

# MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR  
GEOFIZIKUSOK  
EGYESÜLETÉNEK  
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE  
ASSOCIATION  
OF HUNGARIAN  
GEOPHYSICISTS

In Memoriam dr. Závoti József

Eötvös József-koszorú kitüntetést kapott Horváth Ferenc geofizikus,  
az ELTE emeritus professzora

A Szerkesztőség köszönete

Erratum

Meghívó az MGE 2018. évi Közgyűlésére

Eötvös Loránd sírjánál idén is megemlékezünk!

Tisia a geofizikai adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények  
szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése

A mesterséges holdak mágneses méréseinek feldolgozása és földtani értelmezése

A gerjesztett polarizáció fenomenológiai értelmezése kőzetfizikai analógiák alapján

Elektromágneses kőzetfizikai paraméterek vizsgálata georadarmérések esetében

Inverziós Ankét, Miskolc – Második körlevél





# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

58. évfolyam (2017) 4. szám



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

### TARTALOM • CONTENTS

#### SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 203 In Memoriam dr. Závoti József (In Memoriam dr József Závoti) – *Varga P.*
- 205 Eötvös József-koszorú kitüntetést kapott Horváth Ferenc geofizikus, az ELTE emeritus professzora (Ferenc Horváth geophysics emeritus professor was awarded) – *Ádám A., Wesztergom V.*
- 206 A Szerkesztőség köszönete (Acknowledgments) – *Szerkesztőség*
- 206 Erratum – *Szerkesztőség*

#### MGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

- 207 Meghívó az MGE 2018. évi Közgyűlésére (Invitation to the 2018 Members' Meeting of AHG) – *Magyar B.*
- 208 Eötvös Loránd sírjánál idén is megemlékezünk! (Commemoration at Loránd Eötvös's tomb) – *Hegybíró Zs.*

#### TANULMÁNYOK • PAPERS

- 209 Tisia a geofizikai adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése (Tisia – in the light of geophysics and the interpretation of high seismic velocity zones in the crust) – *Kiss J., Vértesy L., Fancsik T., Kovács A. Cs., Madarasi A.†, Gulyás Á.*
- 230 A mesterséges holdak mágneses méréseinek feldolgozása és földtani értelmezése (Process and interpretation of the magnetic measurements of satellites) – *Kis K.*
- 248 A gerjesztett polarizáció fenomenológiai értelmezése kőzetfizikai analógiák alapján (A phenomenological interpretation of induced polarization based on an analogy with previously developed rock physical models) – *Dobróka M., Turai E.*
- 253 Elektromágneses kőzetfizikai paraméterek vizsgálata georadarmérések esetében (Analysis of electromagnetic petrophysical parameters in GPR survey) – *Nádasi E., Turai E.*

#### HÍREK • NEWS

- 259 Inverziós Ankét, Miskolc – Második körlevél – *A rendezők*

# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

58. évfolyam (2017) 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, DR. GALSA ATTILA, KAKAS KRISTÓF,

DR. PETHŐ GÁBOR, DR. SZABÓ NORBERT PÉTER

*Technikai szerkesztő • Technical Editor*

HOCK GÁBOR

E-mail: mageoftechn@gmail.com



Lapunk megjelenését a Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság 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: Magyar Balázs

Készült: mondAt Kft., 2600 Vác, Nadas u. 2.  
Felelős vezető: Nagy László üv. igazgató

Szerkesztőség: 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.  
Telefon/Fax: (1) 201-9815  
Titkársági e-mail: postmaster@mageof.t-online.hu  
Honlap: www.mageof.hu

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

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

INDEX: 26 507  
HU ISSN 0025-0120

## In Memoriam

# Dr. Závoti József

2017. november közepén eltávozott közülünk Závoti József, aki sok éven keresztül volt kollégánk. Olyan munkatársunk hagyott itt minket, akit tiszteltünk szaktudásáért, tudományos meglátásaiért, eredményeiért, és akit szerettünk szerénységéért, jóindulatú, megértő és mindig segíteni kész természetéért.

1949. november 30-án született Szekszárdon, az általános iskolai tanulmányait az élete végéig imádott szülőfalujában, a Tolna megyében található Mislán végezte. A székesfehérvári gimnáziumi éveket követően nyert felvételt az ELTE alkalmazott matematika szakára. Egyetemi tanulmányai 1974. évi befejezését követően – bár elmondása szerint maradhatott volna az egyetemen – Sopronba költözött. Felesége logopédus, a Soproni Egyetem docense, Zoltán fia közgazdász, Zsuzsa lánya angol–norvég szakon végzett bölcsész. 1975-től kezdett dolgozni a soproni, akkori nevén MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetben (MTA GGKI).

Kezdeti intézeti munkái számítógépes programfejlesztésekhez és a műszerfejlesztésekhez (szintezőlécek kalibrálása, giroteodolitok) szükséges matematikai feldolgozó eljárásokhoz kapcsolódtak. Első nagy kutatási projektje a térképek pontosságát forradalmi módon megnövelő digitális terepmodellezéshez (DTM) kötődött. Rácsbázisú terepmodelljében olyan spline interpoláción alapuló véges elem magasságbecslést használt, mely a folytonosság mellett a differenciálhatóságot is biztosította, ami a törésmentes automatikus szintvonalrajzolás előfeltétele. Kollégáival együttműködve új eljárásokat, algoritmusokat fejlesztett ki a szomszédság relációra alapozott magasságbecslésre. Rácsbázisú terepmodelljére támaszkodva munkatársai különleges DTM-alkalmazásokat fejlesztettek (pl. vízválasztó és vízgyűjtő vonalak kijelölésére), melyekhez speciális gráfelméleti algoritmusokat is felhasználtak. Kutatási eredményei alapján lett 1985-ben a műszaki tudományok kandidátusa. Értekezésének címe: „A digitális terepmodell matematikai alapjai és geodéziai alkalmazásai”.

Közreműködése mellett fejlesztettek ki az MTA GGKI kutatói a hazai légifénykép-kiértékelési tevékenység támogatására egy nyálábki egyenlítő programrendszert. A digitális fotogrammetria terén foglalkozott a mérések, a pontazonosítások automatizálásával, illetve a projektív geometrián alapuló pontosabb és egyszerűbb kiértékelési eljárások kifejlesztésével.



Dr. Závoti József  
1949 – 2017

Tudományos pályafutásának következő jelentős állomása a különböző mérési hibák kiküszöbölésében meghatározó fontosságú robusztus becslési eljárások kutatása és fejlesztése lett. Célja volt csökkenteni a durva hibák és az adatszennyeződések hatását abban az esetben, mikor a mérési adatok nem normáloszlást követnek. A geodéziai hagyományoknak megfelelően gyakorlati célokra leginkább a súlyfüggvényeken alapuló újrásúlyozott legkisebb négyzetek módszert alkalmazott. A súlyfüggvényekkel rendelkező w-becslések területén a kutató csoportjával megalakította a „Soproni módszer”-t. Új, a geodéziai problémákkal adekvát robusztus becslési módszereket dolgozott ki a maximum-likelihood elv alapján, és a robusztus becslési módszereket a geodéziai alapfeladatok megoldására adaptálta. A fenti eredményekre támaszkodva 1998-ban a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Építőmérnöki Kar

Térinformatikai Mérnöki Szakán megvédte habilitációs értekezését – értekezésének címe: „Robusztus becslési módszerek a geodéziában” –, és nem sokkal ezt követően, 2000-ben a műszaki tudományok doktora lett. Értekezésének címe: „A geodézia korszerű matematikai módszerei”.

Az 1990-es évek elejétől foglalkozott idősorok analízisével. Az ezen a téren elért eredményeit német, osztrák, belga és magyar szakemberekkel együttműködve a földforgás változásának, a föld árapály- és árapálysúrlódás-kutatások témakörében használták fel. Az árapálysúrlódás jelenségének vizsgálata során sikerrel alkalmazta a robusztus becslési eljárásokat, melynek köszönhetően a nemzetközi kutatócsoportnak sikerült megmutatnia, hogy a földi nap hosszúságának növekedésében a földtörténet során ugrásszerű változások mentek végbe. A globális GPS-megfigyelések idősorának elemzése során kollégáival együttműködve elsők között tudták detektálni a Föld pólusmozgásának magas frekvenciájú komponenseit és ezek között az egyes fél- és egész napos árapályhullámokat.

A kétezres évek elején D. Fritsch professzorral (Stuttgarteri Egyetem) közösen a fotogrammetriai külső tájékozódás – a Helmert-transzformáció – egy új, alternatív megoldását dolgozták ki. Ugyancsak Stuttgarthoz kötődik egy, a földrajzi információs rendszerekkel kapcsolatos, kutatási eredménye is. A földrajzi információs rendszerek esetében a feldolgozandó adatok hatalmas mennyisége és

a tárolás költsége kikényszerítik, hogy az adatokban rejlő információt tömörítsük. Erre a célra wavelet-transzformáción alapuló tömörítési eljárást fejlesztett ki németországi tartózkodása során.

Tudományos eredményeit 1977 és 2017 között írt, 166 tudományos közleményben foglalta össze, melyek jelentős része elismert nemzetközi (*Journal of the Geodetic Society of Japan*, *Allgemeine Vermessungs-Nachrichten*, *Österreichisches Zeitschrift für Vermessungswesen und Photogrammetrie*, *Journal of Geodynamics*) és hazai (*Acta Geodaetica et Geophysica*, *Geophysical Transactions*, *Geodézia és Kartográfia*, *Geomatikai Közlemények*) szakfolyóiratban jelent meg.

Szakmai előmenetelének fontos állomása volt, hogy a GGKI kutatói közösségének ajánlása és az MTA X. Földtudományok Osztálya támogatása alapján az MTA elnöke 2000-től kezdődően megbízta az Intézet vezetésével. Az igazgatói munkakör ellátására szakmai felkészültsége mellett különösen alkalmassá tette körülmekintő, megfontolt alaptermészete, humánus, kollégái és a GGKI sorsa iránt érzett felelősségérzete. Irányítása alatt az Intézet tovább fejlődött, szakmai elismertsége itthon is, nemzetközi téren is növekedett. Igazgatói munkájának sikerességét mutatja, hogy az intézet kutatói javaslatára az MTA elnöke igazgatói megbízását többször is meghosszabbította. Igazgatói tevékenységet 2012-ig vállalt. Ezt követően tudományos tanácsadóként dolgozott tovább.

Nagy fontosságot tulajdonított az egyetemi oktatásban való részvételnek. A Nyugat-magyarországi Egyetem (NymE) Erdőmérnöki Karának keretében működő Matematikai Intézet munkájába docensként 1993-ban kapcsolódott be. 1999-ben egyetemi tanárnak nevezték ki, majd 2002-től a NymE Közgazdaságtudományi Karán oktatott, ahol megszervezte és évekig vezette a Matematikai és Statisztikai intézetet. Oktatási feladatként a valószínűség-számítás, a statisztika és az operációkutatás tárgyak előadásait tartotta, valamint több doktori iskola tagjaként részt vett a doktoranduszok képzésében is.

A tudományos közélet mindvégig aktív szereplője volt. A Geodéziai és Geoinformatikai Tudományos Bizottság elnöki tisztét 2002 és 2008 között töltötte be. Élete végéig

volt a város támogatásával működő Soproni Tudós Társaság ügyvezető elnöke. Az *Acta Geodaetica et Geophysica* főszerkesztője volt 2008 és 2013 között. Kezdeményezésének eredményeként indult meg a földtudományi kutatások eredményeit bemutató *Geomatika Szemináriumok* sorozata, és a *Geomatikai Közlemények* című folyóirat, melynek szerkesztését intézeti kollégáival közösen végezte 1998 és 2013 között. A *Dimenziók: Matematikai Közlemények* elnevezésű egyetemi kiadvány szerkesztésében is részt vett.



Závoti József átveszi a kitüntetését Pálinkás Józseftől

Számos alkalommal részesült kitüntetésben (2000-ban Akadémiai Díj, 2006-ban egyetem kiváló oktató, 2011-ben Széchenyi István-Emlékérem, 2017-ben Lámfalussy Sándor-Emlékérem), és 2014-ben vehette át a Magyar Érdemrend Tiszti Keresztjét Pálinkás Józseftől, az MTA elnökétől.

Tragikus hirtelenséggel bekövetkezett halála mindenkit megrendített, aki ismerte.

Emlékét szeretettel megőrizzük. Kedves Jóska, nyugodj békében!

Varga Péter  
MTA CSFK GGI,  
E-mail: varga@seismology.hu

# Eötvös József-koszorú kitüntetést kapott Horváth Ferenc geofizikus, az ELTE emeritus professzora

2017-ben a Magyar Tudomány Ünnepe alkalmából az MTA által a kiemelkedő tudományos életmű elismerésére alapított Eötvös József-koszorú kitüntetésben részesült Horváth Ferenc, az ELTE emeritus professzora, az MTA Geofizikai Tudományos Bizottság elnöke. A magas rangú kitüntetés a „Laureatus Academiae” cím adományozásával jár, annak viselésére jogosít.

Horváth Ferenc 50 éve tevékenykedik a geofizikai területén az ELTE Geofizikai Tanszéke munkatársaként. 1999-ben lett egyetemi tanár, 2000–2009 között tanszékvezető, eközben 2005–2007 során pedig a Földrajz- és Földtudományi Intézet igazgatója volt. 2013 óta az ELTE emeritus professzora. Kutatómunkájának gerincét az 1970–80-as években megszületett lemeztektonika Pannon-medencére történt alkalmazása alkotja. Emellett alkalmazott kutatások területén is kiemelkedő eredményeket ért el Magyarország szénhidrogén- és geotermikusenergia-kutatási potenciáljának elemzésében és a tektonikai veszélyeztetettség felmérésében. Több évtizedes oktatói tevékenysége kiterjedt az általános és alkalmazott geofizika fő diszciplináira. Nagyszámú nemzetközi szaklapban megjelent publikációjára kiemelkedően sok – közel négyezer – független hivatkozást kapott. Számos magas hazai és külföldi kitüntetés birtokosa, az Academia Europaea tagja, 2008 óta az MTA doktora, 2012–2017 között az MTA Geofizikai Tudományos Bizottság elnöke.

Horváth Ferenc 1967-ben fejezte be tanulmányait az ELTE geofizikus szakán, és Egyed László professzor munkatársaként kezdte meg oktató és kutató munkáját a Geofizikai Tanszéken. Pályakezdését és napjainkig tartó kutatómunkáját a 60-as évek végén kiobbant lemeztektonikai „forradalom” határozta meg. Annak elkötelezett támogatójaként és a Mediterrán térség ív mögötti (*backarc*) medencéire való alkalmazójaként hamarosan hazai, majd nemzetközi hírnevet szerzett. Ezt elmélyítette a lemeztektonikai kutatások fellegvárában, az angliai Newcastle upon Tyne-ban végzett kutatómunkája (1975–76) és az amerikai Massachusetts Institute of Technology szakembereivel való több éves kooperációja (1980–86).

Az általános geofizikai–geodinamikai kutatások mellett nagy figyelmet fordított ezen eredmények alkalmazására is. Munkatársaival együtt fontos tanulmányokat készített a Pannon-medence szénhidrogén-képződési modelljéről, a geotermikus viszonyokról, a geotermális energia hasznosításáról, valamint a recens tektonikai viszonyokat meghatározó közfeszültségekről. Az MTMT adatbázis szerint saját közleményeinek száma 271, amelyekből 111 tudományos közlemény és 68 nemzetközi szakfolyóiratban megjelent cikk. Független idézeteinek száma 3821, Hirsch-indexe pedig önhivatkozás nélkül 35. Horváth Ferenc jelenleg is meghatározó, aktív résztvevője a magyar geofizikus szakmai közéletnek.

Mindezek mellett alapvető szerepet játszott az egyetemi geofizikus- és geológusoktatásban, valamint annak a „bolognai folyamat” keretében történt átalakításában. Számos szakdolgozat és PhD-dolgozat témavezetése fűződik a nevéhez, köztük hét olyan doktori munka, amelyek tekintélyes külföldi egyetemekkel való együttműködés keretében valósultak meg. Nevezetesen: VU Amsterdam (Bada G., Lenkey L., Szafián P.), Rice University TX (Tari G.), Utrecht University (Dombrádi E., Balázs A.), Univ. Roma Tre (Király Á.)

Emellett számos hazai (MTA AKA és OTKA), kétoldalú nemzetközi (Cambridge, Nápoly, Karlsruhe, Frankfurt) projekt vezető kutatója volt, pályázati sikereket ért el nagy Európai Unió projektjeiben (Integrated Basin Studies 1994–95, Marie Curie Doctoral Training Centre 2002–05). Oktató- és kutatómunkája elismeréseként több rangos hazai és külföldi tudományos elismerést/díjat kapott, amelyek közül kiemelkedik az MTA Akadémiai Díj (1992), a Széchenyi Professzori Ösztöndíj (1997–2001) az ELTE Tudományos Díj (1994), az Academia Europaea tagság (1991), a Geological Society of Amerika tiszteleti tagság (1995), az American Association of Petroleum Geologists Spec. Commendation Award (1997) és az ELTE „Pro Universitate Emlékérem” aranyfokozata (2009).

*Ádám Antal, Wesztergom Viktor*

## 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 2017. évben közreműködtek.

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

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

Köszönet a szakcikk lektorainak!

Ezt a sokszor sok vesződséggel járó munkát az elmúlt évben következő kollégáink vállalták:

*Bodoky Tamás, Galsa Attila, Kakas Kristóf, Ormos Tamás, Pethő Gábor, Prónay Zsolt, Szabó Norbert, Szücs István, Takács Ernő, Timár Gábor, Varga Péter, Wittmann Géza*

Köszönet a hátlapon közölt képek beküldőinek!

Köszönjük, hogy kérésünkre vették a fáradságot, hogy sok évtizeddel ezelőtti fényképeket keressenek elő és juttassák el hozzánk. A képeket következő kollégáinktól kaptunk:

*Bodoky Tamás, László István, Zsadányi Éva.*

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

*Szerkesztőség*

## Erratum

Elnézést kérve a hibáért, jelezzük, hogy az előző számban a szerkesztőségi tagok e-mail címeinek megadásába egy hibás cím került:

**Dr. Baráth István** első címe helyesen: <barathistvan36@gmail.com>.

*Szerkesztőség*

# Meghívó az MGE 2018. évi Közgyűlésére

Tisztelt Tagtársunk!

Megismételve kiküldött meghívónkat, valamint a honlapunkon megjelent közleményt értesítjük, hogy a Magyar Geofizikusok Egyesülete

## **éves rendes közgyűlését 2018. április 27-én 13:30 órakor**

tartja a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat konferenciatermében (Budapest XIV., Columbus utca 17–23.)

A Közgyűlés akkor határozatképes, ha azon a tagság 50%-a +1 fő jelen van. Határozatképtelenség esetén az Elnökség az ismételt közgyűlésre 2018. április 27-én 14 órára hívja össze a tagságot. A megismételt közgyűlés az Alapszabály értelmében a jelenlévő tagok számától függetlenül határozatképes. A megismételt közgyűlés napirendje a meghíúsult közgyűlés napirendjével azonos.

### **Tervezett napirendi pontok:**

- Elnöki megnyitó
- Titkári beszámoló és közhasznúsági jelentés az Egyesület 2017. évi tevékenységéről
- A Magyar Geofizikusokért Alapítvány Kuratóriumának beszámolója
- A Felügyelő Bizottság beszámolója
- Hozzászólások
- Az Egyesület 2018. évi pénzügyi tervének előterjesztése
- Geofizikai érdekességek – szakmai előadás
- Kitüntetések átadása
- Ifjú Szakemberek Ankétja díjainak átadása

*Magyar Balázs,*  
MGE elnök

## Eötvös Loránd sírjánál idén is megemlékezünk!



Az egykori Eötvös Loránd Geofizikai Intézet munkatársai között régi hagyomány volt, hogy évente megkoszorúzzák az alkalmazott geofizika tudományát megteremtő világhírű fizikus, Eötvös Loránd sírját a Kerepesi temetőben. Később a Magyar Geofizikusok Egyesületének szervezésében tartott koszorúzásokon részt vett egy sor hazai földtudományi intézmény és szervezet, valamint több olyan iskola, amelyet Eötvös Lorándról neveztek el.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete és az Intézet jogutódja a hagyományt folytatva, ez évben is megtartja a koszorúzási ünnepséget.

A megemlékezésre Eötvös halálának 99. évfordulója alkalmából **2018. április 10-én kedden 11 órakor** kerül sor a Kerepesi temetőben (Budapest VIII. kerület, Fiumei út 16.).

A koszorúzásra idén is meghívjuk mindazon szervezetek és iskolák képviselőit, amelyek nevükben hordozzák a nagy magyar geofizikus emlékét. A koszorúzás után az iskolai csoportokat vendégül látjuk az MBFSZ Columbus utcai épületében, ahol megtekinthetik az Eötvös Loránd Emlékgyűjteményt.

Az ünnepség résztvevői a temető főbejáratánál vagy Eötvös sírjánál találkoznak 10 óra 50 perckor, koszorúról mindenki egyénileg gondoskodik.

Tisztelettel kérjük Tagtársainkat, vegyenek részt ünnepségünkön.

*Hegybíró Zsuzsanna*  
elnöki megbízott

# Tisia<sup>a)</sup> a geofizikai adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése<sup>b)</sup>

KISS J.<sup>@</sup>, VÉRTESY L., FANCSIK T., KOVÁCS A. CS., MADARASI A.<sup>†</sup>, GULYÁS Á.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

<sup>@</sup>E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

A Tisia nagyszerkezeti egység jellegzetességei a geofizikai paramétertérképeken is azonosítható nyomokat hagynak. Ilyen jellegzetességek a szerkezeti jellegű változások, például a Tisia északi határvonalának lefutása. A tellurikus, gravitációs és mágneses anomália-térképeken megvizsgáltuk azokat az anomáliákat, amelyek földtanilag beazonosíthatók és kapcsolatban lehetnek a Tisia peremével.

Az anomális jelenségek nagy része a medencealjzatnál mélyebb eredetű hatásokat tükröz, inhomogenitásokat, esetenként köpenyfelboltozódásokat. Ezek a mélybeli felépítésből származó hatások, noha látszanak a térképi adatrendszeren, mégis az alapszelvények mentén elvégzett feldolgozások tárják fel azokat részletesen. A litoszférakutató szeizmikus mérések – mint például a PGT, illetve a CEL szelvények – eredményeinek felhasználásával tanulmányozhatjuk a mélybeli földtani felépítést és azonosíthatjuk a földtani szempontból különösen érdekes kéreganomáliákat.

## Kiss, J., Vértesy, L., Fancsik, T., Kovács, A. Cs., Madarasi, A.<sup>†</sup>, Gulyás, Á.: Tisia – in the light of geophysics and the interpretation of high seismic velocity zones in the crust

There are some special characteristics of Tisia megaunit which are identifiable on the geophysical parameter maps, too. These characteristics can be bound to structural changes, like the Northern borderline of Tisia. We studied those characteristic anomalies appearing on the telluric, gravity and magnetic maps to identify the boundary of Tisia.

The geophysical anomalies mostly reflect underbasement effects, inhomogenities, sometimes mantle updoming. Although these effects of deep structures can be seen on the geophysical maps too, only data processings carried out along the regional profiles can reveal them in details. One can study those deep structures and detect some geologically interesting crustal anomalies by using the results of the deep seismic profiles – like PGT and CEL profiles – which explored the lithosphere.

*Beérkezett:* 2017. november 15.; *elfogadva:* 2018. február 21.

### 1. Bevezetés

Magyarország földtani kifejlődés szempontjából két, esetleg három részre osztható. Az első egység az európai lemezhez tartozó Tisia (vagy Tisza) nagyszerkezeti egység D-en. Ettől É-ra van az ALCAPA nagyszerkezeti egység, amely kifejlődése alapján az adriai lemezhez tartozik. A két nagyszerkezeti egység között van egy széles átmeneti vagy mobilis zóna, amelyet közép-magyarországi zónaként ismerünk. Az egységek ismertetése és megismerésének főbb lépései megtalálhatók Haas et al. (2014) Magyarázó

„Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” című tanulmányban.

A földtani térképek szerkesztésekor mindig nagy dilemma, hogy hol van az adott földtani egység pontos térbeli határa, ha a mélyfúrési adatok nem fedik le kellő sűrűséggel a területet. Ebben nyújthat segítséget a geofizika, amelynek mintavételi sűrűsége esetenként nagyságrendekkel nagyobb, mint a mélyfúrásoké, és a mélység irányában is sokkal tágabbak a lehetőségei. Sokszor ugyan a geofizikai (pozitív–negatív) anomáliák megjelenése nem következetes egy nagyszerkezeti vonal mentén, de egy



**1. ábra** Helyszínrajz a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a felhasznált litoszférautató szelvények nyomvonalával (fekete) a Google Earth felületén

**Figure 1** Location map with the borderline (dashed red line) of Tisia and the deep seismic profiles (black lines) on the Google Earth surface

több 100 km-en keresztül követhető szerkezeti elem (pl. nyírási zóna), rengeteg haránt irányú szerkezettel terhelt, így ez törvényszerű.

A Tisia nagyszerkezeti egységet, annak határait és mélységi felépítését vizsgáltuk a geofizikai adatok alapján. A Tisia nagyszerkezeti egységet É-ről lehatároló vonalat Haas et al. (2010) „Magyarország pre-kainozoos földtani térképe (M = 1:500 000)” forrástérképről vettük át. (A Tisia egység D-i pereme az országhatárokon kívül fut, így azzal érdemben nem tudunk foglalkozni.) Megvizsgáltuk, hogy hogyan jelenik meg ez a földtani határvonal (1. ábra) a geofizikai paraméterterképeken, és milyen kimutatható változásokkal jelentkezik ez a határvonal.

## 2. Geofizikai adatok

### 2.1. Tisia a geofizikai térképeken

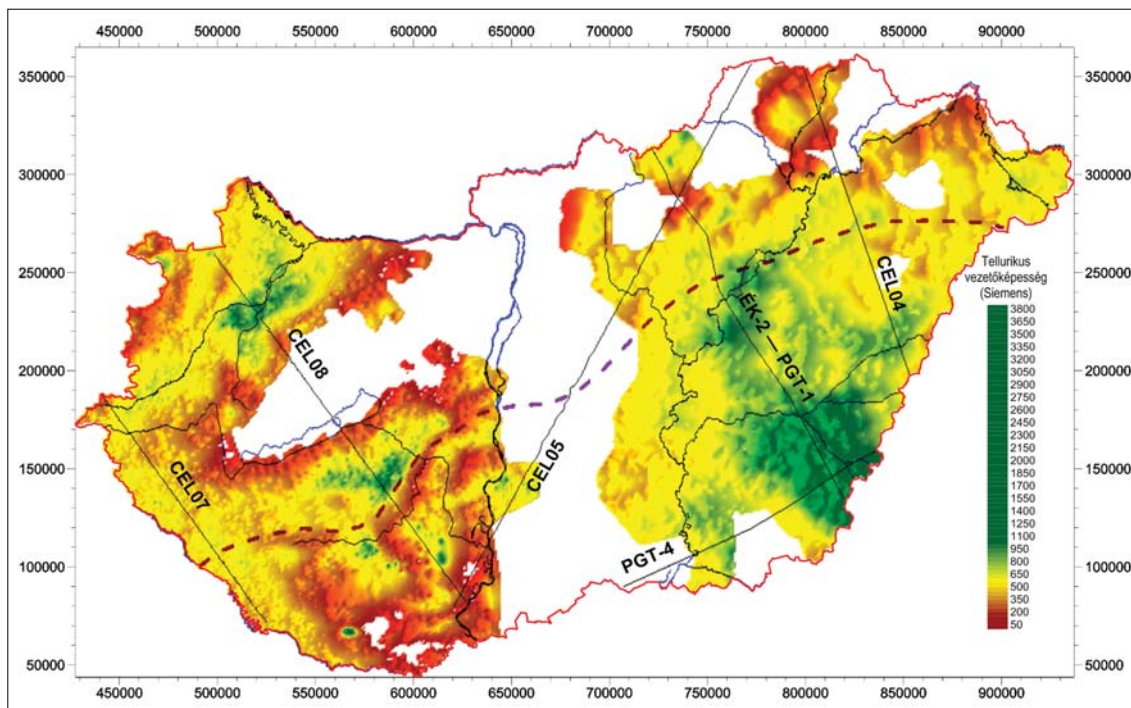
A Tisia nagyszerkezeti egység határát többé-kevésbé minden geofizikai térképen azonosítani lehet, de mivel a földtani képződmények számos mélység- és paraméterbeli változása bonyolítja az anomáliaképet, így az azonosítása – ahogy már korábban is jeleztük – nem triviális.

A tellurikus vezetőképesség-térkép (2. ábra, Nemesi et al. 2000, Madarasi et al. 2006), amely a legjobban leképezi a medenceterületeket, a Dunántúlon egyértelműen használható a Tisia É-i határának kijelölésére. Az Alföld területén már bizonytalanabb az azonosítás, mivel nem jelentkezik karakteres vált(oz)ás a nagyszerkezeti egység határán, aminek egyik oka lehet a vulkanitokat is tartalmazó, kivastagodó neogén-kvarter üledék.

A mágneses anomália-térképen (3. ábra; Kiss, Gulyás 2006) több, hosszan nyomon követhető anomális zóna található a Közép-magyarországi vonal irányítottágának megfelelően, amelyek kapcsolatot mutatnak a nagyszerkezeti felépítéssel. Az anomáliák eredete azonban sok esetben ismeretlen, és többféle értelmezési lehetőség is elképzelhető.

A gravitációs Bouguer-anomáliatérkép (4. ábra; Kiss, Gulyás 2005) alapján az É-i határvonal a Dunántúlon teljes hosszában nyomon követhető, de a Dunától K-re már nem ilyen egyértelmű a helyzet. A változások jellege nem következetes, így a gravitációs Bouguer-anomáliatérkép, noha tartalmazza ennek a határfelületnek a hatását, szintén nem alkalmas a határvonal direkt azonosítására.

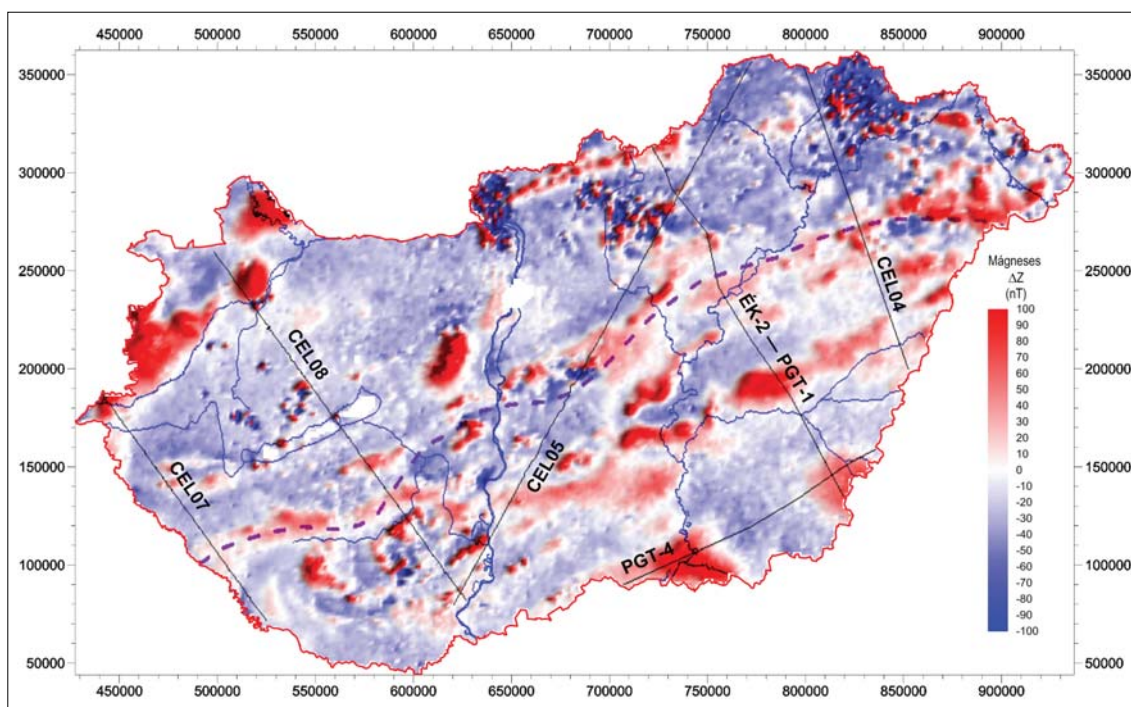
A gravitációs és mágneses adatokból származtatott egyesített hatóperemterkép (Kiss 2006, Kiss 2013) a



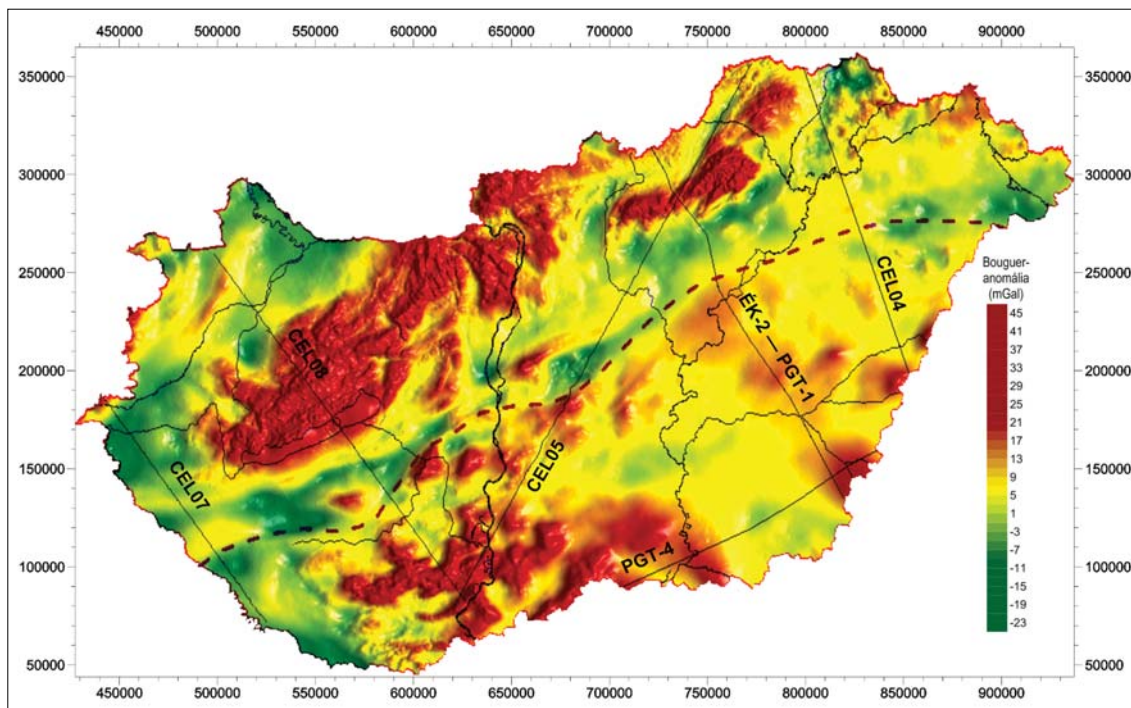
2. ábra | Tellurikus vezetőképesség térkép ( $T = 25$  s), a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)  
 Figure 2 | Telluric conductance map (time period of 25 sec) with the northern borderline of Tisia and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

határvonal szinte teljes hosszában mutat hatóperemeket, lineamenteket (5. ábra). A hatóperemek a felszíni változások mellett a több kilométeres mélységek hatását

is megmutatják. Nyilvánvaló, hogy a Dunántúlon (felszínközeli hatások) elsősorban a gravitáció alapján azonosítható a Tisia egység, ugyanakkor az Alföldön, a több



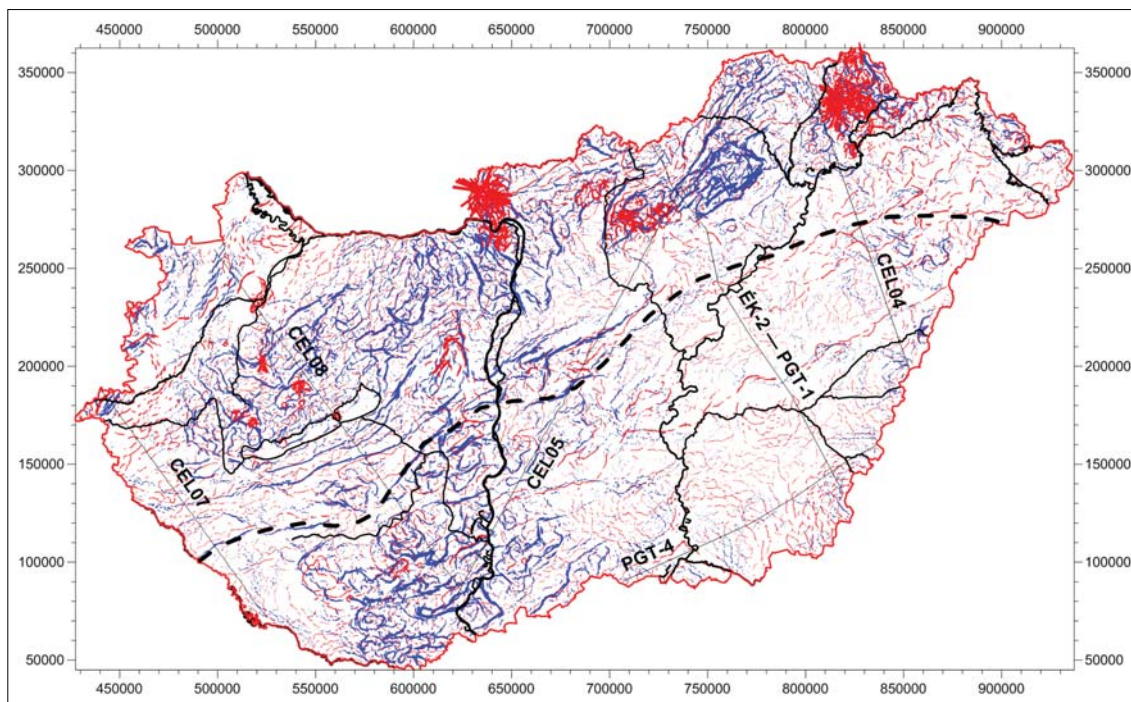
3. ábra | Mágneses  $\Delta Z$  anomáliatérkép, a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)  
 Figure 3 | Magnetic  $\Delta Z$  anomaly map with the northern borderline of Tisia (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)



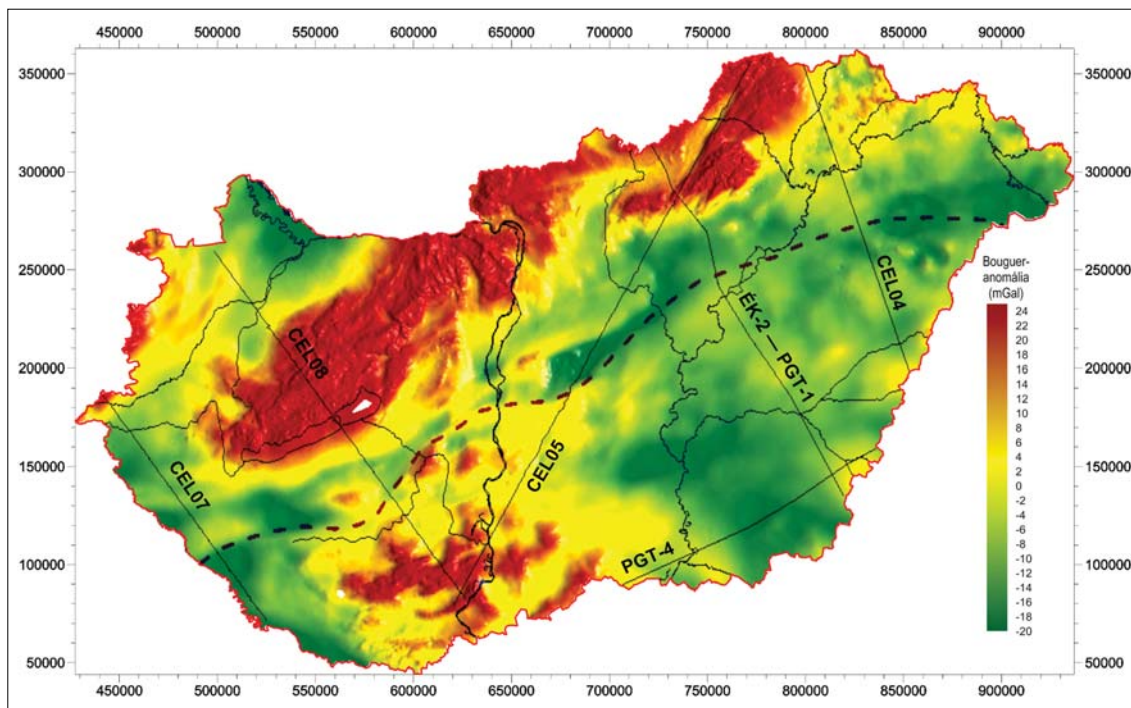
**4. ábra** | Gravitációs Bouguer-anomáliatérkép, a Tisza É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)  
**Figure 4** | Gravity Bouguer anomaly map with the northern borderline of Tisza (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

kilométer vastag neogén–kvarter üledékek miatt ez eleve kizárt. Itt elsősorban a mágneses hatóeremek tükrözik a mélybeli földtani felépítés változását.

A Bouguer-anomáliatérkép izosztatikus korrekciója – Moho-felszín hullámzó hatásának eltávolítása (Kiss 2009a, 2010) – csökkenti a gravitációs térképen a határvonal mentén megjelenő anomáliák kontrasztját (6. ábra), ami



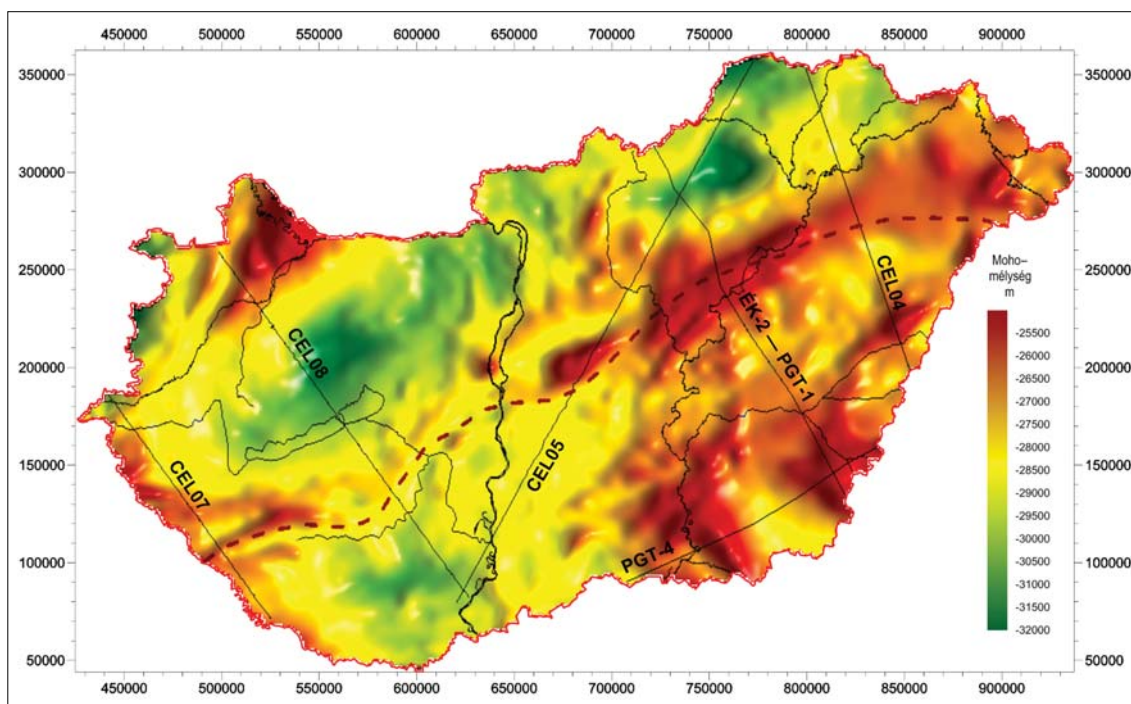
**5. ábra** | Gravitációs (kék) és mágneses (piros) hatóeremek a Tisza É-i határvonalával (fekete szaggatott vonal)  
**Figure 5** | Gravity (blue) and magnetic (red) edge detections with the northern boundary of Tisza (black dashed line)



6. ábra | Izosztatikusan (Airy–Heiskanen) korrigált Bouguer-anomáliatérkép a Tisia É-i határvonalával (szaggatott vonal) és a litoszférakutató szelvények nyomvonalával (fekete vonal)  
 Figure 6 | Airy–Heiskanen isostatic map with the borderline of Tisia (dashed line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

jelzi, hogy a Tisia egység É-i pereme mélybeli földtani felépítéssel van szoros kapcsolatban.

A Tisia É-i határvonala tehát egy – a Dunántúlon a felszínközeli képződmények alapján is azonosítható – mély-



7. ábra | Moho-mélységtérkép (az izosztázia alapján) Tisia (szaggatott) határvonalával és a vizsgált alapszelvények nyomvonalával (5 km-es árnyékoló grid). A mély medencék és a mély nyírás zónák szinte kivétel nélkül Moho-kiemelkedésekkel vannak kapcsolatban az izosztikus kompenzáció miatt  
 Figure 7 | Map of the Moho surface (5 km grid, based on isostasy) with the northern borderline of Tisia (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines). Almost every deep sedimentary basin and deep shear zone of Hungary are connected to the updoming of Moho discontinuity because of the isostasy

hatás. A geofizikai anomáliatérképeket vizsgálva azonban azt látjuk, hogy a Tisia nagyszerkezeti határvonal mentén tapasztalható anomáliáknál jellegzetesebb anomáliák is vannak országos viszonylatban.

Airy–Heiskanen lokális izosztatikus modelljét felhasználva és feltételezve az izosztatikus egyensúlyt, kiszámítottuk a Moho felszínének várható mélységét az ország területére (Kiss et al. 2015). Ehhez a domborzatra (pl. DTA-50 vagy SRTM), az üledékes medencék mélységére (Kilényi et al. 1991) és az üledékek átlagsűrűségére volt szükségünk (Kiss 2009a, 2010), amely sűrű adatrendszerként – sűrűbb, mint ahogyan ezt a gravitációs mérésekből megkaphatnánk – állt rendelkezésünkre. A kapott izosztatikus Moho-felszínt a szeizmikus mérések mélységadatai alapján lineáris korrekcióval pontosítottuk (7. ábra).

Az 5 km rácsváltságú Moho-térképről látható, hogy Magyarország alatt a kéregvastagság eléggé változatos. A Moho felszínének hullámzását vizsgálva, a Tisia határvonala mentén, azzal párhuzamosan egy szinte összefüggő Moho-kiemelkedést, egyfajta gerincvonalat lehet tapasztalni, legkontrasztosabban éppen az alföldi területeken, amit az „újkori” litoszférakutató szeizmikus alapszelvények nyomvonala mentén ellenőrizhetünk is.

## 2.2. Regionális geofizikai szelvények

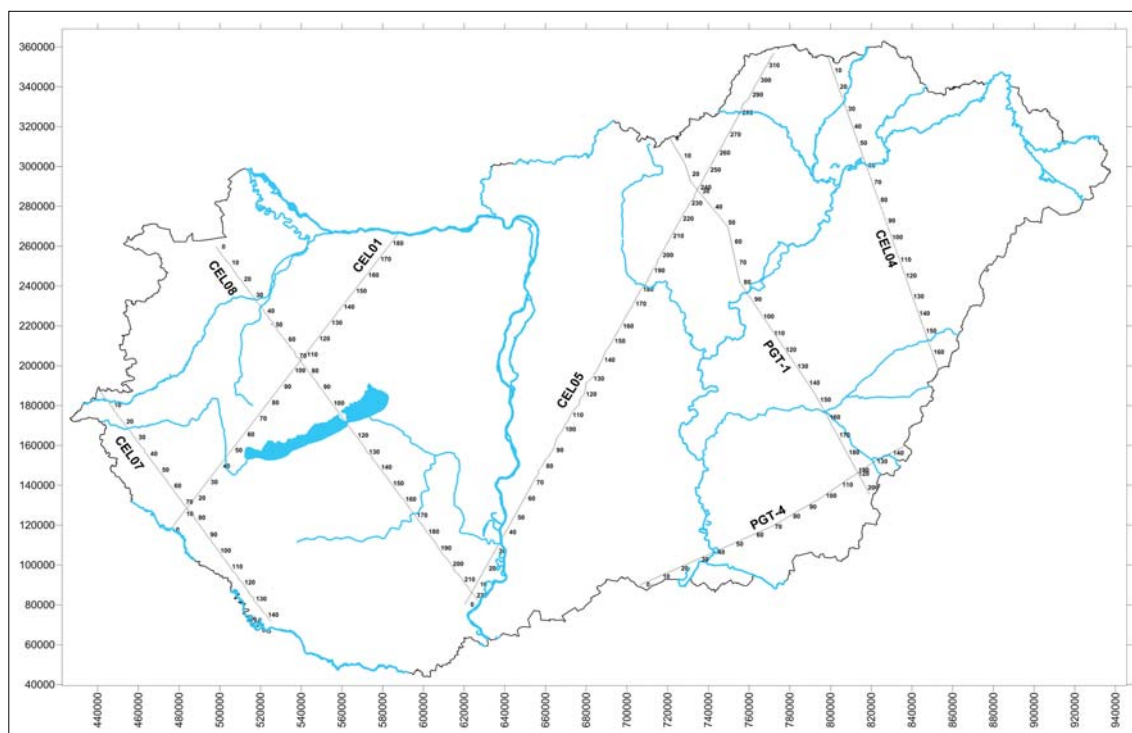
Több litoszférakutató szeizmikus szelvény (8. ábra) is rendelkezésre áll a gerincvonal, a Tisia É-i peremének tanulmányozására, mint pl. CEL04, CEL05, CEL07, CEL8, PGT-1, PGT-2 (Posgay et al. 1995, Guterch et al. 2000, Bodoky et al. 2001, Guterch et al. 2003, Ádám et al. 2005,

Hegedűs 2005, Grad et al. 2006, Gúthy 2014). A szelvények szeizmikus adatfeldolgozása a litoszférakutatói projekt keretében már jóval korábban megtörténtek, így a szelvények 40–50 km-es mélységig mutatják a hullámterjedési sebességeket. A sebességparaméterek alapján a földkéreg felépítését kapjuk vissza a szelvényeken, bár meg kell említeni, hogy ezeken a sebességszelvényeken sem a Conrad-, sem a Moho-szint nem jelentkezik éles sebességugrással, ami az alkalmazott feldolgozásból, a Zelt–Smith-féle inverziós eljárásból adódik (Zelt, Smith 1992, Zelt 1993).

Komplex geofizikai adatfeldolgozások is készültek az MFGI módszertani, és mélyföldtani kutatási projektjei keretében, amelyek kézirat formájában, az MBFSZ adattárában elérhetők. A CEL07, CEL08 és PGT-1 szelvények komplex feldolgozásának ismertetése a *Magyar Geofizika*-ban is megjelentek (Kiss 2005, Posgay et al. 2007, Kiss 2009b, Kiss, Madarasi 2012). Magnetotellurikus mérések csak a CEL07, PGT-1 és PGT4 szelvények mentén történtek, így a geoelektromos mérési adatokkal ebben a cikkben most nem foglalkozunk.

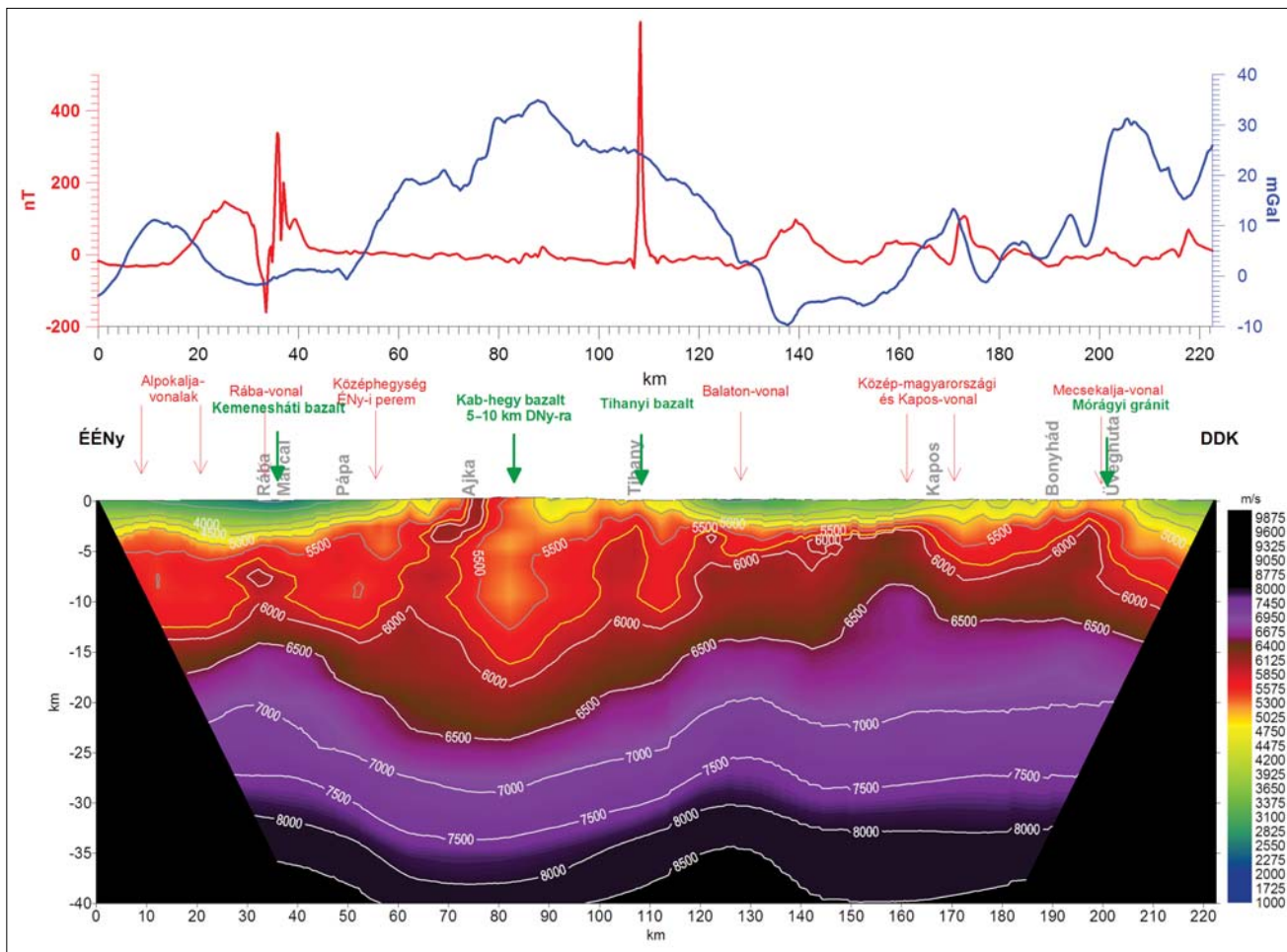
A szeizmikus sebességszelvényeken elsősorban a kéreg inhomogenitásai látszanak. Kisebb mélységek (pl. üledékes medencék) bontásához nem elég sűrű a mintavételezés, nagyobb mélységek (pl. köpeny) vizsgálatához pedig, sokkal hosszabb terítésre (szelvényre) lett volna szükség, hogy a hullámutak megfelelő mélységig, kellő átfedéssel álljanak rendelkezésre.

A szelvények tanulmányozása során nagy sebességű, az alsó kéreg sebességét megközelítő zónákat azonosítottunk a felső kéregben, helyileg ott, ahol az izosztázia alapján Moho-kiemelkedésekre számítottunk. (A Moho mély-



8. ábra  
Figure 8

Litoszférakutató szeizmikus szelvények (Pannon Geotraverz és a CELEBRATION projektek)  
Deep seismic profiles exploring the lithosphere (Pannonian Geotraverse and CELEBRATION projects)



**9. ábra** A Litoszférakutató CEL08 szeizmikus szelvény tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália (kék) és a mágneses  $\Delta T$  anomália (piros) görbével felül. A sebességszelvényen a zöld-sárga szín az üledékes medencét, a piros szín a felső kérget, a lila szín az alsó kérget jelöli, alatta a Moho- és a felső köpeny a fekete szín megjelenésétől várható. A felső kéreg bázisosabb tartományait (a 6000–6500 m/s-os tartományt) a piros szín elsötétedése jelzi. A hullámterjedésből adódó jelszegény szakaszokat (a szelvény elején és végén) fekete színnel kifedték. A szelvény kétszeres kimagasztású

**Figure 9** Tomographic velocity section of the CEL08 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic  $\Delta T$  anomaly (red) curves above it. The green-yellow colours indicate the sediments, the red colour the upper crust, the violet the lower crust and below that the black colour the Moho surface. The mafic upper crust (with 6000–6500 m/s velocity) is shown by dark red. At both ends of the section black denotes lack of data. The vertical scale is doubled

ségében, a kéreg–köpeny határon már nem volt megfelelő a szeizmikus fedettség, így azt nem tudtuk érdemben vizsgálni.)

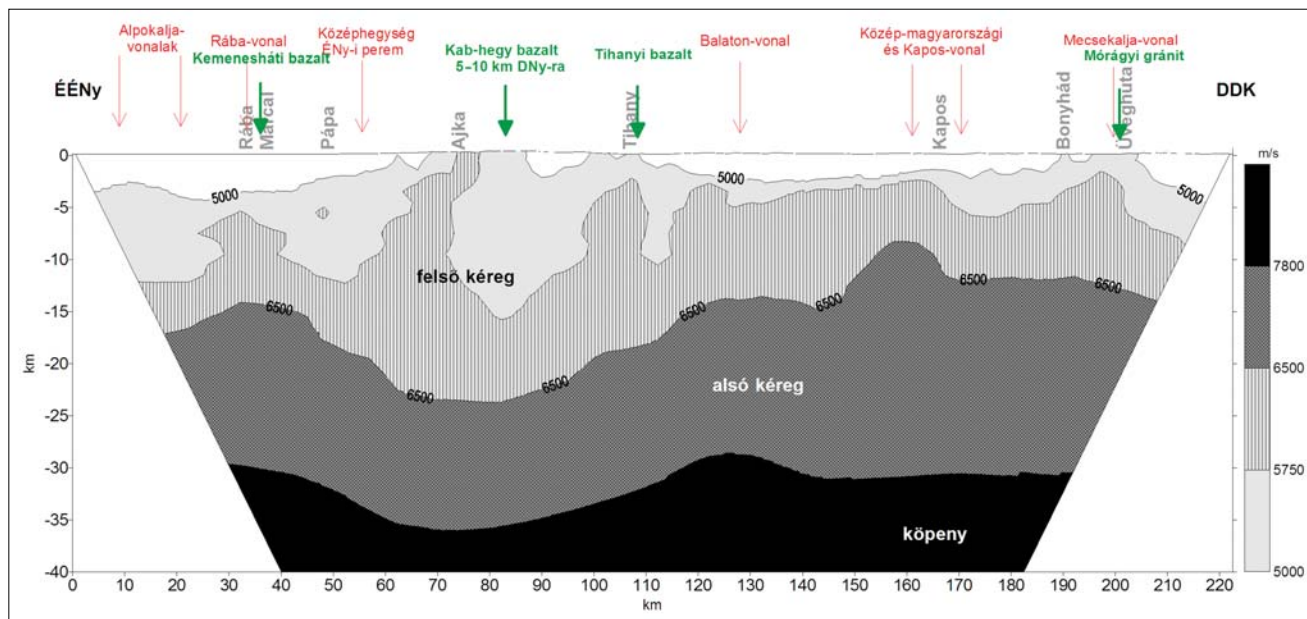
A CEL08 sebességszelvényt a 9. ábra mutatja. A felső kéreg 5000–6500 m/s tartományát az összes szelvényen elsötétedő piros színnel emeltük ki, jelezve a változékony részt. A Közép-magyarországi vonal mentén a 6000 m/s sebességű tartományok 5 km-es mélységig feljönnek, nagy sebességű zónát alkotva a közép-magyarországi zóna vagy Mórággyi-rög alatt. Hasonló jelenség tapasztalható egy keskenyebb zónában, valamivel kisebb sebességekkel, a Dunántúl bazaltos tanúhegyei (Kemeneshát, Kab-hegy és Tihanyi) alatt is.

A CEL08 szelvény egyszerűsített változatát mutatja a 10. ábra, ahol a laza üledékes medencét, a felső kérget, az alsó kérget és a köpenyt különítettük el különböző fehér-fekete színátmenettel, felhasználva a szakirodalmak alapján meghatározott átlagos  $v_p$  sebességeket. A felső kéreg-

ben külön sraffozással jeleztük az anomális nagy sebességű zónát, ami a bázisos képződményekre utal.

Mivel a nagy sebességű zónák és a felszíni bázisos vulkanitok erős korrelációt mutatnak, így arra lehet következtetni, hogy a zónák anyaga nagy valószínűséggel bázisos, ultrabázisos jellegű (bazalt-gabbro-granulit típusú) kőzet, ami az alsó kéregre jellemző. Mélyebben, a felső köpenyben ez az anyag már peridotit vagy eklogit lehet. A köpenybeli bázisos anyag felemelkedett, benyomult a felső kéregbe, különféle kéreganomáliákat és helyenként felszíni vulkanizmust okozva. A bazaltos tanúhegyek bázisos képződményei mágneses anomáliákat okoznak, így minden nagy sebességű zóna esetében felmerül a mágneses-anomália-térképpel való kapcsolat lehetősége.

A CEL08 szelvényen tapasztalt jellegzetességek – amelyek egy részét a felszíni adatok alapján sikerült földtanilag is beazonosítani, feltételezve az analógiát – segíthetnek a többi CELEBRATION szelvény értelmezésében. Mielőtt a



**10. ábra** A litoszféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján a CEL08 szelvény mentén. Izosztikus gyökérzóna látható a középhegységi zóna alatt és kiemelt helyzetű alsó kéreg a Rába-vonal mentén és a Balaton-vonaltól D-re. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

**Figure 10** Structure of the lithosphere along CEL08 profile using the average velocity values of the crust. Isostatic root can be seen below the mountain range and updoming of lower crust at Rába-line and on the south from Balaton-line up to the end of the profile. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

szelvényeket elkezdjük tanulmányozni, azokat a tényezőket vizsgáljuk meg, amelyek hatással vannak a szeizmikus hullámterjedési sebességére.

### 2.2.1. Kőzetfizikai tényezők

A relatív sebességváltozásnak négyféle forrása lehet:

**Összetétel:** A felső kéreg savanyú, gránitos (SiAl) összetételű kérgének helyére bázisosabb (pl. bazalt-gabbro anyagú, SiMa) kőzet nyomul, amelynek az összetételből adódóan nagyobb lesz a sűrűsége és a sebessége. Vizsgáljuk meg, hogy milyen változást eredményezhet ez! A közeg (kőzetmátrix) összetétele alapján (savanyútól a bázisosig) a sebességnövekedés a longitudinális hullámok

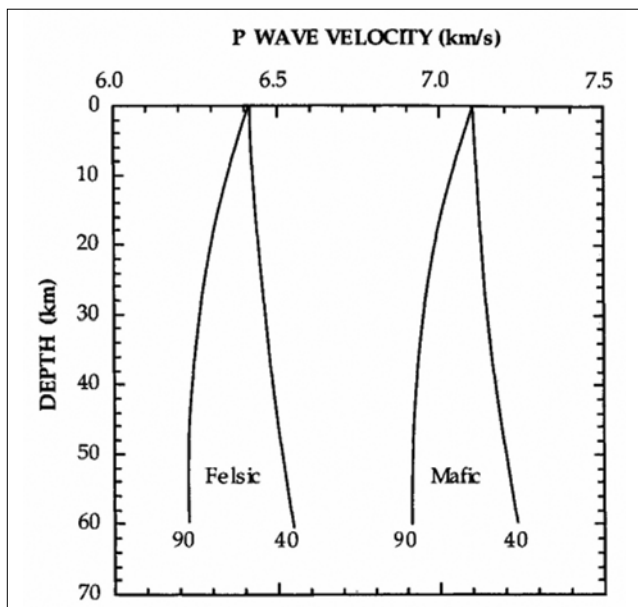
esetén 64%, a transzverzális vagy nyíró hullámok esetén 44% mértékű. A sűrűség kevésbé érzékeny az összetételből adódó változásokra, ott ez az érték csak 22% körüli (1. táblázat). Az összetételbeli változásokat tehát a P hullámsebesség alapján tudjuk legpontosabban vizsgálni, kicsit gyengébb a kontraszt az S hullámsebesség esetén, és a legrosszabb kontrasztot a sűrűségnél tapasztaljuk.

**Hőmérséklet:** A mélység növekedésével a tömörödöttség miatt a sebesség elvileg nő, de a hőmérséklet megnövekedése a sebesség csökkenését okozza, azaz a termikusan anomális helyeken a közeg sebessége is megváltozik (12. ábra), pl. egy hotspot vagy forró fluidumfeláramlás valószínűleg sebességcsökkenést idéz elő.

**1. táblázat** Mélységi magmás kőzetek sűrűsége és sebessége és annak százalékos változása a savanyútól az ultrabázisos összetételig (Dobrinyn et al. 1991, Ádám 1987 alapján módosítva)

**Table 1** Density and velocity of abyssal magmatic rocks and the rate of change from the felsic to the ultramafic ones (based on Dobrinyn et al. 1991, Ádám 1987)

Kőzet	Longitudinális $v_p$ (m/s)	Növekedés $\Delta v_p$ (%)	Transzverzális $v_s$ (m/s)	Növekedés $\Delta v_s$ (%)	Sűrűség (g/cm <sup>3</sup> )	Növekedés $\Delta \sigma$ (%)
Gránit	5000	0	3200	0	2,62	0
Granodiorit	5950	19	3350	5	2,67	2
Szienit	6150	23	3250	2	2,70	3
Diorit	6200	24	3550	11	2,80	7
Gabbro	6400	28	3650	14	2,90	11
Amfibolit	6800	36	4200	31	3,10	18
Peridotit	8200	64	4600	44	3,20	22



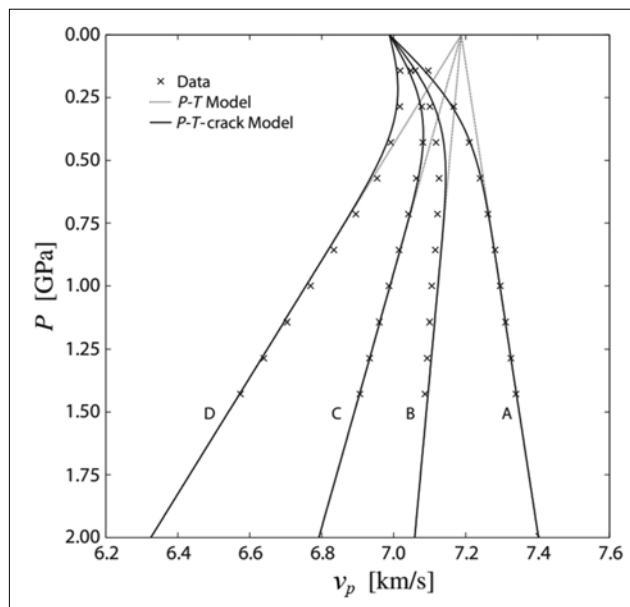
**11. ábra** Savanyú (felsic) és bázisos (mafic) kőzetek  $v_p$  sebességének megváltozása 40–90 mW/m<sup>2</sup> esetén (Chapman, Furlong 1992)  
**Figure 11** Variation of compressional wave velocity for typical felsic and mafic rocks as a function of depth in the crust for geothermal gradient corresponding to surface heat flow values of 40 and 90 mW/m<sup>2</sup> (Chapman, Furlong 1992)

A nagy geotermikus gradiens esetén (a hőfluxus változása 40 mW/m<sup>2</sup>-ről 90 mW/m<sup>2</sup>-ra) a sebesség a 11. ábra alapján 10–20 km mélységtartományban a kőzet összetételétől függetlenül 100–200 m/s változást idézhet elő a P hullámsebességben. Ez az 1. táblázat alapértékei alapján 4%-os sebességsökkenést jelent, ami elenyésző az összetételbeli változásokhoz viszonyítva.

**Nyomás:** A mélységgel arányosan nő a nyomás értéke. A nyomás megnövekedése átrendeződést, vagy akár átkristályosodást (metamorfózist) eredményez, ami a sebesség növekedésével jár, és kőzettani változásokat eredményez. A kompressziós (például az alpi orogén) zónában az ilyen változások mindenhol feltételezhetőek.

Magyarországon a felszínen 100 kPa (0,1 MPa) nyomás van, az átlagos függőleges nyomásgradiens [ $p = (2670 \text{ kg} \times 9,8085 \text{ m/s}^2)/1 \text{ m}^2 = 26,2 \text{ kPa/m}$ ], ebből 10 km mélységre 262 MPa, 20 km-re 524 MPa nyomás számítható. A Moho mélységtartományában az 1. táblázat alapján a nyomásnövekedés egyértelműen repedezett/porózus kőzetmátrix esetén  $\Delta v_p < 100 \text{ m/s}$  sebességnövekedést idéz elő, de tömör kőzetmátrixnál a geotermikus viszonyoktól függően növekedést vagy csökkenést is okozhat. Magyarországon a nagy geotermikus gradiens miatt a nyomásnövekedés sebességsökkenéssel jár, amelynek a mértéke elhanyagolható, vagy legalábbis a hőmérsékleti hatásnál kisebb, ami meglepő eredmény!

**Pórustérfogat:** Ez a paraméter elsősorban a laza törmelékes üledékek esetében, a kéreg legfelső szintjén domináns. A pórustérfogat a mélység növekedésével gyakorlatilag meg-



**12. ábra** Sebesség–nyomás összefüggés a hőmérséklet függvényében. Matematikai modellezés eredménye a gabbro esetén (Christensen, Mooney 1995), 20 °C-ról indulva, 0 K/km (A), 8,9 K/km (B), 15,2 K/km (C) és 26,9 K/km (D) geotermikus gradiens esetén

**Figure 12** Velocity–pressure relation depending on temperature for gabbro as it is given by a mathematical model (Christensen, Mooney 1995). Starting temperature is 20 °C, geothermal gradients are 0 K/km (A), 8,9 K/km (B), 15,2 K/km (C) and 26,9 K/km (D)

szűnik, és nagyobb mélységekben már csak nyírási zónákban megjelenő változásoknak köszönhetően jelentkezhet ismét olyan pórustérfogat, amely a sűrűsre, esetleg sebességre is kihat. A nyomás hatásának vizsgálatakor láttuk, hogy a tömör és a repedezett (vagy pórustérfogattal rendelkező) kőzetmátrix esetén a nyomás eltérő változásokat okoz. Nyilván arról van szó, hogy a nyomás növekedése kezdetben a hézagterfogat megszüntetésére használandó el (12. ábra, 0–0,5 GPa tartomány), és csak ennek teljes megtörténte után, a tömör kőzetmátrix esetében jelenik meg a hőmérséklet és a nyomás együttes, komplex sebességmódosító hatása.

A négy tényezőt különválasztottuk, de ezek mindig együttesen vannak jelen és okoznak jelentős kőzettani és többek között sebesség- és sűrűségváltozásokat. Az egyik paraméter növeli, a másik csökkenti a sebességet, de mindig a négy paraméter együttes hatása határozza meg az adott mélységben lévő kőzet hullámterjedési sebességét.

A felszín közelében a pórustérfogat és az összetétel együttesen határozza meg a közeg sűrűségét és sebességét. Nagyobb mélységekben, kristályos kőzetek esetén, az összetételből származó sebességnövekedés okozza a legjelentősebb változást (1. táblázat), ami a bázisos és savanyú kőzetek között 500–1000 m/s sebességeltérést jelenthet.

Lehetnek persze más tényezők is, például a nyírási zónákban összetöredezett kataklazitok (mechanikai felapró-

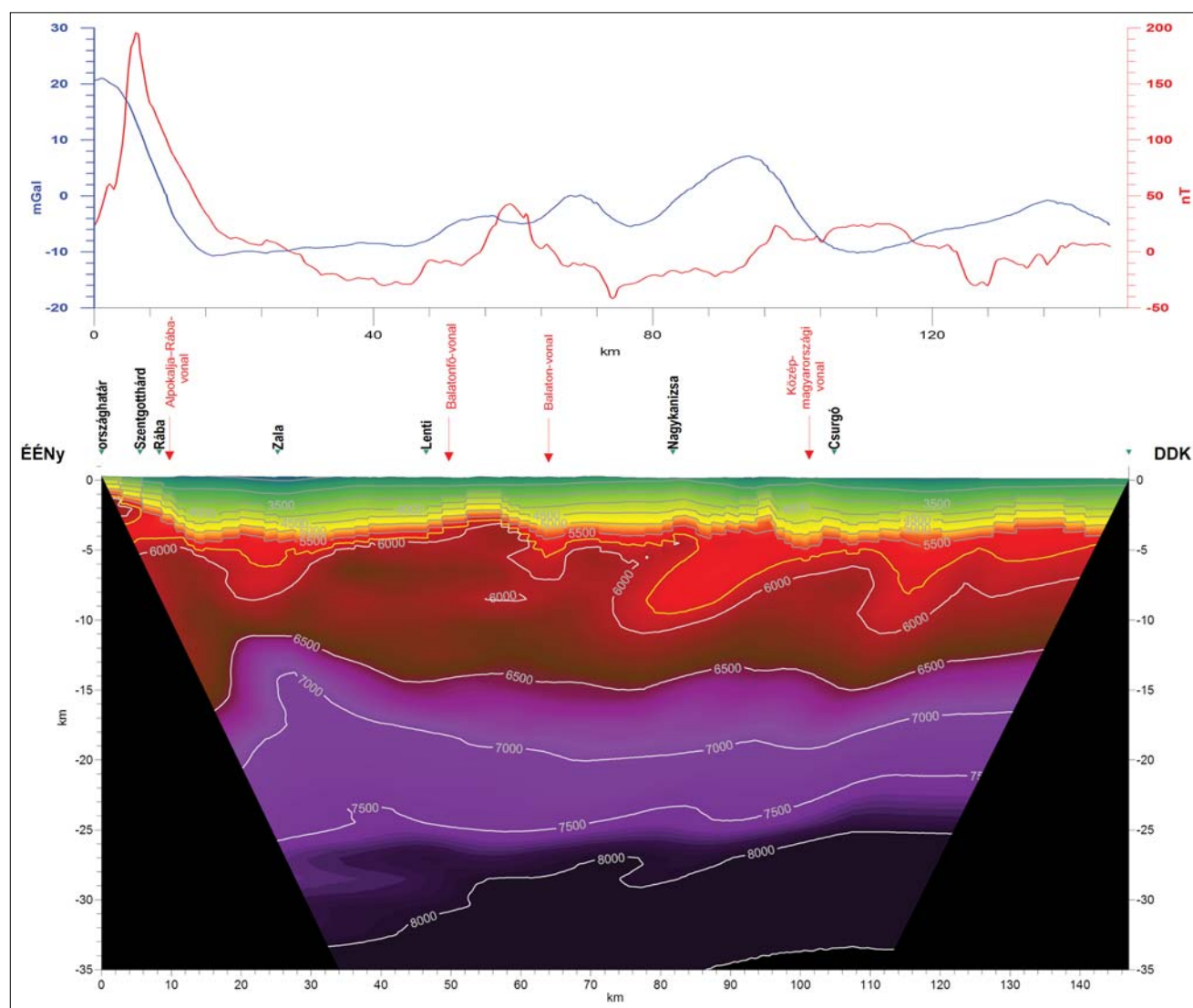
zódás, pórusterfogát megjelenése), amelyek szintén csökkenthetik a sebességet, ugyanakkor a nagy nyomáson átkristályosodással (fázisátalakulással) kialakult metamorf kőzetek sebessége nagyobb lehet, mint a kiindulási anyakőzeteké.

Az alsó és felső kéreg határán kimutatott nagy sebesség-anomáliák, valószínűleg a Moho szintjén is jelen vannak. Ez viszont azt is jelentheti, hogy ezeken a helyeken a köpeny (ultrabázisos peridotit) közelebb van a felszínhez (potenciális hőfeláramlási zóna).

A szeizmikus sebesség fontos paraméter, de háttérinformációk hiányában nehéz egyértelműen értelmezni, mert a változásai (anomáliái) több paramétertől függenek, még akkor is, ha bizonyos mélységtől az összetétel dominál leginkább. A vizsgált mélységtartományból nem mindig áll rendelkezésre közvetlen földtani vagy kőzetfizikai adat.

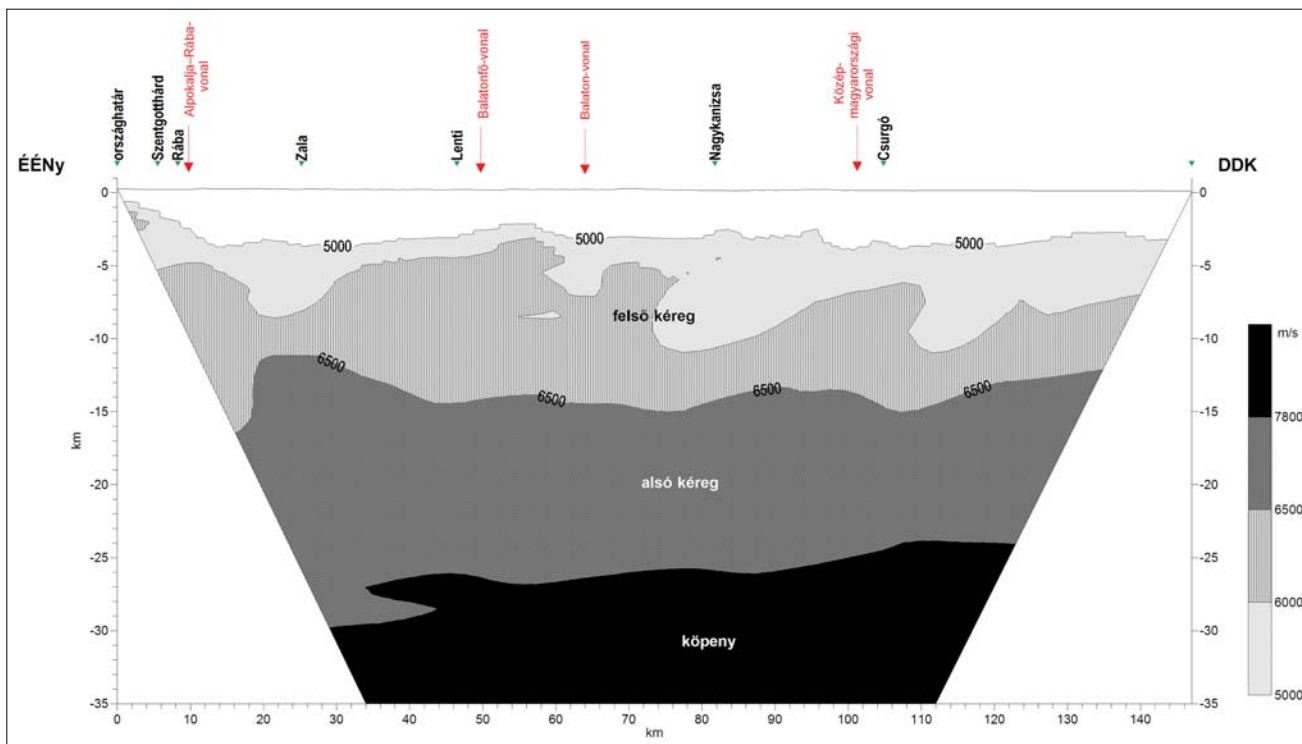
Vannak viszont más geofizikai adataink, amelyek szintén tartalmazhatják az adott mélység paramétereit által meghatározott jellegzetességeket. A bázisos földtani képződmények egészen a Curie-hőmérséklet mélységéig mágneses hatókként jelentkeznek, s ezt felhasználhatjuk a kéreg sebességanomáliáinak vizsgálatához.

A CEL08 szelvény (9. ábra) tomografikus P hullám-sebesség-tere és a felszínről ismert magmás, elsősorban vulkáni képződmények kapcsolata azt mutatja, hogy a felsőkéreg nagy sebességű, bázisos része felett a magmás kőzetek megjelenése törvényszerűnek tekinthető. Ez nem mindig nyilvánul meg közvetlenül a felszínen, mert sokszor a vastag, laza törmelékes összlet alján intruzív vagy szubvulkáni képződmények formájában megreked a bázisos anyag (pl. közép-magyarországi zóna). Máshol viszont, pl. a Balatonfelvidék a felszínig jelen lévő rideg, kristályos kőzet deformációra kevésbé hajlamos, ezért inkább törik,



**13. ábra** A litoszférakutató CEL07 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses  $\Delta T$  anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint

**Figure 13** Seismic tomographic velocity section along the CEL07 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic  $\Delta T$  anomaly (red) curves above. Legend: see Fig. 9



14. ábra | A litoszféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján a CEL07 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

Figure 14 | Structure of the lithosphere along CEL07 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

reped, és ezeken a kinyíló csatornákon a magmaanyag könnyen a felszínközelsébe kerülhet. Mivel a magma felemelkedése gyors, ezért nem olvasztja be a környezetét, és a bázisos jellege megmarad.

A Kárpát–medence kialakulása után jelentkező geodinamikai mozgások „araszoló hernyóra” emlékeztető módon kompressziós (szinklinális) és extenziós (antiklinális) zónákat alakítottak ki a litoszférában. Ennek következtében a mély törések a kompressziós zónában felfelé elzáródnak, az extenziós zónában felfelé kinyílnak, ez utóbbinál megteremtve a magma felfelé áramlásának lehetséges útvonalát.

Nem mindenhol azonosítható azonban bázisos jellegű, bazaltos vagy andezites vulkáni képződmény, mert a bázisos anyag a felemelkedés során a környezetét beolvasztva/feloldva összetételben megváltozhat, elsavanyodhat és akkor dácit vagy riolit keletkezik belőle, arról nem is beszélve, hogy mindez földtani időben elnyúlva, változó intenzitással jelentkezik.

### 2.2.2. Nagy sebességű zónák a CEL szelvényeken

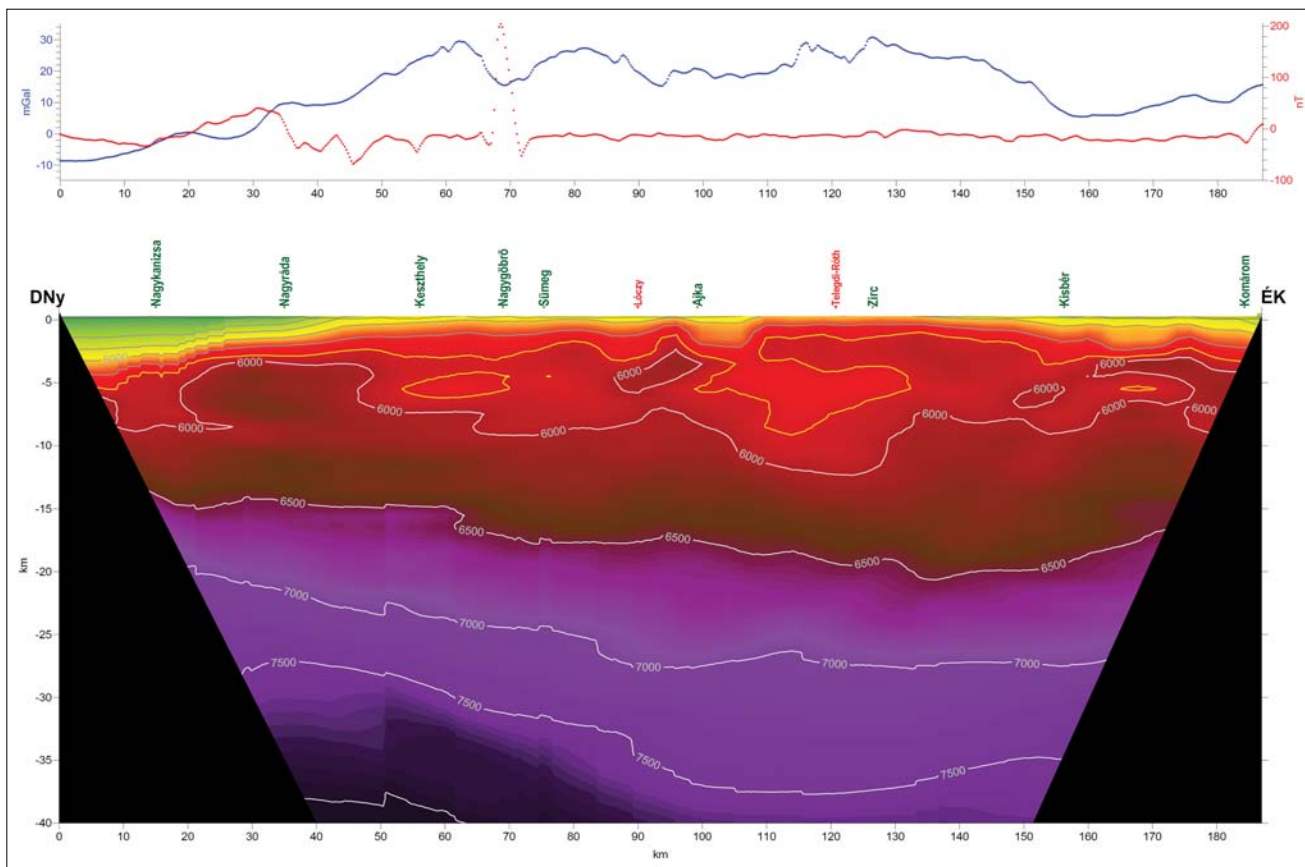
A CEL07 szelvény (13., 14. ábra) sebességviszonyait vizsgálva a 6000 m/s-nál nagyobb sebességű zónák felnyúlnak akár 5 km-es mélységig, például az Alpokalja/Rába-vonal mentén (10–15 vkm<sup>0</sup>), a Zala folyótól D-re (~30 vkm-től) egészen Nagykanizsáig (~75 vkm-ig). Máshol csak 7 km-es mélységig, például Csurgó alatt (105 vkm környékén),

illetve 125 vkm-nél. 15 km mélységben már 6500 m/s feletti sebességeket mutatnak a szeizmikus adatok, sőt az Alpokalja/Rába-vonal mentén a sebesség eléri a 7000 m/s értéket. Még ha feltételezzük azt, hogy a sebességek nem abszolút értékkel jelentkeznek a méréseinkben, a relatív sebességnövekedés mindenképpen azonosítható a szelvények mentén.

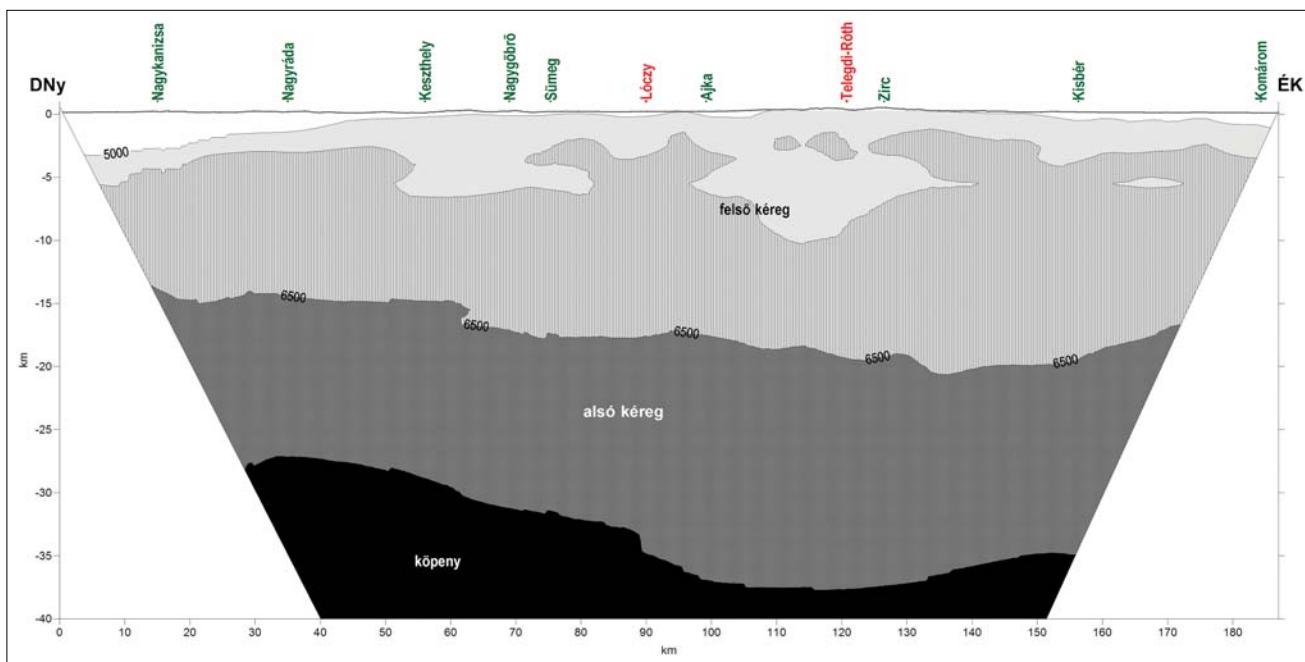
Ezek a helyeken (kivéve a 105 vkm környékét) a mágneses mérések is anomáliát mutatnak, jelezve a mágneses anyag / bázisos földtani képződmények jelenlétét. Ezek közül a legjelentősebb az 5–10 vkm-nél jelentkező anomália az Alpokalja/Rába-vonal mentén, amelyhez egy gravitációs lépcső is kapcsolódik. Később Zalában, a Balatonfő- és a Balaton-vonal között húzódik a következő anomália.

A következő szelvény a CEL01 (15., 16. ábra), amelynek a nyomvonala a nagyszerkezeti zónával (középhegységi vonulat csapásával) közel párhuzamos, ami az értelmezés és feldolgozás szempontjából kedvezőtlen. Így ezen a szelvényen várhatóan eltérő sebességértékeket fogunk tapasztalni (bár lehet, hogy ezek a pontosabbak), ami a szintek helyzetét is módosítja, de a relatív sebességkontraszt nem torzul.

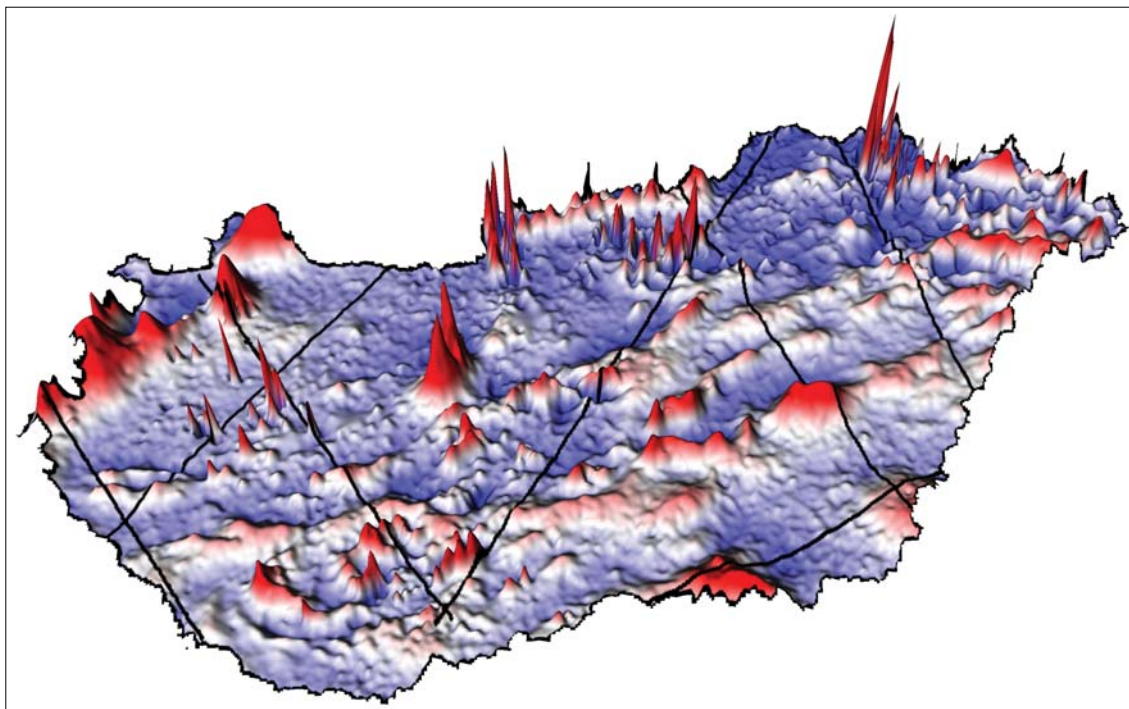
A 6000 m/s-os szintet 5–10 km-es mélységben Nagyráda térségében (20–50 vkm), Ajka előtt (90–100 vkm között) és Kisbér után találunk (150–187 vkm). 15 km mélységben a 6500 m/s-os szint a szelvény elején, egészen Nagyöbörögig azonosítható, s ettől ÉK-re a szint egyre mélyebb helyzetben jelentkezik.



**15. ábra** A litoszférakutató CEL01 szeizmikus vonal tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses  $\Delta T$  anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint  
**Figure 15** Tomographic velocity section along the CEL01 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic  $\Delta T$  anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9

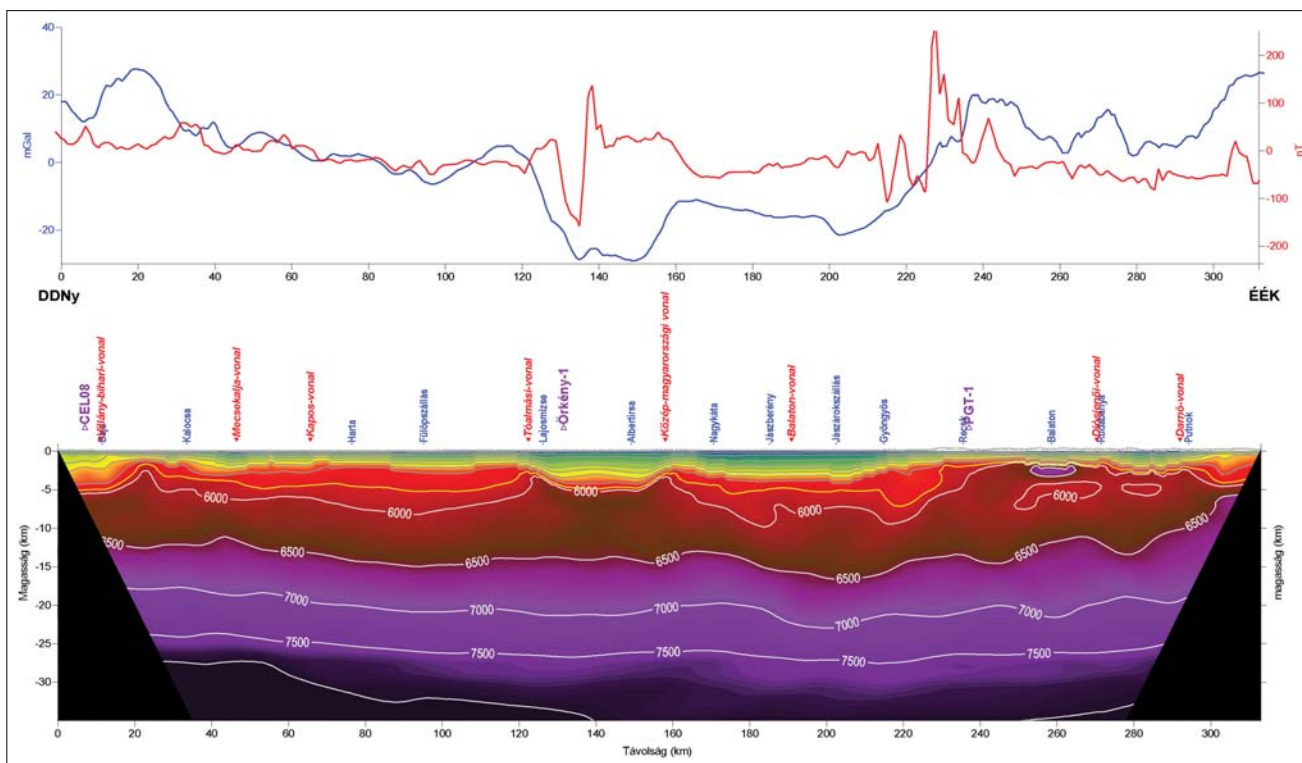


**16. ábra** A litosféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL01 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők  
**Figure 16** Structure of the lithosphere along CEL01 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

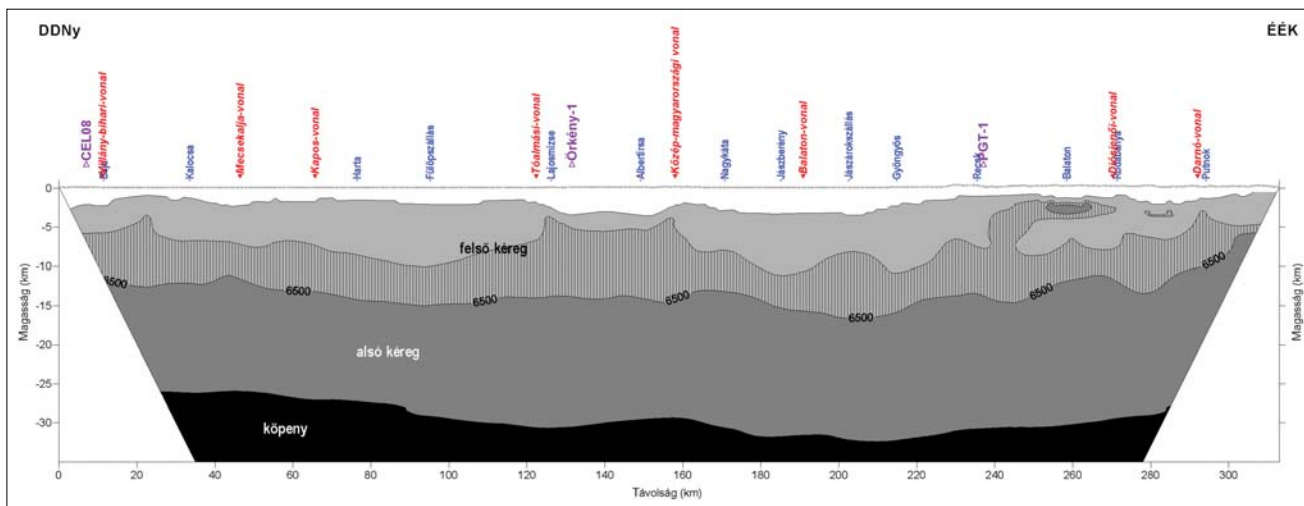


17. ábra A mágneses  $\Delta T$  anomáliatérkép háromdimenziós megjelenítése a litoszférakutató szelvények nyomvonalával  
 Figure 17 Three-dimensional view of magnetic  $\Delta T$  anomaly map with the locations of the deep seismic profiles exploring the lithosphere

Mélybeli mágneses anomália csak Nagyráda környékén, az Alpokalja/Rába-vonal nyírási zónája mentén azonosítható. A Nagygöbrönél jelentkező nagy amplitúdójú mágneses anomália lokális felszíni hatótól származik, je-



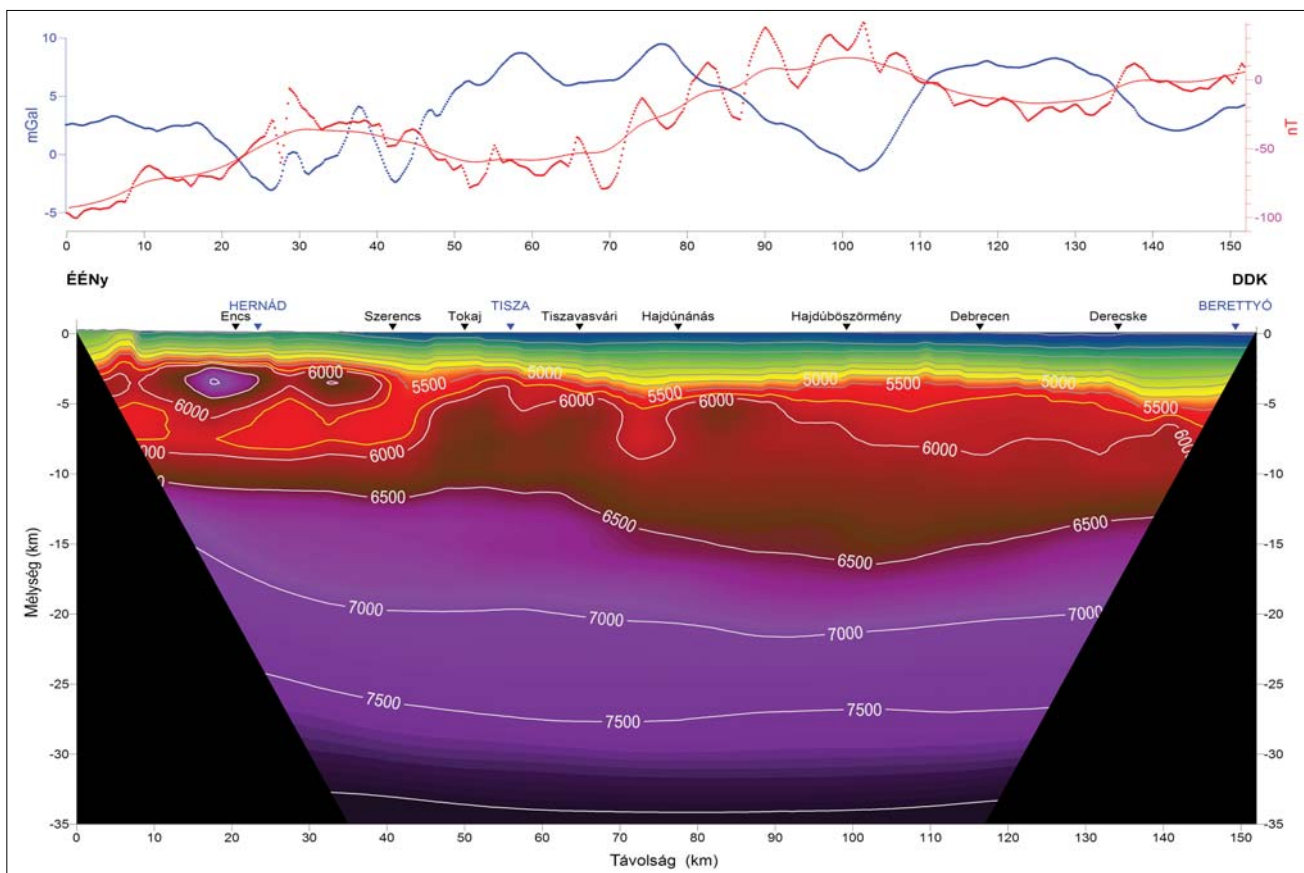
18. ábra A litoszférakutató CEL05 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses  $\Delta T$  anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint  
 Figure 18 Seismic tomographic velocity section along the CEL05 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic  $\Delta T$  anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9



**19. ábra** A litosféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL05 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők  
**Figure 19** Structure of the lithosphere along CEL05 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

lentos gyökérzónája nincsen. Mindez persze nem meglepő, hiszen a Dunántúli-középhegység ÉNy-i lábánál fut a szelvény, jelentős vastagságú mezozoos képződményeken.

A Kab-hegy példája alapján azt is tudjuk, hogy a szeizmikus mérések azokat a változásokat is érzékelik, amelyek a mágneses szondák érzékenységi határán kívül (azaz távolabb) vannak. Nyilvánvaló, hogy ezek a szeizmikus mé-



**20. ábra** A litosféra kutató CEL04 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anómia- (kék) és a mágneses  $\Delta T$  anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint  
**Figure 20** Seismic tomographic velocity section along the CEL04 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic  $\Delta T$  anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9

rések nagyobb térrészt látnak, mint a mágneses mérések. Nem lesz tehát minden nagy sebességű zóna felett mágneses anomália, még akkor sem, ha a közzetani összetétel indokolná ezt. A mágneses anomália-térkép és a szelvény-nyomvonalak együttes háromdimenziós megjelenítése (17. ábra) mutatja a legszebben, hogy a mágneses anomália-vonulatok összefüggőnek látszanak, ugyanakkor a litoszférakutató-szelvények nyomvonala nem mindig a jellegzetes mágneses anomáliákon mennek keresztül, hanem gyakran egy lokális plusz–mínuszos átmeneti zónában, ahol a szelvények nyomvonalában gyakorlatilag nincs mágneses anomália. Ez a mágneses vektortér irányától és a mágneses ható távolságától függően változhat.

Ilyenek például a CEL08 szelvény mentén a Kab-hegy vagy a Mecsekalja-zóna, a Kelet-Mátra vagy a diósjenői diszlokációs zóna a CEL05 szelvény mentén és a CEL04 szelvény mentén pedig a Tokaji-hegység egyes részei. A szeizmikus háromdimenziós feldolgozások ugyanakkor jelzik ezeket a nagy sebességű térrészeket, a Dunántúlon (Fancsik et al. 2003), a Kelet-Mátrában vagy a Tokaji-hegység (Hegedűs 2005) és a Nyírség területén (Hajnal et al. 2004).

A 17. ábra mutatja a mágneses  $\Delta T$  anomáliatérkép háromdimenziós megjelenítését. A térkép alapján szinte nem is hinnénk, hogy például a Kab-hegy bazaltjait a CEL08 szelvény mágneses anomáliái alapján nem lehet azonosítani. Vagy a CEL05 szelvény (18., 19. ábra, 220–240 vkm) mágneses adatain a Kelet-Mátra éppen csak megjelenik és a CEL04 szelvényen (20., 21. ábra, 20–40 vkm) a Tokaji-hegység andezitjei szinte nem is látszanak,

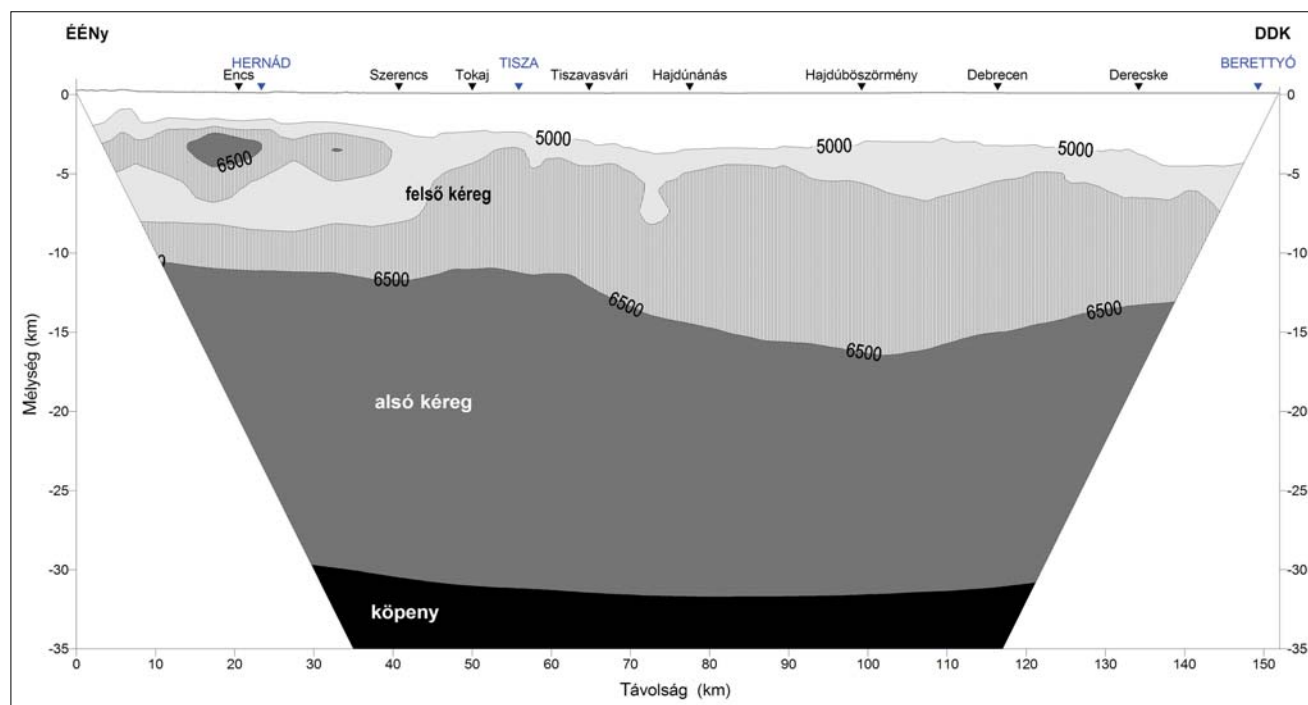
miközben a sebességszelvényen ezek a nagy sebességű zónák mindenhol azonosíthatóan jelen vannak.

A 18., 19. ábrán a CEL05 szelvény sebességviszonyait látjuk. Ezen a szelvényen a közép-magyarországi zóna és az Északi-középhegység megjelenése érdekes a felső 10 km-es tartományban. A közép-magyarországi zóna szeizmikus leképzése alapján egy 3–4 km mély, árkos szerkezet, amely fiatal, laza törmelékes üledékkel van kitöltve, s alatta nagyon gyorsan, 1 km-en belül megjelenik a környezetétől jól elkülönülve egy nagy, 6000 m/s sebességű közzettest (ez a sebesség már alsó kéreghez közeli, ami az árok alatt 5–6 km-től azonosítható). Az árokban nem folytonosan, de több helyen kimutathatóan bázisos magmás kőzetek is jelen vannak (pl. Kiss et al. 2016). Az egész egy kontinentális riftzónára emlékeztet.

Meglepő módon a Conrad- és Moho-felületeknek megfelelő sebességszinteken a felső kéregben jól látszó anomális szerkezetek jelentős része nem jelenik meg, aminek (földtani/mérési/feldolgozási) oka egyelőre ismeretlen. A litoszférakutató CEL szelvények alapján azonban látszik a változatos felső kéreg, amelynek részletesebb, sűrűbb mintázása még több információt adhatna kezünkbe a Kárpát-Pannon régió földtani felépítéséről.

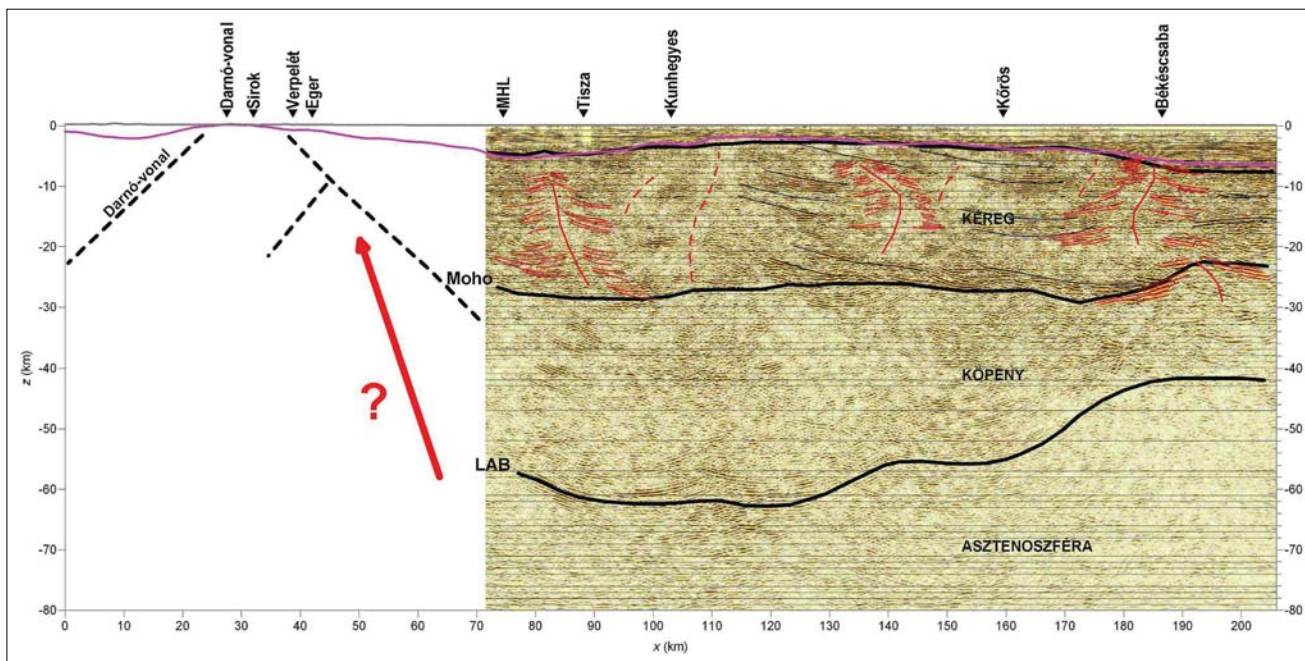
### 2.2.3. PGT szelvények, feláramlási zónák

A PGT-1 szelvény komplex feldolgozása a *Magyar Geofizikában* korábban megjelent már (Kiss, Madarasi 2012), amelyet szintén fel tudtunk használni az értelmezésekhez. A szeizmikus reflexiós szelvényen kimutattunk ún.



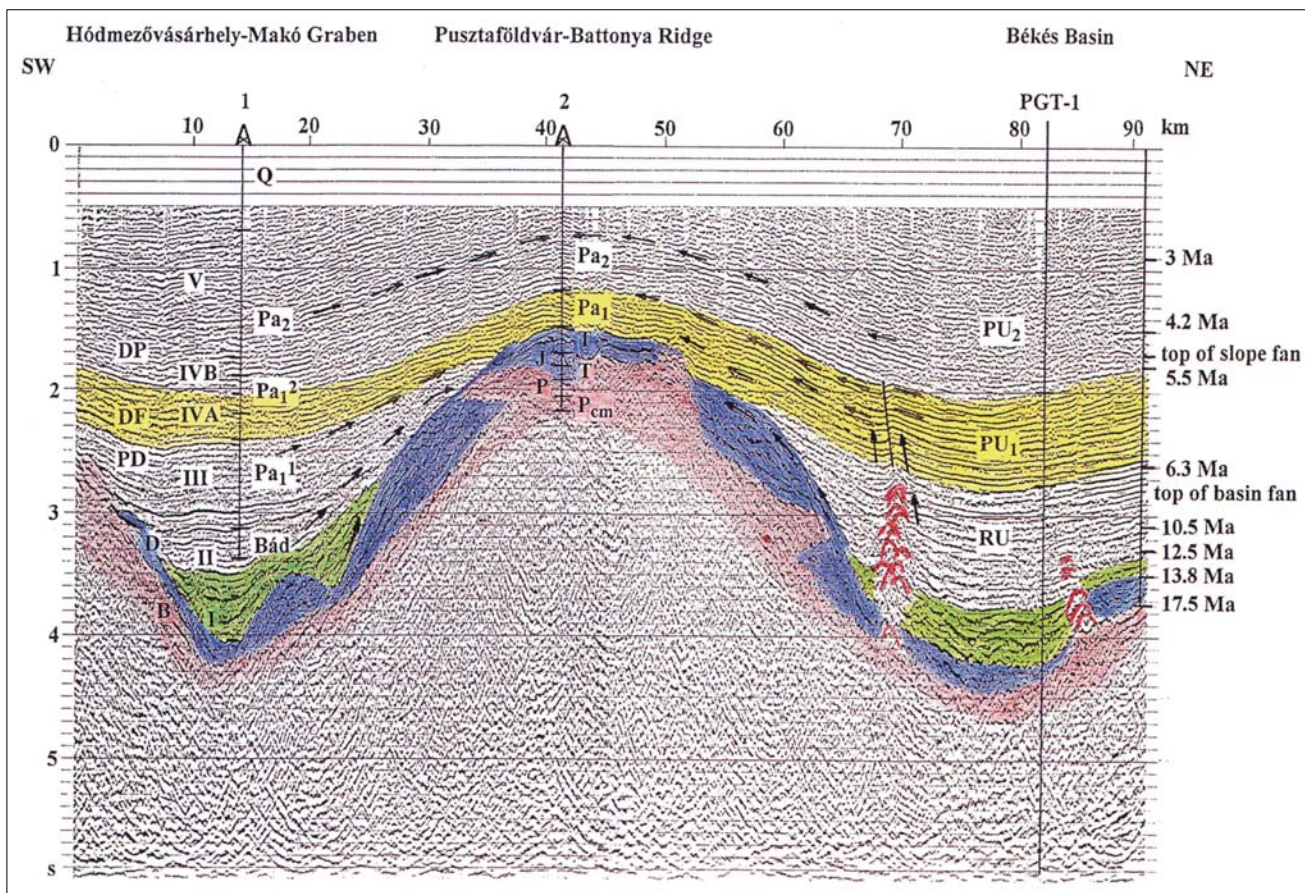
**21. ábra** A litosféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL04 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

**Figure 21** Structure of the lithosphere along CEL04 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust



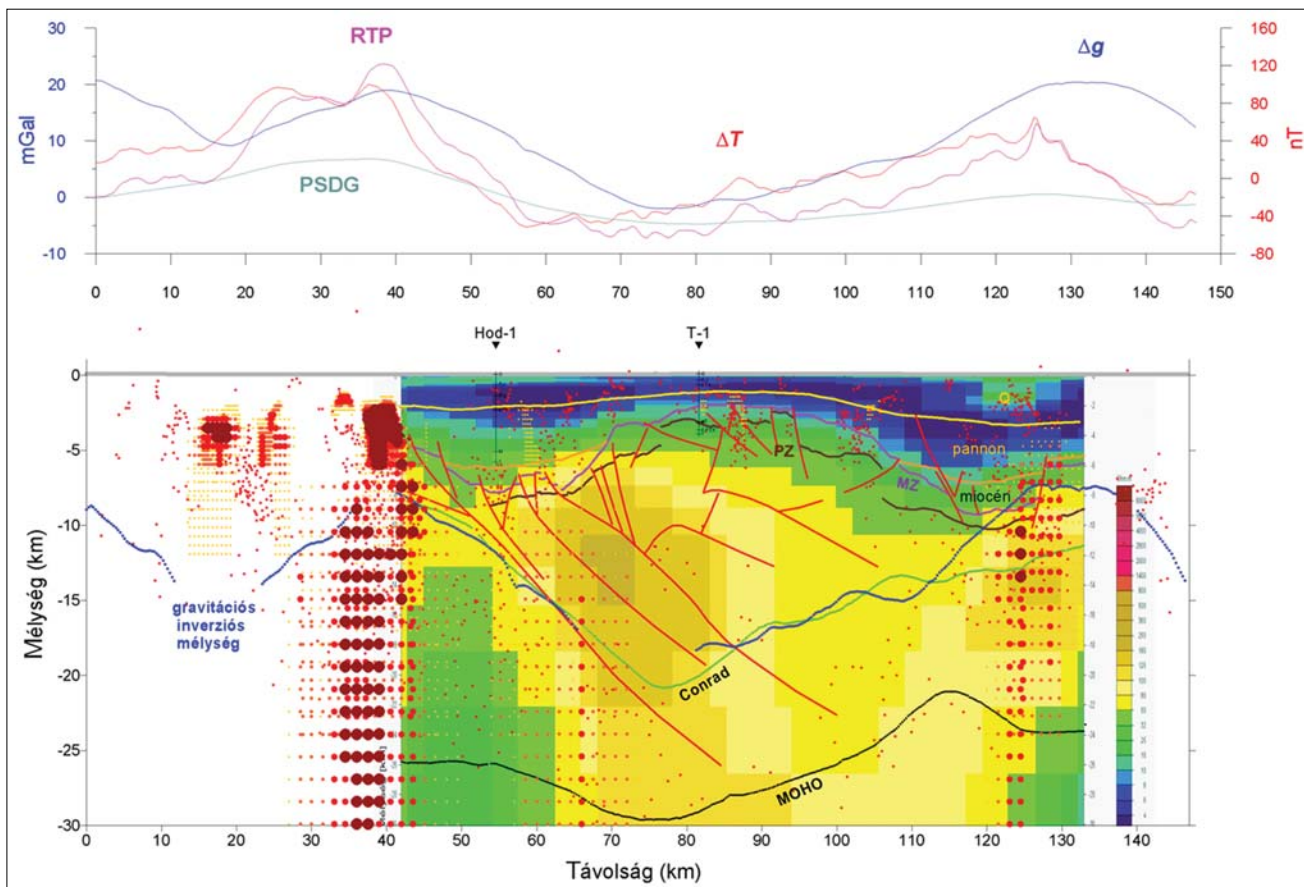
22. ábra | A határokig meghosszabított PGT-1 szeizmikus reflexiók mélységsvény értelmezése a „szeizmikus fenyők” pirossal kiemelve (Kiss, Madarasi 2012)

Figure 22 | The interpreted PGT-1 seismic reflection depth section, “seismic pines” are enhanced by red (Kiss, Madarasi 2012)



23. ábra | PGT-4 szeizmikus reflexiók szelvény (Posgay et al. 1996)

Figure 23 | Seismic reflection section PGT-4 (Posgay et al. 1996)



**24. ábra** A határokig meghosszabbított PGT-4 komplex geofizikai szelvény. Felül: gravitációs, mágneses anomália-görbék (RTP – pólura redukált mágneses és PSDG – pszeudogravitációs anomália), Alul: szeizmikus értelmezés (vonalak) az MT fajlagosellenállás-szelvényen, automatikus Naudy és Werner-hatókijelölések (pont szimbólumok) és a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével

**Figure 24** Complex geophysical section PGT-4. Above: gravity, pseudogravity, magnetic and reduced to the pole magnetic anomaly curves. Below: Seismic interpretations (by lines) on the MT apparent resistivity section with magnetic Naudy and Werner solutions (by points) and the result of gravity depth inversion (by blue dotted line)

„szeizmikus fenyők”-et. Ezek a helyeken a reflexiók felfelé áramlásra jellemző irányokat mutatnak, amit kőzetolvadék, esetleg magma anyag benyomulása okozhat. Mivel alulról felfelé irányul, ezért feltételezhető, hogy a környezeténél bázisosabb, és ebből adódóan nagyobb sebességű anyagról van szó (22. ábra). A szeizmikus szelvényen ezek a feláramlási zónák feltételezhetően ugyanolyan anomális zónák lehetnek, mint amit a sebesség-tomográfia alapján tapasztaltunk a CEL szelvények esetében.

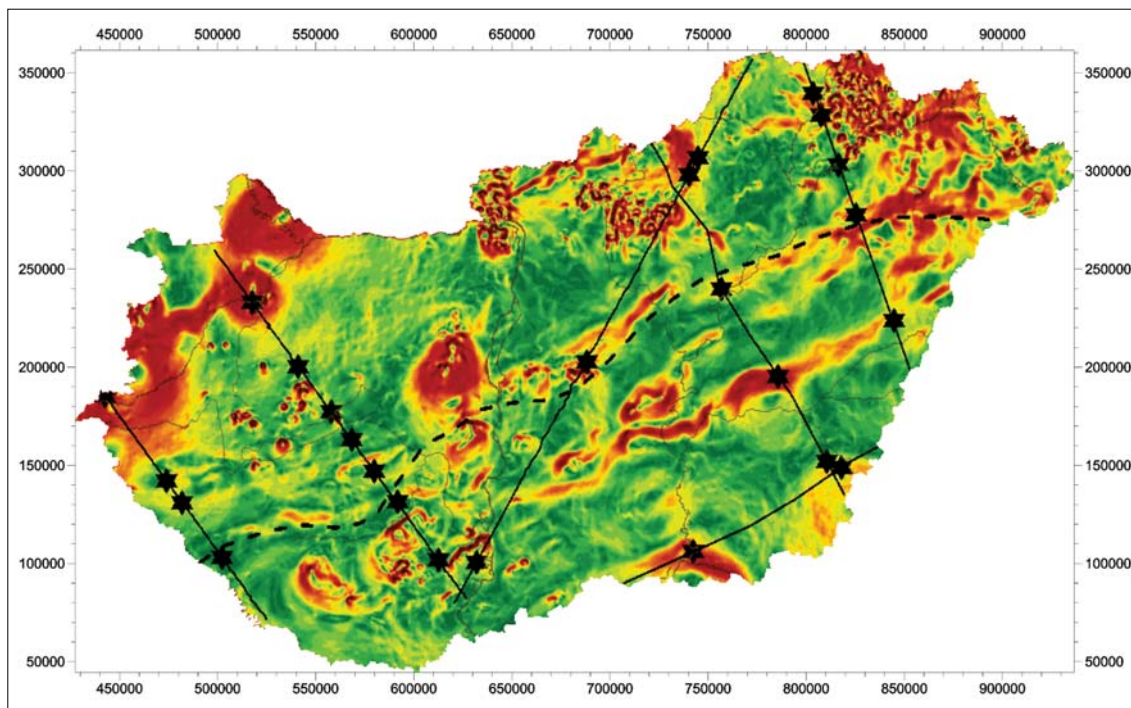
A medencealjzat, a Moho és a LAB<sup>d</sup> határfelülete jól azonosítható volt már a szeizmikus feldolgozások kezdetén (Posgay et al. 1995), de Conrad-felület kijelölése nem történt meg, feltételezhetően a részletes sebességanalízis hiánya miatt.

A PGT-4 szelvény feldolgozását is Posgay és kollégái végezték, az eredményeket a *Geophysical Transactions*ban publikálták (Posgay et al. 1996). A szelvényen kéregbeli magmás intrúziókat azonosítottak, amelyet 70 és 83 vonal km környékén pirossal ki is emeltek (23. ábra). Itt a 3,5 km mély medence felett a mágneses mérések is maximumokat mutatnak bázisos magmás kőzetek miatt. A szelvény eleje

is egy ilyen mágneses blokkon található, amelyet a határokig meghosszabbított szelvényen (24. ábra) lehet jól azonosítani. Figyeljük meg, hogy a PGT-4 szelvény mentén a gravitációs maximum és az abból kapott inverziós mélységgörbe a szeizmikus Conrad- (vagy Moho-) felülettel korrelál, és antikorrelál a Makói-árok – Battonyai-gerinc – Békési-medence szerkezeteket leképező medencealjzat-mélységgel. A mágneses anomáliák is a gravitációs maximumhoz kapcsolódnak, azaz a Conrad-felület lefutásával mutatnak hasonlóságot.

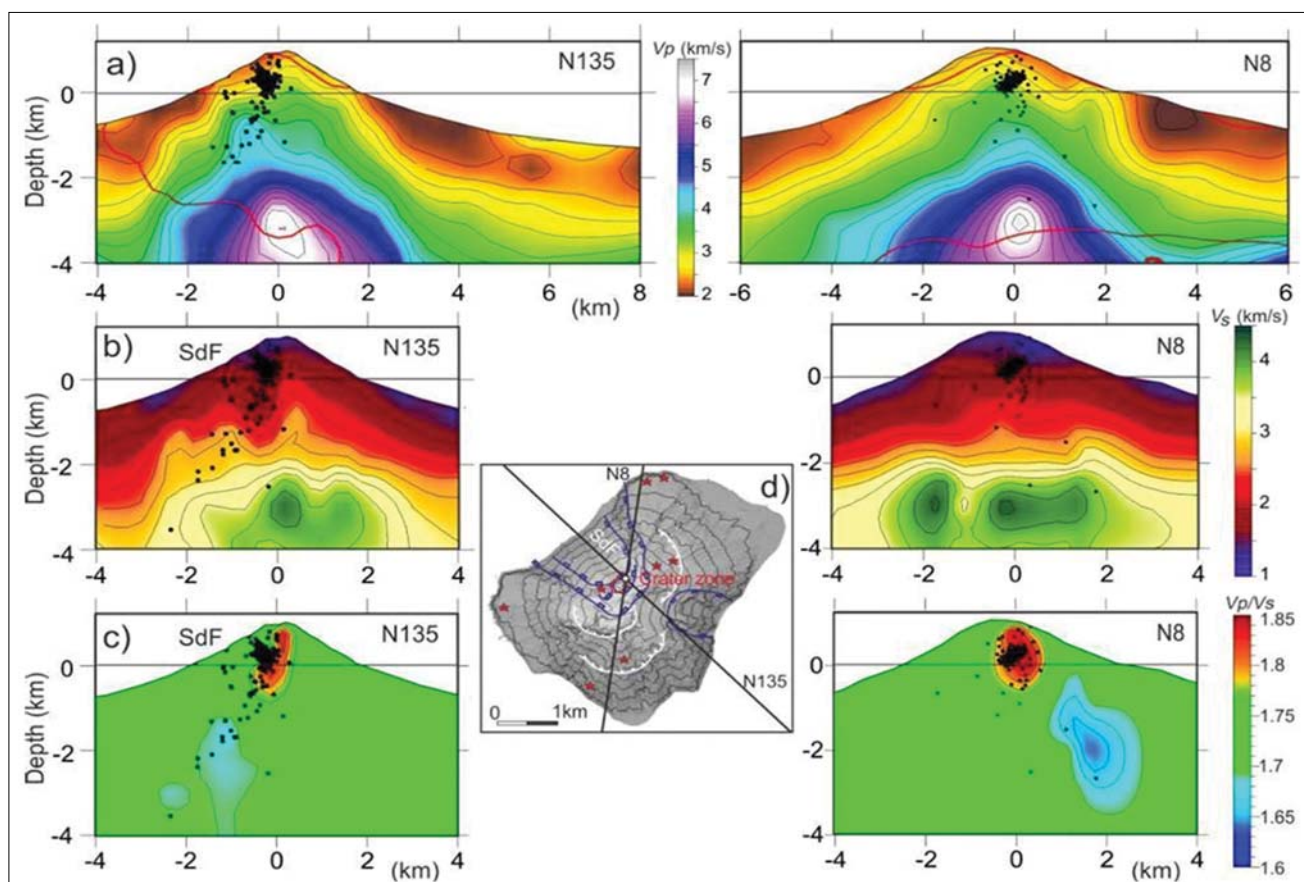
A 8. ábra litoszférakutató szelvényeit módszeresen végigvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy ahol a kéregbeli nagy sebességű zónák a szeizmikus szelvényeken kimutathatók, ott a mágneses anomália-térképen kisebb-nagyobb anomáliavonulat van (25. ábra). Néhány esetben ez pontszerű (tanúhegyek), de az esetek többségében a szelvény mentén jelentkező nagy sebességű zónák egybeesnek a Magyarországot DNY–ÉK irányban átszelő mágneses anomália-páztákkal, amelyek a nagyszerkezeti vonalakkal párhuzamosan jelentkeznek.

Ezek az anomáliák nem egyszer gravitációs minimum-zónára esnek, amelyekben 2–3 km vastagságú üledék alatt



25. ábra Nagy sebességű zónák helyei (csillaggal jelölve) a transzformált mágneses anomália-térképen (Kiss 2015, 2016). Szeizmikus szelvények Ny-ról K-re: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04

Figure 25 Places of high velocity zones on the transformed magnetic anomaly map (Kiss 2015, 2016). Seismic profiles from W to E: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04



26. ábra A Stromboli vulkán szeizmikus sebsségsszelvényei (Patenè et al. 2017)

Figure 26 Seismic velocity sections across Stromboli volcano (Patenè et al. 2017)

alig néhány kilométerre, már ezeket a nagy sebességű zónákat lehet azonosítani (pl. Örkényi-árok). Ezekben a feltételezhetően mély nyírási zónákban (ezért gravitációs minimum) több helyen is megjelennek a felszínen a vulkanitok (kréta, paleogén, miocén, pannon), ami jelzi a zóna mentén a megemelkedett köpenyből származó bázisos, ultrabázisos anyag közelségét.

Mindezek összességében azt jelentik, hogy sikerült a szeizmikus adatok alapján megoldani a hosszú mágneses anomáliavonulatok rejtélyét, azaz kimutatni a bázisos-ultrabázisos összetételű földtani képződményeket (nagy sebességű mágneses hatókat) és lokalizálni azok körülbelüli mélységét.

### 3. Egy „élő” vulkán tomografikus sebességviszonyai – Stromboli

Napjainkban jelent meg egy 2000 éve folyamatosan aktív vulkánnak, a Stromboli vulkánnak az aktív és passzív szeizmikus felméréséről egy cikk (Patenè et al. 2017). Ebben háromdimenziós képek és kereszt-szelvények (pl. N8 és N135) mutatják be a vulkáni felépítmény sebességviszonyait, azaz a  $v_p$  és  $v_s$  sebességeket, illetve a két sebesség hányadosát (26. ábra).

Az ábrán felül a  $v_p$ , alatta a  $v_s$  és még lejjebb a két sebesség hányadosának eloszlásértékét mutatják be. Figyeljük meg a  $v_p$  sebességviszonyokat a szelvények mentén, hogy a vulkáni kúp alatt 2,5 km mélységben már 6000 m/s sebességértékeket tapasztalunk és nagyon gyors sebességnövekedést. Ez a sebesség a felszínre emelkedő kőzetolvadék (magma) jellemzője lehet. A felszíni kitorési kürtő feláramlási csatornáját a  $v_p/v_s$  sebességhányados maximális értékeinél valószínűsítik a szerzők.

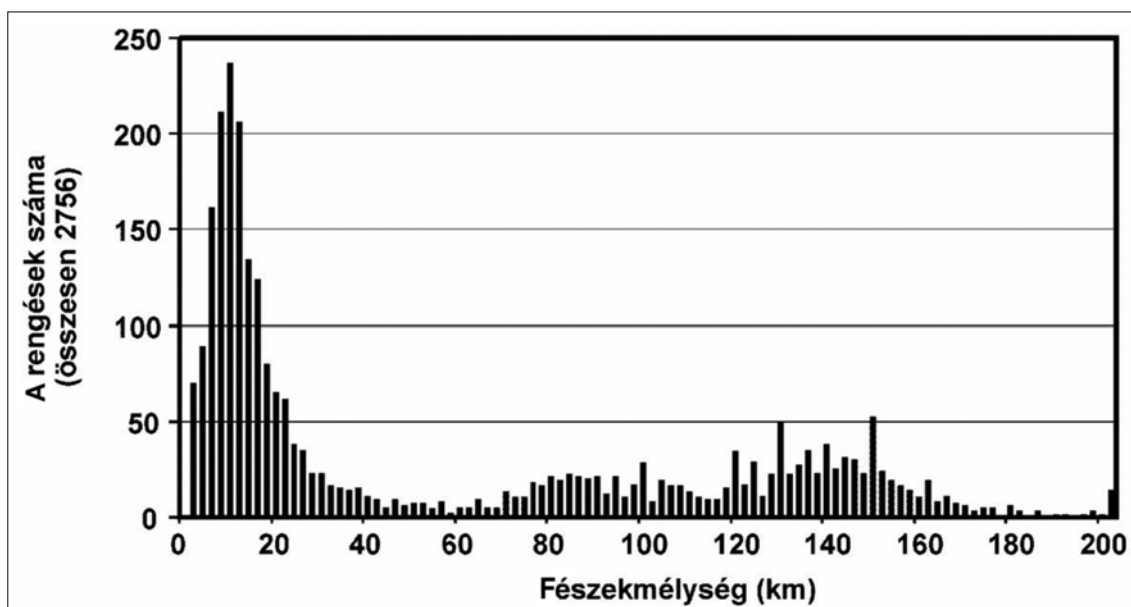
Stromboli vulkán káliumdús bazaltból és andezitből áll,<sup>6)</sup> azaz bázisos magmás kőzetekből. A mi szempontunkból a 6000 m/s feletti sebességértékek azért érdekesek, mert a CEL szelvények mentén több esetben is azonosíthatunk hasonló sebességviszonyokat, és a tanúhegyekkel, valamint a mágneses anomália-térképpel való szoros kapcsolat miatt itt is feltételezhető, hogy a sebességanomália alsó kéreg eredetű bázisos-ultrabázisos kőzeteknek köszönhető.

Magyarország nem egy aktív vulkáni terület, de a Kárpát-medencei köpenydiapír miatt az analógia nem vethető el teljes mértékben. A  $v_p/v_s$  hányados értékének ismerete a CEL szelvények esetében a földtani értelmezés szempontjából nagyon érdekes lenne.

### 4. Összegzés és javaslatok

A Tisia nagyszerkezeti egység É-i határának vizsgálata során a feldolgozásaink a mélybeli földtani felépítésre irányították figyelmet. A szeizmikus litoszférakutató szelvények sebességeloszlása, az izosztázia alapján meghatározott Moho-mélység és a mágneses mérések kis amplitúdójú anomáliázónái kapcsolatot, közös eredetet jeleztek.

A szeizmikus szelvényeken a Moho-kiemelkedéseknél, a felső kéregben jellegzetes nagy sebességű (>6000 m/s) anomáliákat tapasztaltunk. A sebességanomáliák térképi megjelenítése során a sávós mágneses anomáliák rajzolatát kaptuk vissza. A sávós mágneses anomáliák olyan kéreganomáliák, amelyek spektrálanalízissel meghatározott mélysége 10 km körüli. Ezek a sávós anomáliák főleg a Tisia nagyszerkezeti egységekre jellemzőek, de az Északi-középhegységben is található ilyen, például a diósjenői diszlokációs zóna vagy Dunántúlon az Alpokalja-vonal.



27. ábra | A földrengések mélységének eloszlása a Kárpát–Pannon régióban (Tóth, Zsíros 2000)

Figure 27 | Distribution of depth of the earthquakes in Carpathian–Pannonian region (Tóth, Zsíros 2000)

Itt érdemes megjegyezni, hogy Tóth László és Zsíros Tibor szerint (Tóth, Zsíros 2000) Magyarország területére a 6–15 km közötti mélységben kipattanó földrengések a legjellemzőbbek (27. ábra). Ez a mélység cikkünk eredményeivel összevetve a savanyú és bázisos kéreg találkozásánál (Conrad-határfelület), az összetétel-különbségből származó háttérjelenségekre hívja fel a figyelmet. Ebből adódóan érdemes lenne a litoszférakutató szeizmikus vonalak tomografikus sebességszelvényeit (CEL szelvények) és a földrengések hipocentrum adatait – ahol pontos mélységek állnak rendelkezésre – összevetni, illetve együtt vizsgálni.

A sebességszelvények részletesen mutatják ezeknek a nagy sebességű zónáknak a helyzetét a 5–15 km-es mélységtartományban (ennek a mélységtartománynak az alsó határa Magyarországon a Curie-mélységnek felel meg). A nagy sebességű zónák felett, a felszínen különböző korú vulkanizmus jelei azonosíthatók, tehát a felszíni földtani értelmezés szempontjából fontos lehet ezeknek a mélyzónáknak az ismerete. Ahol a Conrad-határfelület az összetétel és hőmérséklet által determinált Curie-mélység fölé emelkedik, ott a bázisos alsó kéreg anyaga már mágneses hatóként jelentkezik (Curie-mélység alatt még nem!). Az anomális mágneses hatást a Hopkinson-effektus tovább erősítheti.

A litoszférakutató szeizmikus mérések mellett egyre inkább elterjednek a passzív szeizmikus mérések és a szeizmikus zajtomográfia. A  $v_p/v_s$  hányados értékét a litoszférakutató szelvények esetében még nem vizsgáltuk. Pedig az aktív és passzív szeizmikus mérési eredmények összevetése fontos lenne, ami például a Dunántúlon végzett CEL mérések és a passzív szeizmikus mérések (pl. Ren et al. 2013, Hetényi et al. 2015, Szanyi 2017) eredményei alapján elvileg lehetséges. Napjainkban is folynak olyan kutatások (pl. Alp-Array), amelyek a szükséges  $v_s$  sebességadatok mérésével foglalkoznak.

### A tanulmány szerzői

Kiss János, Vértesy László, Fancsik Tamás, Kovács Attila Csaba, Madarasi András<sup>†</sup>, Gulyás Ágnes

### Jegyzetek

- <sup>a)</sup> Prinz Gyula (1926) hívta először a Kárpátok és a Dinaridák közötti közbenső tömeget „Tisia”-nak. Ma már csak a Középmagyarországi vonaltól D-re található egységet hívjuk így, amely elkülönítésben Telegdi Roth Károlynak (1929) van úttörő szerepe. Geofizikai azonosítása Scheffer Viktorhoz (1960) köthető. További részletek Horváth Ferenc (2007) akadémiai doktori értekezésében olvashatók összegyűjtve.
- <sup>b)</sup> A Tisia Konferencián (Pécs 2015. február 27–28.) elhangzott előadás (Kiss et al. 2015) kibővített anyaga
- <sup>c)</sup> vkm – vonalkilométer, a szelvény nyomvonal mentén az északi/nyugati kezdőponttól mért távolság
- <sup>d)</sup> LAB – Lithosphere–Asthenosphere Boundary (litoszféra–aszténoszféra határfelület)
- <sup>e)</sup> <http://geology.com/volcanoes/stromboli/>

### Hivatkozások

- Ádám O. (1987): Szeizmikus kutatás. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 337.
- Ádám A., Novák A., Szarka L. (2005): Tectonic weak zones determined by magnetotellurics along CEL 7 deep seismic profile. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, 40/3–4, 413–430
- Bodoky T., Brueckl E., Fancsik T., Hegedűs E., Posgay K., Szervezőbizottság és munkacsoport (2001): CELEBRATION 2000 – nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika*, 42/1, 15–21
- Chapman D. S., Furlong K. P. (1992): Thermal state of continental lower crust. In: Fountain D. M., Arculus R., Kay R. W. (eds.), *Continental Lower Crust*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 179–199
- Christensen N. I., Mooney W. D. (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100/B7, 9761–9788
- Dobrinyn B. M., Vendelstein B. J., Kozsevnyikov D. A. (1991): *Petrofizika*. Nyedra Kiadó, Moszkva, p. 368.
- Fancsik T., Kovács A. Cs., Csabafi R., Kiss J., Hegedűs E. (2003): Three-dimensional seismic modelling of crustal structures in the West-Pannonian Basin (Trans-Danubia) based on CELEBRATION 2000 data. AGU, San Francisco
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J. (2006): Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111, B03301, doi: 10.1029/2005JB003647
- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozár 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
- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozár J., Spicak A., Brückl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O., CELEBRATION 2000 Experiment Team (2003): CELEBRATION 2000 Seismic Experiment. *Stud. Geophys. Geod.*, 47, 659–669
- Gúthy T. (2014): A kontinentális Moho természete és eredete a legújabb külföldi és hazai megfigyelések alapján. PhD értekezés, ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Budapest
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000). Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, p. 71
- Hajnal Z., Hegedűs E., Keller G. R., Fancsik T., Kovács A. Cs., Csabafi R. (2004): Low-frequency 3-D seismic survey of upper crustal magmatic intrusions in the northeastern Pannonian basin of Hungary. *Tectonophysics*, 388, 239–252
- Hegedűs E. (2005): Seismic probing of the Pannonian lithosphere from the Basin substratum down to the lower crust. PhD dissertation, Warsaw
- Hetényi Gy., Ren Y., Dando B., Stuart G. W., Hegedűs E., Kovács A. Cs., Houseman G. A. (2015): Crustal structure of the Pannonian Basin: The AlCaPa and Tisza Terrains and the Mid-Hungarian Zone. *Tectonophysics*, 646, 106–116
- Horváth F. (2007): A Pannon-medence geodinamikája, Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. Akadémiai doktori értekezés, MTA, Budapest, p. 239

- Kilényi É., Sefara J. (1991): Pre-tertiary basement contour map of Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions*, 36/1–2
- Kiss J. (2005): A CELEBRATION-7 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, és a „sebesség-anomália” fogalma. *Magyar Geofizika*, 46/1, 1–10
- Kiss J. (2006): Magyarország gravitációs lineamentstérképe – első eredmények. *Magyar Geofizika*, 47/2, 71–79
- Kiss J. (2009a): Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 50/4, 153–171
- Kiss J. (2009b): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika*, 50/2, 59–74
- Kiss J. (2010): Mély medencék izosztikus hatása. *Magyar Geofizika*, 51/3, 1–13
- Kiss J. (2013): Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanalízis és térképi feldolgozások. *Magyar Geofizika*, 54/2, 89–114
- Kiss J. (2015): A Pannon-medence geomágneses anomáliái és a mélyfúrással feltárt bázisos földtani képződmények kapcsolata. *Magyar Geofizika*, 56/1, 21–42
- Kiss J. (2016): A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban. *Földtani Közlöny*, 146/3, 275–298
- Kiss J., Gulyás Á. (2005): Magyarország gravitációs Bouguer-anomáliatérképe. M = 1:500 000-es nyomtatott térképe. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
- Kiss J., Gulyás Á. (2006): Magyarország mágneses  $\Delta Z$  anomáliatérképe, M = 1:500 000-es nyomtatott térkép. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
- Kiss J., Gúthy T., Zilahi-Sebess L. (2015): 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., Vértesy L., Gulyás Á., Madarasi A. (2015): Tisia – a geofizikai adatok tükrében. pp. 25–28. TISIA Konferencia kiadványa, p. 76, ISBN 978-963-8221-56-8
- Madarasi A., Nemesi L., Varga G. (2006): Telluric map of East Hungary. *Geophysical Transactions*, 45/2, 65–98
- Nemesi L., Varga G., Madarasi A., (2000): Telluric map of Transdanubia. *Geophysical Transactions*, 43, 169–204
- Patanè D., Barberi G., De Gori P., Cocina O., Zuccarello L., Garcia-Yeguas A., Castellano M., D’Alessandro A., Sgroi T. (2017): The shallow magma chamber of Stromboli volcano (Italy). *Geophysical Research Letters*, 44, doi: 10.1002/2017GL073008.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G. (1995): Asthenospheric structure beneath the Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics*, 252, 467–484
- Posgay K., Kovács A. Cs., Csabafi R., Bodoky T., Hegedüs E., Fancsik T., Rigler B. (2007): A CEL07 mélyszeizmikus szelvény újraértékelése. *Magyar Geofizika*, 48/3, 87–99
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T., Hegedüs 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
- Prinz Gy. (1926): Magyarország földrajza. I. kötet: Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja. Danubia könyvkiadó, Pécs, p. 202
- 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>
- Szanyi Gy. (2017): A Pannon-medence S-hullám-sebességterének vizsgálata. PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola
- Scheffer V. (1960): A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. *Geofizikai Közlemények* IX/1–2, 55–68
- Telegdi Roth L. (1929): Magyarország geológiája, I. rész. A Magyar föld és az azt környező területek hegység szerkezetének kialakulása. Tudományos Gyűjtemény. Danubia Könyvkiadó, Pécs, p. 170
- Tóth L., Zsíros T., (2000): A pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Zelt C. A. (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

# A mesterséges holdak mágneses méréseinek feldolgozása és földtani értelmezése\*

KIS K.

ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C  
E-mail: kisk@caesar.elte.hu

A tanulmány a mesterséges holdak által mért, a Földre és belső bolygókra vonatkozó mágneses mérések néhány eredményét foglalja össze. Bemutatja Afrika totális mágneses anomália-térképét, a Föld globális mágneses anomália-térképeit, a kurszki mágneses anomáliát, a Pannon-medence totális mágneses anomáliáját, és a becsapódási szerkezetek által létrehozott mágneses anomáliákat. Összefoglalja a Merkúr, Vénusz, Mars és Hold környezetében, néhány űrszonda által végzett mágneses méréseket.

## Kis, K.: Process and interpretation of the magnetic measurements of satellites

The paper discusses the results of the magnetic anomalies of the Earth and inner planets measured by the satellites. It illustrates the magnetic anomalies of the African continent, the global magnetic anomalies of the Earth, the magnetic anomalies of the Kursk and the Pannonian Basin and other magnetic anomalies which are produced by the impact structures. It summarizes the anomalies measured by the spacecrafts around the Mercury, Venus, Mars and the Moon.

\* A Magyar Geofizikusok Egyesületében 2017. október 18-án tartott előadás írásbeli változata.

*Beérkezett:* 2018. február 20.; *elfogadva:* 2018. március 21.

## Bevezetés

A földi mágneses teret mérő mesterséges holdak általában LEO-n (Low Earth Orbit) végzik megfigyeléseiket. A LEO 200–1200 km magasságok közötti pályát jelent. További pályák: MEO Medium Earth Orbit, mely esetben a magasság 1200 és 35286 km között változik; GEO Geostationary Earth Orbit, azaz a pálya 35286 km magasságban van; HEO Highly Elliptical Orbit, amikor a mesterséges hold perigeuma 1000 km, apogeuma 35786 km felett található.

Évente mintegy 1000–1200 mesterséges hold működik Föld körüli pályán, és mintegy 9000 további mesterséges holdat kívánnak pályára állítani a következő tíz év során. Nagyon sok már nem működő mesterséges hold kering különböző magasságú pályákon, valamint szintén Föld körüli pályán vannak a rakéták harmadik fokozatának darabjai, festékdarabok és egyéb törmelékek. Ezeket az objektumokat űrszemétnek lehet tekinteni. Az űrszemét csoportosítása és darabszáma: 1 mm és 1 cm között mintegy 170000 db,

1 cm és 10 cm között nagyságrendileg 670000 db és 10 cm-nél nagyobb méretű tárgyakból körülbelül 29000 db található az űrben. Az űr viszonyai között előbb-utóbb ezek az objektumok a sűrűbb légtérbe kerülnek és ott elégnak. Ennek ellenére több tervet dolgoztak ki az űrszemét eltávolítására. Ezek az objektumok ütközhetnek egymással vagy akár a működő mesterséges holdakkal. Az űrszemét 1 cm és 10 cm közé eső darabjaival történő ütközések jelentik a legnagyobb veszélyt a működő holdakra és a Nemzetközi Űrállomásra. A Nemzetközi Űrállomást több réteges pajzsral védik az esetleges ütközésektől.

A túl sok űrszemét miatt felmerül az ún. Kessler-szindróma bekövetkezése, amely szerint a nagyszámú ütközéssorozat és az ütközés az újabban felbocsátott holdakkal megakadályozza a további űrtevékenységet.

Az űrszemét eltávolítására vonatkozó ismeretek összefoglalása megtalálható az ESA honlapján, [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Space\\_Engineering/Clean\\_Space](http://www.esa.int/Our_Activities/Space_Engineering/Clean_Space).

Bár nem képezi a tanulmány részét, de meg kell említeni a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem,

Villamos és Informatikai Kar két tanszékén, az Elektronikus Eszközök Tanszékén és a Szélessávú Hírközlés és Villamosságtan Tanszékén kifejlesztett Masat-1 mesterséges holdat. A hold 2012. február 13-án állt Föld körüli pályára. A Masat-1 2015. január 9-én fejezte be küldetését. A magyar fejlesztésű, 10 cm élhosszúságú, kocka alakú (CubeSat) és 1 kg tömegű mesterséges hold közel három évig működött sikeresen. Ugyanitt van tesztelés állapotában a SMOG-1 250 g tömegű miniműhold.

Űrbázissal, azaz űrszonda/űrhajó fellövésére képes technológiával rendelkező országok: Oroszország, Amerikai Egyesült Államok, Franciaország, Anglia, Kína, Japán, India, Izrael. Oroszország új űrbázisa, a Vosztocsnij a Távolságon épül, a kínai határtól 100 km távolságban.

Az 1. táblázat összefoglalóan tartalmazza néhány, magnetométerrel felszerelt mesterséges hold legfontosabb pályadatait.

A mesterséges holdak mágneses méréseinek a feldolgozása során alkalmazott lépések:

- a mágnesesen nyugodt időszak kiválasztása a Kp és az AE indexek alapján,
- a földmagból származó tér eltávolítása a Gauss-féle sorfejtés alapján,
- az impulzus karakterű hatások eltávolítása,
- empirikus és analitikus modellek alkalmazása az ionoszférikus áramok mágneses terének eltávolítása céljából,

- a gyűrűáram mágneses hatásának eltávolítása iterációs eljárások alapján,
- a keresztvező pályák adatainak kiegyenlítése,
- napszinkronpálya esetén a hajnali és alkonyi adatok szétválasztása,
- inverzió.

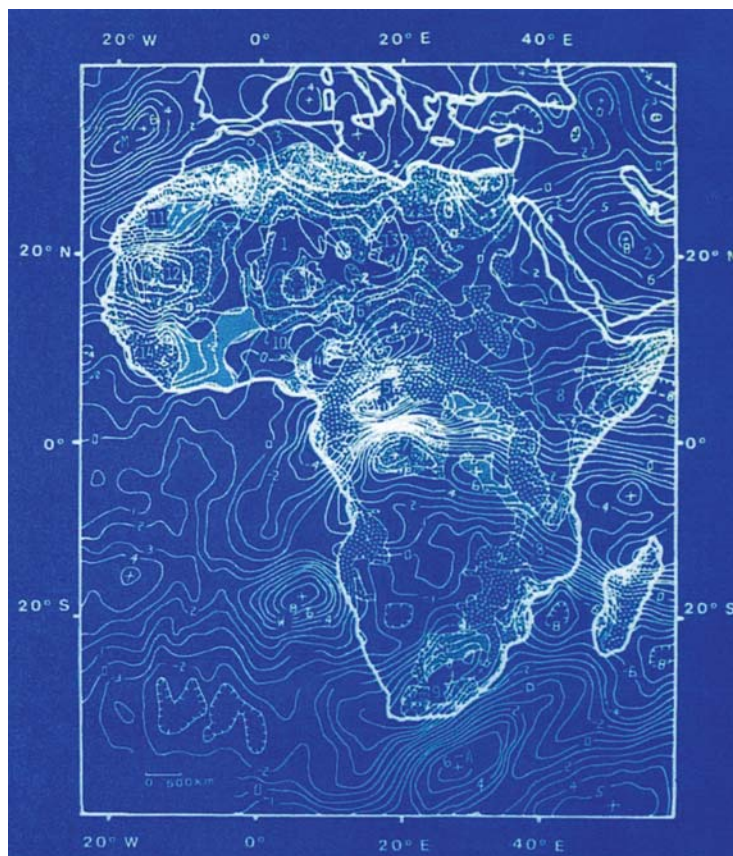
Ezek a műveletek sokszor több száz utasításból álló számítások elvégzését igénylik.

### Afrika totális mágneses anomália-térképe

A mesterséges holdak alkalmasak nagy kiterjedésű, esetleg nehezen megközelíthető területek viszonylag gyors felmérésére. A Kozmosz-49, 335 kg tömegű mesterséges holdat a Volgograd közelében lévő Kapusztyn Jar űrbázisról bocsátották Föld körüli pályára. A hold mágneses mérései alapján meghatározták Afrika totális mágneses anomália-térképét (1. ábra). A 2. ábrán az előző térkép 5° átlagolással meghatározott totális anomáliái láthatók. A térkép jellegzetessége, hogy a medencék, a Tindúf-medence, Szenegáli-medence, Szomáliai-medence, Bangui mágneses anomália negatív értékkel rendelkezik, míg az Angolapajzs, Mauritániai-pajzs, Tibeszi-hegység, Etióp-magasföld, Mozambik-pajzs, Fok-fennsík pozitív anomália értéket mutat. Ez a jellegzetesség a később bemutatott anomáliák esetében is felismerhető.

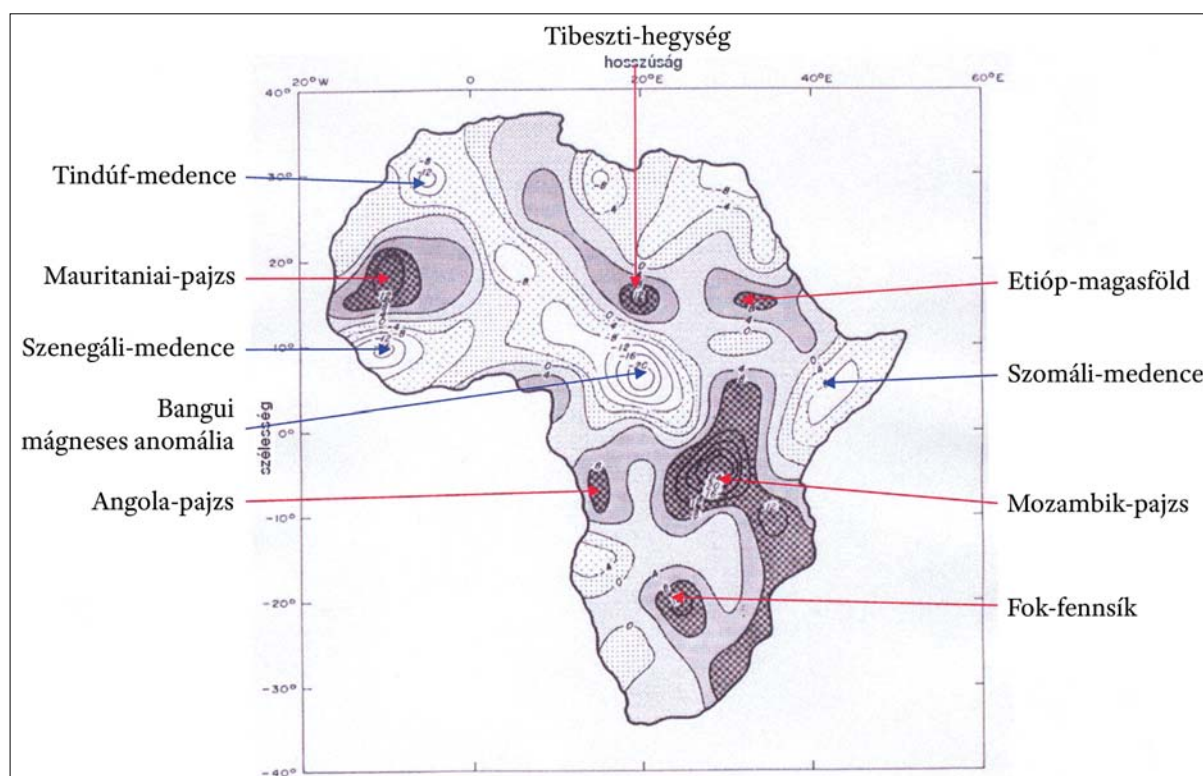
**I. táblázat** | Néhány magnetométerrel ellátott mesterséges hold pályadata  
**Table 1** | Orbit data of some satellites supported with magnetometers

Mesterséges hold	Működési időszak	Pálya inklinációja (°)	Működési magasság (km)	Magnetométer	Működési pontosság (nT)
Szputnyik-3	1958. V.-VI.	65	226-1881	Fluxgate	100
Vanguard-3	1959. IX.-XII.	33	510-3750	Proton	10
Kozmosz-26	1964. III.	49	270-403	Proton	-
Kozmosz-49	1964. X.-XI.	48,9	261-488	Proton	22
OGO-2	1965. X.-1967. IX.	87	413-1510	Rubidium	6
OGO-4	1967. X.-1969. I.	86	412-908	Rubidium	6
OGO-6	1969. VI. 1971. VII.	82	397-1098	Rubidium	6
Kozmosz-321	1970. I.-III.	72	270-403	Cézium	-
Magsat	1979. X. 30. 1980. VI. 11.	97,76	325-550	Fluxgate Cézium	5,8 2
Orsted	1999. II. 23.	96,46	649-863	Fluxgate Overhauser	0,5 0,5
CHAMP	2000. VII. 15 2010. IX. 19	87	454	Fluxgate Overhauser	0,5 0,5
SAC-C	2000. XI. 21. 2013. VIII. 15.	98	702	Hélium	0,5
SWARM-A	2013. XI. 22.	87,35	490	Fluxgate	0,5
-B		87,95	530	Overhauser	0,5
-C		87,35	490		



**1. ábra** | Afrika totális mágneses anomáliái a Kosmos-49 mérései alapján, izovonalak értékköze 1 nT (Regan et al. 1975)

**Figure 1** | Total magnetic anomalies over Africa measured by Cosmos-49, contour interval 1 nT (Regan et al., 1975)



**2. ábra** | Afrika 5° átlagolással meghatározott totális mágneses anomáliái a Kosmos-49 mérései alapján, izovonalak értékköze 4 nT (Regan et al. 1975)

**Figure 2** | The 5° averaged Cosmos-49 magnetic anomaly map over Africa, contour interval 4 nT (Regan et al. 1975)

### Néhány, a Föld mágneses terét vizsgáló mesterséges hold

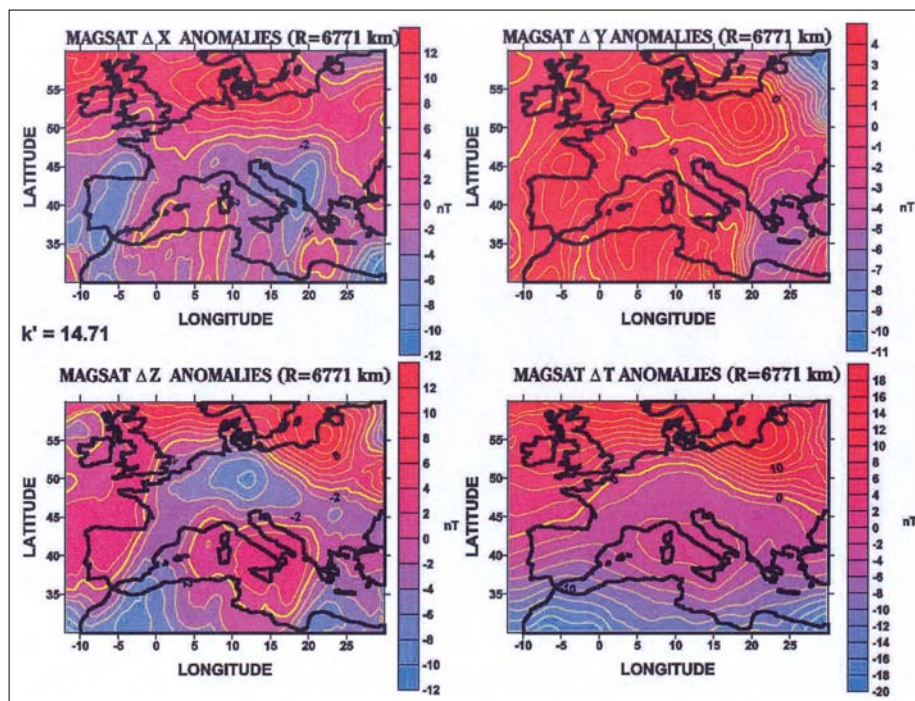
Míg a Föld gravitációs terének vizsgálatára igen sok mesterséges hold alkalmas, addig a Föld mágneses terének leírására alkalmas, magnetométerrel felszerelt műholdból csak kevesebb létezik.

A Magsat mesterséges holdat a Föld mágneses terének vizsgálatára állították pályára. A 182 kg tömegű Magsat holdat a Vandenberg űrbázisról indították 1979. október 30-án. A pálya kezdeti magassága 352–561 km között változott, a pálya inklinációja 97,76° értékű volt. A Magsat mesterséges hold mindössze 7 hónapon át, 1980. június 11-ig működött sikeresen. A Magsat műholdat napszinkronpályára állították, ez azt jelenti, hogy a műhold pályasíkjának a Nap irányával bezárt szöge nem változott. A mesterséges hold rendelkezett skalár (cézium) és vektor (fluxgate) magnetométerekkel. A mágneses tér mérésének lényeges eleme, hogy a magnetométerek érzékelőit a zavarok elkerülésének érdekében egy, a holdtól kinyúló karon, 6 m távolságban helyezték el. A Magsat felépítését ismerteti Langel et al. (1982) tanulmánya.

A Német Földtudományi Kutatóközpont (GFZ) irányításával fejlesztették ki a CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) nevű mesterséges holdat, korábbi tapasztalatokat felhasználva. A CHAMP holdat Moszkvától 800 km-re északra, a Plesetsk űrbázisról lőtték fel Kozmosz-3M rakétával. Az 522 kg tömegű CHAMP holdat 2000. július 15-én állították Föld körüli pályára, és küldetését 10 évvel később, 2010. szeptember 19-én fejezte

be. Ez alatt az időszak alatt 58 277 fordulatot tett meg a Föld körül. A CHAMP mesterséges holdat 454 km kezdeti magasságú, közel kör alakú és 87,277° inklinációjú pályára állították. Hajtógáz felhasználásával a hold magasságát négyszer módosították, ez tette lehetővé a CHAMP tízéves működését. A működési időt úgy tervezték, hogy a 2001-ben bekövetkező napfoltmaximum idején is végezzék méréseket. A holdon elhelyezett Overhauser skalár magnetométerének teljesítménye 4,5 W, míg fluxgate vektor magnetométerének 2 W teljesítménye volt. A mesterséges hold helyzetét aazon elhelyezett GPS műszerrel határozták meg. A magnetométerek mellett a CHAMP rendelkezett gyorsulásmérőkkel is, így ennek alapján levezették a Föld free-air gravitációs anomáliáit is (Reigber et al. 2005). Közéltőleg azt fogadhatjuk el, hogy a free-air anomáliák tükrözik a topográfia eloszlását. A CHAMP felépítését Reigber et al. (2003) és Kis, Wittmann (2011) tanulmánya ismerteti.

A Swarm küldetést az Európai Űrügynökség irányította a Living Planets Program keretében. A Swarm mesterséges holdakat szintén a Plesetskben található űrbázisról bocsátották Föld körüli pályára, Rokot rakétával, 2013. november 22-én. A Swarm-A és a -C hold kezdeti magassága 460 km, míg a Swarm-B hold kezdeti magassága 530 km. Az A és a C hold inklinációja 87,4° a B hold 88° inklinációval rendelkezett. A Swarm holdakat skalár (Overhauser) és vektor (fluxgate) magnetométerekkel látták el. Az A és C hold pályája közel párhuzamosan helyezkedett el, az Egyenlítőn a két hold távolsága 1,5°. A 3 Swarm mesterséges hold köszönhetően a



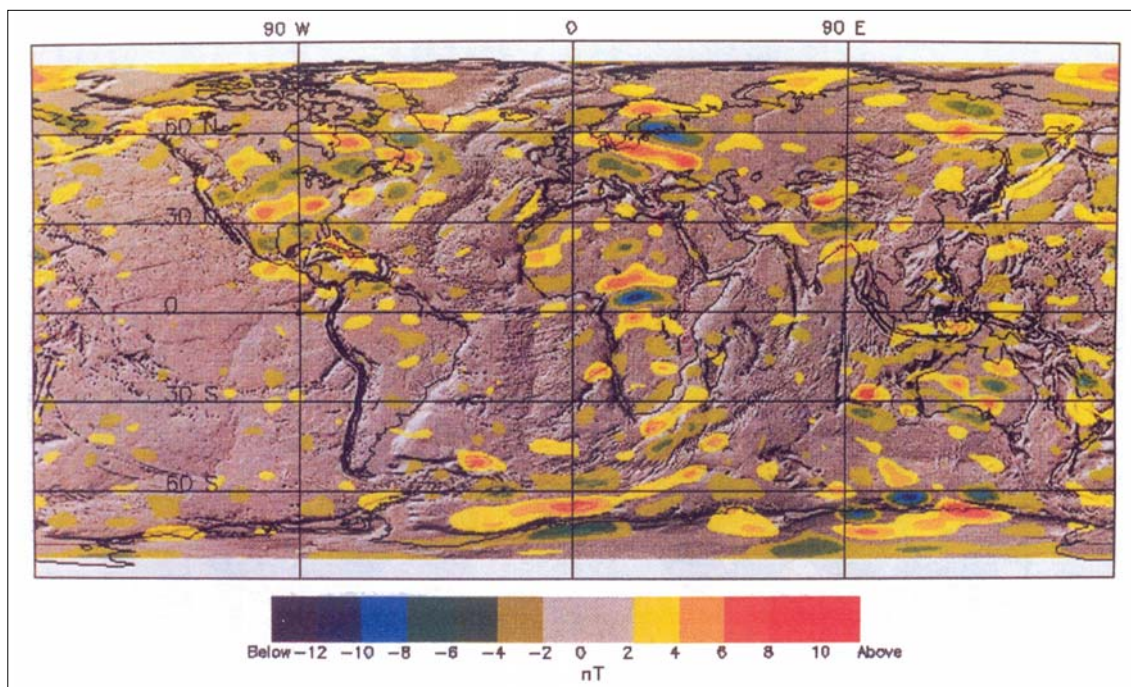
3. ábra A Magsat méréseiből levezetett  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$  és  $\Delta T$  mágneses anomália-térkép 400 km magasságban, izovonalak értékköze 2 nT (Kis, Wittmann 2002)

Figure 3  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$  and  $\Delta T$  Magsat magnetic anomalies at 400 km altitude contour interval is 2 nT (Kis, Wittmann 2002)

speciális elhelyezkedésüknek közvetlenül volt képes a mágneses tér horizontális és vertikális gradiensek mérésére.

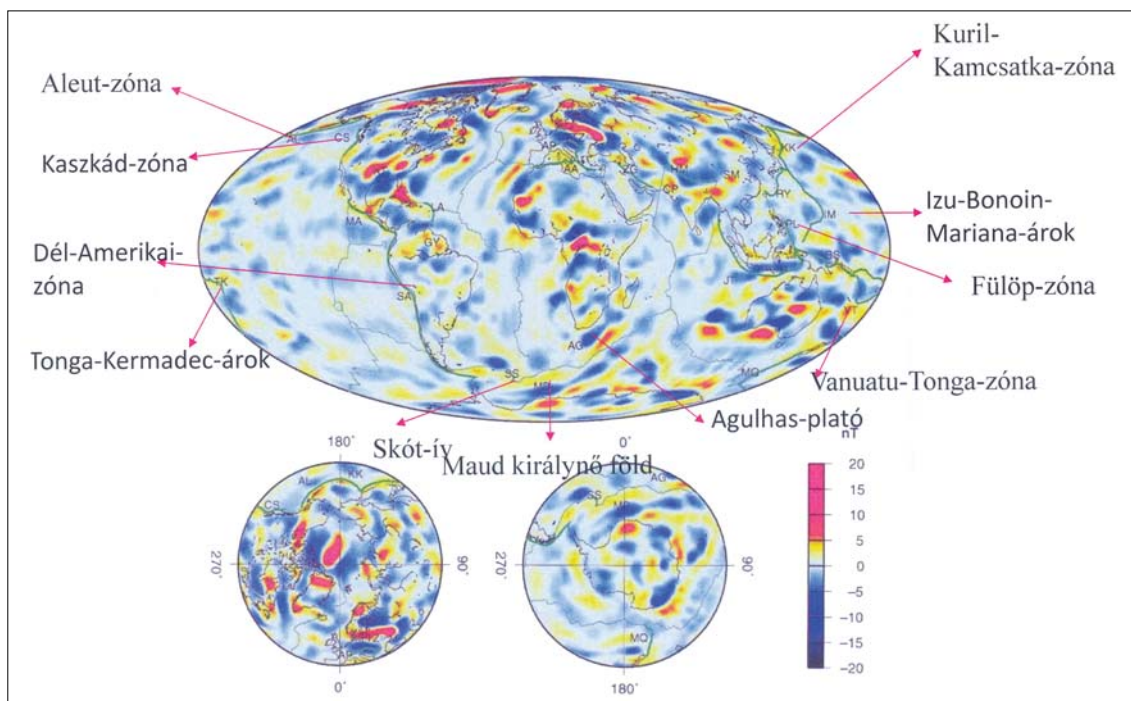
Mivel a mesterséges holdak nagy területek felmérését végzik el rövid idő alatt, felmerült annak az igénye, hogy a mérési adatokból globális térképeket vezessenek le. Ilyen

térkép volt az afrikai kontinensre vonatkozó, korábban bemutatott térkép (1. és 2. ábra). A teljesség igénye nélkül, az európai kontinens globális mágneses anomália-térképét bemutató néhány tanulmány: Nolte és Hahn (1992), Taylor és Ravat (1995), Kis és Wittmann (1998), Kis és Wittmann (2002), Kis et al. (2012).



4. ábra  
Figure 4

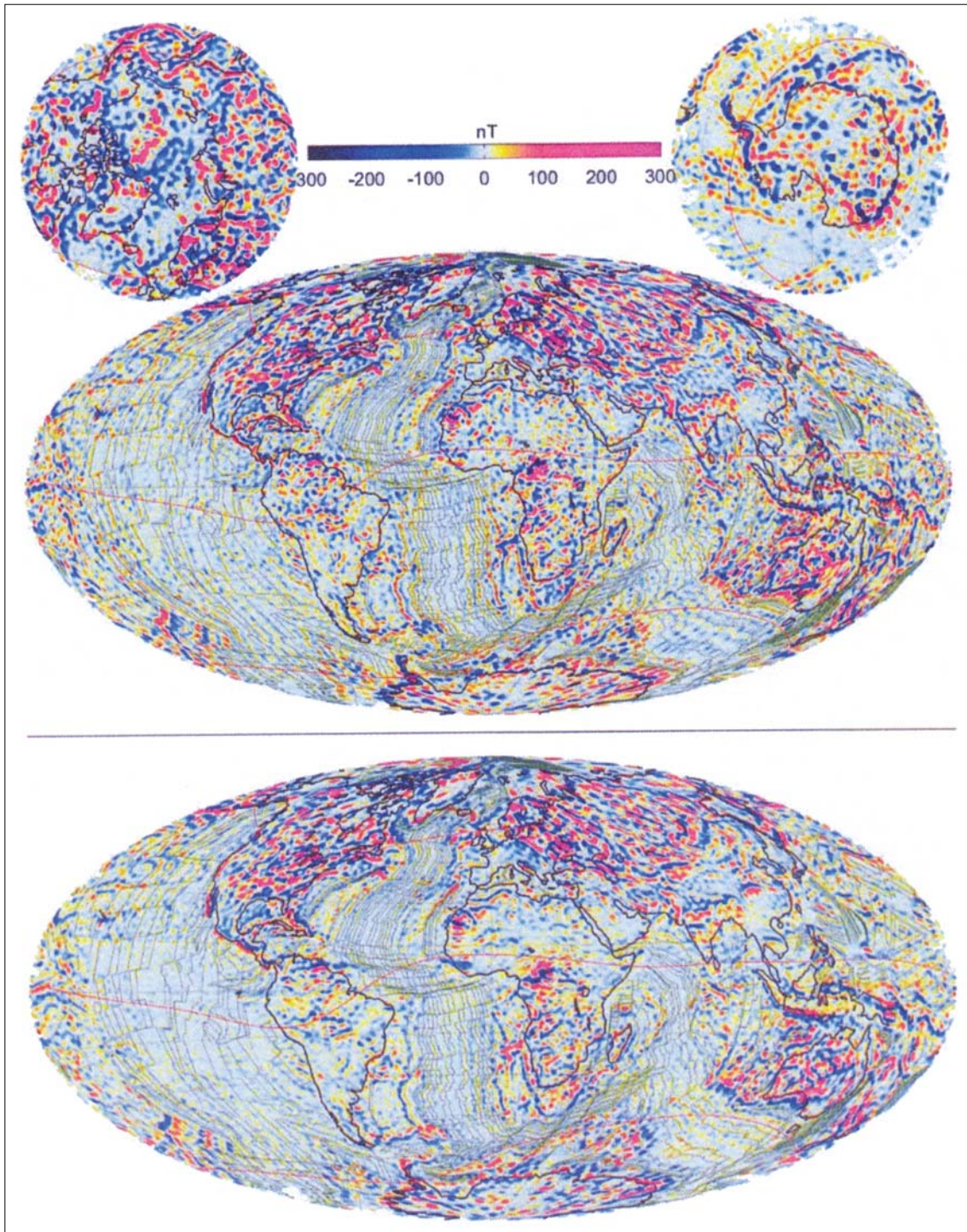
A Magsat méréseiből levezetett globális totális mágneses anomáliák (Ravat et al. 1995)  
Magsat global magnetic anomalies (Ravat et al. 1995)



5. ábra  
Figure 5

A CHAMP méréseiből meghatározott globális totális mágneses anomáliák, az anomáliák Aitoff-féle vetületben ábrázolva (Maus et al. 2006)

CHAMP global magnetic anomalies, the anomalies are plotted in Aitoff projection (Maus et al. 2006)

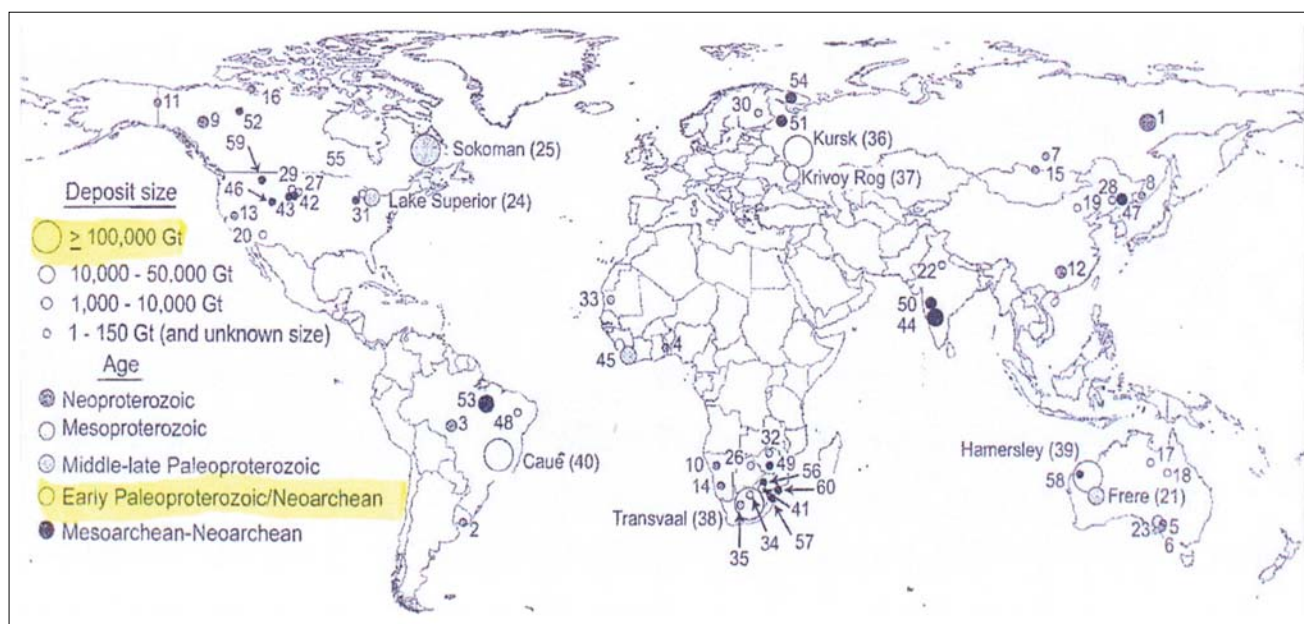


**6. ábra** | A CHAMP és Swarm méréseiből meghatározott vertikális (felső) és totális (alsó) mágneses anomáliák, az anomáliák Aitoff-féle vetületben ábrázolva (Olsen et al. 2017)  
**Figure 6** | CHAMP and Swarm vertical (upper) and total (lower) magnetic anomalies. The anomalies are plotted in Aitoff projection (Olsen et al. 2017)

A 3. ábrán az európai kontinensre vonatkozó  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$  és  $\Delta T$  mágneses anomália-térkép látható 400 km magasságban, a Magsat méréseiből levezetve (Kis, Wittmann 2002). A térkép átlagosan 40 km távolságú pálya menti adatokból készült. Jól tükrözi az európai kontinens nagyszerkezeti földtanát, a Tornquist–Teisseyre tektonikai

vonalat, a Német–Lengyel depressziót (Európai Magsat minimumot), valamint a dél-olaszországi maximumzónát, amelyek egybeesik a kisebb hőáramlásúséggel és vastagabb litoszférával.

A Magsat méréseiből levezetett, az egész Földre vonatkozó, globális totális mágneses anomália-térkép látható



7. ábra | Vasérctelepekben az érc mennyisége, elhelyezkedés és kora (Bekker et al. 2010)

Figure 7 | The deposit size, position and age of the iron formations (Bekker et al. 2010)

a 4. ábrán (Ravat et al. 1995), míg az 5. ábrán ugyanez a CHAMP méréseiből meghatározva (Maus et al. 2006). Az 5. ábra továbbá feltünteti, néhány jól ismert földmágneses anomália helyzetét is. A CHAMP és Swarm mérései alapján előállított, globális totális mágneses-anomália-térkép látható a 6. ábrán (Olsen et al. 2017). A térképsorozat felbontóképessége kifejezi a mérések pálya menti adatainak számszerinti növekedését (pl. a Swarm holdak másodpercenként végeznek mágneses méréseket, szemben a Magsat 5 másodperces mintavétele idejével).

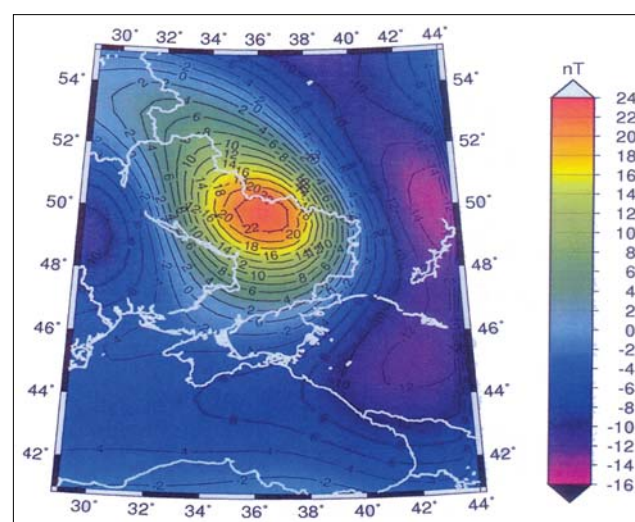
### A kurszki mágneses anomália

A Földön található hatalmas kiterjedésű vasérctelepek a neo-archaikumtól a neo-proterozikumig terjedő időszakban alakultak ki (Bekker et al. 2010) (7. ábra). Ezek közé tartozik a kurszki vasérctelep is. A hatalmas kiterjedésű vasérctelepek által létrehozott mágneses anomáliák a mesterséges holdak méréseinek magasságában is regisztrálhatók (Taylor, Frawley 1987).

A kurszki mágneses anomáliát Heiland (1946) szerint Szminow fedezte fel 1874-ben. A kurszki mágneses anomáliát mind a klasszikus (Lasareff 1923), mind a modern szakirodalom (Rotanova 2005) tárgyalja. A kurszki mágneses anomália kiterjedése  $190.000\text{ km}^2$ , az anomália-térképe a 8. ábrán látható. A kurszki terület földtani felépítését több cikk tárgyalja, pl. Voskresenskaya (1965). A kurszki mágneses anomália feldolgozását és értelmezését tárgyaló tanulmány megjelent a *Magyar Geofizika* hasábjain (Kis et al. 2014), ezért a teljes ismertetése nem szükséges.

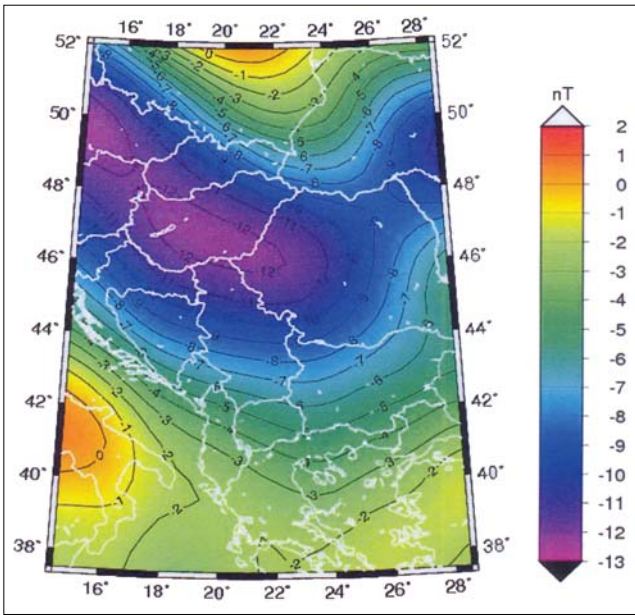
### A Pannon-medence totális mágneses anomáliái

A Pannon-medencének a CHAMP mesterséges hold mágneses méréseiből levezetett totális mágneses anomáliái és azoknak értelmezése szintén megjelent a szakirodalomban, ezért csak rövid ismertetésük szükséges (Kis et al. 2011, Taylor et al. 2013). A Pannon-medence geológiai felépítését ismertető újabb tanulmányok: Horváth et al.



8. ábra | A kurszki totális mágneses anomáliák a CHAMP méréseiből levezetve 324 km magasságban az anomáliák ábrázolása Albers-féle vetületben ábrázolva, az izovonalak egysége nT, értékközük 2 nT (Kis et al. 2014)

Figure 8 | Kursk total magnetic anomaly map computed from the CHAMP satellite magnetic data at 324 km altitude and plotted in Albers equal area conic projection. The contour interval is 2 nT (Kis et al. 2014)



**9. ábra** A Pannon-medence totális mágneses anomáliája a CHAMP méréseiből levezetve 324 km magasságban. Az anomáliák Albers-féle vetületben ábrázolva, izovonalak értékköze 1 nT (Kis et al. 2011)

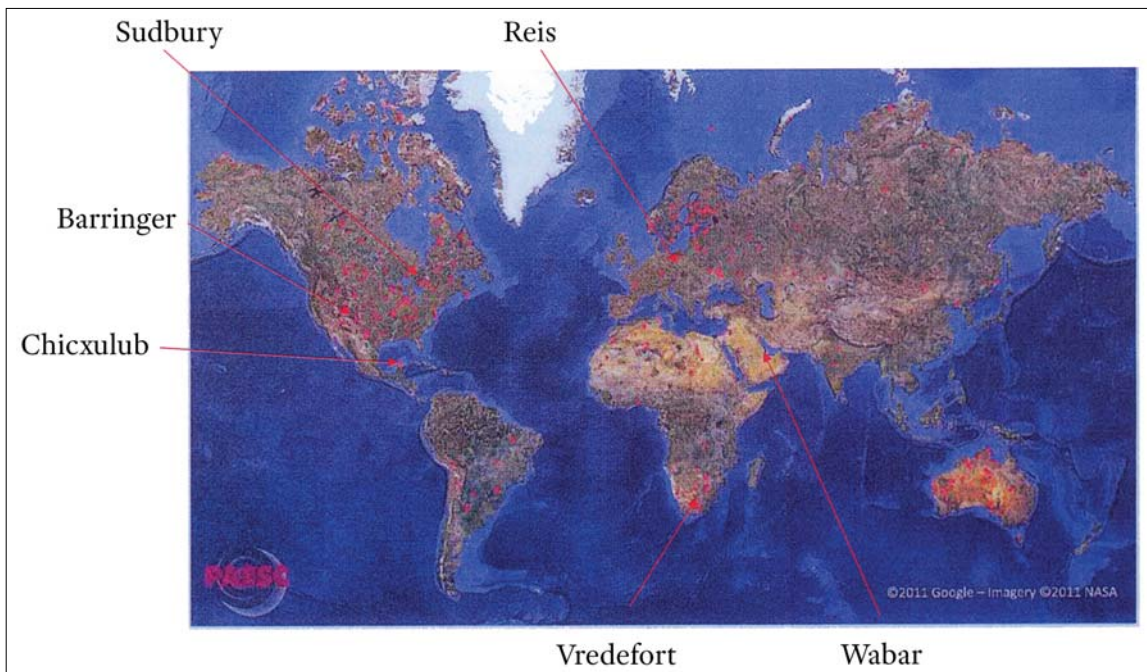
**Figure 9** Total magnetic anomalies of the Pannonian Basin computed from the CHAMP satellite magnetic data at 324 km altitude and plotted in Albers equal area conic projection. The contour interval is 1 nT (Kis et al. 2011)

(2015), Balázs et al. (2016), Tašárová et al. (2016). A Pannon-medence totális mágneses anomáliái a 9. ábrán láthatók. A Pannon-medence totális mágneses anomáliája a korábbi megállapításoknak megfelelően negatív anomáliával jelentkezik.

### Becsapódási szerkezetek kimutatása

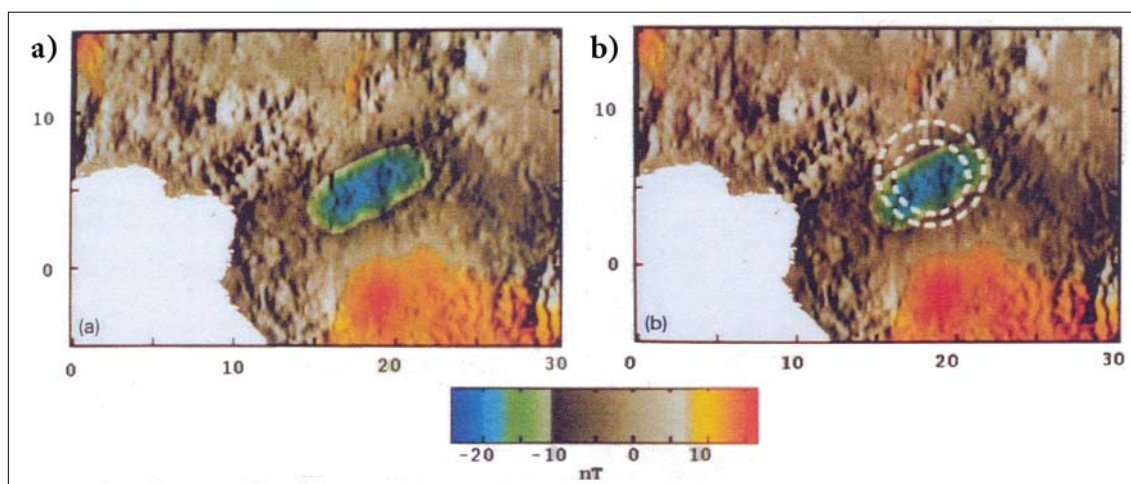
A Földön mintegy 182 becsapódásból származó szerkezetet tartanak nyilván (Lephart 2012). A becsapódási szerkezetek elhelyezkedését a 10. ábra mutatja. A végbemenő eróziós folyamatok megnehezítik ezeknek a szerkezeteknek a felismerését.

A Földön található, valószínűleg a legnagyobb becsapódásból származó szerkezet a Közép-afrikai Köztársaságban található Bangui mágneses anomália, korát proterozoikumnak tekintik. A Bangui mágneses anomália a Kongó- és Csád-medence között helyezkedik el. A perkambriumi medencét üledékes kőzetek fedik. A becsapódási szerkezethez nagy kiterjedésű negatív totális mágneses anomália tartozik, amely a Magsat mesterséges hold mágneses méréseivel is kimutatható (Girdler et al. 1992). A Bangui-anomáliát először felszíni mérésekkel detektálták. Az egyik ilyen mérés volt a Project Magnet keretében telepített két légi mágneses szelvény, amelyek a Bangui-anomália felett helyezkedtek el (Green 1976). A szelvények jelentős, -1500 nT és -1000 nT anomáliát regisztráltak. Az első értelmezés az anomália forrását maffikus plutonként adta meg. Később felszín közeli, fémes szerkezetű testként értelmezték. Ezt a sekély mélységben elhelyezkedő, vasmeteorit maradványaként fogadták el. Girdler et al. (1992) a Magsat által mért mágneses anomáliát a LANDSAT topográfiai méréseivel vetették egybe. A topográfiai kép feltárta a mágneses anomáliát okozó test kettős gyűrűs szerkezetét (11. ábra). A külső gyűrű átmérője 810 km, míg a belső gyűrű átmérője 491 km. A külső gyűrű átmérője arra utal, hogy a becsapódó meteorit átmérője meglehetősen nagy, 80–200 km lehe-



**10. ábra** A Földön található becsapódási szerkezetek, piros pontok mutatják az ismert szerkezeteket (Grieve 1987, Pilkington, Grieve 1992)

**Figure 10** Impact structures indicated by red dots over the Earth (Grieve 1987, Pilkington, Grieve 1992)



11. ábra A Magsat által mért Bangui totális mágneses anomália (a) és LANDSAT által meghatározott topográfiai kép egybevetése (b), amely mutatja a kettős gyűrű szerkezetet (Girdler et al. 1992)

Figure 11 The Bangui Magsat anomaly (a) superimposed on the LANDSAT topographic image (b) with the highlighted double ring structure (Girdler et al. 1992)

tett. Az értelmezés szerint az anomáliát okozó ható horizontális kiterjedése 800 km, míg a vastagságára 4,5 km adódott. Az anomáliát negatív mágnesezettség okozta.

Bár felszíni mérésekkel mutatták ki, különös érdekességgel bír a részben a Yukatán-félszigeten, részben a tenger alatt található Chicxulub meteoritkráter. A becsapódás a kréta és a harmadidőszak határán, 65 millió évvel ezelőtt történt (Pilkington, Hildebrand 2000). Egyes szerzők a dinoszauruszok kihalását ehhez a katasztrofális eseményhez kötik.

Magyarország területén két becsapódási szerkezetet valószínűsítünk: az egyik Pécsről délnyugatra, Magyar-mecskénél (Bodoky et al., 2004), a másik Celldömöktől keletre, Dabronynál (Bodoky et al. 2014). Mindkét szerkezethez negatív Bouguer-anomália tartozik. A területek további jellegzetessége a pozitív vezetőképesség-anomália. Az anomáliák értelmezését Bodoky Tamás és Nemesi László végezte.

## A Merkúr, Vénusz, Mars és a Hold mágneses terének űrszondákkal történő vizsgálata

A Naprendszer belső bolygóit igen sok űrszonda vizsgálta. Terjedelemi korlátok miatt csak néhány űrszonda eredményeit ismertetjük.

Általánosságban azt mondhatjuk, hogy jelenleg a Merkúr rendelkezik gyenge, belső eredetű mágneses térrel, a Vénusz esetében a mágneses teret létrehozó dinamófolymat valószínűleg még nem indult el. A Mars és a Hold vonatkozásában jelenleg azt fogadhatjuk el, hogy a két égitest esetében az aktív, a mágneses teret generáló folyamat pedig már nem működik. A Naprendszer belső bolygói közül csak a Föld rendelkezik jelenleg is működő, aktív dinamóval.

A Merkúr a Naprendszer legbelső bolygója, a Naptól mért átlagos távolsága  $0,387099$  CSE ( $1 \text{ CSE} = 1,495979 \cdot 10^8$

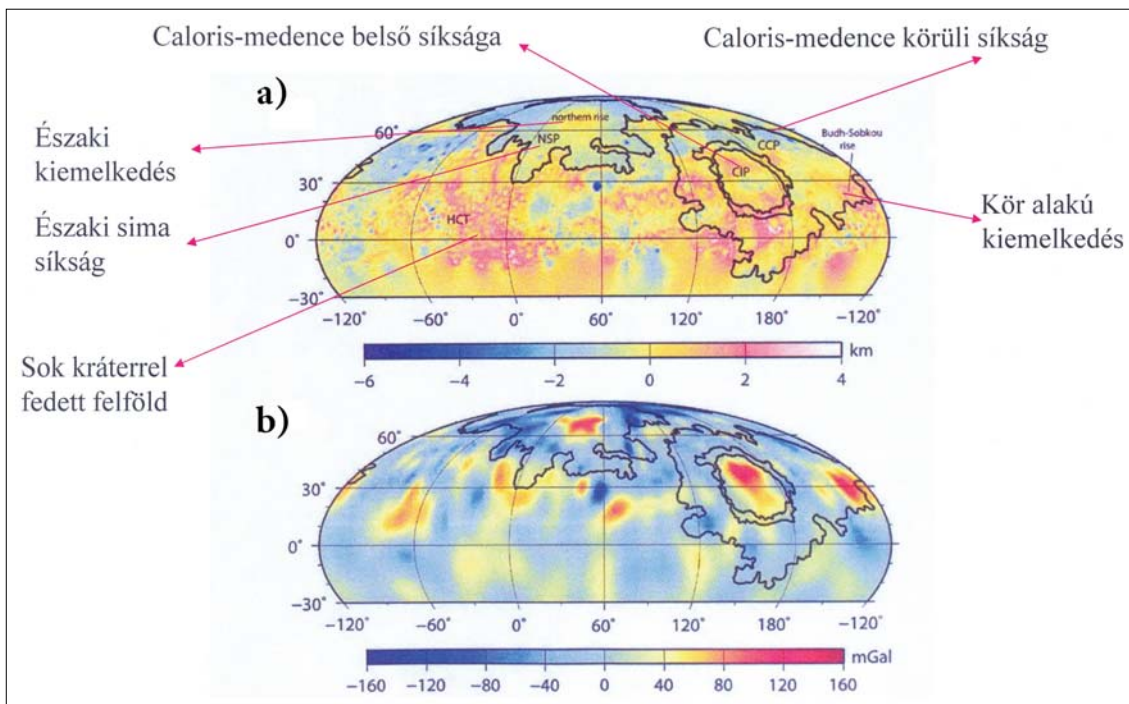
km), egyenlítői sugara  $2436$  km, átlagsűrűsége  $5420 \text{ kgm}^{-3}$ , mágneses dipólusmomentuma  $2 \cdot 10^{19} - 5 \cdot 10^{19} \text{ Am}^2$ . Összehasonlításként a Föld adatai: a Naptól mért átlagos távolság  $1$  CSE, egyenlítői sugara  $6378,137$  km, átlagsűrűsége  $5520 \text{ kgm}^{-3}$ , mágneses dipólusmomentuma  $7,72 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ .

A Merkúr bolygó topográfiáját, free-air és mágneses anomáliáit a MESSENGER (MERcury Surface Space ENVironment GEEochemistry and Ranging) űrszonda mérte meg 2011-ben. Az űrszondát 2004. augusztus 3-án indították, és az 2015. április 30-ig működött. Az űrszonda pályáját úgy módosították, hogy 2006. októberben és 2007. júniusában a Vénusz mellett elrepülve, majd 2008. januárban és októberben, valamint 2009. szeptemberben a Merkúr mellett elhaladva, 2011-ben álljon Merkúr körüli pályára.

Elteltekintve az utazáshoz szükséges vezérlő egységektől, a MESSENGER űrszondán a Merkúr megfigyelésére szolgáló műszereket is elhelyeztek: széles és szűk látószögű, a bolygó topográfiáját megfigyelő kamerákat, gamma- és neutronspektrométereket, amelyek a felszínen előforduló radioaktív elemeket detektálják, a főegységtől  $3,6$  m távolságban elhelyezett magnetométert, lézeres magasságmérőt, a bolygó atmoszféráját vizsgáló spektrométert, a sebességet mérő, Doppler-elven működő eszközt, a bolygó tömegeloszlásának és kéregvastagságának vizsgálatára. A Merkúr felszíni hőmérséklete eléri a  $450^\circ \text{C}$ -t, ezért az űrszondát felszerelték a külső hőmérsékletet árnyékoló pajzsral, így az űrszonda műszerei szobahőmérsékleten működtek.

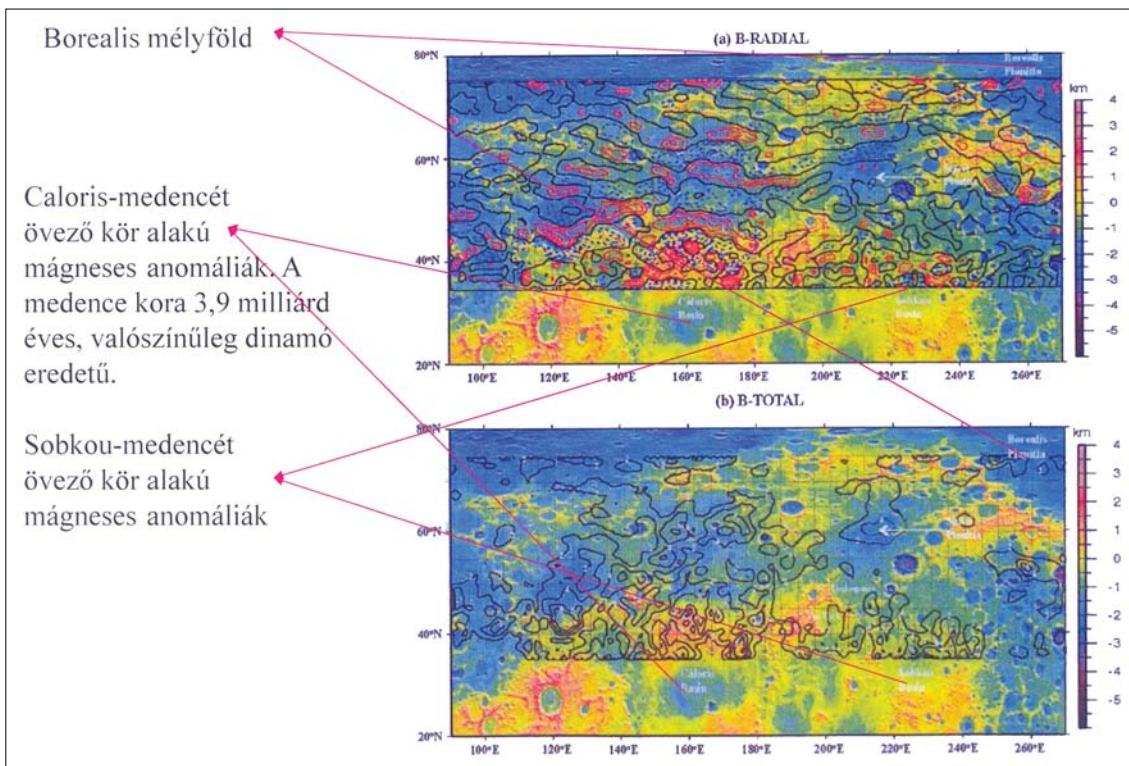
A bolygó tehetetlenségi momentumának meghatározása arra utal, hogy a Merkúr folyékony magjának felső határa  $400$  km mélységben lehet (James et al. 2015).

A Merkúr topográfiája távcsövekkel a Földről is vizsgálható, bár a körvonalak nem látszanak élesen. A Merkúr topográfiáját és free-air anomáliáit a 12. ábra mutatja (James et al. 2015). A topográfia meghatározása a lézeres magasságmérő műszer mérésein alapult, a mérések pon-



12. ábra A Merkúr topográfiája (a) és free-air anomáliái (b) a MESSENGER mérései alapján. A topográfia és a free-air anomáliák Mollweide-vetületben kerültek ábrázolásra. HCT a sok kráterrel jelentkező területet, NSP az északi sima felföldet, északi Budh-Sobkou-kiemelkedést, CIP a Caloris belső síkságot, CCP a Caloris-medencét körülvevő területet jelöli (James et al. 2015)

Figure 12 (a) Topography and (b) free-air gravity anomaly fields of Mercury determined by MESSENGER in Mollweide projection. Labeled regions heavily cratered terrain (HCT), northern smooth plains (NSP), the northern Budh-Sobkou rise, Caloris interior plains (CIP), Circum-Caloris plains (CCP) (James et al. 2015)



13. ábra A Merkúr vertikális és totális mágneses anomáliái. A mágneses izovonalak értékköze 2 nT. Az ábra feltünteteti a topográfia értékeit is színes ábrázolással (Hood 2016)

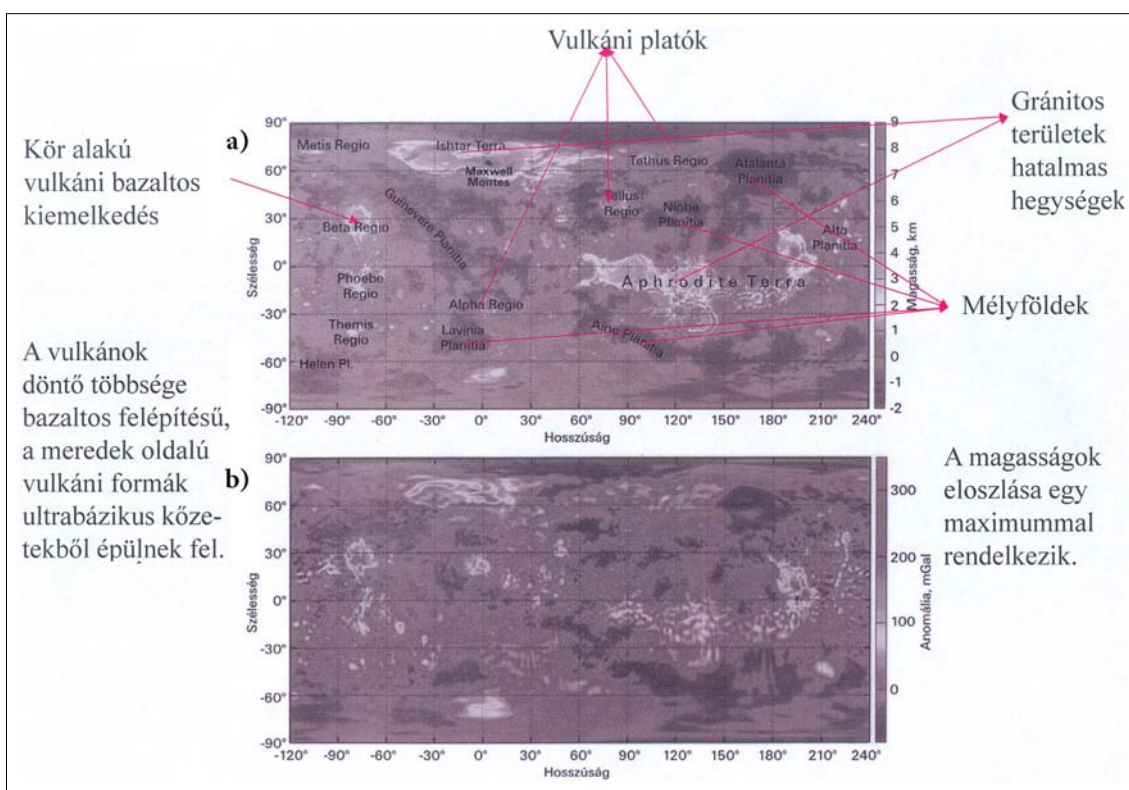
Figure 13 Vertical and total magnetic anomalies of the Mercury, contour interval is 2 nT. The topography is also shown by color scale (Hood 2016)

tossága kisebb volt, mint 1 m. A MESSENGER excentrikus pályája következtében a bolygó délebbre eső féltékén nem történtek magasságmérések. Az ábrán látható Caloris-medencét a legfiatalabb becsapódási területként értelmezték. A medence belsejében sima vulkáni síkság található, ezt nevezik a Caloris-medence belsejében található síkságnak (CIP). A CCP-vel jelölt terület valószínűleg vulkáni eredetű és fiatalabb, mint a Caloris-medence. A bolygó egyenlítői zónájában sok kráterrel fedett felföld található (HCT). A bolygó északi részén kiemelkedés található, amelyet sima síkság vesz körül (NSP). A Budh-Sobkou- kiemelkedés közel kör alakú.

A Merkúr bolygó topográfiájának kompenzációjakor James et al. (2015) négy lehetséges mechanizmus megvizsgálását taglalja. Ezek a kéreg-köpeny határának mélysége, a mélyebb tömeganomáliák hatása, a litoszféra képlékenysége és a kéreg sűrűségének horizontális változása. A Merkúr free-air anomáliái a 12. ábrán láthatók. A kompenzációs mechanizmusok közül a kéreg vastagságának változása és a mélyebb tömeganomáliák kialakulása játszanak szerepet. A Caloris-medence középpontja rendelkezik a legvékonyabb kéreggel, ami nagyobb sűrűségű köpenyanyag megjelenését teszi lehetővé. Ez a hatás okozza a nagy pozitív free-air anomáliát. A topográfia és a free-air anomáliák nagyobb korrelációja jelentkezik az északi kiemelkedés (NSP) és a Budh-Sobkou-kiemelkedés területén. A HCT-vel jelölt területen a köpenyből származó na-

gyobb sűrűségű anyag jelenléte nem jelentkezik nagyobb free-air anomáliával, ez különleges érdekességgel bír.

A 13. ábra együttesen mutatja a meghatározott mágneses tér radiális és totális komponensét, valamint topográfiáját is (Hood 2016). A mágneses anomáliákat a MESSENGER űrszondán elhelyezett magnetométerekkel mérték meg. A mágneses mérések 40 km magasságra vonatkoznak. A Caloris-medence 8 nT anomáliával rendelkezik, míg a medence belsejében pozitív és negatív anomáliák egyaránt előfordulnak, amplitúdójuk 2 nT körül van. A Caloris-medencét övező anomáliák valószínűleg kéreg eredetűek. A Caloris-medence valószínűleg becsapódás következtében alakult ki. Becsapódáskor a hőmérséklet meghaladja a kőzetek Curie-hőmérsékletét, így a kialakult mágnesezettség valószínűleg becsapódási remanens mágnesezettség. A becsapódás után a medencét vulkáni anyag töltötte ki, amely a bolygó mágneses tere következtében mágneseződött. A mágneses anomáliák második csoportja a Sobkou-síksághoz tartozik. Itt a mágneses anomáliák amplitúdója eléri a 6 nT-t, bár az azt övező anomáliák formája nem annyira kör alakú, mint a Caloris-medence esetében. Amíg a Caloris-medence korát 3,9 milliárd évre teszik, addig a Sobkou-anomáliát 4,0 milliárd évesnek vagy öregebbnek valószínűsítik. Mindkét anomália akkor alakult ki, amikor a Merkúr aktív dinamója még működött. A Borealis-síkság mágneses anomáliája színén a kitöltött vulkáni anyag következtében jött létre.



**14. ábra** A Vénusz topográfiáját (a) (Rappaport et al. 1999) és free-air anomáliáit (b) (Konopliv et al. 1999) bemutató térkép. Az anomáliák Mercator-vetületben ábrázolva

**Figure 14** Topography (a) of the Venus (Rappaport et al. 1999) and free-air anomalies (b) of the Venus (Konopliv et al. 1999). The anomalies are plotted in Mercator projection

A Vénusz a Naprendszer második bolygója, Naptól mért átlagos távolsága 0,723332 CSE, egyenlítői sugara 6053 km, átlagsűrűsége  $5250 \text{ kg m}^{-3}$ , mágneses dipólusmomentuma  $4,29 \cdot 10^{18} \text{ Am}^2$  (vö. a Föld adataival).

A Vénusz Express űrszonda mérte meg a Vénusz mágneses terét és topográfiáját. Az űrszonda 2005. november 9-én indult a Bajkonurban található űrbázisról, és 2014. december 10-én fejezte be méréseit a Vénusz körül.

Az űrszondát ellátták a Vénusz felszínét vizsgáló kamerával: látható és infravörös hőkamerával (a felszín hőmérsékletének vizsgálatára), ultraibolya és infravörös spektrométerrel a bolygó atmoszférájának vizsgálatára, magnetométerrel és az űrplazma energiáját vizsgáló egységgel.

A Vénusz topográfiáját Rappaport et al. (1999) és James et al. (2013) tanulmányai mutatják be (14. ábra). A vénuszi síkságok és mélyföldek a felszínnek mintegy 85%-át, míg a felföldek 15%-át borítják. A Vénusz magasságának gyakorisági eloszlása egy maximumot mutat, szemben a Föld magasságának eloszlásával, amely két gyakorisági maximummal rendelkezik. A magasságok 80%-a 1 km-nél kisebb magasság–mélység intervallumban helyezkedik el. A magasságmérések során 1660 vulkáni formát határoztak meg. A vulkánok döntő többsége bazaltos összetételű, míg a meredek oldalú vulkánok valószínűleg ultrabázisos kőzetekből épülnek fel. A nagy tömegű vulkánok hatalmas kiterjedésű magmakamrákból táplálkozhatnak. A vulkáni aktivitás ugyan csökkent a Vénuszon, de még jelenleg sem szűnt meg.

A vénuszi felföldek két csoportba oszthatók: vulkáni kiemelkedésekre és vulkáni platókra. A vulkáni kiemelkedésekhez nagyobb értékű free-air anomáliák kapcsolódnak. Ennek tipikus példája az 1–3 km kiemelkedésű Beta Regio. A vulkáni platók lehetnek kör alakúak (Alpha Regio) és elnyúlt formájúak (Tellus Regio). A több száz

km kiterjedésű hegyvidékekhez valószínűleg vastagabb kéreg tartozik (James et al. 2013) (15. ábra). Ilyen szerkezetet az Isthara Terra és az Aphrodite Terra. Ezek a hatalmas hegységek valószínűleg gránitos összetételűek. Az Atalanta-síkság és a Lavinia-síkság közel kör alakú bemélyedések.

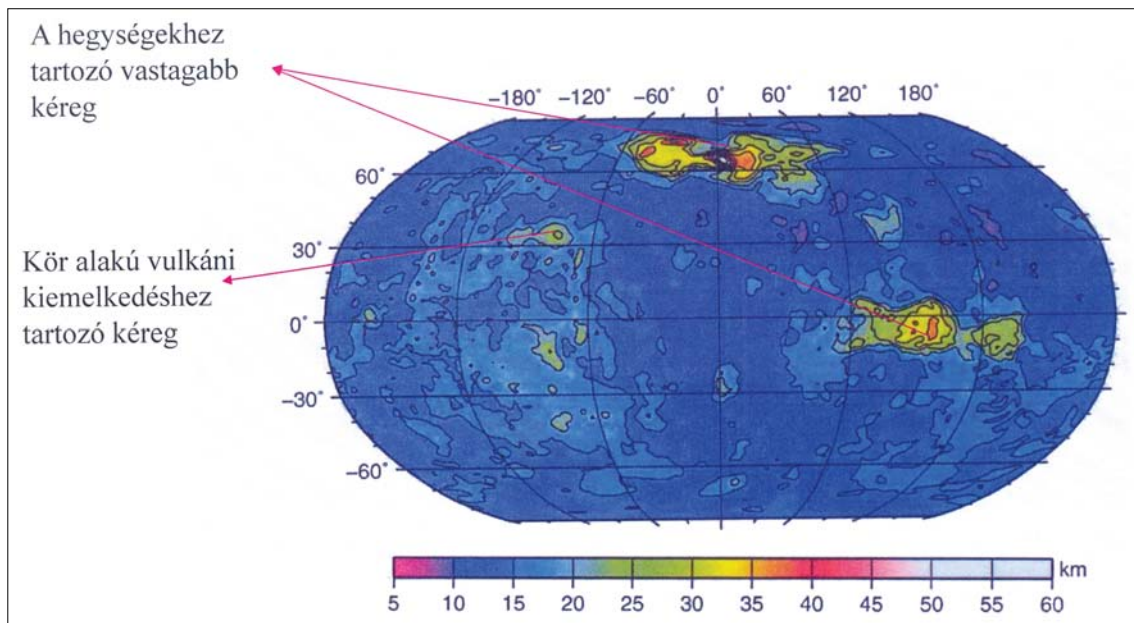
A Beta Regio 150 mGal, az Aphrodite Terra és Alta Regio nagyságrendileg 130 mGal, a Tellus Regio 30 mGal free-air anomáliával jellemezhető. Az Atalanta síkság –35 mGal anomáliával rendelkezik. Ezek a területek izosztatikusan nem vagy kevéssé kompenzáltak. Ahol vastagabb kéreg jelentkezik, ott bekövetkezhet a részleges izosztatikusan kompenzáció.

A Vénusz mágneses terére az indukált mágnesezettség eredetű tér jellemző. A Vénusz esetében is bekövetkezik az interplanetáris mágneses tér és a bolygó indukált mágneses terének átkötődése. Az erővonalak átkötődése a Föld esetében jól ismert folyamat. Ezt a lehetőséget Dugney (1961) tanulmánya ismerteti.

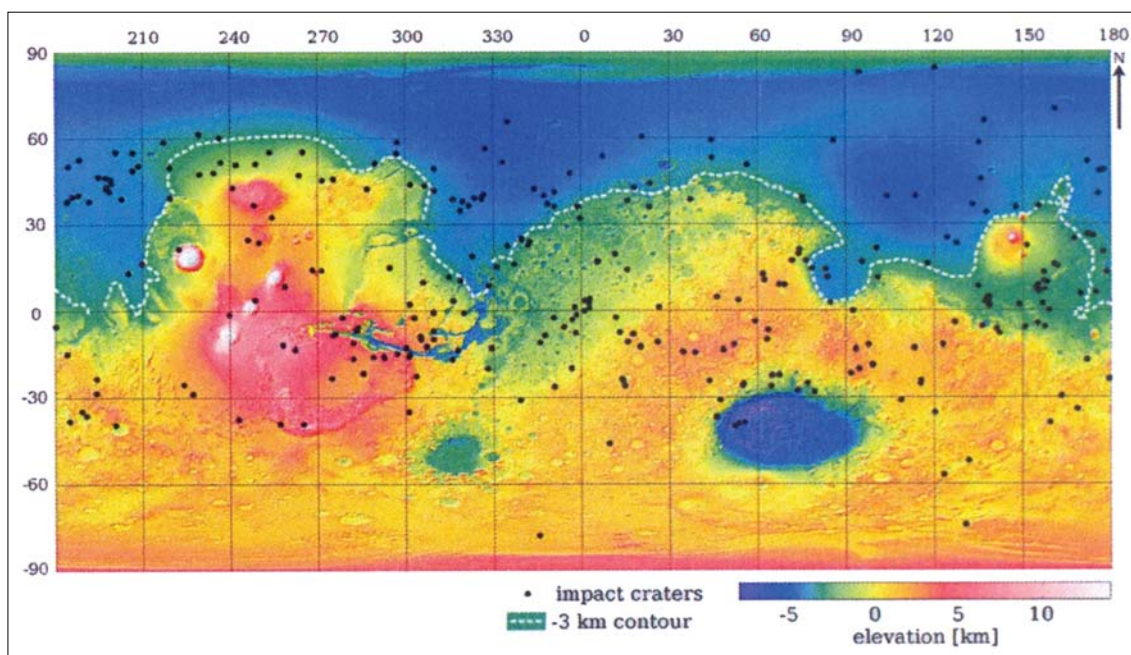
A Mars a Naprendszer negyedik bolygója, a Naptól mért átlagos távolsága 1,523691 CSE, egyenlítői sugara 3396 km, átlagsűrűsége  $3940 \text{ kg m}^{-3}$ , mágneses dipólusmomentuma  $2,5 \cdot 10^{19} \text{ Am}^2$  (vö. a Föld korábban ismertett adataival).

A Mars vizsgálata a Mars Global Surveyor mérésein alapul. Az űrszondát a NASA indította el 1966. november 7-én, az űrszonda 1997. szeptember 11-én állt bolygó körüli pályára. Küldetését közel tíz éves sikeres működés után 2006. november 2-án fejezte be.

A Mars Global Surveyor-t felszerelték a bolygó kutatására szükséges műszerekkel: széles és szűkebb látószögű kamarával (a szűk látószögű kamera felbontóképessége 0,5 m), lézeres magasságmérő műszerrel (pontossága 30 cm), hőemissziót mérő spektrométerrel (az eszköz



15. ábra | A Vénusz bolygó kéregvastagsága km egységben (James et al. 2013)  
 Figure 15 | Crustal thickness (in km) of the Venus (James et al. 2013)



**16. ábra** A Mars bolygó topográfiája (Smith et al. 2001), fekete pontok mutatják a kráterek elhelyezkedését, fehér pontsorozat jelöli a -3 km-es mélységet (Watters et al. 2015). Az anomáliák Mercator-vetületben ábrázolva

**Figure 16** The topography of the Mars (Smith et al. 2001), black points indicate the position of the craters, white points show the depth of -3 km (Watters et al. 2015). The anomalies are plotted in Mercator projection

meghatározta az infravörös tartományban a bolygó felszínéről érkező hőemissziót), magnetométerrel a bolygó mágneses terének mérésére és a gravitációs tér mérésére alkalmas eszközzel.

A Mars topográfiája érdekes eloszlást mutat (Smith et al. 2001). A Mars Global Surveyor lézeres magasságmérő egysége közel 600 millió mérést végzett. Így a Mars topográfiáját meglehetősen jól ismerjük. A 16. ábrát nézve világosan látható, hogy a bolygónak közelítőleg az északi féltekéjén, a marsi mélyföldön kevés kráter, míg a déli féltekéjén, a marsi felföldön nagyszámú kráter fordul elő (Watters 2015). A marsi mélyföld átlagos magassága mintegy 3 km-rel alacsonyabb, mint a déli féltekén található marsi felföld. A mélyföldet vulkáni eredetű és üledékes anyag tölti ki. A lehetséges magyarázatok közé tartozik, hogy a mélyföld kisebb kéregvastagsággal rendelkezik, mint a felföld. További lehetséges magyarázat, hogy a mélyföld gigantikus becsapódás következtében alakult ki, és a mélyföldet később vulkáni és üledékes anyag töltötte ki. Azt is feltételezik, hogy a mélyföld kialakulását konvekciós cella leszálló ága alakította ki, és ez okozta a kéreg kivékonyulását. A marsi kéreg átlagos vastagsága mintegy 45 km, a felföldön a vastagság eléri a 60 km-t, a mélyföldön 30 km lehet.

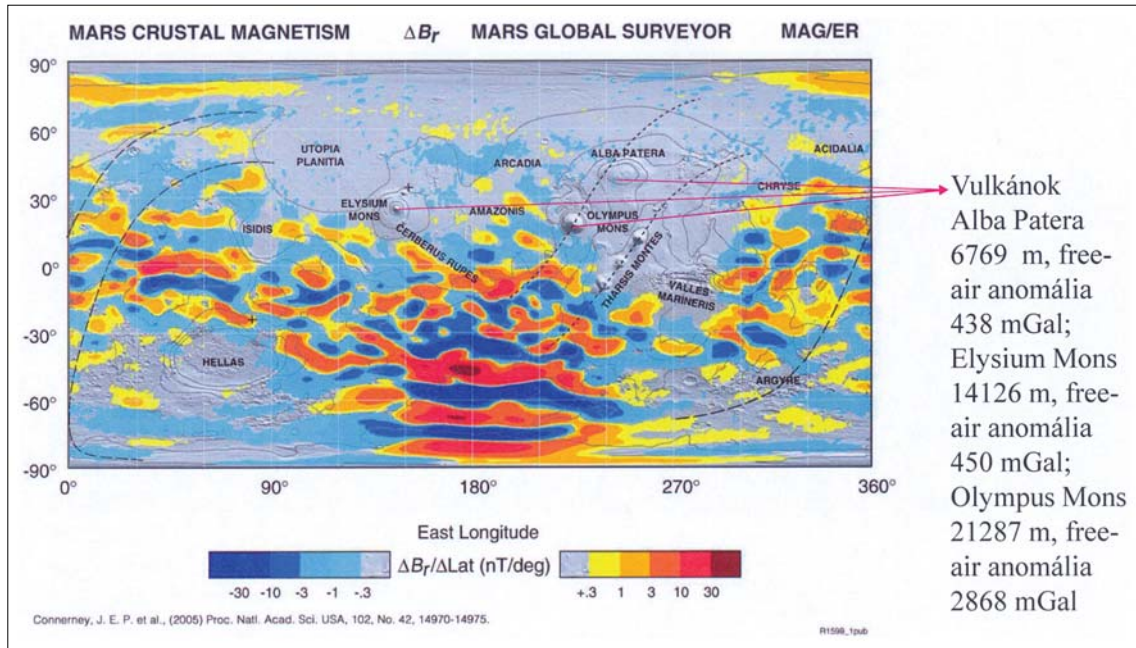
A Mars felszínének további érdekessége a rendkívül nagy magasságú vulkánok előfordulása (17. ábra). Az Alba Patera 6769 m, az Elysium Mons 14126 m, míg az Olympus Mons 21287 m magasságú. Az Olympus Mons a Naprendszerben található legmagasabb vulkán. A vulkánokhoz nagy free-air anomália tartozik, Az Alba Patera 438 mGal, az Elysium Mons 450 mGal, míg az Olympus Mons 2868 mGal free-air anomáliával jellemezhető. A vulkánok gravi-

tációs anomáliái azt fejezi ki, hogy hatalmas tömegük nincs izosztikus egyensúlyban, helyzetüket a mechanikusan szilárd kéreg tartja meg. A Valles Marineris-árok free-air anomáliája -402 mGal nagyságú, az anomália valószínűleg tömeghiány következtében alakult ki.

Lowman (2002) megállapításai szerint a Marson nem találhatók meg a lemeztectonika jellegzetességei, így gyakran nevezik egylemező bolygónak.

A Naprendszer bolygói közül három esetben rendelkezünk közetmágneses vizsgálatokkal. A Holdról (l. később), a Marsról és természetesen a Földről. A Mars közetmágneses vizsgálatáról az SNC meteoritok (McSween, 1985) szolgáltatnak adatokat. Az SNC rövidítés, a meteoritok elnevezése, a megtalálási helyükre vonatkozik: Shergotty (India), Nakhla (Egyiptom), Chassigny (Franciaország). Ezek a közetminták kristályosodott lávából származnak, feltehetően a Marson bekövetkezett nagyméretű meteoritbecsapódás következtében kerültek a Földre. A megtalált meteoritszemcsék gázzárványainak vizsgálata megegyezett a Marsra leszállt Viking szondák méréseinek eredményével.

A Mars körül keringő Mars Global Surveyor űrszonda részletesen feltárta a bolygó mágneses terének eloszlását (Acuña 2001). A 17. ábrán bemutatott térkép a mágneses tér vertikális összetevőjét mutatja. Az erősebben mágnesezett kéreg közelítőleg a bolygó déli féltekéjén jelentkezik, míg az északi félgömbön, a marsi mélyföldön nem találhatók nagyobb intenzitású anomáliák. A vizsgálatok szerint a Mars mintegy 4,6–3,8 milliárd évvel ezelőtt rendelkezett aktív dinamóval. A déli félgömbön találgató anomáliák valószínűleg ebben az időszakban alakultak ki. A Hellas Planitia-, az Argie Planitia- és az Isidis Planitia-

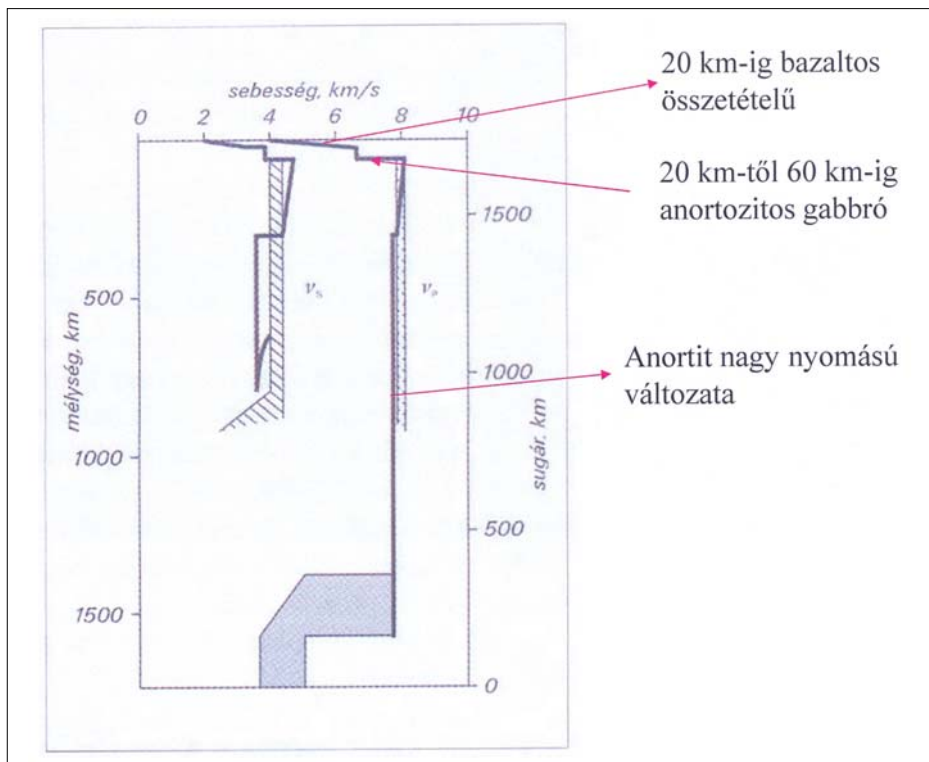


17. ábra Mars vertikális mágneses tere (Acuña et al. 2001). Anomáliák Mercator-vetületben ábrázolva  
 Figure 17 Vertical magnetic field of the Mars (Acuña et al. 2001). The anomalies are plotted in Mercator projection

síkságok valószínűleg becsapódás következtében alakultak ki.

A Hold a Föld körül keringő égitest. A Földtől mért átlagos távolsága 384 400 km, egyenlítői sugara 1738 km, átlagsűrűsége  $3340 \text{ kgm}^{-3}$ , mágneses dipólusmomentuma

$1,3 \cdot 10^{19} \text{ Am}^2$ . A Hold talán a legjobban vizsgált égitest. Nevezéktana a korai vizsgálatokon alapul, Giovanni Riccoli (1598–1671) olasz csillagász vezette be a vizuálisan sötétebb színben észlehető területeknek, a mare-területeknek (mare latinul tenger) történő elnevezését, a világo-



18. ábra A Hold belső szerkezete, a  $v_s$  és  $v_p$  hullámok sebességének mélységfüggése (Toksöz et al. 1974)  
 Figure 18 Internal structure of the Moon, velocity of the  $v_s$  and  $v_p$  waves versus depth (Toksöz et al. 1974)

sabbnak tűnő területeknek, a terra-területnek (terra latinul föld) nevezte el. Ezt az elnevezést mai napig is megtartották.

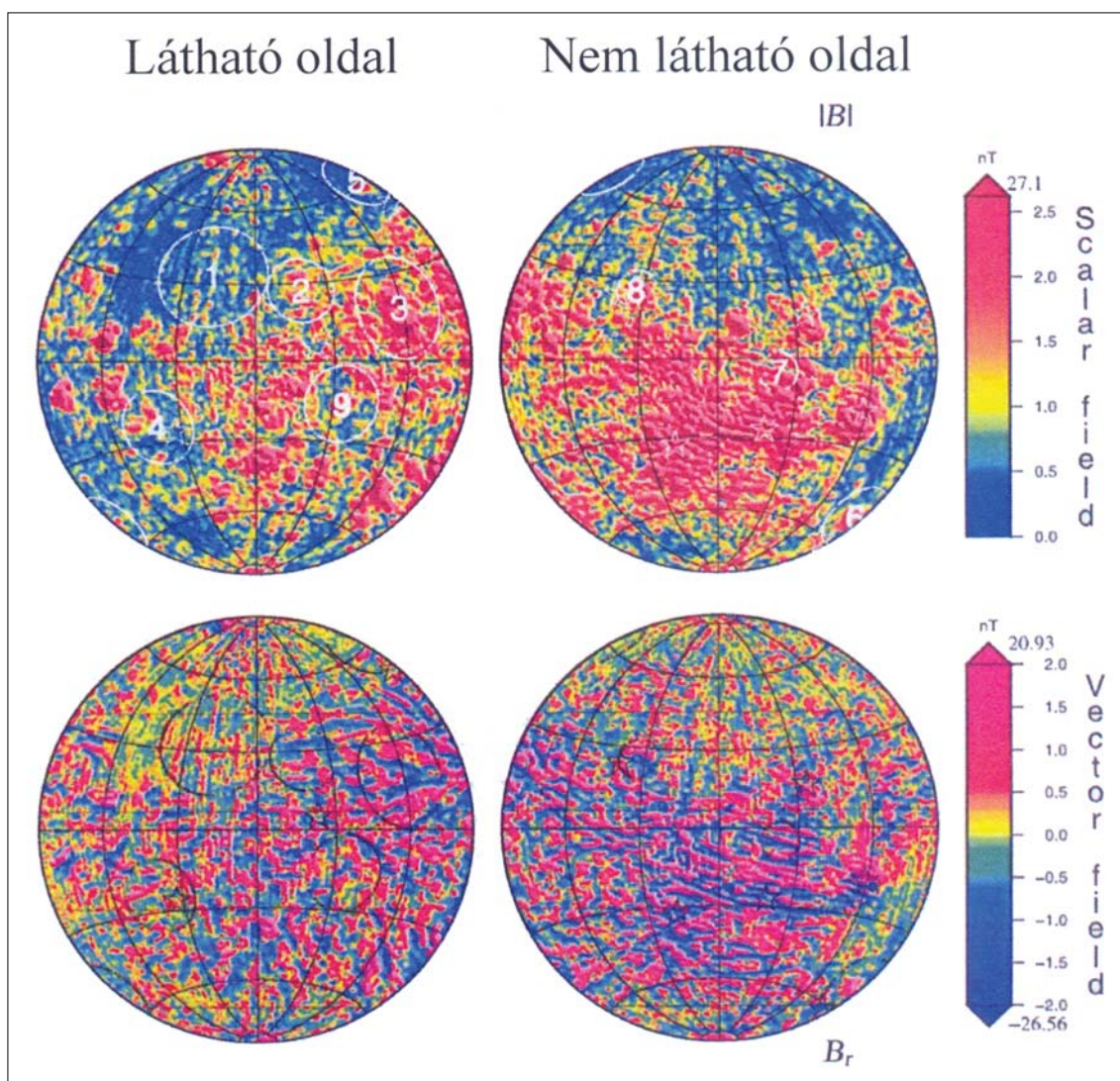
A Hold bemutatott vizsgálata részben a Lunar Prospector, részben a Kaguya űrszondák mérésein alapulnak.

A Lunar Prospector űrszondát a NASA indította 1998. január 7-én. 100 km magasságú pályán keringett 1999. január 7-ig, működésének utolsó 6 hónapja alatt 25 km magasságú kör alakú pályán működött, míg 1999. júliusban becsapódott a Holdba. A Lunar Prospector űrszondát ellátták a Hold vizsgálatára szolgáló műszerekkel:  $\gamma$ -spektrométerrel és neutronspektrométerrel a felszínen található kőzetek vizsgálatára, az  $\alpha$ -részecskéket detektáló spektrométerrel, magnetométerrel, elektron reflektométerrel,

amelyet a paleomágneses mérésekhez használtak, Doppler-elven működő műszerrel a gravitációs tér mérése.

A Kaguya japán szondát a Japán Űrügynökség állította Hold körüli pályára. Az űrszondát 2007. szeptember 14-én indították, és 2009. június 10-én fejezte be küldetését. A Kaguya űrszondát felszerelték röntgen- és  $\gamma$ -spektrométerekkel a felszínen található kőzetek összetételének vizsgálatára, lézeres magasságmérő egységgel, magnetométerrel, töltérrészecskék kimutatására szolgáló detektorral, plazma összetételét és energiáját mérő egységgel, televíziós adást biztosító kamerával.

A Hold az egyetlen égitest ahova az Apolló-program keretében embert szállító űrhajók leszálltak. Tudomá-



**19. ábra** A Hold gömbi sörfejtéssel meghatározott mágneses terének eloszlása a Lunar Prospector mérései alapján 30 km-es magasságban. Az ábra a totális tér abszolút értékét (felső) és radiális komponensét mutatja a Hold látható (bal) és a Földről nem látható oldalára (jobb). Jelmagyarázat: (1) Esők Tengersé, (2) Derültség Tengersé, (3) Veszélyek Tengersé, (4) Nedvesség Tengersé, (5) Humboldt-tenger, (6) Mendel-Ryberg becsapódási zóna, (7) Korolev-tenger, (8) Moszkvai-tenger, (9) Méz Tengersé. Az ábra Lambert-féle vetületben készült (Purucker, Nicholas 2010)

**Figure 19** Global spherical harmonic model of the lunar magnetic field measured by the Lunar Prospector, at the altitude of 30 km. The total magnetic field (upper) and radial magnetic field (lower), near side map (left) far side map (right) are shown. Legend. (1) Mare Imbrium, (2) Mare Serenitatis, (3) Mare Crisium, (4) Mare Humorum, (5) Mare Humboldtianum, (6) Mendel-Ryberg impact zone, (7) Mare Korolev, (8) Mare Moscoviense, (9) Mare Nectaris. The figure is plotted in Lambert equal area projection (Purucker, Nicholas 2010)

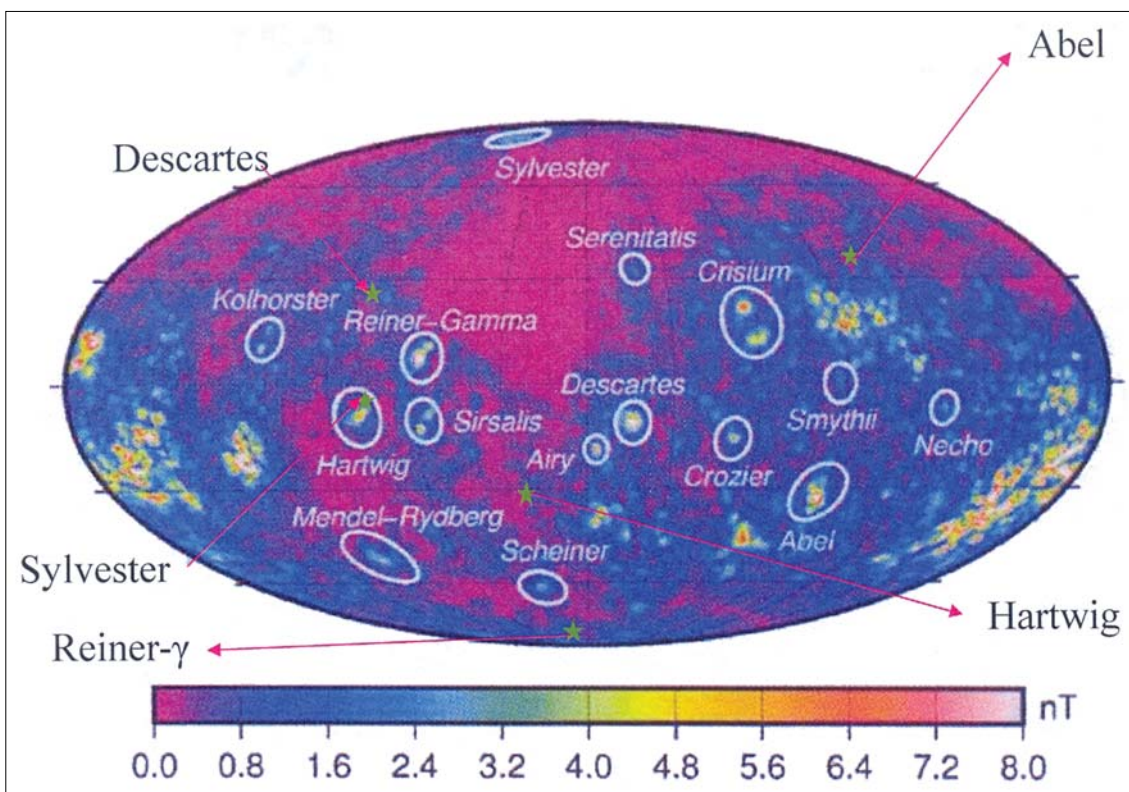
nyos műszereket, az ALSEP-et (Apollo Lunar Scientific Experimental Package), többek között szeizmométereket helyeztek el a Hold felszínén. A szeizmométerek méréseinek értelmezését, a sebességek mélység függését Toksöz et al. (1974) végezte el (18. ábra). A felvételek kiértékeléséből az adódott, hogy a felszíntől 300 m-es mélységig terjedő, töredezett kőzetekből és porból álló összetet nevezik regolitnak. A káliumból, ritka földfémekből és foszforból (Kalium Rare Earth Element Phosphorus) álló kőzeteket nevezik KREEP-nek. A KREEP-ben gazdag kőzetek rendelkeznek nagyobb uránium- és tóriumtartalommal. A kiömlési kőzetek is KREEP-ben gazdagok. A sebességek eloszlása alapján 20 km-es mélységig a kőzetekre bazaltos összetétel a jellemző. 20 km és 60 km mélységig a kőzeteket anortozitos gabbrónak tekintik. 60 km mélységtől az összetételt anortit nagy nyomású változatának fogadják el. A szeizmológiai vizsgálatok nem voltak elegendőek a Hold magjának pontosabb meghatározására. Elfogadható egy 470 km sugarú vasból álló mag vagy egy 720 km sugarú vasszulfidból álló mag létezése.

A Hold vizsgálatának érdekes eredménye a masconok (mass concentration), tömegkoncentrációk kimutatása. A masconok becsapódás következtében alakulhattak ki, jellegzetességük a nagy pozitív gravitációs anomália. A masconok a kör alakú mare-medencék területén fordul-

nak elő. Nagy vastartalmú kőzetek hatásának tulajdonították ezeket az anomáliákat. A Lunar Prospector méréseit feldolgozva masconokat mutattak ki a Mare Imbrium (Esők Tengers), a Mare Serenitatis (Derültség Tengers), a Mare Crisium (Veszélyek Tengers), a Mare Nectaris (Méz Tengers), Mare Humorum (Nedvesség Tengers), Mare Orientale (Keleti Tenger) területén. További masconokat fedeztek fel a Hold Földről nem látható oldalán is, a Mare Moscoviense (Moszkvai-tenger), a Hertzsprung, a Coulomb–Sarton és a Freundlich–Sharonov becsapódási medencékben. A masconok érdekes tulajdonsága, hogy izosztatikusan nem kompenzáltak. A hatalmas tömegüket a szilárd kéreg tartja meg.

A holdi kőzetek paleomágneses vizsgálata azt mutatta, hogy közelítőleg 4-től 3 milliárd évig működött aktív dinamó a magban, miközben a Hold mágnesesdipólusmomentuma  $1,3 \cdot 10^{21}$  Am<sup>2</sup>-ről  $10^{19}$  Am<sup>2</sup>-re csökkent.

A Hold Lunar Prospector által mért mágneses terét gömbi sorfejtéssel vizsgálta meg Purucker és Nicholas (2010). A számításokhoz a Lunar Prospector 30 km-es magasságban mért adatait használták. A sorfejtést 170 fokig végezték el, ez 64 km-nél hosszabb hullámhosszú felbontást biztosított. A meghatározott térkép (19. ábra) kifejezi, hogy a Hold története során, a becsapódásból származó sok mágneses anomália bizonyos rendezetlenséget jelent azok eloszlásában.



20. ábra A Hold mágneses tere a Lunar Prospector és a Kaguya mérései alapján 30 km-es magasságban. Fehér szín jelöli a vizsgált mágneses anomáliákat, zöld csillag jelöli a meghatározott mágneses pólusok helyét. Az ábra Mollweide-vetületben készült (Oliveira, Wieczorek 2017)

Figure 20 Magnetic field of the Moon based on the measurement of the Lunar Prospector and Kaguya at the altitude of 30 km. White circles indicates the investigated anomalies green asterisks indicate the position of the magnetic pole. The figure is plotted in Mollweide projection (Oliveira, Wieczorek 2017)

Oliveira és Wiecek (2017) azt vizsgálta, hogy a Holdon tapasztalt mágneses anomáliák mennyire tükrözik a tengelyirányú, dipólus szerkezetű mágneses teret. Feltételezték, hogy a Hold 4,2 és 3,6 milliárd évig tartó időszakában aktív dinamó működött. Számításaikhoz a Lunar Prospector és a Kaguya űrszonda mágneses méréseit használták fel. A 20. ábra illusztrálja a Hold mágneses terét a Lunar Prospector és Kaguya mérései alapján, 30 km magasságban. A 20. ábra fehér szín jelöléssel tünteti fel a vizsgált mágneses hatókat. A hatók közül a Reiner- $\gamma$  rendelkezett tengelyirányú, dipólus jellegű mágneses tér által létrehozott mágneses pólussal ( $\lambda = 348,7^\circ$  hosszúság és  $\varphi = -82,0^\circ$  szélesség). A Descartes- és az Abel-anomáliákhoz tartozó pólusok:  $\lambda = 278,9^\circ$  és  $\varphi = 20,3^\circ$ , illetve  $\lambda = 107,6^\circ$  és  $\varphi = 37,93^\circ$ , illetve a Sylvester- és Hartwig-anomáliákhoz tartozó mágneses pólusok:  $\lambda = 282,2^\circ$  és  $\varphi = -12,0^\circ$ , illetve  $\lambda = 348,1^\circ$  és  $\varphi = -38,0^\circ$ . Ezek a hatók valószínűleg becsapódás következtében jöttek létre, és a meghatározott dipólusok iránya nem a forgási tengely irányába mutat. A többi hatóhoz tartozó mágneses pólus szintén nem mutatott tengelyirányú elhelyezkedést.

## Konklúziók

A mesterséges holdak mágneses mérései nagy előre lépést jelentenek a Föld mágneses terének és a mágneses anomáliáknak a vizsgálatában. A 6. ábrán az Olsen et al. (2017) által bemutatott anomáliatérképet tekintve világossá válik, hogy a mesterséges holdak által meghatározott anomáliák és azok értelmezése a földtani kutatás alapvető eszközévé válnak. Ezek a mérések a sűrű mintavételi távolság következtében részben helyettesíteni fogják a felszínen végzett nyersanyagkutató mágneses méréseket. Bár a mesterséges holdak pályára állítása költséges, a meghatározott anomáliákhoz azonban viszonylag kis költséggel lehet hozzájutni.

A Naprendszer bolygóit még hosszú ideig csak az űrszondák méréseivel tudjuk vizsgálni. Űrszondák felbocsátására csak az űrkutatásban élenjáró országok képesek, azonban az adatok feldolgozásában – a mért adatok hatalmas mennyisége miatt – az együttműködés a polgári célú kutatásokban lehetséges.

## Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki dr. Patrick T. Taylor geofizikusnak (NASA/GSFC) a több mint húszéves együttműködésért és az érdekes megbeszélésekért. Továbbá dr. Paul D. Lowman geológusnak (NASA/GSFC) az értékes diskuszióért. Köszönet illeti dr. Wittmann Géza geofizikust (MOL Nyrt.) a közel huszonöt éven át végzett közös munkáért és a közösen végzett számításokért, Pusztai Sándor (Fractal Bt.) és dr. Toronyi Bence (Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem) geofizikusokat a számítások elvégzésében történt együttműködésükért.

## A tanulmány szerzője

Kis Károly

## Hivatkozások

- Acuña M. H., Connerney J. E. P., Wasilewski P., Lin R. P., Mitchell D. L., Anderson K. A., Carlson C. W., McFadden J., Rème H., Mazelle C., Vignes D., Bauer S. J., Cloutier P. A., Ness N. F. (2001): Magnetic field of Mars: Summary of results from aerobraking and mapping orbits. *Journal of Geophysical Research* 106, E10, 23403–23417
- 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, 1526–1559
- Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. (2010): Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105, 467–508
- Bodoky T., Kummer I., Kloska K., Fancsik T., Hegedüs E. (2004): A magyarmecskei tellurikus vezetőképesség-anomália: eltemetett meteoritkráter? *Magyar Geofizika* 45, 96–101
- Bodoky T., Kiss J., (2014): A dabronyi negatív gravitációs anomália vizsgálata: eltemetett meteoritkráter? *Magyar Geofizika* 55, 82–88
- Dungey J. W. (1961): Interplanetary magnetic field and aurora zone. *Physical Review Letters* 6, 47–49
- Girdler R. W., Taylor P. T., Frawley J. J. (1992): A possible impact origin for the Bangui magnetic anomaly (Central Africa). *Tectonophysics* 212, 45–58
- Green A. G. (1976): Interpretation of Project MAGNET aeromagnetic profiles across Africa. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 44, 203–228
- Grieve R. A. F. (1987): Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planet Sciences* 15, 245–270
- Heiland C. A. (1946): *Geophysical Exploration*. Prentice-Hall
- Hood L. L. (2016): Magnetic anomalies concentrated near and within Mercury's impact basins: Early mapping and interpretation. *Journal of Geophysical Research: Planets* 121, 1016–1025
- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végh A., Uhrin A., Nádor A., Korkonai B., Pap N., Tóth T., Wórum G. (2015): Evolution of the Pannonian Basin and its geothermal resources. *Geothermics* 53, 328–352
- James P. B., Zuber M. T., Phillips R. J. (2013): Crustal thickness and support of topography on Venus. *Journal of Geophysical Research: Planets* 118, 859–875
- James P. B., Zuber M. T., Phillips R. J., Solomon S. C. (2015): Support of long-wavelength topography on Mercury inferred from MESSENGER measurements of gravity and topography. *Journal of Geophysical Research: Planets* 120, 287–310
- Kis K. I., Wittmann G. (1998): Determination of vertical magnetic anomalies and equivalent layer for the European region from the Magsat measurements. *Journal of Applied Geophysics* 39, 11–24
- Kis K. I., Wittmann G. (2002): 3D reduction of satellite magnetic measurements to obtain magnetic anomaly coverage over Europe. *Journal of Geodynamics* 33, 117–129
- Kis K., Wittmann G. (2011): A CHAMP mesterséges hold tízéves működése. *Magyar Geofizika* 52, 1–4
- Kis K. I., Taylor P. T., Wittmann G., Toronyi B., Pusztai S. (2011): Inversion of magnetic measurements of the CHAMP satellite

- over the Pannonian Basin. *Journal of Applied Geophysics* 2011, 412–418
- Kis K. I., Taylor P. T., Wittmann G., Toronyi B., Pusztai S. (2012): Interpretation of the total magnetic field anomalies measured by the CHAMP satellite over a part of Europe and the Pannonian Basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* 47, 130–140
- Kis K., Taylor P. T., Wittmann G. (2014): A földi mágneses tér gradienseinek meghatározása mesterséges holdak méréseiből és a kurszki mágneses anomália inverziója. *Magyar Geofizika* 55, 150–162
- Konopliv A. S., Banerdt W. B., Sjoren W. L. (1999): Venus gravity 180th degree and order model. *Icarus* 139, 3–18
- Langel R. A., Ousley G., Berberth J., Murphy J., Settle M. (1982): The Magsat mission. *Geophysical Research Letters* 9, 243–245
- Lasareff P. (1923): The anomalies of terrestrial magnetism and gravity in the Kursk Government Russia. *Terrestrial Magnetism* 123–124
- Lephart D. (2012): Evidence for an impact origin of the Late Ordovician Bear Swamp structure in upstate New York, USA. *The Leading Edge*, August 2012, 892–897
- Lowmann P. D., Jr. (2002): *Exploring Space Exploring Earth*. Cambridge University Press
- Maus S., Rother M., Hemant K., Stolle C., Lühr H., Kuvshinov A., Olsen N. (2006): Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements. *Geophysical Journal International* 164, 319–330
- McSween H. Y., Jr. (1985): SNC meteorites: Clues to Martian petrologic evolution. *Reviews of Geophysics* 23, 391–416
- Nolte H. J., Hahn A. (1992): A model of the distribution of crustal magnetization in central Europe compatible with the field of magnetic anomalies deduced from Magsat results. *Geophysical Journal International* 11, 483–496
- Oliveira J. S., Wiczeorek M. A. (2017): Testing the axial dipole hypothesis for the Moon by modeling the direction of crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Planets* 122, 383–399
- Olsen N., Ravat D., Finlay Ch. C., Koher L. K. (2017): LCS-1: A high-resolution global model of the lithospheric magnetic field derived from CHAMP and Swarm satellite observations. *NASA Goddard Space Flight Center*, pp. 1–19
- Pilkington M., Grieve R. A. F. (1992): The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Reviews of Geophysics* 30, 161–181
- Pilkington M., Hildebrand A. R. (2000): Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater. *Journal of Geophysical Research* 105/B10, 23479–23491
- Purucker M. E., Nicholas J. B. (2010): Global spherical harmonic models of the internal magnetic field of the Moon based on sequential and coestimation approaches. *Journal of Geophysical Research* 115/E12007, 1–14
- Rappaport N., Konopliv A. S., Kucinskas A. B. (1999): An improved 360th and order model of Venus topography. *Icarus* 39, 19–31
- Ravat D., Langel R. A., Purucker M., Arkani-Hamed J., Alsdorf D. E. (1995): Global vector and scalar Magsat magnetic anomaly maps. *Journal of Geophysical Research* 100/B10, 20111–20136
- Regan R. D., Cain J. C., Davis W. M. (1975): A global magnetic anomaly map. *Journal of Geophysical Research* 80, 794–802
- Reiger Ch., Lühr H., Schwintzer P. (szerk.) (2003): *First CHAMP Mission Results for Gravity, Magnetics and Atmospheric Studies*. Springer-Verlag, Berlin
- Reigber Ch., Jochmann H., Wünsch J., Petrovic S., Schwintzer P., Barthelmes F., Neumayer K.-H., König R., Förste Ch., Balmino G., Biancale R., Lamonie J.-M., Loyer S., Perosanz F. (2005): Earth gravity field and seasonal variability from CHAMP. In: Reigber Ch., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J., (eds.). *Earth Observation with Champ. Results from Three Years in Orbit*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 25–30
- Rotanova N. M., Kharitonov A. L., Frunze A. Kh., Filipov S. V., Abranova D. (2005): Anomalous magnetic fields measured on the CHAMP satellite for the territory of the Kursk magnetic anomaly. *Geomagnetism and Aeronomy* 45, 671–678
- Smith D. E., Zuber M. T., Frey H. V., Garvin J. B., Head J. W., Muhleman D. O., Pettengill G. H., Phillips R. J., Solomon S. C., Zwally H. J., Banerdt W. B., Duxbury T. C., Golombek M. D., Lemoine F. G., Neumann G. A., Rowlands D. D., Aharonson O., Ford P. G., Ivanov A. B., Johnson C. L., McGovern P. J., Abshire J. B., Afzal R. S., Xiaoli Sun (2001): Mars Orbiter laser Altimeter: experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research* 106/E10, 23688–23722
- Taşárová Z. A., Fulla J., Bielik M., Šroda P. (2016): Lithospheric structure of Central Europe: Puzzle pieces from Pannonia Basin to Trans-European Suture Zone resolved by geophysical-petrological modeling. *Tectonics* 35, 722–753
- Taylor P. T., Frawley J. J. (1987): Magsat anomaly data over the Kursk region U.S.S.R. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 45, 255–265
- Taylor P. T., Ravat D. (1995): An interpretation of the Magsat anomalies of central Europe. *Journal of Applied Geophysics* 34, 83–91
- Taylor P. T., Kis K. I., Wittmann G. (2013): Interpretation of CHAMP magnetic anomaly data over the Pannonian Basin region using lower altitude horizontal gradient data. *Acta Geodaetica et Geophysica* 48, 275–280
- Toksöz M. N., Dainty A. M., Solomon S. C., Anderson K. R. (1974): Structure of the Moon. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 12, 539–567
- Voskresenskaya M. N. (1965): Relations between Archean and Proterozoic rocks in Kursk magnetic anomaly. *International Geology Review* 11, 454–460
- Watters W. A., Geiger L. M., Fendrock M., Gibson R. (2015): Morphometry of small recent impact craters on Mars: Size and terrain dependence, short-term modification. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120, 226–254

# A gerjesztett polarizáció fenomenológiai értelmezése kőzetfizikai analógiák alapján

DOBRÓKA M.<sup>@</sup>, TURAI E.

Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros  
<sup>@</sup>E-mail: dobroka@uni-miskolc.hu

A dolgozatban a gerjesztett polarizáció (GP) jelenség fenomenológiai értelmezésének egy új elvi lehetőségére mutatunk rá. Az új értelmezés alapjául a kőzetekben terjedő szeizmikus/akusztikus hullámok abszorpció–diszperziós jellemzőinek nyomásfüggését leíró kőzetfizikai modellek fejlesztéseink szolgálnak. Ezért bevezetésként rövid áttekintést adunk ezekről a fenomenológikus kutatásokról, majd ezek analógiájára egy kőzetfizikai modellt állítunk fel a GP jelenségének leírására. A modelltől kiindulva eljutunk a GP-probléma ismert – TAU-transzformációs – megoldásához. Ennek lényege, hogy a látszólagos polarizálhatósági adatokat olyan inverziós eljárás keretében dolgozzuk fel, amelynek során a polarizációs hatásokot tartalmazó időállandó-spektrumot sorfejtéses közelítéssel állítjuk elő. A sorfejtési együtthatók mint ismeretlenek jelentik az inverzió modellparamétereit.

## Dobróka, M., Turai, E.: A phenomenological interpretation of induced polarization based on an analogy with previously developed rock physical models

In this paper, we show the existence of an analogy between the induced polarization (IP) and the pressure dependence of absorption–dispersion characteristics of seismic/acoustic waves. Based on this analogy, we derive the time dependent apparent polarization by using the same procedure previously developed for the description of the pressure dependence of propagation characteristics of seismic/acoustic waves. To solve the IP inverse problem, we propose the series-expansion-based inversion method. The series expansion coefficients as unknowns are the model parameters of the inversion.

*Beérkezett:* 2018 február 8.; *elfogadva:* 2018. március 20.

## Bevezetés

A korábbi években a ME Geofizikai Tanszékén modell-fejlesztést végeztünk a kőzetekben terjedő rugalmas hullámok abszorpció–diszperziós paramétereit (terjedési sebesség, jósági tényező) nyomásfüggésének leírására. A modellalkotás során kiinduló pontként egy-egy, a szakirodalomban elfogadott fizikai kép szolgált (pl. mikrorepedések nyílása és záródása vagy pórusok térfogatának változása a nyomás hatására). Ezt a kvalitatív képet elfogadva, Somogyiné Molnár és Dobróka (2011), Dobróka és szerzőtársai (2014), Somogyiné Molnár és szerzőtársai (2015a, 2015b) kvantitatív kőzetfizikai modelleket vezettek be a hullámterjedési sebesség és a jósági tényező nyomásfüggésének leírására.

A kőzetnyomás és a hullámterjedési jellemzők kapcsolata számos további fizikai kép is felállítható (a kőzetszemcsék érintkezési felületének változása, a repedési felületek közötti súrlódás változása stb.). Ezek mindegyikére kőzetfizikai modell konstruálható, és felmerül annak lehetősége, hogy a kőzetekben az említett egyedi mechanizmusok egyidejűleg is felléphetnek. Indokolt ezért a korábbiakban – egy adott fizikai képre alapozva – felállított kvantitatív kőzetfizikai modellek továbbfejlesztése (Kiss, Dobróka 2017). A GP-vel mutatkozó analógia megvilágítása érdekében a modellt röviden összefoglaljuk.

A nyomásfüggést befolyásoló egyedi jelenségek közös jellemzője, hogy leírásukra egy-egy extenzív (kiterjedéssel arányos) mennyiség vezethető be (pl. a mikrorepedések száma, a pórusok (össz)terfogatata, a kőzetszemcsék teljes

érintkezési felülete stb.). Jelölje az  $i$ -edik belső folyamat-hoz tartozó (egységnyi térfogatra vonatkoztatott) extenzív  $\Psi_i$  ( $i = 1, 2, \dots, M$ )! A modell alapfeltevése, hogy  $d\sigma$  feszültségnövekedés hatására a jellemző extenzívek  $d\Psi_i$  infinitezimális változása egyenesen arányos a  $d\sigma$  feszültségnövekménnyel és  $\Psi_i$ -vel (pl. a még nyitott mikro-repedések számával), azaz

$$d\Psi_i = -\lambda_i \Psi_i d\sigma, \quad (1)$$

ahol  $\lambda_i \geq 0$  az anyagra jellemző új kőzetfizikai paraméter és a negatív előjel azt fejezi ki, hogy növekvő feszültségnél ( $d\sigma \geq 0$ ) az  $i$ -edik belső extenzív csökken (pl. a repedések zárulásával a még nyitott mikro-repedések száma csökken). A fenti differenciálegyenletet megoldva kapjuk:

$$\Psi_i = \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i \sigma\}, \quad (2)$$

ahol  $\Psi_{0i}$  az  $i$ -edik extenzív értéke feszültség mentes állapotban ( $\sigma = 0$ ).

Egy másik alapfeltevés, hogy a kőzetnyomás  $d\sigma$  változása a hullám terjedési sebességét az egyedi folyamatokban a jellemző extenzív mennyiségek  $d\Psi_i$  változásával arányosan módosítja,

$$dv_i = \alpha_i d\Psi_i, \quad (3)$$

ahol az  $\alpha_i$  arányossági tényező (anyagi minőségtől függő konstans), a negatív előjel pedig azt fejezi ki, hogy a sebesség csökkenő extenzív esetén növekszik. A (2) egyenlet alapján

$$dv_i = \alpha_i \lambda_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i \sigma\} d\sigma. \quad (4)$$

$M$  számú elemi folyamat esetén a terjedési sebességváltozások összeadódnak

$$dv = \sum_{i=1}^M dv_i = \sum_{i=1}^M \alpha_i \lambda_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i \sigma\} d\sigma, \quad (5)$$

és ezzel a

$$v = K - \sum_{i=1}^M \alpha_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i \sigma\} \quad (6)$$

kifejezésre jutunk, ahol  $K$  egy ismeretlen integrációs állandó. Terheletlen állapotban ( $\sigma = 0$ ) a kőzetben terjedő rugalmas hullám sebessége mérhető, melynek értékét jelölje  $v_0$ . A fenti egyenlet alapján ekkor a  $K$  integrációs konstansra

$$K = v_0 + \sum_{i=1}^M \alpha_i \Psi_{0i}$$

adódik. Bevezetve a  $\Delta v_i = \alpha_i \Psi_{0i}$  jelölést, a (6) egyenlet a

$$v = v_0 + \sum_{i=1}^M \Delta v_i [1 - \exp\{-\lambda_i \sigma\}] \quad (7)$$

formában írható fel. A sebesség mint a nyomás függvénye  $v_0$ -tól  $v_{\max} = v_0 + \sum_{i=1}^M \Delta v_i$  értékig növekszik. Ezt figyelembe véve a (7) formula így is írható:

$$v = v_{\max} - \sum_{i=1}^M \Delta v_i \exp\{-\lambda_i \sigma\}. \quad (8)$$

A bevezetett  $v_{\max}$ ,  $\Delta v_i$  és  $\lambda_i$  mennyiségek a modell paraméterei, melyeket kőzetmintákon végzett akusztikus laboratóriumi mérési adatok alapján inverziós módszerrel

határozhatunk meg. Az inverzió terminológiájában (8) a direkt feladatot jelenti, amelyet az  $A = v_{\max}$  és a  $B_i = -\Delta v_i$  jelöléssel így is írhatunk:

$$v = A + \sum_{i=1}^M B_i \exp\{-\lambda_i \sigma\},$$

vagy  $B_0 = A$  és  $\lambda_i = 1/\tau_i$  jelölésekkel a terjedési sebesség nyomásfüggésére a

$$v(\sigma) = \sum_{i=0}^M B_i \exp\{-\sigma/\tau_i\} \quad (9)$$

kifejezés adódik. A  $\tau_i$  anyagjellemző paraméter a sebességfüggést meghatározó  $i$ -edik fizikai folyamat karakterisztikus nyomása (feszültsége).  $M$  számú ilyen folyamat esetén a  $\tau_i$  karakterisztikus nyomások sorozatát (más geofizikai területek, mint pl. gerjesztett polarizáció mintájára) spektrumnak (nyomásspektrum) is nevezhetünk, amely (9) esetében „vonalas”. Ezt az analógiát tovább gondolva, folytonos spektrum feltételezésével a hullám terjedési sebességének nyomásfüggését így írhatjuk fel:

$$v(\sigma) = \int_{\tau_{\min}}^{\tau_{\max}} w(\tau) \exp\{-\sigma/\tau\} d\tau, \quad (10)$$

ahol  $w(\tau)$  a nyomásspektrum sűrűségfüggvénye.

## A fenomenologikus GP-modell bevezetése

A GP módszert az 1950-es évektől kezdve eredményesen alkalmazták az érc kutatásban, és később fontos alkalmazást nyert a környezet- és hidrogéofizikai kutatásban is. A módszer alapját Schlumberger 1920-as megfigyelése jelenti, miszerint a mérőelektrodák között létrejövő potenciálkülönbség a gerjesztő áram kikapcsolása után csak egy adott lecsengési időt követően lesz zérus. Ennek oka, hogy a gerjesztő áram hatására a kőzet/talaj elektromosan polarizált lesz, az áram kikapcsolása után a kőzetek fokozatosan veszítik el töltöttségüket és kerülnek újra egyensúlyi állapotba.

A kőzetek polarizációjának négy forrását különítjük el. A *membránpolarizáció* ionos vezetőképességű porózus kőzetekben alakul ki az agyagszemcsék negatív felületi töltése következtében, ha a pórusok átmérője nem haladja meg a pozitív ionkoncentrációjú réteg vastagságát. Az *elektrodapolarizáció* során elektrokémiai kölcsönhatás jön létre a kőzetben található elektronos vezetőképességű szemcsék és a pórustérben található ionos oldat között. *Filtrációs polarizáció* jelentkezik üledékes összletekben a pórusokat kitöltő vezető fluidumokhoz kötődően, a negatív és pozitív ionok eltérő mozgékonyága miatt fellépő ionkoncentráció-különbség miatt. *Redox polarizáció* lép fel oxidatív vagy redukzív kémiai komponenseket tartalmazó talajok és kőzetek esetén, például vegyi szennyeződés hatására. Az említett polarizációs típusok közül az érc kutatásban az elektróda- vagy más néven kontakt polarizáció kap szerepet. Megjelenése a szulfidos ércesedések (pirit, kal-kopirit, molibdenit, galenit), néhány oxid (magnetit, ilme-

nit), illetve a grafit indikátora. Alkalmazása az érc kutatás mellett környezetszennyezések kutatásánál és jellemzésénél, szén- és grafit kutatásánál, homokos-agyagos kőzetek szétválasztásánál, hidrogeofizikai és régészeti kutatásoknál kap szerepet.

A GP-folyamatok közös jellemzője, hogy gerjesztéskor a kőzetalkotó elemek és az ezeket körülvevő folyadék határán felületi jelenségként polarizációs töltés keletkezik, amely a gerjesztés megszűntével egy kiegyenlítődési folyamatban áramot generál. Az ilyen relaxációs jelenségek közös sajátossága a jellemző extenzív mennyiség exponenciálisan lecsengő időbeni változása. Kézenfekvő tehát a  $\Psi_i$  extenzív jellemzőre a feltételezés:

$$d\Psi_i = -\lambda_i \Psi_i dt, \quad (11)$$

miszerint  $dt$  idő alatt a jellemző extenzív mennyiség (pl. polarizációs töltés) változása annál nagyobb, minél nagyobb töltésmennyiség „vár” kiegyenlítődésre és minél hosszabb az idő intervallum. Ha a  $\lambda_i \geq 0$  anyagjellemző konstans (a fenomenológiai közelítésben tipikus a hőmérsékletfüggés), a (11) egyenlet megoldása:

$$\Psi_i = \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i t\}. \quad (12)$$

A gerjesztett polarizáció mérhető mennyisége a látszólagos polarizáció ( $\eta$ ), ennek elemi megváltozásáról (3) analógiájára feltételezzük, hogy arányos a  $\Psi_i$  elemi változásával

$$d\eta_i = \alpha_i d\Psi_i, \quad (13)$$

ahol az  $\alpha_i$  arányossági tényező (anyagi minőségtől függő konstans). A (12) egyenlet alapján

$$d\eta_i = -\alpha_i \lambda_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i t\} dt, \quad (14)$$

A polarizációnak is lehetnek különböző mechanizmusai.  $M$  számú elemi folyamat esetén a látszólagos polarizáció-változások összeadódnak:

$$d\eta = \sum_{i=1}^M d\eta_i = -\sum_{i=1}^M \alpha_i \lambda_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i t\} dt, \quad (15)$$

és ezzel az

$$\eta = K + \sum_{i=1}^M \alpha_i \Psi_{0i} \exp\{-\lambda_i t\} \quad (16)$$

kifejezésre jutunk, ahol  $K$  egy ismeretlen integrációs állandó. A  $t = 0$  időpontban legyen  $\eta = \eta_0$ , innen az integrációs konstansra  $K = \eta_0 - \sum_{i=1}^M \alpha_i \Psi_{0i}$  adódik. Bevezetve a  $\Delta\eta_i = -\alpha_i \lambda_i \Psi_{0i}$  jelölést, a (16) egyenlet a

$$\eta = \eta_0 - \sum_{i=1}^M \Delta\eta_i [1 - \exp\{-\lambda_i t\}] \quad (17)$$

formában írható fel. A látszólagos polarizáció mint az idő függvénye  $\eta_0$ -tól  $\eta_\infty = \eta_0 - \sum_{i=1}^M \Delta\eta_i$  értékre csökken  $t \rightarrow \infty$  esetén. Ezt figyelembe véve a (17) formula így is írható:

$$\eta(t) = \eta_\infty + \sum_{i=1}^M \Delta\eta_i \exp\{-\lambda_i t\}, \quad (18)$$

vagy  $\eta_\infty = 0$  esetén,  $\tau_i = 1/\lambda_i$  jelöléssel:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^M \Delta\eta_i \exp\{-t/\tau_i\}. \quad (19)$$

A  $\tau_i$  anyagjellemző paraméter az időfüggést meghatározó  $i$ -edik relaxációs folyamat karakterisztikus ideje (relaxációs idő).  $M$  számú ilyen folyamat esetén a  $\tau_i$  karakterisztikus időparaméterek sorozatát időállandó-spektrumnak is nevezhetjük, amely (19) esetében „vonalas”,  $w_i = \Delta\eta_i$  spektrális amplitúdóval. Ezt az analógiát továbbgondolva, folytonos spektrum feltételezésével a látszólagos polarizáció időfüggését így írhatjuk fel:

$$\eta(t) = \int_{\tau_{\min}}^{\tau_{\max}} w(\tau) \exp\{-t/\tau\} d\tau,$$

vagy általánosan

$$\eta(t) = \int_0^\infty w(\tau) \exp\{-t/\tau\} d\tau, \quad (20)$$

ahol  $w(\tau)$  az időállandó-spektrum sűrűségfüggvénye. Ez a kifejezés jól ismert a GP szakirodalmában, és ennek inverzeként definiálta Turai (1981) a TAU-transzformációt:

$$w(\tau) = \text{TAU}[\eta(t)],$$

melynek közelítő megoldására Turai (1985) polinomos interpolációs és Fourier-soros megoldásokat dolgozott ki.

A TAU-transzformáció az inverz feladat problémakörében is tárgyalható (Kiss és szerzőtársai 2016). Ekkor a (20) egyenlet a direkt feladatot jelenti. Mivel a  $w(\tau)$  időállandó-spektrum ismeretlen folytonos függvény, amelyet diszkrétizálni kell, azaz véges számú paraméterrel kell leírni a spektrumot. A diszkrétizációt sorfejtés formájában, megfelelően  $\Phi_q$  választott bázisfüggvény-rendszer szerint végezhetjük el.

A különböző modellparaméterek sorfejtéses diszkrétizációján alapuló inverziós módszerek fejlesztésének a ME Geofizikai Tanszékén több évtizedes hagyománya van. Geoelektromos inverz probléma megoldására sorfejtéses inverziós módszert Gyulai és szerzőtársai (2010) dolgoztak ki. A módszer gravitációs (Völgyesi és szerzőtársai 2010), magnetotellurikus (Dobróka, Prácer 2015) és mélyfúrású geofizikai alkalmazást is nyert (Szabó 2004, Szabó és szerzőtársai 2018). Ez utóbbi területen a viszonylag nagyszámú mérési változó sorfejtéses (együttes) inverzióját egyszerűen támogathatjuk az elméleti szonda-válaszfüggvényekben megjelenő nagyszámú állandó (ún. zónaparaméterek) inverziós eljárásán belül történő meghatározásával (Szabó 2018), másrészt a túlhatározottság javítása érdekében bizonyos modellparaméterek inverziós eljárásán kívül történő (független) meghatározásával (Szabó 2011). A sorfejtéses inverzió lehetőséget adott a Fourier-transzformáció újszerű értelmezésére is (Dobróka et al. 2017).

Az inverz feladatot a (20) kifejezéssel adott válaszgyenlet esetén a sorfejtéses inverzió módszerével oldhatjuk meg. Ennek során a spektrumot megfelelően választott bázisfüggvények segítségével diszkrétizáljuk:

$$w(\tau) = \sum_{q=1}^Q B_q \Phi_q(\tau), \quad (21)$$

ahol  $\Phi_q$  a  $q$ -ik bázisfüggvény,  $B_q$  sorfejtési együttható. Ezt felhasználva a  $k$ -adik számított adatot

$$\eta_k^{\text{számított}} = \sum_{q=1}^Q B_q G_{k,q} \quad (22)$$

alakban írhatjuk, ahol

$$G_{k,q} = \int_0^\infty \Phi_q(\tau) \exp\{-t_k/\tau\} d\tau.$$

Bázisfüggvényekként Dirac-delta alkalmazásával a vonalas spektrum közelítéshez jutunk:

$$G_{k,q} = \int_0^\infty \delta(\tau - \tau_q) \exp\{-t_k/\tau\} d\tau = \exp\{-t_k/\tau_q\},$$

míg intervallumon konstans bázisfüggvényekkel

$$\Phi_q(\tau) = \begin{cases} 1 & \text{ha } \tau_{q-1} < \tau < \tau_q \\ 0 & \text{egyébként} \end{cases}$$

sávós spektrumot írhatunk le. A Jakobi-mátrix ekkor

$$G_{k,q} = \int_{\tau_{q-1}}^{\tau_q} \exp\{-t_k/\tau\} d\tau$$

alakú (Dobróka, Kiss 2017).

A mért és a (22) egyenlet alapján számított adatok eltérését tartalmazó vektor felírható az

$$\mathbf{e} = \boldsymbol{\eta}^{\text{mért}} - \boldsymbol{\eta}^{\text{számított}} \quad (23)$$

alakban, melynek  $L_2$  normájaként megfogalmazható az inverz feladat célfüggvénye. A nagyobb inverziós stabilitás érdekében a csillapított legkisebb négyzetek módszerét alkalmazzuk:

$$E = \|\mathbf{e}\|^2 + \varepsilon^2 \|\mathbf{B}\|^2 = \min. \quad (24)$$

A megoldás az ismert normál egyenletrendszerre vezet:

$$(\mathcal{G}^T \mathcal{G} + \varepsilon^2 \mathcal{I}) \mathbf{B} = \mathcal{G}^T \boldsymbol{\eta}^{\text{mért}}, \quad (25)$$

amelynek ismert megoldása a sorfejtési együtthatókra

$$\mathbf{B} = (\mathcal{G}^T \mathcal{G} + \varepsilon^2 \mathcal{I})^{-1} \mathcal{G}^T \boldsymbol{\eta}^{\text{mért}}. \quad (26)$$

Itt  $\varepsilon$  a csillapítási faktor,  $\mathcal{I}$  az egységmátrix. Megoldásként az utolsó iterációs lépésben becsült modellparaméter vektorelemeit fogadjuk el, melyekkel számított elméleti értékek a mért adatokhoz legközelebb állnak. A sorfejtési együtthatók vektorának meghatározása után, a (21) egyenletbe helyettesítve kiszámítható az időállandóspektrum, melyet az időállandók függvényében ábrázolva elkülöníthetővé válnak az egyes polarizációs hatások.

## Összefoglalás

A dolgozatban a gerjesztett polarizáció (GP) jelenségét mint kiegyenlítődési/relaxációs folyamatot hozzuk kapcsolatba egy meglehetősen távoli jelenséggel: a kőzetekben terjedő szeizmikus/akusztikus hullámok abszorpciós-diszperziós jellemzőinek nyomásfüggésével. Bár az egyik

folyamat független paramétere az idő, a másiké a kőzetnyomás, az összehasonlítás és a két jelenség közötti analógia alapja a meghatározó differenciálegyenletek hasonlósága. Ennek alapján a GP-jelenség kőzetfizikai modellje új elvi alapon adható meg, de ezen az úton is eljutunk a látszólagos polarizáció ismert egyenleteihez és a TAU-transzformációhoz.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal – NKFIH, K 109441 nyilvántartási számú kutatási projektje támogatta.

## A tanulmány szerzői

Dobróka Mihály, Turai Endre

## Hivatkozások

- Dobróka M., Somogyiné Molnár J., Szűcs P., Turai E. (2014): Pressure dependence of seismic Q – a microcrack-based petrophysical model. *Near Surface Geophysics* 12/3, 427–436
- Dobróka M., Szegedi H., Vass P. (2017): Inversion-based Fourier transform as a new tool for noise rejection. In: Nikolic G. S., Cakic M. D., Cvetkovic D. J. (eds.) *Fourier Transforms – High-tech Application and Current Trends*. 260 p. Rijeka, InTech Open Access Publisher, pp. 3–23
- Gyulai Á., Szűcs P., Turai E., Baracza K., Fejes J. (2018): Geoelectric characterization of thermal water aquifers using 2.5D inversion of VES measurements. *Surveys in Geophysics* March 2017, 38/2, 503–526
- Kiss A., Dobróka M. (2017): Kőzetfizikai modellek továbbfejlesztése a szeizmikus/akusztikus sebesség és a jósági tényező nyomásfüggésének leírására. *Magyar Geofizika* 58/2, 57–65
- Kiss A., Turai E., Pethő G., Dobróka M. (2016): Gerjesztett polarizációs laboratóriumi mérések inverziós feldolgozása. *Magyar Geofizika* 57/3, 98–105
- Somogyiné Molnár J., Dobróka M. (2011): A szeizmikus/akusztikus sebesség és a jósági tényező kőzetnyomástól való függését leíró kőzetfizikai modellek. *Magyar Geofizika* 52/3, 128–134
- Somogyiné Molnár J., Kiss A., Dobróka M. (2015a): Petrophysical models to describe the pressure dependence of acoustic wave propagation characteristics. *Acta Geodaetica et Geophysica* 50/3, 339–352
- Somogyiné Molnár J., Kiss A., Dobróka M., Szűcs I. (2015b): An automatic test system to measure acoustic velocities: proof for the applicability of a new rock physical model. *Geosciences and Engineering – A Publication of the University of Miskolc* 4/6, 22–35
- Szabó N. P. (2004): Global inversion of well log data. *Geophysical Transactions* 44, 313–329
- Szabó N. P. (2011): Shale volume estimation based on the factor analysis of well-logging data. *Acta Geophysica* 59, 935–953
- Szabó N. P. (2018): A genetic meta-algorithm-assisted inversion approach: hydrogeological study for the determination of volumetric rock properties and matrix and fluid parameters in unsaturated formations. *Hydrogeology Journal*, online first paper, 12 p.
- Szabó N. P., Balogh G. P., Stickel J. (2018): Most frequent value-based factor analysis of direct-push logging data. *Geophysical Prospecting* 66/3, 530–548

Turai E. (1981): GP time-domain görbék Tau-transzformációja. Magyar Geofizika 22/1, 29–36

Turai E. (1985): TAU-transformation of time-domain IP curves. Annales Univ. Sci. Budap. De R. Eötvös Nominatae, Sectio Geophysica et Meteorologica, Tomus I–II.

Völgyesi L., Tóth Gy., Dobróka M. (2015): Inversion reconstruction of 3d gravity potential function including vertical deflections. Geosciences and Engineering: A Publication of the University of Miskolc 3/6, 1–10

# Elektromágneses kőzetfizikai paraméterek vizsgálata georadarmérések esetében

NÁDASI E.<sup>®</sup>, TURAI E.

Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros  
®E-mail: gfne@uni-miskolc.hu

A georadar (GPR – Ground Penetrating Radar) módszernél az elektromágneses hullámcsomag terjedését a közeg fajlagos vezetőképessége, relatív permittivitása (dielektromos állandója) és relatív mágneses permeabilitása határozza meg. Azonban mind a fajlagos vezetőképesség (fajlagos ellenállás reciproka), mind a dielektromos állandó frekvenciafüggő mennyiségek. A radarmérések frekvenciatartományában (~10–1500 MHz) az eltolási áramok hatása játsza a fő szerepet, hiszen nagy vezetési áramoknál a radarjel elnyelődik. Ezért nem alkalmazható a módszer túlságosan agyagos és vizes talajok környezetében. Éppen ezért az ipari gyakorlatban a radarhullámok terjedési sebességét a dielektrikumra vonatkozó összefüggéssel fejezik ki. Ez a közelítés megállja a helyét alacsony vezetőképességű közegek esetén, azonban előfordulhat, hogy a georadarméréseket alacsonyabb fajlagos ellenállású (10–100  $\Omega$ m) környezetben kell kivitelezni. Ilyen esetben a szigetelőre számított terjedési sebességek eltérhetnek a valóságban veszteséges közegeként viselkedő anyagokban mérhető terjedési sebességektől. Az eltérések természetét és nagyságát három különböző frekvencián (100 MHz, 500 MHz, 1,2 GHz) mutatjuk be. A terjedési sebességet jellemző karakterisztikákat különböző dielektromos állandó értékekre számítottuk. A veszteséges közegekre, azaz az általánosabb modellre számított vertikális felbontóképességet is összehasonlítottuk a dielektrikumra kalkulált vertikális felbontóképességgel. A visszaverődés mélysége szempontjából a terjedési sebesség, míg a vertikális és laterális felbontóképesség esetében a hullámhossz a meghatározó paraméter a gyakorlati alkalmazásoknál.

## Nádasi, E., Turai, E.: Analysis of electromagnetic petrophysical parameters in GPR survey

The electromagnetic (EM) wave propagation is influenced by the conductivity, relative magnetic permeability and relative dielectric constant of the medium. But both the conductivity and the dielectric constant are frequency dependent quantities. In the frequency range (~10–1500 MHz) of the GPR (Ground Penetrating Radar) measurements, the effect of the displacement current plays the main role because the radar signal is absorbed at high conduction currents. Thus, the method cannot be applied successfully in the presence of clay-rich and water saturated soils. In the industrial practice, the velocity of the radar waves is expressed by the equation for dielectrics. This approximation is correct in case of low-conductivity media, but sometimes GPR sounding should be performed in lower resistivity (10–100  $\Omega$ m) environment. In this case, based on the equation for dielectrics calculated wave propagation velocities can differ from the real propagation velocities of materials, which behave as lossy media in fact. The nature and the volume of this difference are presented for three different frequencies (100 MHz, 500 MHz, 1.2 GHz). The wave propagation characteristics were calculated at specific dielectric constant values. The vertical resolution calculated for lossy media was compared to the one calculated for dielectrics, too. In GPR survey practice, the wave propagation velocity is an essential parameter in terms of the depth estimation, and the wavelength is important in the survey design, in the determination of the vertical and the lateral resolution.

*Béérkezett:* 2018. február 13.; *elfogadva:* 2018. március 21.

## 1. Bevezetés

A georadar (GPR) módszer roncsolásmentes elektromágneses (EM) geofizikai vizsgálati eszköz, mely sekély mélységű anomáliák kimutatására, valamint az átjárt közeg fizi-

kai jellemzőinek becslésére alkalmazható. A legkorábbi sikeres alkalmazások közé tartozik a sarkvidéki jégtakarók vastagságának a mérése az 1960-as években (Knödel et al. 2007). Ezt követően fokozatosan terjedt el számos alkalmazási területen. Az első magyarországi alkalmazási kísér-

letre a 80-as évek elején került sor az iherkúti bauxit-külfejtés dolomit fekélymélységének meghatározásánál. (A méréseket Újszászi és Bodri végezték.) A módszer eredményesen használható mérnökgeofizikai problémák megoldásához, úgymint utak (Hugenschmidt et al. 1998), vasutak (Anbazhagan et al. 2016), hidak (Benedetto 2013) vizsgálatához, fal- és betonvizsgálathoz (Hugenschmidt, Kalogeropoulos 2009), üregek (Orlando 2013) és közművek (Porsani 2012) kimutatásához. Emellett számos felszínközeli geológiai (Chen, Jeng 2016), archeológiai (Gaber 2017), hidrogeológiai (Zhu et al. 2009) és mezőgazdasági (Oleschko et al. 2008) alkalmazási lehetősége ismert.

A GPR módszer esetében a kapott válasz a hullámokkal átjárt közeg(ek) elektromágneses paramétereinek (permittivitás:  $\epsilon$ , mágneses permeabilitás:  $\mu$ , fajlagos vezetőképesség:  $\sigma$ ) a függvénye. Ezek mind frekvenciafüggő mennyiségek és eltérően viselkednek különböző frekvenciatartományokban (Powers 1977). A mágneses permeabilitás, mely a mágneses indukciót és a mágneses térerősséget összekapcsoló arányossági tényező, nem befolyásolja jelentősen a radarhullámok terjedését, amennyiben nem ferromágneses anyag a közeg. Hatása elhanyagolható az 1-hez közeli relatív mágneses permeabilitással ( $\mu_r = 1$ ) rendelkező anyagok esetében.

A permittivitás (dielektromos állandó) kritikus paraméter a GPR-mérések szempontjából, ugyanis főképp ez befolyásolja a hullámok terjedési sebességét, a reflexiók együtthatókat, valamint hatással van a vertikális és horizontális felbontóképességre is. Elsősorban az ásványi összetételtől, a porozitástól és a pórustartalomtól függ. Valós és képzetes résszel rendelkező komplex mennyiség. A valós része a relatív dielektromos állandó ( $\epsilon_r$ ), mely a permittivitás vákuumhoz viszonyított értékét adja meg egy adott anyagban. A képzetes rész a veszteségekkel kapcsolatos, az abszorpciót fejezi ki (Martinez, Byrnes 2001). A fajlagos vezetőképesség szintén fontos szerepet játszik a GPR-méréseknél. A módszer alapvetően alacsony fajlagos vezetőképességű környezetben alkalmazható eredményesen, ugyanis nagy fajlagos vezetőképességű közegben a hullámok gyorsan csillapodnak és abszorbeálódnak.

## 2. A radarhullámok terjedésének fontosabb paraméterei

Síkhullámú, függőlegesen haladó EM hullámokat, valamint homogén, izotróp félteret feltételezve levezethetők a Maxwell-egyenletekből a GPR módszer alapegyenletei (Jol 2008). A georadarkutatásoknál alacsony veszteségű közegre feltételezünk, ami azt jelenti, hogy a vezetési áramok elhanyagolhatók az eltolási áramokhoz képest ( $\sigma^2 \ll \epsilon^2 \omega^2$ , ahol  $\omega$  a körfrekvencia:  $\omega = 2\pi f$ ,  $f$  pedig a frekvencia). Az elektromágneses radarhullámok terjedési sebességét szigetelő (alacsony veszteségű) közeg esetén a

$$v_d = [\mu\epsilon]^{-1/2} \cong c/\sqrt{\epsilon_r} \quad (1)$$

összefüggés írja le, ahol  $c$  a vákuumbeli fénysebesség. Ebből megállapítható, hogy a dielektromos állandó növekedése a hullámterjedési sebesség csökkenését eredményezi. Általános esetben a veszteséges közegre számított terjedési sebességet megadó formula az (1) összefüggésnél összetettebb:

$$v_v = \left[ \frac{\mu\epsilon}{2} \left( \left[ 1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right]^{1/2} + 1 \right) \right]^{-1/2}. \quad (2)$$

Ez már függ a fajlagos vezetőképességtől, a frekvenciától és a mágneses permeabilitástól is. Modellezésnél a sebesség információ felhasználható a várt terjedési idő (TWT – two way time) kiszámítására, valamint mérésnél a visszaverődési mélység becslésére a terjedési idő ismeretében:

$$h = (1/2)TWT \cdot v, \quad (3)$$

ahol  $h$  a reflektáló felület mélysége. A terjedési sebesség mellett szintén fontos mennyiség a hullámhossz, amely a vizsgálat felbontóképességét határozza meg. Dielektrikumra az alábbi összefüggés adja meg a hullámhosszt:

$$\lambda_d = (2\pi/\omega)\sqrt{\mu\epsilon}, \quad (4)$$

ehhez képest veszteséges közeg esetében a vezetőképesség is megjelenik a hullámhossz összefüggésében:

$$\lambda_v = \frac{2\pi}{\omega} \left[ \frac{\mu\epsilon}{2} \left( \left[ 1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right]^{1/2} + 1 \right) \right]^{-1/2}. \quad (5)$$

A GPR-mérések tervezésénél fontos a felbontóképesség ismerete. Beszélhetünk vertikális és horizontális felbontóképességről. A vertikális felbontóképesség ( $R_v$ ) az a legkisebb távolság, amelynél két határfelületről érkező reflexió megkülönböztethetően elválik, kimutatható a radargramon, tehát teljesíti a Rayleigh-kritériumot (Pethő, 2009). Ez a hullámhossz negyedrésszel egyezik meg:

$$R_v = \lambda/4. \quad (6)$$

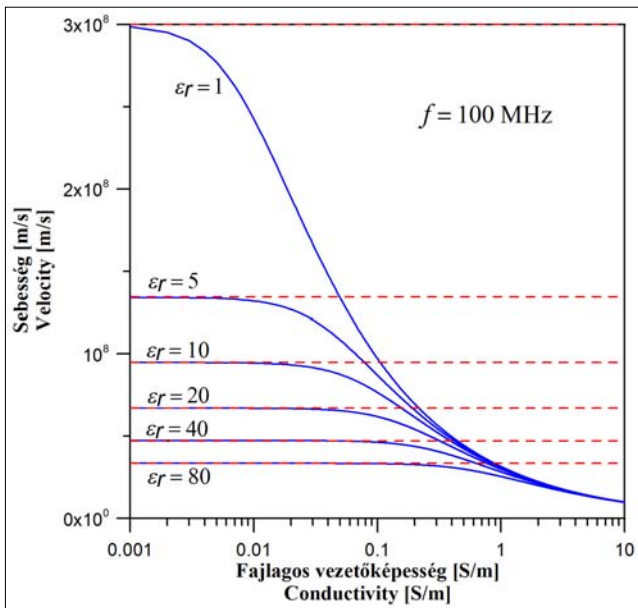
A horizontális felbontóképességre ( $R_h$ ) több definíció is létezik, ezek közül a legáltalánosabban használt formula (Rial et al. 2009), amely az első Fresnel-zóna átmérőjével fejezi ki a mennyiséget:

$$R_h = [\lambda^2/4 + d\lambda]^{1/2}, \quad (7)$$

ahol  $d = h$  a radar adóantennája és a reflektáló felület közötti vertikális távolság.

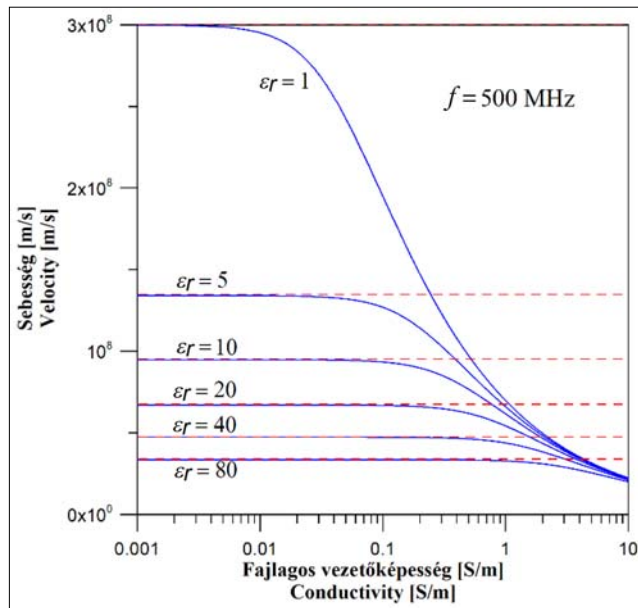
## 3. A hullámterjedési sebesség és a felbontóképesség karakterisztikái veszteséges közegekben

A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékének MALA gyártmányú georadar műszeréhez tartozó három antena frekvenciájára (100 MHz, 500 MHz és 1,2 GHz) számí-



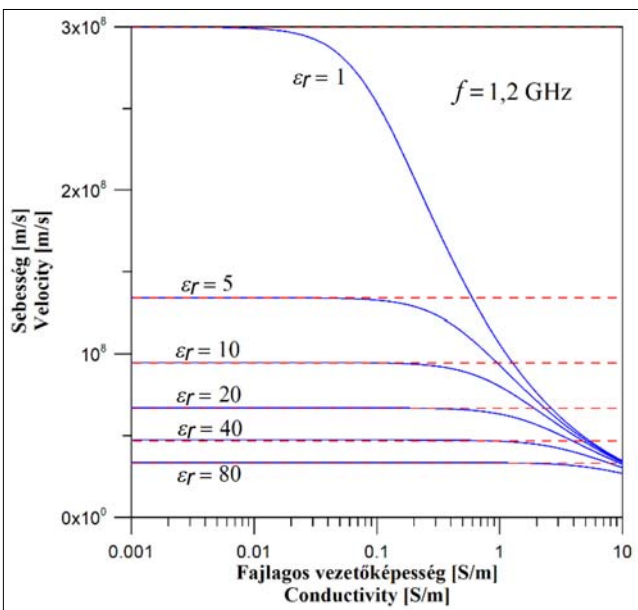
1. ábra Veszteséges közegre (kék) és dielektrimumra (piros szaggatott) számított hullámterjedési sebességek összehasonlítása 100 MHz frekvencia esetén

Figure 1 Comparison of wave propagation velocities in case of lossy medium (blue) and dielectric (red dashed) at 100 MHz



2. ábra Veszteséges közegre (kék) és dielektrimumra (piros szaggatott) számított hullámterjedési sebességek összehasonlítása 500 MHz frekvencia esetén

Figure 2 Comparison of wave propagation velocities in case of lossy medium (blue) and dielectric (red dashed) at 500 MHz



3. ábra Veszteséges közegre (kék) és dielektrimumra (piros szaggatott) számított hullámterjedési sebességek összehasonlítása 1,2 GHz frekvencia esetén

Figure 3 Comparison of wave propagation velocities in case of lossy medium (blue) and dielectric (red dashed) at 1.2 GHz

tottuk ki és ábráztuk az EM hullám terjedési sebességeket (1–3. ábra). Azokat szemi-logaritmikus skálán, a fajlagos vezetőképesség függvényében jelenítettük meg. Az azonos színnel feltüntetett görbék hat különböző relatív dielektromos állandóhoz ( $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$ ) tartozó terjedési sebességre vonatkozó karakterisztikát jelölnek. Kék folytonos vonallal a veszteséges közegre

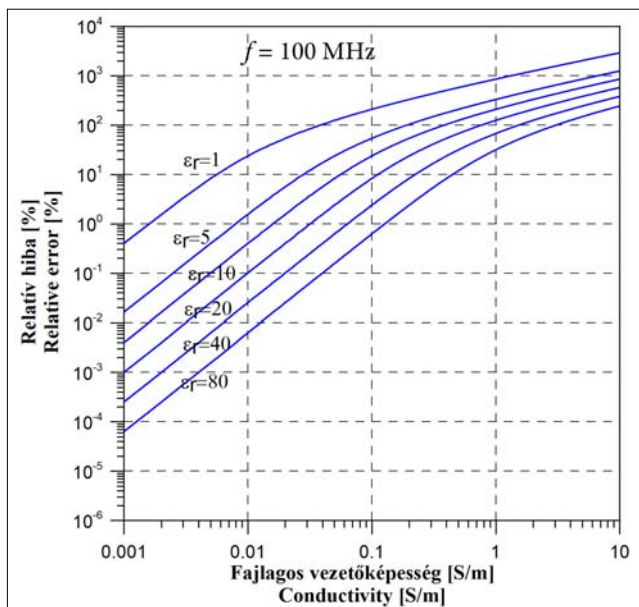
vonatkozó értékek ( $v_v$ ), piros szaggatottal pedig a dielektrimumra számított konstans sebességek ( $v_d$ ) láthatók. Az utóbbiak nem függenek a fajlagos vezetőképességtől.

Annak érdekében, hogy az eltéréseket ne csak vizuálisan jelenítsük meg, egy hiba jellegű mennyiséget vezetünk be, mely a két sebességdefiníció alapján számított értékek különbségének nagyságát jellemzi. Mivel a gyakorlatban mindig a veszteséges közegre érvényes összefüggéssel (2) kellene számítanunk a radarhullámok terjedési sebességét, ezért vizsgáljuk meg, hogy milyen relatív eltérést – nevezzük relatív hibának – kapunk akkor, ha a terjedési sebesség meghatározására a dielektrimumra érvényes összefüggést (1) használjuk ( $H$ ):

$$H = \{(v_d - v_v) / v_v\} \cdot 100 [\%]. \tag{8}$$

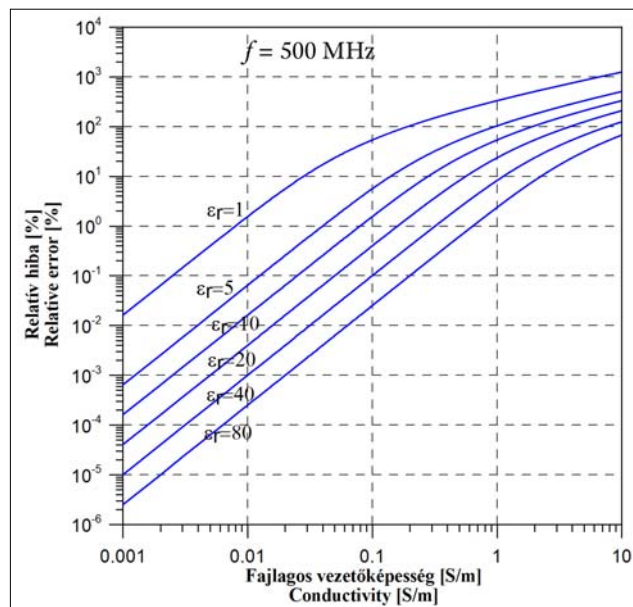
A 4–6. ábrán a (8) összefüggés alapján számított hiba-görbéket mutatjuk be a fajlagos vezetőképesség függvényében, log-log léptékű koordináta-rendszerben, a három frekvenciára számítva.

Megfigyelhető, hogy a dielektromos állandó növekedésével a relatív eltérések csökkennek, függetlenül a fajlagos vezetőképességtől. A frekvencia növekedésével az eltérések szintén egyre kisebb mértékűek. Továbbá fontos megemlíteni, hogy a vezetőképesség növekedésével (az ellenállás csökkenésével) a relatív hiba egyre nagyobb. Ha feltételezzük, hogy a közegünk átlagosan legalább  $\epsilon_r = 5$  dielektromos állandóval rendelkezik, és a fajlagos ellenállás 100  $\Omega\text{m}$  fölött van, akkor a relatív hiba 2% alatti. A másik szélsőséget, vagyis a nagy vezetőképességeket ( $\sigma > 0,05 \text{ S/m}$ ) vizsgálva megállapítható, hogy a relatív hiba több száz százalékos is lehet.



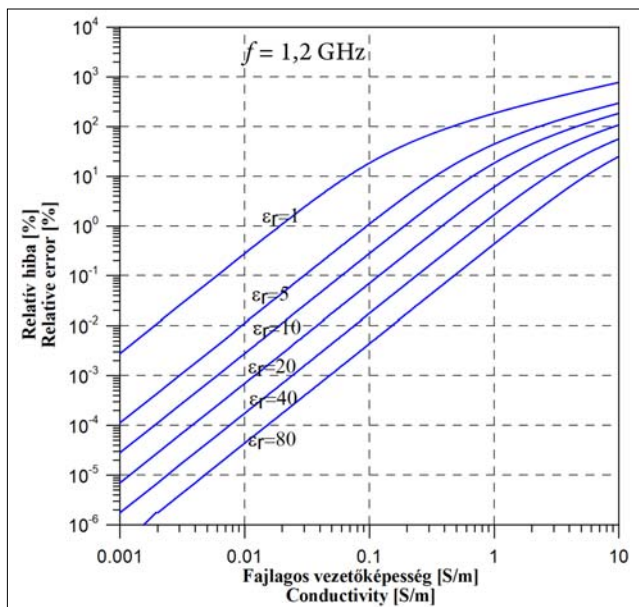
4. ábra A veszteséges közegre és a dielektrikumra számított terjedési sebességek relatív eltérése 100 MHz frekvencia esetén

Figure 4 The relative difference between propagation velocities calculated for lossy medium and dielectric, in case of 100 MHz frequency



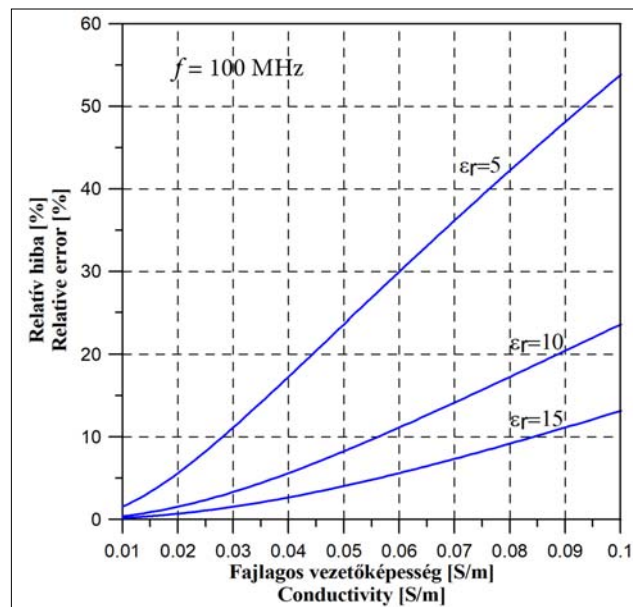
5. ábra A veszteséges közegre és a dielektrikumra számított terjedési sebességek relatív eltérése 500 MHz frekvencia esetén

Figure 5 The relative difference between propagation velocities calculated for lossy medium and dielectric, in case of 500 MHz frequency



6. ábra A veszteséges közegre és a dielektrikumra számított terjedési sebességek relatív eltérése 1,2 GHz frekvencia esetén

Figure 6 The relative difference between propagation velocities calculated for lossy medium and dielectric, in case of 1.2 GHz frequency



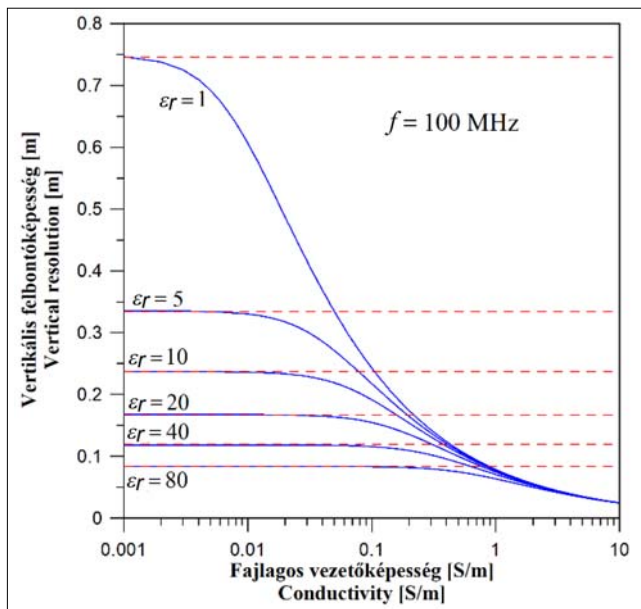
7. ábra A veszteséges közegre és a dielektrikumra számított terjedési sebességek (és vertikális felbontóképességek) relatív eltérése  $\epsilon_r = 5, 10, 15$  relatív permittivitás értékekre, 100 MHz frekvencián

Figure 7 The relative difference between propagation velocities (and vertical resolution) calculated for lossy medium and dielectric at three different dielectric constant ( $\epsilon_r = 5, 10, 15$ ) values, in case of 100 MHz frequency

Mivel 10  $\Omega\text{m}$  fajlagos ellenállás alatt a georadar módszer egyébként sem alkalmazható eredményesen, érdemes a 10–100  $\Omega\text{m}$  közötti tartománnyal részletesebben foglalkozni, ahol még előfordulnak jelentős eltérések, különösen a 100 MHz frekvencián. Ez gyakorlati szempontból is jelentős, hiszen a talajok döntő része ebbe a tartományba eső fajlagos ellenállással jellemezhető. A 7. ábra ennek a tartománynak a hibafüggését mutatja

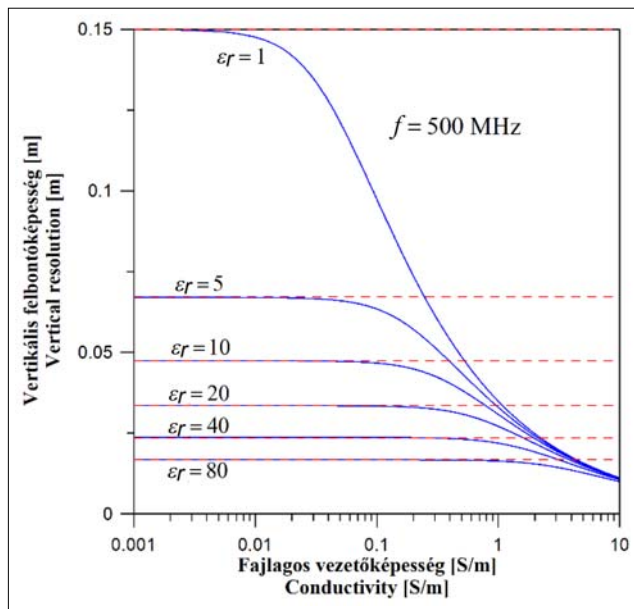
lineáris léptékű koordináta-rendszerben, 100 MHz frekvencián. Az ábráról leolvasható, hogy  $\epsilon_r < 15$  és  $\sigma > 0,082$  ( $\rho > 12 \Omega\text{m}$ ) esetén a relatív eltérés mindig 10% felett van. Amennyiben az  $\epsilon_r = 10$ , úgy a relatív eltérés 20% fölé kerül, míg  $\epsilon_r = 5$  esetében már meghaladja a 45%-ot.

A 8–10. ábrán a vertikális felbontóképesség figyelhető meg a fajlagos vezetőképesség függvényében veszteséges közeg esetén, a három korábban vizsgált frekvenciára számítva. Jellemüket tekintve hasonlítanak a terjedési sebességet jellemző görbék lefutására. Az ábrák alapján



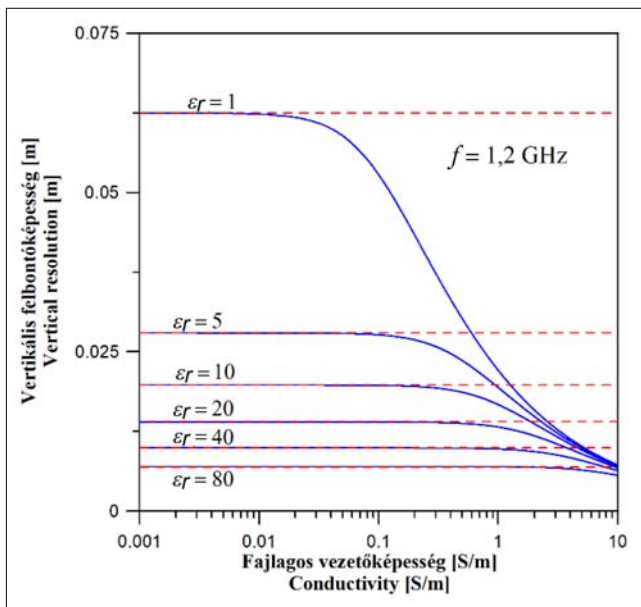
8. ábra A veszteséges közegre és dielektrikumra számított vertikális felbontóképesség  $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$  értékeire, 100 MHz frekvencia mellett

Figure 8 The vertical resolution in lossy and dielectric medium at different dielectric constant values ( $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$ ), at 100 MHz frequency



9. ábra A veszteséges közegre és dielektrikumra számított vertikális felbontóképesség  $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$  értékeire, 500 MHz frekvencia mellett

Figure 9 The vertical resolution in lossy medium and dielectric at different dielectric constant values ( $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$ ), at 500 MHz frequency



10. ábra A veszteséges közegre és dielektrikumra számított vertikális felbontóképesség  $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$  értékeire, 1,2 GHz frekvencia mellett

Figure 10 The vertical resolution in lossy medium and dielectric at different dielectric constant values ( $\epsilon_r = 1, 5, 10, 20, 40, 80$ ), at 1.2 GHz frequency

megállapítható, hogy a vertikális felbontóképesség a frekvencia, a relatív dielektromos állandó és a fajlagos vezetőképesség növekedésével egyaránt javul (számértékben csökken). Míg 100 MHz mérőfrekvencián  $\epsilon_r = 5$  relatív dielektromos állandójú és 1000  $\Omega\text{m}$  fajlagos ellenállású

közegben csak 34 cm vertikális távolságnál nagyobb reflektáló felületek választhatók szét egymástól, addig 1,2 GHz frekvencián már a 3 cm-nél nagyobb mélységkülönbségű objektumok is elkülöníthetők. 10  $\Omega\text{m}$  fajlagos ellenállású és  $\epsilon_r = 5$  relatív dielektromos állandójú közegek esetében a vertikális felbontóképesség határértékei 100 MHz-en 21 cm, 500 MHz-en 6 cm, míg 1,2 GHz-en 2,7 cm.

A dielektrikumra számított konstans, fajlagos vezetőképességtől nem függő, vertikális felbontóképességet ábrázoló értékeket a piros szaggatott vonalak jelzik. A 2. szakaszban közölt egyenletekből levezethető, hogy a két modellre (veszteséges közeg és dielektrikum) számított vertikális felbontóképességek relatív eltérései megegyeznek a terjedési sebességekre definiált (8) relatív hibával:

$$H = \{(R_{vd} - R_{vv})/R_{vv}\} \cdot 100 = \{(v_d - v_v)/v_v\} \cdot 100 [\%], \quad (9)$$

ahol  $R_{vd}$  a dielektrikumra számított,  $R_{vv}$  pedig a veszteséges közegre számított vertikális felbontóképesség. Ebből következik, hogy a vertikális felbontóképességet megadó értékek relatív hibájának elemzéséhez is használható a 4–7. ábra.

Amennyiben jellemezni szeretnénk a GPR-mérések gyakorlatában előforduló közegeket azok EM kőzetfizikai

paramétereinek eloszlása alapján, akkor a fajlagos ellenállás esetében van a legnehezebb dolgunk, ugyanis a földkerget felépítő kőzetek, talajok fajlagos ellenállása nagyjából nyolc nagyságrendet ölel át, ráadásul nagyban befolyásolja azt a pórusok telítettségének a mértéke, valamint az oldott sók minősége és koncentrációja. Például ugyanannak az enyhén agyagos, homokos talajnak a fajlagos ellenállása egy nagyságrendet (10–100  $\Omega\text{m}$ ) legalább (de akár többet is) változhat annak függvényében, hogy egy tavaszi hóolvadást vagy egy aszályos időszakot követően végezzük el a vizsgálatot. A dielektromos állandó esetében egyszerűbb a helyzet, ugyanis a vákuum permittivitása  $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$  F/m, a vízé ennek nagyjából 80-szorosa ( $\epsilon_{r,\text{víz}} \sim 80$ ), viszont a legtöbb ásvány relatív dielektromos állandója kisebb, mint húsz ( $\epsilon_{r,\text{ásvány}} < 20$ ). Ez alól néhány szulfid (galenit, pirrhotin), a montmorillonit vagy éppen a grafit kivétel a gyakoribb ásványok közül, melyek 80-nál nagyobb dielektromos állandóval rendelkeznek (Olhoef 1989).

## Összefoglalás

A veszteséges közegekre számított terjedési sebességet ábrázoló görbéken látható, hogy a nagy eltérések a jó vezetők tartományában, a nagy fajlagos vezetőképességű közegek esetén jelentkeznek. Elméleti és gyakorlati jelentősége a 10–100  $\Omega\text{m}$  közötti tartománynak lehet az  $\epsilon_r = 5$ –10 értékhez közeli dielektromos állandók esetében, az alacsonyabb GPR-frekvenciák, jelen esetben a vizsgált 100 MHz alkalmazásakor. Tehát az ilyen EM paraméterekkel rendelkező földtani közegek esetében 25–50%-os hibát is véthetünk, ha a terjedési sebességet a dielektrikumra vonatkozó egyszerűsített összefüggésből becsüljük. A gyakorlati georadarkutatásoknál – ahol általában valamilyen föld alatti objektum (üreg, vezeték, falmaradvány) keresése a feladat – ez döntően befolyásolhatja a reflexió mélységek pontos meghatározását.

A vertikális felbontóképességre ugyanazok a relatív hibák jellemzőek a fajlagos vezetőképesség függvényében, mint a terjedési sebesség esetében. A szigetelőre érvényes formula alkalmazásával a felbontóképességet minden esetben alul becsüljük (számértékben túl). Ezt a megkutatni kívánt föld alatti objektumok esetében érdemes figyelembe venni a kimutathatóság eldöntésénél vagy az alkalmazandó frekvencia kiválasztásánál.

Modellezéskor vagy éppen a dielektromos állandó térképezésekor szintén fontos a veszteséges közeg összefüggéseinek az alkalmazása. A terjedési sebesség és a vertikális felbontóképesség EM paramétereiktől ( $\sigma$ ,  $\epsilon$ ) való függését bemutató ábrák felhasználhatóak a gyakorlatban a GPR-mérések tervezésénél.

## Köszönetnyilvánítás



Az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-17-3. kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.

## A tanulmány szerzői

Nádasi Endre, Turai Endre

## Hivatkozások

- Anbazhagan P., Dixit P. S. N., Bharatha T. P. (2016): Identification of type and degree of railway ballast fouling using ground coupled GPR antennas. *J. Appl. Geophys.* 126, 183–190
- Benedetto A. (2013): A three-dimensional approach for tracking cracks in bridges using GPR. *J. Appl. Geophys.* 97, 37–44
- Chen C., Jeng Y. (2016): GPR investigation of the near-surface geology in a geothermal river valley using contemporary data decomposition techniques with forward simulation modeling. *Geothermics* 64, 439–454
- Gaber A., El-Qady G., Khozym A., Abdallatif T., Kamal S. A. M. (2017): Indirect preservation of Egyptian historical sites using 3D GPR survey. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, DOI: 10.1016/j.ejrs.2017.11.004
- Hugenschmidt J., Kalogeropoulos A. (2009): The inspection of retaining walls using GPR. *J. Appl. Geophys.* 67, 335–344
- Hugenschmidt J., Partl M., de Witte H. (1998): GPR inspection of a mountain motorway in Switzerland. *J. Appl. Geophys.* 40, 95–104
- Jol H. M. (ed.) (2008): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier
- Knödel K., Lange G., Voigt H.-J. (eds.) (2007): *Environmental Geology*. In: *Handbook of Field Methods and Case Studies*, Springer, ISBN 978-3-540-74669-0, Berlin
- Martinez A., Byrnes A. P. (2001): Modeling dielectric-constant values of geologic materials: An aid to ground-penetrating radar data collection and interpretation. *Current Research in Earth Sciences, Bulletin* 247, Part 1
- Oleschko K., Korvin G., Munoz A., Velazquez J., Miranda M. E., Carreon D., Flores L., Martinez M., Velasquez-Valle M., Brambila F., Parrot J. F., Ronquillo G. (2008): Mapping soil fractal dimension in agricultural fields with GPR. *Nonlinear Process. Geophys.* 15, 711–725
- Olhoef G. R. (1989): Electrical properties of rocks. In: *Physical Properties of Rocks and Minerals*. Touloukian Y. S., Judd W. R., Roy R. F. (eds.), New York, New York, Hemisphere Publishing Corporation, pp. 257–329
- Orlando L. (2013): GPR to constrain ERT data inversion in cavity searching: Theoretical and practical applications in archeology. *Journal of Applied Geophysics* 89, 35–47
- Pethő G. (2009): *Frekvencia tartománybeli EM módszerekhez elméleti alapok*. Miskolci Egyetem, elektronikus jegyzet. <http://geofizika.uni-miskolc.hu/Oktatok/petho/emnum-mod.pdf>, [utolsó letöltés: 2018. 02. 12.]
- Porsani J. L., Ruy Y. B., Ramos F. P., Yamanouth G. R. B. (2012): GPR applied to mapping utilities along the route of the Line 4 (yellow) subway tunnel construction in São Paulo City, Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 80, 25–31
- Powers M. H. (1997): Modeling frequency-dependent GPR. *The Leading Edge* 16/11, 1657–1662
- Rial F., Pereira M., Lorenzo H., Arias P., Novo A. (2009): Resolution of GPR bowtie antennas: An experimental approach. *Journal of Applied Geophysics* 67/4, 367–373
- Zhu Z., He X., Lu G., Liu Q., Li J. (2009): Ground penetrating radar exploration for ground water and contamination. *PIERS*. 18–21 August 2009, Moscow, Russia, pp. 1316–1320

# Inverziós Ankét, Miskolc

## Második körlevél

A Miskolci Egyetem Geofizikai Intézeti Tanszéke, a Magyar Geofizikusok Egyesületének Észak-magyarországi Csoportja és az MTA Miskolci Területi Bizottságának Geoinformatikai és Térinformatikai Munkabizottsága

### Inverziós Ankétot

rendez. A konferencián a hazai geofizikai inverziós kutatások eredményeinek bemutatására 20 perces előadások keretében van lehetőség.

**Az Inverziós Ankét időpontja:** 2018. április 20–21.

**Helyszíne:** az MTA Miskolci Területi Bizottság Székháza,  
Miskolc, Erzsébet tér 3.

**Az előadások bejelentésének határideje március 19.** *Az előadás nélküli részvételi szándékot is kérjük legkésőbb április 16-ig bejelenteni:*

E-mail: *Kiss Anett* <gfka@uni-miskolc.hu>

Tel.: 06-46-361-936

A konferencia részletes programját a harmadik körlevélben tesszük közzé.

Tisztelettel,  
*Az Inverziós Ankét rendezői*

## Rendezvénynapló

2018. április		
ápr. 6–7.	ISZA 2018	Hotel Silver, Hajdúszoboszló
ápr. 8–13.	EGU közgyűlés, 2018 (www.egu2018.eu)	Bécs, Ausztria
ápr. 10.	Eötvös Loránd sírjának megkoszorúzása	Budapest, Nemzeti Sírkert
ápr. 18–19.	DGMK tavaszi konferencia (www.dgmk.de)	Celle, Németország
ápr. 20–21.	Inverziós Ankét	Miskolc, MTA MTB székház
ápr. 27. 14:00 h	Az Egyesület évi rendes közgyűlése	MBFSZ Konferenciaterem Budapest, Columbus u.
2018. május		
máj. 14–16.	Geoinformatics 2018 (www.eage.org)	Kiev, Ukrajna
máj. 16–18.	12. Lengyel szénhidrogén-ipari kongresszus (www.sitpnig.pl/12-pknig-en)	Krakkó, Lengyelország
2018. június		
jún. 2–6.	SPWLA 59th Annual Logging Symposium (www.spwla2018.com)	London, United Kingdom
jún. 11–14.	80. EAGE kongresszus és műszerkiállítás (www.eage.org)	Koppenhága, Dánia
jún. 18–21.	17. International Conference on GPR (www.gpr2018.hsr.org)	Rapperswil, Svájc
2018. szeptember		
szept. 9–13.	Near Surface Geoscience 2018 (www.nearsurfacegeoscience2018.org)	Porto, Portugália

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

Kakas Kristóf



## Az Indiai Geológiai Szolgálatnál, 1976



Nikkelbánya a Keleti-Ghatokban, ahol mindent kézzel végeztek és szállítottak – így épülhettek az egyiptomi piramisok



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

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

E-mail: [postmaster@mageof.t-online.hu](mailto:postmaster@mageof.t-online.hu); Honlap: [www.mageof.hu](http://www.mageof.hu)