Pénzügyi műveletek ráfordításai			17						17
B. Összes ráfordítás (5+6+7+8+9)	29 387		2 221				29 387		2 221
ebből: közhasznú tevékenység ráfordításai	28 198		1 652				28 198		1 652
C. Adózás előtti eredmény (A-B)	859		-651				859		-651
10. Adófizetési kötelezettség	0		0				0		0
D. Tárgyévi eredmény (C-10)	859		-651				859		-651

Kitöltő verzió:3.14.0 Nyomtatvány verzió:1.1

Nyomtatva: 2022.05.05 20.31.58

	<b>A kettős könyvvitelt vezető egyéb szervezet egyszerűsített éves beszámolója és közhasznúsági melléklet</b>	PK-742
<b>2021. év</b>		

Szervezet / Jogi személy szervezeti egység neve:

Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány

## 7. Közhasznú jogállás megállapításához szükséges mutatók

Adatok ezer forintban

Alapadatok	Előző év (1)		Tárgyév (2)	
<b>B. Éves összes bevétel</b>	30 246		1 570	
ebből:				
<b>C. A személyi jövedelemadó meghatározott részének az adózó rendelkezése szerinti felhasználásáról szóló 1996. évi CXXVI. törvény alapján átutalt összeg</b>	9		26	
<b>D. Közszolgáltatási bevétel</b>				
<b>E. Normatív támogatás</b>				
<b>F. Az Európai Unió strukturális alapjaiból, illetve a Kohéziós Alapból nyújtott támogatás</b>				
<b>G. Korrigált bevétel [B-(C+D+E+F)]</b>	30 237		1 544	
<b>H. Összes ráfordítás (kiadás)</b>	29 387		2 221	
<b>I. Ebből személyi jellegű ráfordítás</b>	28 289		411	
<b>J. Közhasznú tevékenység ráfordításai</b>	28 198		1 652	
<b>K. Adózott eredmény</b>	859		-651	
<b>L. A szervezet munkájában közreműködő közérdekű önkéntes tevékenységet végző személyek száma (a közérdekű önkéntes tevékenységről szóló 2005. évi LXXXVIII. törvénynek megfelelően)</b>				
<i>Erőforrás ellátottság mutatói</i>		<i>Mutató teljesítése</i>		
		<i>Igen</i>	<i>Nem</i>	
<i>Ectv. 32. § (4) a) [(B1+B2)/2 &gt; 1.000.000, - Ft]</i>		<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Ectv. 32. § (4) b) [K1+K2&gt;=0]</i>		<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Ectv. 32. § (4) c) [(I1+I2-A1-A2)/(H1+H2)&gt;=0,25]</i>		<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Társadalmi támogatottság mutatói</i>		<i>Mutató teljesítése</i>		
<i>Ectv. 32. § (5) a) [(C1+C2)/(G1+G2) &gt;=0,02]</i>		<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	
<i>Ectv. 32. § (5) b) [(J1+J2)/(H1+H2)&gt;=0,5]</i>		<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Ectv. 32. § (5) c) [(L1+L2)/2&gt;= 10 fő]</i>		<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	

Kitöltő verzió:3.14.0 Nyomtatvány verzió:1.1

Nyomtatva: 2022.05.05 20.31.58

# Dr. Baráth István,

## a Magyar Geofizika Szerkesztőségének és az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány Kuratóriumának tagja

### 1936 – 2023

Dr. Baráth István aranyokleveles geofizikusmérnök 1936. szeptember 3-án született Zsadányban. Édesapja Baráth Márton csizmadiamester, édesanyja Gaál Eszter háztartásbeli volt. Általános iskolai tanulmányait szülőfalujában, középiskolai tanulmányait a szeghalmi Péter András Gimnáziumban végezte, itt érettségizett 1955-ben. Érettségi után felvételt nyert a miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Bányamérnöki Karának geofizikus szakára, ahol 1960-ban okleveles geofizikus mérnökként végzett.

Első és egyetlen munkahelye a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) volt. Először az ELGI miskolci Karotázs Csoportjához került, ahol terepi mérnök-észlelő, értelmező, majd csoportvezető lett. Miskolcon részt vett a Kelet- és Nyugat-Borsodi szénmedence kutatásában, különös tekintettel a Fekete-völgyi mintakutatásra, valamint a vi-sontai és az akkor kibontakozó bükkábrányi lignitmezők mérési és értelmezői munkáiban. Meghatározták a fúrás által harántolt képződmények litológiai tagolását, a haszonanyagot és alapvető paramétereit. Kimutatták a földtani kor és szerkezeti tényezők (pl. vetők helye, elvetési magasság stb.) meghatározási lehetőségét. Rámutattak a telepszámozási problémákra geofizikai rétegazonosítással. Ezekről az eredményekről a *Bányászati Lapok*ban számolt be.

Az ELGI Ipari Karotázs Osztályának megalakulásakor osztályvezető-helyettesnek nevezték ki és felrendelték Budapestre (1960–1964). 1964-ben megnősült, felesége Sinyey Katalin volt. Két gyerekünk született: Zoltán (1965) és István (1966).

Szakmai életének további főbb állomásai:

- 1964–1969: A KGST Földtani Osztályán (Moszkva) dolgozott geofizikus szakértőként.
- 1969–1982: Az ELGI Karotázs Módszertani Osztályának vezetője.
- 1977-ben indukciós karotázs témában írt disszertációja alapján ítelték neki a műszaki tudomány kandidátusa minősítést és ezzel egyúttal műszaki egyetemi doktori címet is nyert a Miskolci Egyetemen.



Dr. Baráth István  
1936 – 2023

- 1982–1990: Az ELGI Mélyfúrasi Geofizikai Főosztályának vezetője.
- 1990–1993: Karotázs igazgató-helyettes.
- 1993–2012: Műszaki igazgató-helyettes. Műszaki igazgatóhelyettesként kulcsszerepet játszott az ELGI rendszerváltás utáni gazdasági stabilitásának megteremtésében.
- 1996-ban nyugdíjba vonult, de nyugdíjasként is tovább dolgozott. Az ELGI az Intézetért végzett tevékenységét a *Pro Geophysica* emlékéremmel ismertette el 1997-ben.
- 2000-ig meghívott előadóként a Miskolci Egyetemen oktatott, részt vett a doktori képzésben. A Miskolci Egyetem az egyetemért végzett tevékenységét 2005-ben a *Pro Facultate Rerum Metallicarum* éremmel jutalmazta.

Munkássága során több, mint 90 publikációja jelent meg hazai és külföldi szakfolyóiratokban. Tagja volt a Magyar Tudományos Akadémia (MTA) Köztudományok Osztályának, és szolgált az MTA Doktori Tanácsa 22. Szakbizottságának felkért, valamint az MTA Geofizikai Tudományos Bizottságának választott tagjaként. 2000-ben: Az Orosz Természettudományi Akadémia külső tagjává választották.

Szakmai tevékenységének fontos része az ELGI Mélyfúrás-geofizikai Metrológiai Bázisának (Modell Telep) létrehozásában játszott aktív szerepe, majd a Bázis szakmai irányítása, valamint a nem olajipari célú alacsony frekvenciás indukciós karotázs módszertanának kidolgozása.

Szakmai munkájáért a *Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója* kitüntetéssel, majd a *Munka Érdemrend bronz fokozatát* (1978) és végül a *Kiváló Munkáért* (1985) minisztertanácsi elismerést kapta.

Tagja volt a Magyar Geofizikusok Egyesületének (MGE), amelynek 1971-től 1990-ig egyik titkára, majd a Tudományos és Oktatási Bizottságának is tagja. Tevékenységét az Egyesület 1988-ban *Renner János-emlékéremmel*, 1990-ben *Tiszteleti Tagsággal* és *MTE SZ-díjjal* ismertette el.

A *Society of Professional Well Log Analysts* (SPWLA) tagja, illetve az SPWLA *Budapest Chapter*ének alapító tagja



volt. Szervezőbizottsági tagként résztvett a Budapesten rendezett 1985. évi EAEG Kongresszus és Kiállítás, valamint az 1990. évi SPWLA Kongresszus szervezési munkáiban.

Dr. Baráth István 2009-től haláláig az MGE folyóiratának, a *Magyar Geofizikának* aktív szerkesztőségi tagjaként működött, így Szerkesztőségünk halálával egyik fontos munkatársát veszítette el.

Az ELGI 1990-ben megalapította az *Eötvös Loránd Geofizikai Alapítványt* (ELGA) azzal a céllal, hogy ápolja a világhírű tudós szellemi és tárgyi hagyatékát, és segítse elő a geofizikusok szakmai fejlődését.

Baráth István kurátorként rendkívül aktívan vett részt 1990-től haláláig az Alapítvány munkájában. A kezdeti időszakban jelentős szerepe volt az Alapítvány pénzügyi hátterének megerősítésében. Ezt követően mintegy motorja volt az Eötvös Loránd Emlékgyűjtemény Budapestre telepítésének és méltó módon történő bemutatásának. Az Emlékgyűjtemény gazdagításában, az Eötvös utáni kor geofizikai eszközeinek összegyűjtésében és rendezett kiállításában, majd a gyűjtemény egy pedagógiai szobával

történő bővítésében oroszlán része volt. Az Emlékgyűjtemény múzeumi rangra emelésének elintézése szintén az ő érdeme volt.

Az „Eötvös100 Emlékév” keretében elvégzett sokrétű és eredményes alapítványi tevékenységben szintén elvülhetetlen érdemei vannak. Külön ki kell emelni a báró Eötvös Loránd szobrának létrehozásában és felállításában kifejtett elhivatott és áldozatos munkáját.

Nagy lendülettel és sok ötlettel készült Eötvös Loránd születése 175. évfordulójának ünneplésére. Az Eötvös Loránd Alapítvány nagy vesztesége, hogy Pista Eötvös iránti elkötelezettsége, tisztelete, egyszerűsége és lendületes munkája nem tudja már segíteni erőfeszítéseit!

A szobor elkészültekor az ELGA Kuratóriuma saját munkájára vonatkoztatva idézte a Vörösmaty híres mondatát: „Ez jó mulatság, férfi munka volt!” Ez a mondat elmondható Pista teljes életéről is!

Kedves Pista, hosszú munkás életed után nyugodj békében!

*Bodoky Tamás, Pályi András, Szongoth Gábor*

# Dr. Salát Péter

## 1939 – 2023

Januárban Salát Péter kollégánk is az „égi geofizikusok” munkacsoportjához csatlakozott. Nyolcvannegyedik évében járt. 1962-ben végzett az ELTE képzésén, és geofizikus generációit oktatta ugyanitt – engem is, sőt számomra az egyik legmeghatározóbb oktató volt.

Nem tudom, az idősebbek hogy voltak ezzel – nekünk bűn rossz órákat tartott. Azt a javára írtuk persze, hogy nem azzal töltötte ki az óra idejét, hogy minden vesszőt levezetett volna matematikailag, pedig többen csinálták ezt is. Így aztán elmondott mindent háromszor-négyszer. Ismételte magát. Költői kérdéseket tett fel, és kínosan hosszú csendek alatt várt mégis választ rájuk. Egész addig ez ment, amíg rá nem jöttünk, hogy vitatkozni kell vele. Először kicsit erőltetetten, később már tényleg érdeklődve ellentmondtunk neki. Ilyenkor felcsillant a szeme, és dőlt belőle mind az információ, mind a szemlélet. És bár az óráin ezt nem rakta össze, amikor az ember terepre kikerült, pillanatok alatt realizáltuk, hogy valójában ott pont arra van szükség, amit „a Salát” tanított. Hogy a geofizikai inverzió tényleg az alapja mindennek itt, és nemcsak abban segít, hogy hogyan szedjem ki a mérésből az eredményt, hanem hogy véges idő alatt hogy tervezzek mérést úgy, hogy az engem érdeklő információ benne legyen az eredményekben.

A nyolcvanas években a Tanszéken két szemlélet vitázott: a „digitális szűrés” és az „információstatisztikus megközelítés”. Ebben – mind a mélyfúrás, mind a geoelektromos módszerek, mind a gépi feldolgozás témájában egyértelműen az utóbbi irányhoz tartozott, sőt, diákszemmel annak vezető alakja volt. „Mindent lehet szűrni, kollé-

gák” – mondta sokszor nekünk – „de leginkább a levestész-tát”. Plasztikus példákon vezette le, hogy a szűrés kiemel ugyan kevésbé látható dolgokat, de információt csak veszít. A minél kisebb veszteséget pedig az inverziós eljárásokkal javasolta elérni.

Nagyon komoly terepi tapasztalata volt. Vízet kutatott Jemenben, dolgozott a Szovjetunióban – kiválóan olvasott és beszélt oroszul is, jól ismerte az ottani tudományos eredményeket. 1989-ben – az ottani „utolsó békeévben” vitt minket szibériai terepgyakorlatra, utaztunk muzeális buszokon, teherautókon és a transzszibériai expresszen – és ő korábban már mindet kipróbálta. Az ilyen utakon derült ki igazán, milyen egyedi és zseniális szituációs humora van. Sokszor már azzal, hogy „amúgy salátosan” elmondta precízen, hogy mi és hogy történt, már olyan hatást ért el, hogy derültünk a legvadabb örültségeken is. Nem volt híve az akkor uralkodó ideológiának, de ilyen alapállással is úgy kezelte az ottani hivatalos közegeket, hogy ma is alig győzők ámulni rajta. Utána már nem csodálkoztunk, hogy mennyire ismeri a jó filmeket, vagy hogy amikor egy Menzel ment a Kinizsi utcában, akkor rövidebb volt a geoelektromos óra. Viszont elmentünk vele megnézni.

Ahogy gyermekei a nagyon jó hangulatú búcsúztatón elmondták: könnyű halála volt. Este még úgy feküdt le, hogy „ez egy igazán jó nap volt”, előkészítette a másnap megnézendő filmeket, és elaludt. Nem ébredt fel.

Köszönjük, Péter, sokat tanultunk Tőled, én biztosan.

*Tímár Gábor*



Dr. Salát Péter  
1939 – 2023

Fájó szívvel tudatjuk, mindazokkal, akik ismerték és szerették, hogy

**Tóth Álmos**

2023. Február 5-én, életének 79. évében  
távozott közülünk.

Szeretett halottunkat 2023. Február 28-án, 12.45 órakor a budapesti Farkasréti temető  
Makovecz terméből kísérik utolsó útjára.

**Drága emléke örökké szívünkben él.**

*A gyászoló család*





# MAGYAR GEOFIZIKA

nyomtatásban megjelent évfolyamai  
1960–2022

