

# MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR  
GEOFIZIKUSOK  
EGYESÜLETÉNEK  
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE  
ASSOCIATION  
OF HUNGARIAN  
GEOPHYSICISTS

Wilfried Schröder (1946–2011)

Tisztelet az éveknek

73th EAGE Conference & Exhibition

A Bodai Aleurolit Formációban mért ImaGeo-LIPS elemoxidkoncentráció-  
értékek eloszlásának statisztikai vizsgálata

Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje?

Robbanások Letenyén

A CO<sub>2</sub> föld alatti tárolása „sós vizes” víztartó rétegekben történő  
megvalósulásának lehetőségei Magyarországon

Földtudományi alapszakos, geológus- és környezetgeofizikusmérnök-  
hallgatók diplomavédése Miskolcon

In Memoriam: Szunyogh Ferenc





# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

52. évfolyam (2011) 2. szám



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

### TARTALOM • CONTENTS

#### SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 55 Wilfried Schröder (1946–2011) – *Verő József*  
56 Helyesbítés (Erratum) – *Bodoky Tamás*

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

- 57 Tisztelet az éveknak (Members of honoured ages) – *Késmárky István*

#### EAGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOSIENTISTS AND ENGINEERS

- 60 73th EAGE Conference & Exhibition – *Bodoky Tamás*

#### TANULMÁNYOK • PAPERS

- 62 A Bodai Aleurolit Formációban mért ImaGeo-LIPS elemoxidkoncentráció-értékek eloszlásának statisztikai vizsgálata (Bakonya, Bak-5 fúrás) (Statistical analysis of the distribution of element oxide concentrations measured by ImaGeo-LIPS in the Boda Siltstone Formation (Bakonya, borehole Bak-5)) – *Andrássy László, Maros Gyula*  
79 Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? (Asthenospheric flow as a driving force for Tertiary extrusion and extension?) – *Kovács István, Falus György, Stuart Graham, Hidas Károly, Szabó Csaba, Flower Martin, Hegedűs Endre, Posgay Károly, Zilahi-Sebess László, Fancsik Tamás*  
88 Robbanások Letenyén. Elásott robbanóanyagok felderítése – Esettanulmány (Explosions in Letenye city, investigation for buried explosive devices – Case history) – *Vida Zsolt, Pusztai Sándor*  
95 A CO<sub>2</sub> föld alatti tárolása „sós vizet” víztartó rétegekben történő megvalósulásának lehetőségei Magyarországon (The potential options of storing CO<sub>2</sub> in saline reservoirs in Hungary) – *Szamosfalvi Ágnes, Falus György, Juhász Györgyi*

#### HÍREK • NEWS

- 106 Földtudományi alapszakos, geológus- és környezetgeofizikusképzés hallgatók diplomavédése Miskolcon (Graduation of young geoscientists from the University of Miskolc) – *Pethő Gábor*

#### IN MEMORIAM

- 107 Szunyogh Ferenc – *Baráth István, Szongoth Gábor*  
107 Shukran, eini Ferhát! – *Verő László*

# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

52. évfolyam (2011) 2. szám

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

*Főszerkesztő • Editor-in-Chief*

DR. BODOKY TAMÁS  
E-mail: bodoky@elgi.hu

*Szerkesztőbizottság • Editorial Board*

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

*Technikai szerkesztő • Technical Editor*

HOCK GÁBOR  
E-mail: hockg@t-online.hu



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

---

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

---

Kiadja a Magyar Geofizikusok Egyesülete  
A kiadásért felel Király András

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

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

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

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

INDEX: 26 507  
HU ISSN 0025-0120

## Wilfried Schröder (1946–2011)

Amilyen különös ember volt, olyan különös módon jutott el hozzánk Wilfried Schröder barátunk halálhíre. Május végén egy német kollégája érdeklődött Rómában Gregori professzornál, mennyit tud róla, megemlékezne-e tevékenységéről. Hozzánk hasonló kérdéssel Gregoritól jutott el a hír, hogy Wilfried 2011. április 12-én elhunyt.

Wilfried Schröderrel a 70-es évek végén kerültem kapcsolatba, amikor egy tanulmányt juttatott el az *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*hoz. Ennek nyomán kezdtünk el levelezni, majd a 90-es években személyesen is találkoztunk. Addigra ő az IAGA, a Nemzetközi Aeronómiai és Geomágneses Asszociáció történeti bizottságának vezetője volt. Ebben a minőségben számos konferenciát szervezett. Egy-egy után jelentek meg „Szürke” könyvei, több tucat kötet. Ezekben a geofizika, ezen belül a geomágnesség és rokon jelenségei történetének mindkét oldalával foglalkozott: egyrészt adatokat gyűjtött a múltban előfordult eseményekről, pl. sarki fényekről, éjszakai világító felhőkről, másrészt pedig foglalkozott ennek a tudományterületnek múltbeli nagyjával, eseményeivel, fejlődésével. Különösen kiemelkedik a 17. sz. második felében megszűnni látszott naptevékenységre, az úgynevezett Maunder-minimumra vonatkozó vizsgálata, valamint az éjszakai világító felhők 19. sz. végi feltűnésének és a mai, Indonéziában lévő Krakatoa vulkán kitörésének összekapcsolása.



**Dr. Wilfried Schröder  
(1946–2011)**

Meglehetősen sűrű levelezésünk és néhány személyes találkozásunk ellenére alig tudtam valamit Wilfried életéről. Abból, hogy különösen sokat foglalkozott a Berlinben élt Ertel professzor munkásságával, és közös tanulmányai voltak a potsdami Treder professzossal, arra következtettem, hogy talán az NDK-ból került Bremába, ahol valószínűleg egyszemélyes „Geofizikai Állomást” létesített, amely nem

kapcsolódott sem egyetemhez, sem más állami intézethez. Amikor a magyar geofizikusok egyesületének tiszteleti tagja lett, a Laudatiohoz életrajzot kértem tőle, az elküldött szövegben sem találtam semmit életútjáról, csupán érdeklődési területéről, eredményeiről, könyveiről és kitérítéseiről. Meghívtuk a 2009-es soproni IAGA konferenciára is, de nem jött el. Egyre többet emlegette rossz egészségét. Utoljára nemrégiben egy történelmi sarki fényvel kapcsolatos tanulmányt lektorált az év elején, és levelében szinte búcsúzott.

Wilfried Schröder jelentősen gazdagította a geofizika történetére vonatkozó ismereteinket, ennek alapján hozzájárult az egyes események fizikai hátterének megértéséhez is. Emellett nagyvonalúan támogatta a nehéz gazdasági helyzetben lévő országok intézeteit, kutatóit. Ezek között intézetünk, az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének könyvtárát. Actánkban pedig a 40 év alatt több tucat tanulmányt jelentetett meg. Emlékét megőrizzük, különös, remeteségre hajló egyéniségét, egyúttal segítőkész barátságát sem fogjuk felejteni.

*Verő József*

## Helyesbítés

Tisztelt Kollégák,

Egyesületünk tiszteleti tagjától, *dr. Dank Viktortól* a következő levelet kaptam:

Kedves Tamás!

Mint hűséges olvasója a *Magyar Geofizikának*, szeretném felhívni a figyelmedet az 52. évf. (2011) 1. számában a választással kapcsolatos elírásokra.

„Az érvényes szavazatok száma 87”, ezzel szemben „Kovács Attila Csaba 89, Kaszás László 92 szavazatot kapott”. Te pedig 88 szavazattal lettél ismét főszerkesztő. (Amihez szívből gratulálok!) ...

Elnézést kérünk az elírásért, így tényleg nagyon furcsa választási eredmény jön ki, de valójában az érvényes szavazatok száma csak a többes jelöléssel jelölt, új alelnökre vo-

natkozóan volt 87, a többi, többnyire egyedüli jelölt esetében ez 93 volt.

*Bodoky Tamás*

## Tisztelet az éveknek

A Magyar Geofizikusok Egyesületében már évek óta meggyökerezett hagyomány szerint szenior tagtársaink közül a kerek évfordulókat a Magyar Geofizika lapjain is kö-

szönteni szoktuk. Ennek a hagyománynak a szellemében tisztelettel köszöntöm Egyesületünk tagjai közül a következőket:

*90. életévben:*

Frenzl Balázné tagtársunkat

*85. életévükben:*

Barlai Zoltán, Dank Viktor, Sajti László, Siposs Zoltán és Stegena Lajosné tagtársainkat,

*80. életévükben:*

Bánhidai József, Gereben László, Hoffer Egon, Márcz Győző, Szabó János, Ujfalusy Antal és Vados István tagtársainkat

*75. életévükben:*

Balla Kálmán, Baráth István, Barvitz Anna, Egerer Frigyes, Nagy Zoltán, Szalai József és Zelenka Tibor tagtársainkat,

*70. életévükben:*

Bardócz Béla, Bihari László, Bodoky Tamás, Czifra Ferenc, Kováts Zsombor, Mészáros Ferenc, Ónódi Tibor, Simon András és Taba Sándor tagtársainkat

Külön, kiemelt tisztelettel köszöntöm ismét a fentiek közül Bánhidai Józsefet, Gereben Lászlót, Hoffer Egont, Ujfalusy Antalt és Vados Istvánt, akik az Egyesület alapító

tagjaiként Egyesületünk eddigi egész történetének alkotó részesei voltak.

*Dr. Késmárky István,  
az MGE elnöke*



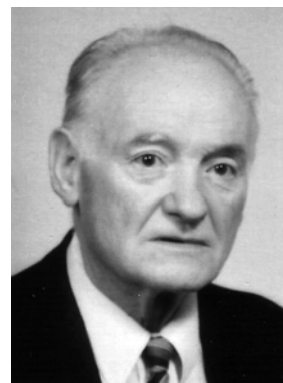
Dr. Barlai Zoltán



Dr. Dank Viktor



Sajti László



Dr. Siposs Zoltán



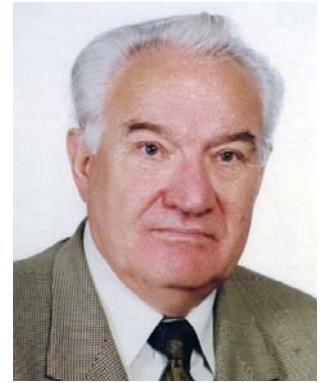
Dr. Gereben László



Hoffer Egon



Márcz Győző



Dr. Szabó János



Ujfalussy Antal



Vados István



Balla Kálmán



Dr. Baráth István



Barvitz Anna



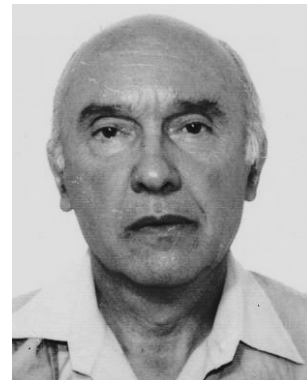
Dr. Egerer Frigyes



Nagy Zoltán



Szalai József



Dr. Zelenka Tibor





Bihari László



Dr. Bodoky Tamás



Czifra Ferenc



Kováts Zsombor



Mészáros Ferenc



Ónódi Tibor



Dr. Simon András



Taba Sándor

## 73th EAGE Conference & Exhibition

Idén, május 23-tól 26-ig a szomszédos Ausztriában, Bécsben rendezték meg 73. alkalommal az EAGE (European Association of Geoscientists & Engineers) éves nagy rendezvényét, amely szakmai konferenciát és műszaki kiállítást foglalt magában. Ehhez kapcsolódott az olajmérnökök 2011. évi európai találkozója, a SPE EUROPEC 2011.

A rendezvény helyszíne a „Red Messe Wien” kongresszusi központ volt, amely Európa egyik legnagyobb és legmodernebb kongresszusi központja, ugyanakkor gyakorlatilag bent van a városban, és a városi tömegközlekedési eszközökkel könnyen elérhető.

Az elfogadott és Bécsben elhangzott szakmai előadások 4 oldalas, kibővített összefoglalói („extended abstract”-jai) bekerültek az „EarthDoc” szakmai adatbázisba, és a világhálón hozzáférhetőek a kongresszusra el nem jutók számára is.

A kongresszus szakmai programját több mint egy tucatnyi speciális szakmai műhelyprogram (workshop), 3 szakmai kirándulás és 5 rövid tanfolyam (short course) egészítette ki. A szakmai programhoz a szokásosan nagystílusú társadalmi események (ice breaker) és gálavacsora kapcsolódtak.

A rendezvénynek több mint 6000 regisztrált résztvevője volt, míg a műszaki kiállításon a kiállító cégek száma 300 felett volt.

A szakmai program 930 szóbeli és poszterelőadást ölelt fel, ebből magyar előadóktól egy az SPE EUROPEC-hez tartozó szóbeli előadás:

*M. Megyeri:* Fill-Up Test Process for Unconventional Gas Reservoirs (Case Study)

hangzott el, továbbá három poszterelőadás,

*S. Szalai, K. Szokoli, M. Varga, A. Novák & L. Szarka:*  
From the Theoretical Results of the Research Project  
„Non-conventional Geoelectric Arrays”

*S. Szalai, M. Varga, A. Novák, K. Szokoli & L. Szarka:*  
From the Practical Results of the Research Project  
„Non-conventional Geoelectric Arrays”

*J. Somogyi Molnar, H. Szegedi & M. Dobroka:* New Petrophysical Models for Describing Pressure-dependent Acoustic Velocity and Absorption Coefficient in Porous Rocks

bemutatására került sor.

A műhelyprogramok további 129 előadással bővítették a főprogramot, ezek között is voltak magyar, illetve részben magyar előadások:

*László Csontos, Ágoston Sasvári, Tamás Pocsai and László Kósa:* Structural Evolution of the Northwestern Zagros, Kurdistan Region, Iraq and Alternative Models for Formation of a Curved Mountain Chain

*Gábor Bada, Orsolya Sztanó, Roderick J. Wallis:* Tectonic evolution and burial history of the Makó trough, Hungary: Implications for the exploration of juvenile unconventional petroleum systems in the Pannonian basin

*Orsolya Sztanó, Péter Szafián, Gábor Bada, Daniel W. Hughes & Roderick J. Wallis:* Slope-toe turbidite systems related to aggradational – progradational sequences: potential stratigraphic traps in the Makó Trough, Pannonian Basin, Hungary

*Gabor Tari, Mike Peffer, Gabor Varga:* Pre-Tertiary Play types of the NW Pannonian Basin, Hungary.

A kiállításon szerepelt a Magyar Geofizikusok Egyesülete is, elsősorban az egyesületünk által Budapesten rendezendő 6. Balkán Geofizikai Kongresszust igyekeztünk reklámozni.

Az igen jól sikerült bécsi EAGE rendezvényről némi nosztalgiával még csak annyi jutott eszembe, hogy 16 évvel ezelőtt, az egyetlen olyan alkalommal, amikor a szervezetnek magyar elnöke volt (Bodoky Tamás, 1994), szintén itt, Bécsben volt az akkor 56. EAEG Kongresszus.

*Bodoky Tamás*



Az MGE kiállítófülkéje a bécsi EAGE kiállításon



Kakas Kristóf az Eötvös-inga működését magyarázza a kiállításon

# A Bodai Aleurolit Formációban mért ImaGeo-LIPS elemoxidkoncentráció- értékek eloszlásának statisztikai vizsgálata (Bakonya, Bak-5 fúrás)

ANDRÁSSY LÁSZLÓ<sup>1</sup>, MAROS GYULA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.  
E-mail: andrassy@elgi.hu

<sup>2</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.  
E-mail: maros@mafi.hu

A Bakonya-5 fúrásban az ImaGeo fúrómag szkennelrel összeépített LIPS spektrométerrel elvégzett nagyszámú mérés statisztikai feldolgozásának eredményei lehetőséget adtak a földtani képződmények „homogenitás”-fogalmának egy újszerű megközelítésére és a fogalom matematikai módszerekkel történő alátámasztására.

A Bodai Aleurolit Formáció három csoportjába tartozó képződmények elemoxid-eloszlásának vizsgálatához szelvény menti ImaGeo-LIPS méréseket végeztünk. Meghatároztuk az egyes szelvényekre (mérési helyekre) az elemoxid-koncentráció átlag- (várható) értékeit és az átlagértékek szórásait. Statisztikai próbákat végeztünk a Bartlett- és az F-próba alapján a kiszámított átlag- és szórásértékek egyezésére. A homogén szakaszok kijelölésére a teljes elemoxidos összetétel alapján egyszeres osztályozást végeztünk.

Az egyszeres osztályozásból következik, hogy az átlag- (várható) értékek egyezése vagy eltérése természetesen visz-szaigazolja a képződmény elemoxidos összetételét (ásványos összetételét), a mért szórások egyezése vagy eltérése viszont a képződmény fizikai paramétereinek (sűrűség, porozitás) különbözőségét mutatja.

## Andrássy L., Maros, Gy.: Statistical analysis of the distribution of element oxide concentrations measured by ImaGeo–LIPS in the Boda Siltstone Formation (Bakonya, borehole Bak-5)

The results of the statistical analysis based on a great number of measurements made by the ImaGeo-LIPS equipment in the Bakonya-5 borehole gave an opportunity for a new approach of the geological homogeneity and for the support of this term with mathematical methods.

To investigate the element oxide composition of three groups of different lithology one dimensional samplings with 2 mm spacing along the long axis of the cores (sections) were carried out. We determined the average values and variations of the averages of the element oxides for each sections. We made statistical probes – Bartlett- and F-probes – for the correspondence of the calculated and measured values. For the assignment of the homogeneous rock intervals we made a one-way variance analysis based on the whole element oxide composition.

It follows from the a one-way variance analysis that the correspondence or discrepancy of the average values depends on the element oxide composition (mineral composition) of the formation but the correspondence or discrepancy of the variations show the differences of its physical parameters (density, porosity).

*Beérkezett:* 2011. március 9.; *elfogadva:* 2011. július 5.

### 1. Bevezetés

Alapvetően módszertani elemzésünket a hazai nagy aktivitású radioaktív hulladékok tárolására indított földtani kutatások keretében végeztük el. A potenciális befogadó képződményekkel szemben támasztott fontos követelmény a kőzet alacsony hidrodinamikai vezetőképessége és ennek,

valamint egyéb közettani tulajdonságainak homogén volta. Tanulmányunkban ezt a homogenitást igyekeztünk matematikai módszerekkel leképezni. Célunk, hogy a kutatás érdekében hasznosítsuk az ImaGeo magszkennel (Maros, Palotás 2000, Maros, Pásztor 2001), valamint az azzal összeépített lézergenerjesztésű optikai spektrométer (LIPS, Andrásy et al. 2000, Andrásy et al. 2003, Maros et al. 2008, Maros

et al. 2003a, Földessy et al. 2009) nyújtotta nagy mennyiségű és olcsó, orientált anyagvizsgáló és dokumentációs vizsgálati potenciált, eredményeinket földtani–mélyfúrás-geofizikai közetmodellek segítségével főként a későbbiekben korreláljuk a karotázsmérések eredményeivel (Maros et al. 2008). Az utóbbi években a Bodai Aleurolitot feltárt fúrások egyes szakaszaira részletes elemzések sorát valósítottuk meg (Maros et al. 2003b, Andrassy et al. 2006, Maros et al. 2010), amelyek alapul szolgáltak jelen módszertani munka számára is.

## 2. A mérésben részt vevő kőzetek a Bak-5 fúrásban

Bodai Aleurolit Formációt (17,67 m-től 50,00 m-ig) vörös-barna színű agyagkő, albitfészkes agyagkő, agyagos aleurolit, aleurolit és világosbarna, sárgásbarna dolomit és ezek változatai építik fel. Az elemi kőzetváltozásból három litológiai jellemző csoportot állítottunk össze: 1. agyagkő-albitfészkes agyagkő, 2. aleurolit, agyagos aleurolit, 3. dolomitréteges albitfészkes aleurolit.

1. Az agyagkő makroszkopikusan homogén, rétegzettség nem vagy alig látható, legtöbbször csak a közbetelepülő rétegek alapján állapítható meg. Az átmenete az „albitfészkes” agyagkő felé folyamatos, a kalcittal és albittal kitöltött üregek számának gyarapodásával. A közbetelepülő dolomit-rétegek felé a határa éles vagy rétegváltozásos. Az agyagos aleurolit és aleurolit betelepülések rétegzettsége néhol gyengén látható.

Az albitfészkes vörös-barna agyagkő csak annyiban különbözik a homogén agyagkőtől, hogy kalcittal és albittal kitöltött üregeket tartalmaz. Az üregek nagysága tizedmillimétertől 3 mm-ig terjed. Fehér színűek, alakjuk szabálytalan, elnyújtott, esetenként a dolomitbetelepülések alapján meghatározható rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el. Az albitfészkek egymástól való távolsága mm-es nagyságrendű.

2. Az aleurolit, agyagos aleurolit színe vörös-barna, jól osztályozott, rétegzetlen, igen kemény. Albitfészket nem tartalmaz, dolomitbetelepülés-mentes.

3. A dolomitréteges, albitfészkes aleurolit vörös-barna színű. Az albitfészkek fehér, szabálytalan alakú, enyhén világoskék árnyalatú, egymástól átlagosan 3 mm-re lévő fehér pöttyöknépp mutatkoznak (Ba53337-3397 szelvény). Az albitfészkes aleurolitban „felhőszerű” dolomit betelepülések észlelhetők (Ba52116-2157 szelvény), ahol a rétegek nagymértékű felcserepedése, feldarabolódása, valamint ezek átmozgatása–áthalmazódása jellemző. Az áthalmazódás mértéke jelentős, a réteg felszakított darabjai azonosíthatatlan, elszakított klasztokként, szétszóródva, „füstszerűen” összekeverve találhatóak. A dolomitrétegek vastagsága néhány mm és 10 cm között változik jellemzően 2-3 cm. (Ba52026-2096a és b szelvények). Színük halvány sárgás-

barna, szürkésbarna. Ritka a csak dolomitból álló réteg, általában tizedmilliméteres vagy mm-es agyagkő-betelepüléseket, laminákat tartalmaznak. Csaknem minden esetben megfigyelhető a száradási repedések mentén jelentkező felcserepedés. A felcserepedett rétegek hézagaiba a fedő agyagkő zavart szerkezettel települ. A dolomit közbetelepülések környezetében gyakrabban találhatóak életnyomok (fúrásnyomok).

## 3. Módszerek, mintavételi stratégia

A méréseket szelvény menti mintavételi rendszerben végeztük el, amely során a szelvényeket a fúrómagok palástján tengellyel párhuzamosan, hosszanti irányban jelöltük ki állandó mintavételi sűrűségérték mellett. A mért spektrumokból kiszámítottuk az  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$  és  $TiO_2$  elemoxidkoncentráció-értékeket. A mintákon összesen 324 mérési pontban, 2 mm-es mintavételi sűrűség-értékkel végeztünk el méréseket.

Az ImaGeo fúrómag szkennelrel összeépített LIPS spektrométerrel (Maros et al. 2003) elvégzett mérések mintavételi helyeit a fenti három csoportba rendeztük. A mérések eloszlása a következő:

1. csoport: albitfészkes vörös-barna agyagkő, 15 szelvény
2. csoport: aleurolit, 7 szelvény
3. csoport: dolomitréteges albitfészkes agyagkő, 9 szelvény

## 4. Bodai Aleurolit Formáció egyes képződésére elvégzett statisztikai számítások

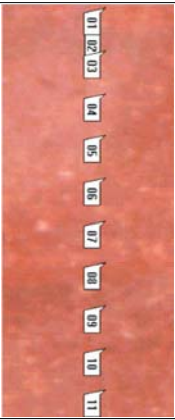
Az egyes csoportokat reprezentáló rétegszakaszok nyert fúrómagjain elvégzett szelvény menti ImaGeo-LIPS mérésekből meghatározott elemoxidkoncentráció-értékek eloszlásait statisztikai módszerekkel vizsgáltuk. A statisztikai számítások segítségével minden egyes fúrómagra meghatároztuk az elemoxidkoncentráció-értékek átlagát ( $C_{AX}^{(P_i)}$ ), az átlagértékek szórását ( $\sigma_{AX}^{(P_i)}$ ) és a megbízhatósági értékeket ( $m_{AX}^{(P_i)}$ ). Kiszámítottuk a koncentrációértékek maximumát és minimumértékeit is. Az egyes képződmények homogenitásának megállapítására *Bartlett-próba* alapján egyszeres osztályozást végzünk a kiszámított szórásértékek egyezése alapján.

Az egyes mérési pontokban mért emissziós spektrumokat a LIPS program segítségével értékeltük ki. Az elemoxidkoncentráció-értékek kiszámítását a kalibrációs függvények paramétervektorainak ismeretében végeztük el.

Példaként a 2. csoportot reprezentáló aleurolitra a 20. sorzámmal jelzett 25,427–25,445 m szelvényszakasz pontjaira elvégzett számítások eredményeit az 1. táblázatban mutatjuk be. A táblázatban feltüntettük a fúrómag szkennelt képét a mérési pontokkal együtt.

Statisztikai számításaink bemutatása előtt egy kiválasztott elemkoncentráció eloszlására ( $Na_2O$ ) irodalmi áttekin-

**1. táblázat** | A 20. számú (25,427 m-től 25,445 m-ig) szelvényszakasz mintavételi pontjaira elvégzett statisztikai számítások eredményei és a fűrőmag szkennelt képe a mérési pontokkal (a 01 és 02 mérési pont ugyanazon a helyen, ugyanazt a mérési eredményt jelenti)

Fűrőmag szkennelt képe	Mélység [m]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Σ
		[%]								
	25,427	18,46	0,95	9,66	6,01	2,00	0,63	60,56	0,830	99,10
	25,429	16,97	1,03	8,39	7,22	2,21	0,59	57,38	0,750	94,54
	25,431	15,93	2,08	8,58	7,55	2,24	0,60	57,03	0,790	94,80
	25,433	14,72	1,16	8,04	7,76	1,96	0,53	43,90	0,750	78,82
	25,435	17,69	0,64	9,02	5,94	1,89	0,55	62,09	0,730	98,55
	25,437	18,57	0,88	10,73	6,78	2,49	0,64	58,18	0,910	99,18
	25,439	16,67	0,97	8,64	7,05	2,19	0,64	59,35	0,750	96,26
	25,441	16,86	1,19	9,04	9,35	2,32	0,58	39,41	0,690	79,44
	25,443	19,17	1,29	9,67	7,35	2,16	0,52	42,41	0,790	83,36
	25,445	20,36	1,53	9,46	8,38	2,32	0,77	43,22	0,750	86,79
$C_{AX}^{(P_i)}$		<b>17,54</b>	<b>1,17</b>	<b>9,12</b>	<b>7,34</b>	<b>2,18</b>	<b>0,61</b>	<b>52,35</b>	<b>0,774</b>	<b>91,08</b>
$\sigma_{AX}^{(P_i)}$		1,65	0,40	0,78	1,03	0,18	0,07	8,90	0,061	8,18
$m_{AX}^{(P_i)}$		1,02	0,25	0,49	0,65	0,11	0,02	5,74	0,038	4,11
Max		20,36	2,08	10,73	9,35	2,49	0,77	62,09	0,910	99,18
Min		14,72	0,64	8,04	5,94	1,89	0,52	39,41	0,690	78,82

tést adunk. Tesszük ezt azzal a céllal, hogy méréseink megbízhatóságát bemutassuk és hogy a LIPS mérések valamint a porminta-meghatározások közötti lényegi különbségekre (a LIPS mérések az inhomogenitásra ásványos szinten sokkal érzékenyebbek) és a statisztikai mennyiségű adatszám szükségességére rámutassunk. A Na-ot választottuk ki összehasonlításunk tárgyául, mivel ennek meghatározása a különböző vizsgálatok során az egyik legfontosabb genetikai információt hordozza, és legtöbbször a vizsgálatok homlokterében állt. Az irodalmi adatok közül a fúrásunkban előforduló legjellemzőbb kőzetből (agyagkő) a litológiai megkülönböztetés után készült elemzéseket vettük figyelembe, mivel a Na-tartalom igen érzékeny a különböző litológiájú kőzetekre (Varga et al. 2005, Varga et al. 2006), és a kőzetek szemcseméretével nő. Ez azt jelenti, hogy várhatóan az agyagkövekben, albitfészkes agyagkövekben a legkisebb. A viszonylag nagy számú (57), de litológiai bontás nélkül készült elemzést (Árkai et al. 2000) tehát figyelmen kívül hagytuk.

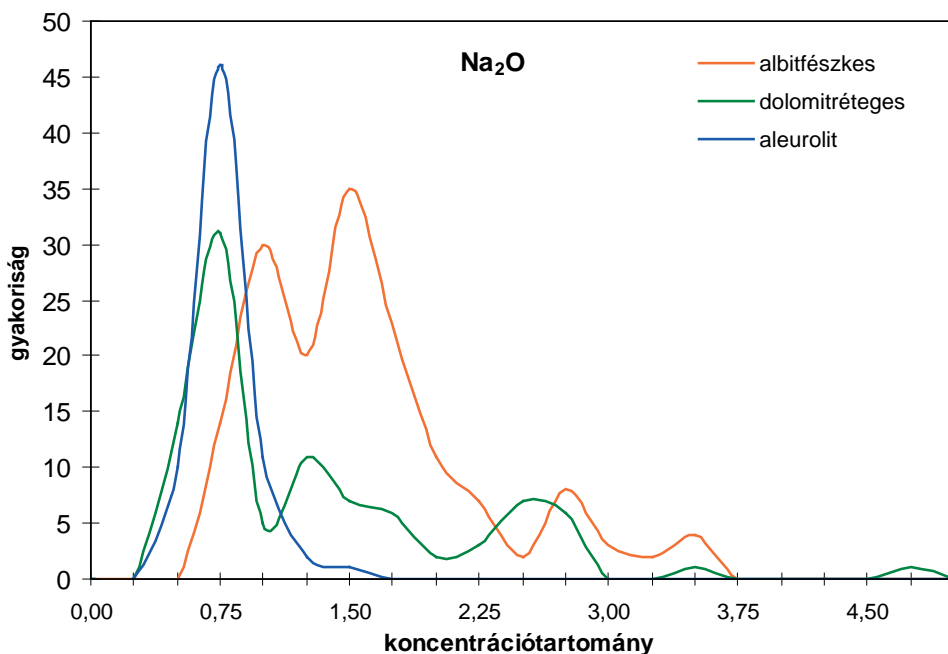
Az elemzésünkben feldolgozott mérésszám (324) több mint egy nagyságrenddel nagyobb, mint a publikált és jelentésekben megtalálható összes kémiai elemzés száma (31), a kémiai elemzések homogenizált mintái azonban feltehetően kiegyenlítik a mérésszámból adódó statisztikai különbséget, ami az átlagkoncentráció helyes megadását illeti. Azonban a különböző helyekről származó LIPS mintatömeg statisztikai előnyét a rétegsorban megjeleníthető eloszlásról nem kompenzálhatja. Az irodalomban a következő átlagokat találjuk, hasonló litológiai környezetben: Máthé (1998): 2,3%/6 mérés, Varga et al. (2005): 2,1/6, Varga et al. (2006):

2,8/13, Németh et al. (2005): 1,8/6. Láthatjuk, hogy a Na-tartalom ingadozik, még azonos litológiájának besorolt kőzetek esetén is. Az eltérés akár 60%-os is lehet. Véleményünk szerint az eltérés a litológiai meghatározás eltéréseiből, esetleges hibájából fakadhat, semmint az elemzések hibás eredményeiből. Ebből következően az összehasonlíthatóság gyenge lábakon áll.

Egy másik elemzés keretében (Maros et al. 2010) az Iba-fa, Ib-4 fúrás 10 méterének részletes és összehasonlító elemzése alapján a kémiai laboreredmények és a LIPS eredmények között a Na<sub>2</sub>O esetében konzekvens ~20–25% eltérés mutatkozott, negatívan a LIPS eredmények irányában. Ez felveti a LIPS kalibráció fejlesztésének szükségességét, ugyanakkor nem zárható ki az eltérő médiumokból fakadó konzekvens különbség sem.

A jelen tanulmányban a Na<sub>2</sub>O-ra kapott eredmények eloszlását az 1. ábra szemlélteti. A gyakorisági görbék megengedik az összes irodalmi adatból kapott átlagot, a legnagyobb gyakoriságok Németh et al. (2005) eredményeivel mutatják a legjobb korrelációt.

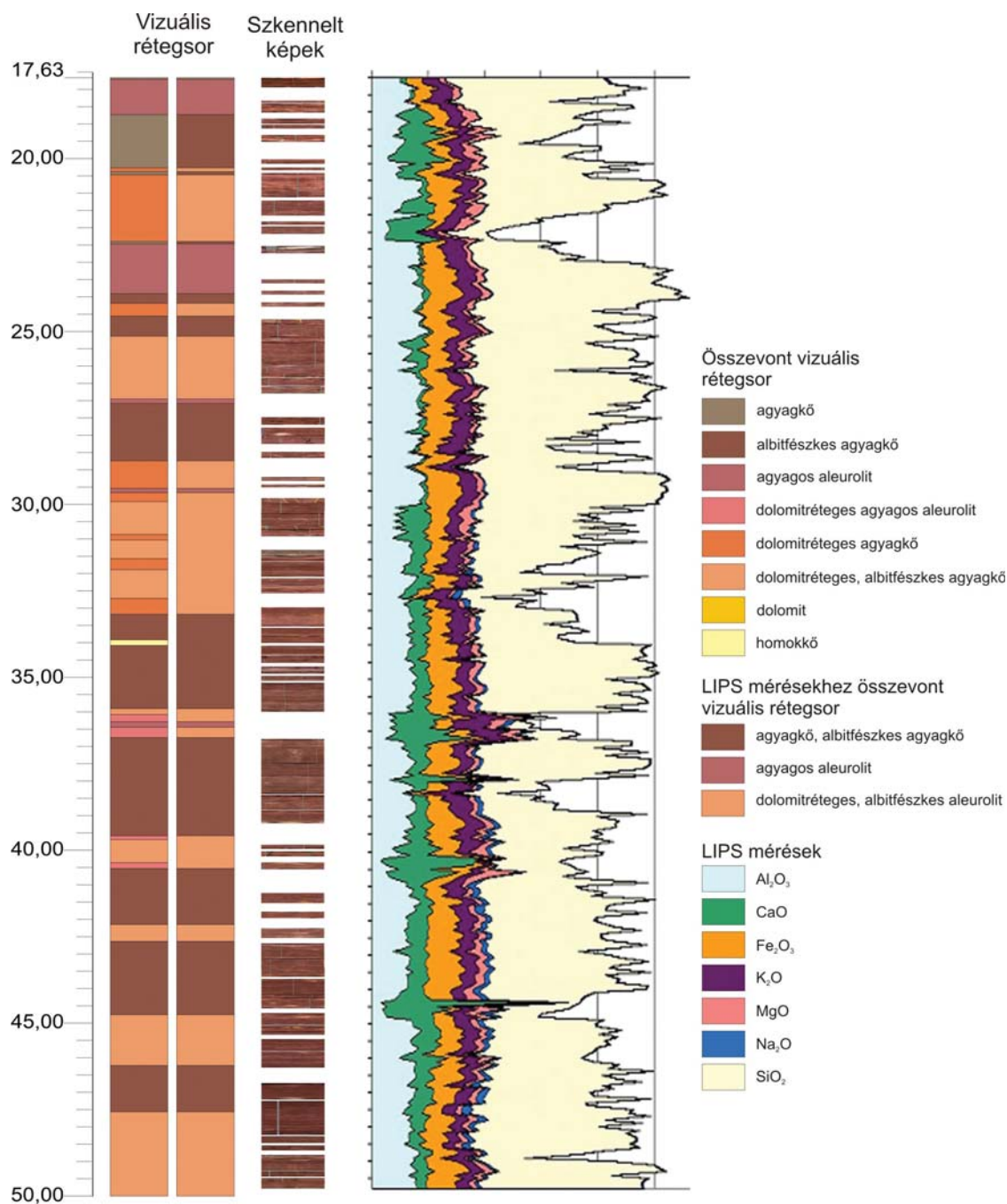
Összefoglalóan elmondható, hogy habár elképzelhetőnek tartjuk, hogy a LIPS mérések konzekvensen némileg alámérnek a laboratóriumi elemzések adatainak, de a rendszer önmagán belül konzekvens, és statisztikailag a homogenitás szempontjából vizsgálható. Ugyanakkor hangsúlyozzuk a litológiai meghatározás és az ehhez kapcsolódó koncentrációváltozások figyelembevételét és konzekvens alkalmazását. Ebből a szempontból a vizsgált fúrási szakasz LIPS mérései jól korrelálhatók irodalmi adatokkal. Ezenkívül figyelembe kell venni az átlagminták kémiai meghatározásának



**1. ábra** | A Na<sub>2</sub>O-tartalom gyakorisági eloszlása a BAF formáció különböző kőzettípusaira  
**Figure 1** | Frequency distribution of the Na<sub>2</sub>O for the different rock types in the Boda Siltstone Formation

**2. táblázat** | Albitfészkes agyagkőre (1. csoport) meghatározott átlagértékek ( $C_{AX}^{(Pi)}$ ) és az átlagértékek átlaga ( $C_{AAx}^{(Pi)}$ )

Mintaazonosítók			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Σ
<i>i</i>	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	21	26,05–26,25_SZ	13,58	5,57	8,34	4,94	2,82	0,65	55,86	0,75	92,52
2	29.b	35,79–36,30_SZ_b	13,11	5,77	6,05	6,69	1,68	1,99	28,62	0,63	64,53
3	29.a	35,79–36,30_SZ_a	13,06	6,24	6,39	6,64	2,04	1,61	34,92	0,72	71,62
4	30.b	37,02–37,45_SZ_b	13,93	5,52	10,70	4,87	2,60	0,92	58,79	0,70	98,02
5	30.a	37,02–37,45_SZ_a	13,73	6,22	7,37	6,77	2,16	1,34	32,60	0,65	70,83
6	31	37,45–37,82_SZ	14,50	5,90	9,21	5,14	2,38	0,93	53,61	0,80	92,48
7	33	38,38–38,75_SZ	13,33	6,25	9,66	5,22	1,97	0,87	53,92	0,72	91,94
8	35	41,38–41,67_SZ	13,03	7,05	10,74	7,15	2,93	1,85	40,56	0,59	83,90
9	37	43,10–43,62_SZ	14,58	5,43	7,98	6,03	2,28	2,21	46,36	0,66	85,53
10	38	43,71–44,10_SZ	12,49	7,24	11,05	5,91	2,57	1,57	43,57	0,67	85,07
11	39	44,70–44,97_SZ	12,99	6,59	12,17	5,51	3,17	1,32	46,02	0,67	88,44
10	41	46,75–47,16_SZ	15,07	7,73	8,00	5,86	2,51	1,46	40,67	0,73	82,03
13	42.b	47,24–48,19_SZ_b	14,17	4,58	8,46	5,11	2,19	1,69	49,02	0,74	85,96
14	42.a	47,24–48,19_SZ_a	13,93	6,62	8,60	5,02	2,38	2,26	47,29	0,79	86,89
15	43	48,91–49,21_SZ	15,03	4,78	11,52	5,23	2,58	0,86	54,86	0,68	95,56
Átlagértékek átlaga $C_{AAx}^{(Pi)}$			13,77	6,10	9,08	5,74	2,42	1,44	45,78	0,70	85,02
Szórások átlaga $\sigma_{AX}^{(Pi)}$			1,44	1,26	1,32	0,84	0,40	0,34	7,69	0,09	8,04
$C_{AAx}^{(Pi)} + \sigma_{AX}^{(Pi)}$			15,21	7,36	10,40	6,58	2,82	1,78	53,47	0,79	93,06
$C_{AAx}^{(Pi)} - \sigma_{AX}^{(Pi)}$			12,33	4,84	7,76	4,90	2,02	1,10	38,09	0,61	76,98



**2. ábra** Bakonya, Bak-5 fúrás elemoxidkoncentráció-eloszlása a mélység szerint  
**Figure 2** Distribution of the element oxides with depth of the borehole Bakonya, Bak-5

és a pontszerű LIPS mérések eltérő céltárgyát. Feltehetően a két méréstípusból nyert eredmények tökéletes egyezését célként sem lehet kitűzni.

Az elemoxidkoncentráció-értékek eloszlásait a mélység függvényében, szelvénszerűen a 2. ábrán szemléltetjük. Az ábra alapján egyértelműen megállapítható az aleurolit fúrómag viszonylagos homogén szerkezete és az elemoxidok egyenletes eloszlása. A dolomitréteges albitfészkes agyagkővet tartalmazó rétegszakaszok viszont élesen elkülönülnek az aleurolitól és az albitfészkes agyagkőtől a ma-

gas CaO-koncentráció-értékek (zöld színnel jelzett területek) alapján.

A továbbiakban kiszámítottuk a BAF formáció 1., 2. és 3. csoportjait reprezentáló rétegszakaszokból nyert fúrómagokon elvégzett szelvény menti mérések átlagértékeinek átlagait (2. táblázat,  $C_{AAX}^{(Pi)}$ ).

Az albitfészkes agyagkőre a 2. táblázat adatai alapján egyértelműen megállapítható, hogy ha az egyszeres átlagszórások által meghatározott hibásávot vesszük alapul, az egyes szelvényekre meghatározott átlagértékek néhány



**3. táblázat** | Aleurolitra (2. csoport) meghatározott átlagértékek ( $C_{AX}^{(Pi)}$ ) és az átlagértékek átlaga ( $C_{AAX}^{(Pi)}$ )

Mintaazonosítók			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Σ
<i>i</i>	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	13	17,72–17,95_SZ	13,16	1,17	6,25	6,91	2,05	0,47	54,64	0,93	85,57
2	19	24,63–24,99_SZ	16,32	2,33	11,48	7,07	2,66	0,69	63,22	0,71	104,47
3	20	25,40–26,05_SZ	17,54	1,17	9,12	7,34	2,18	0,61	52,55	0,77	91,08
4	22	27,87–28,10_SZ	17,01	1,69	9,48	6,06	2,20	0,66	59,73	1,06	97,88
5	23	29,69–30,18_SZ	16,63	2,51	9,78	6,90	1,91	0,55	46,87	0,72	85,87
6	25	32,36–32,47_SZ	15,76	1,52	7,66	8,01	1,75	0,89	41,82	0,69	78,10
7	26.a	33,37–33,97_SZ_a	18,02	1,34	11,55	5,84	2,12	0,76	62,89	0,82	103,35
Átlagértékek átlaga $C_{AAX}^{(Pi)}$			16,35	1,68	9,33	6,87	2,12	0,66	54,53	0,81	92,36
Szórások átlaga $\sigma_{AX}^{(Pi)}$			1,80	0,78	0,97	0,80	0,30	0,08	6,61	0,18	7,42
$C_{AAX}^{(Pi)} + \sigma_{AX}^{(Pi)}$			18,15	2,46	10,30	7,67	2,43	0,74	61,15	0,99	99,78
$C_{AAX}^{(Pi)} - \sigma_{AX}^{(Pi)}$			14,55	0,89	8,36	6,08	1,82	0,58	47,92	0,63	84,94

esetben a hibahatárokon felüli eltéréseket mutatnak. Ezek az eltérések főleg az Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, K<sub>2</sub>O-, Na<sub>2</sub>O- és SiO<sub>2</sub>-oxidoknál figyelhetők meg. Az egyes kiugró koncentráció-értékek valószínűleg az eltérő ásványos (hematit, illit, albit és kvarc) összetétellel magyarázhatók.

Az aleurolit (3. táblázat) sokkal homogénebb szerkezetet mutat, mint azt az albitfészkes agyagkő esetén láttuk. Néhány esetben azonban a szelvényeken itt is van hibahatáron túli eltérés.

Dolomitréteges albitfészkes agyagkő esetén (4. táblázat) az elemoxidokra kiszámított átlagértékek eltérései a minták inhomogénitására utalnak. Ezt a megállapítást az átlagértékek átlagainak szórásai is alátámasztják. A ma-

gas szórásértékek az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO és SiO<sub>2</sub> esetén szembe-tűnőek.

Mindhárom csoport eredményeit alapul véve a későbbiekben kiválasztjuk a homogén szakaszokat (osztályba sorolás). A feladat megoldásához felhasználjuk a statisztikai szórás-analízis és statisztikai próbák nyújtotta lehetőségeket. A szórás-elemzésben jelen esetben azt vizsgáljuk, hogy a fűrőmagokon mért elemoxidkoncentráció-értékek átlagai és az átlagok szórásértékei milyen feltételek mellett elégítik ki a homogenitás követelményeit. A homogenitás tényét egy folytonos valószínűségi változóra (elemoxidkoncentráció-értékek) vizsgáljuk, és kikötjük, hogy a fellépő valószínűségi változók normális eloszlásúak és közel azonos szórásúak legyenek.

**4. táblázat** | Dolomitréteges albitfészkes agyagkőre (3. csoport) meghatározott átlagértékek ( $C_{AX}^{(Pi)}$ ) és az átlagértékek átlaga ( $C_{AAX}^{(Pi)}$ )

Mintaazonosítók			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Σ
<i>i</i>	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	15	19,08–19,28_SZ	10,49	10,89	6,02	6,02	4,37	0,58	32,48	0,60	71,43
2	16.b	20,26–20,96_SZ_b	14,45	6,02	9,72	5,35	3,32	0,61	55,10	0,71	95,27
3	16.a	20,26–20,96_SZ_a	9,32	11,42	7,00	5,66	4,06	0,65	42,17	0,60	80,88
4	17	21,16–21,57_SZ	11,98	7,29	6,33	7,00	2,96	0,47	25,55	0,58	62,17
5	26.b	33,37–33,97_SZ_b	9,68	10,33	6,78	4,53	4,13	1,34	43,51	0,64	80,94
6	32	37,82–38,23_SZ	7,66	17,93	7,07	11,74	5,30	2,38	15,63	0,32	68,05
7	34	38,88–39,23_SZ	13,39	7,53	6,15	8,55	1,87	1,14	21,67	0,58	60,88
8	36	42,68–43,10_SZ	6,99	20,88	7,34	3,87	4,83	1,29	28,13	0,53	73,87
9	40	45,40–45,75_SZ	7,53	17,11	7,45	5,18	4,78	2,77	30,72	0,58	76,13
Átlagértékek átlaga $C_{AAX}^{(Pi)}$			10,17	12,16	7,10	6,43	3,96	1,25	32,77	0,571	74,40
Szórások átlaga $\sigma_{AX}^{(Pi)}$			3,13	7,17	2,03	1,17	1,58	0,25	10,69	0,091	10,40
$C_{AAX}^{(Pi)} + \sigma_{AX}^{(Pi)}$			13,29	19,33	9,13	7,61	5,54	1,50	43,47	0,67	84,80
$C_{AAX}^{(Pi)} - \sigma_{AX}^{(Pi)}$			7,04	4,98	5,06	5,26	2,37	1,00	22,08	0,48	64,00

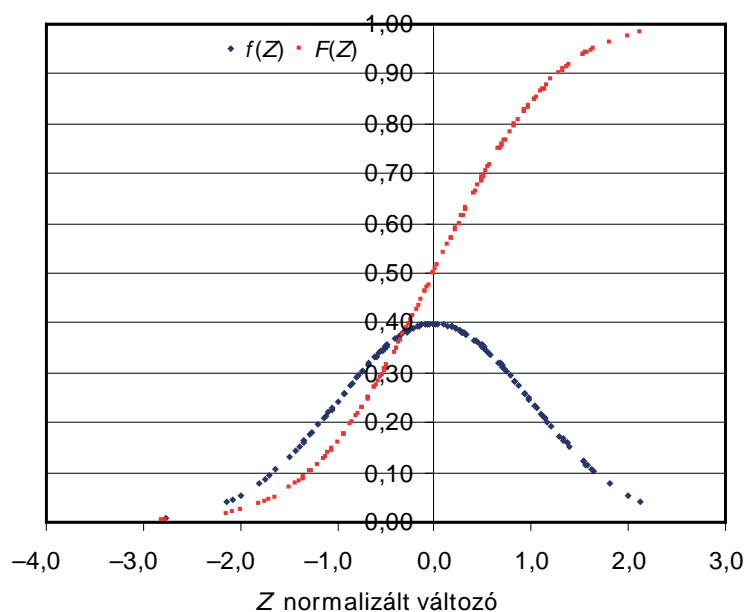
### 5. A Bodai Aleurolit Formáció egyes képződményeit alkotó elemoxidokra meghatározott szórásértékek ( $\sigma_X^{(P_i)}$ ) egyezésének vizsgálata Bartlett-próba alapján

A Bodai Aleurolit Formáció egyes képződményeit alkotó elemoxidokra meghatározott szórásértékek ( $\sigma_X^{(P_i)}$ ) megegyezésének vizsgálatához először meg kell állapítani, hogy az egyes mérési helyekre meghatározott elemoxidkoncentráció-értékek normális eloszlást mutatnak-e, ugyanis amennyiben

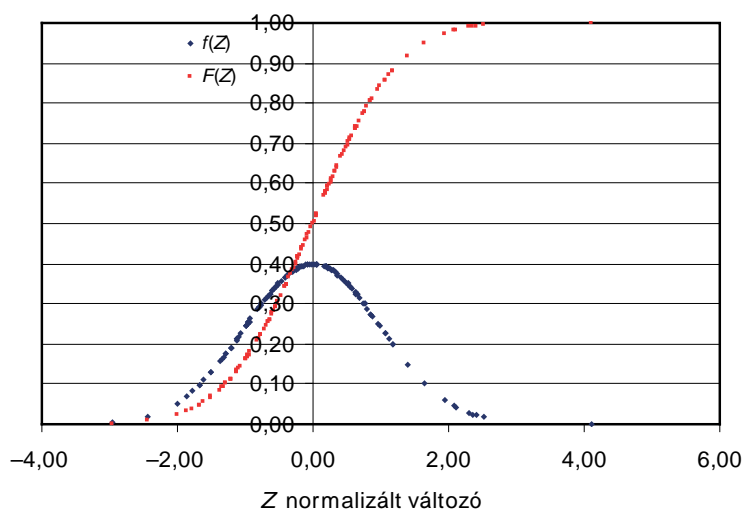
az elemoxidkoncentráció-értékek eloszlása nem követi a normális eloszlást, semmilyen hipotézisvizsgálatot nem lehet végezni. Az eloszlásvizsgálatokhoz felhasználtuk az egyes szelvényeken mért összes elemoxidkoncentráció-értéket.

Példaképpen a 3. ábrán az  $Al_2O_3$ , a 4. ábrán a CaO normalizált sűrűség- és eloszlásfüggvényei láthatók albitfészkes agyagköre.

A normalizált sűrűség- és eloszlásfüggvények alapján megállapítható, hogy annak a valószínűsége, hogy a vizsgált  $Al_2O_3$ - és CaO-koncentráció-értékek várható értéke körüli szimmetrikus intervallumba esik:



**3. ábra** | Az albitfészkes agyagkőben meghatározott  $Al_2O_3$ -értékek normalizált sűrűség- és eloszlásfüggvényei  
**Figure 3** | Normalized density and distribution graph for the  $Al_2O_3$  in the albititic claystone



**4. ábra** | Az albitfészkes agyagkőben meghatározott CaO-értékek normalizált sűrűség- és eloszlásfüggvényei  
**Figure 4** | Normalized density and distribution graph for the CaO in the albititic claystone

$Z = -1,5-1,5$  intervallumba: 0,86638,

$Z = -2,0-2,0$  intervallumba: 0,95450,

$Z = -2,5-2,5$  intervallumba: 0,98758.

Az egyes elemoxidkoncentráció-adatokat mintánként vizsgálva, azok igen jó közelítésben normális eloszlást mutatnak. A továbbiakban megvizsgáljuk az egyes szelvényeken mért átlagkoncentráció-értékek szórásainak egyezését a 95%-os valószínűségi szint elfogadása mellett.

Legyen most szelvényenként  $C_{X_j}^{(P_1)}, C_{X_j}^{(P_2)}, \dots, C_{X_j}^{(P_k)}$  ( $j = 1, 2, 3, \dots, n_j$ ), összesen  $n_j$ , valamint az összes szelvényen  $n_i$  darab normális eloszlású valószínűségi változó, ahol

$$n_i = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_j} n_j,$$

és vizsgálandó, hogy ezek átlagainak szórása és szórásnégyzete egyenlő-e, vagyis a nullhipotézis

$$H_0: D^2 [C_{AX}^{(P_i)}] = \text{állandó} \quad (i = 1, 2, 3, \dots, k),$$

ahol  $D^2$  a szórások négyzete.

Bartlett kimutatta, hogy a

$$K^2 = 2,3026/bk f_0 (\lg \sigma_X^{(P_i)^2} - 1/k \sum \lg \sigma_X^{(P_i)^2})$$

összefüggés alapján kiszámított  $K^2$  valószínűségi változó közelítően  $\chi^2$ -eloszlást követ  $k - 1$  szabadsági fokkal. Az iménti összefüggésben:

$b = \text{konstans } b = 1 + (k + 1)/3k f_0,$

$k = \text{szelvények (mérési helyek) száma,}$

$P_i = \text{a szelvények sorszáma, ahol } i = 1, 2, \dots, k,$

$n_j = \text{az egyes szelvényeken a mérési pontok száma,}$   
ahol  $j = 1, 2, \dots, n_j,$

$f_0 = \text{szabadsági fok; } f_0 = n_j - 1,$

$X = \text{kiválasztott elemoxid, ahol } X = \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO, } \dots, \text{TiO}_2,$

$C_{X_j}^{(P_i)} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényen a } j=1, 2, \dots, n_j \text{ mérési pontban meghatározott koncentráció-értékek,}$

$C_{AX}^{(P_i)} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott koncentrációértékek átlaga,}$

$C_{AAAX}^{(P_i)} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott átlag koncentráció értékek átlaga,}$

$\sigma_X^{(P_i)} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott átlag koncentrációértékek szórása,}$

$\sigma_X^{(P_i)^2} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott átlag koncentrációértékek szórásnégyzete,}$

$\sigma_{AX}^{(P_i)} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott szórásértékek átlagainak szórása,}$

$\sigma_{AX}^{(P_i)^2} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott szórásértékek négyzete,}$

$\lg \sigma_X^{(P_i)^2} = \text{az } X \text{ elemoxidra a } P_i\text{-dik szelvényre meghatározott szórásnégyzeteinek 10-es alapú logaritmus-}$

$1/k \sum \lg \sigma_X^{(P_i)^2} = \text{a szórásnégyzetek 10-es alapú logaritmusának átlaga.}$

A közelítés akkor jó, ha az egyes minták legalább négy-eleműek ( $n_j \geq 4$ ). A próba alkalmazásához az egyes mérési helyeken számított elemoxidkoncentráció-értékek darabszáma  $n_j = f_0 + 1$  feltételeink szerint egymással azonos.

A  $H_0$ -hipotézis elfogadása céljából azokon a mérési helyeken nyert adatokat, ahol a  $\sigma_X^{(P_i)}$  szórásértékek átlagánál kiugróan nagyobb vagy kisebb szórásértékekkel találkozunk, a Bartlett-próbához nem vesszük figyelembe. Feltételezzük, hogy ezeken a helyeken a fűrómagok szerkezetileg és ásványos összetételben is különbözőek, ahogyan azt méréseink mutatják is az eltérő szórásértékek jelentkezésével. Ezen szelvények elhagyása látszólag önbeteljesítővé teszi a homogenitásvizsgálatot, de hangsúlyozzuk, hogy jelen tanulmányunk éppen a homogén szakaszok kiválasztásáról, az azokhoz tartozó mérési eredmények és a matematikai homogenitás együttes megragadásáról kíván szólni.

A  $H_0$ -hipotézis felől 95%-os szinten döntünk; a Bartlett-próbához először a  $K^2$  értékét határozzuk meg mind a 14 szelvényre. Példaként az 5. táblázatban  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ra bemutatjuk a számításokhoz felhasznált adatokat és a kiszámított  $K^2$  értéket. A számításoknál az  $i = 1$  (21.) sorszámú számú szelvényt nem vettük figyelembe a magas szórásérték miatt.

Példaként az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ra a Bartlett-próba számítási menetét és a számítási eredményeket a 6. táblázatban foglaljuk össze.

A 6. táblázatban feltüntetett adatokat behelyettesítve a Bartlett által levezetett összefüggésbe:

$$K^2 = 2,3026 \times 14 \times 9 \times (0,2928 - 0,2288) = 18,578,$$

$$18,578 < 22,4.$$

Minthogy  $K^2$  értéke kisebb, mint az  $f_i = k - 1 = 14 - 1 = 13$  szabadsági fokhoz és 95%-os szinthez tartozó  $\chi_{13}(0,95) = 22,4$  érték (Vincze 1975, IX. táblázat), ennél fogva a  $H_0$ -hipotézist a szórások egyezéséről elfogadjuk.

A 7. táblázatban összefoglaljuk az albitfészkes agyagkőre elvégzett Bartlett-próba végeredményeit. A táblázat 3. oszlopában az egyes elemoxidokra kiszámított  $K^2$ -értékek láthatók minden szelvény átlagkoncentráció- és szórásadatait felhasználva:

$$P(\chi_x^2 < 23,7) \text{ 95\%-os szint } f_i = 15 - 1 \text{ esetén.}$$

Osztályozás nélkül, eredeti állapot esetén az  $\text{F}_2\text{O}_3$ -oxidon kívül a többi oxidra a  $H_0$ -hipotézis elutasításra kerül. A kiugró szórásértékekkel rendelkező szelvények elhagyása után a korrigált  $K^2$  értékek (7. oszlop) megfelelnek a  $H_0$ -hipotézis elfogadásának a szórások egyezésére vonatkozóan. A számításoknál minden esetben figyelembe vettük a megváltozott  $f_i = k - 1$  szabadsági fok értékeket (6. oszlop).

A 8. táblázat tartalmazza aleurolitra az egyes szelvényeken mért elemoxidok átlagértékeinek szórásait, amelyeket felhasználtunk a Bartlett-próba alkalmazásánál.

A 9. táblázatban összefoglaljuk aleurolitra az átlagkoncentráció- (3. táblázat) és szórásértékekre támaszkodva az elvégzett Bartlett-próba végeredményeit. A táblázat 3. oszlo-

5. táblázat | Albitfészkes agyagkőre (1. csoport) meghatározott átlagértékek szórásai ( $\sigma_X^{(P_i)}$ ) és a szórások átlagértékei ( $\sigma_{AX}^{(P_i)}$ )

Mintaazonosítók			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Σ
<i>i</i>	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	21	26,05–26,25_SZ	2,63	3,26	1,60	0,58	0,87	0,03	7,42	0,06	8,23
2	29.b	35,79–36,30_SZ_b	2,16	1,66	2,23	1,81	0,34	0,79	15,01	0,12	17,69
3	29.a	35,79–36,30_SZ_a	1,53	1,15	1,43	1,40	0,23	0,66	12,39	0,22	12,96
4	30.b	37,02–37,45_SZ_b	1,39	0,78	1,02	0,44	0,46	0,11	2,23	0,04	2,70
5	30.a	37,02–37,45_SZ_a	0,95	1,30	0,81	0,74	0,31	0,30	4,76	0,09	4,57
6	31	37,45–37,82_SZ	1,10	0,76	1,17	0,62	0,44	0,18	6,69	0,13	6,90
7	33	38,38–38,75_SZ	1,67	1,60	1,12	0,63	0,21	0,09	7,45	0,05	8,28
8	35	41,38–41,67_SZ	1,47	1,15	0,97	1,01	0,40	0,41	6,86	0,09	5,91
9	37	43,10–43,62_SZ	1,68	0,99	1,53	1,20	0,33	0,59	9,20	0,08	9,83
10	38	43,71–44,10_SZ	0,85	0,77	1,23	0,52	0,30	0,28	7,07	0,07	6,31
11	39	44,70–44,97_SZ	0,76	1,10	1,15	0,55	0,35	0,08	5,98	0,06	5,71
10	41	46,75–47,16_SZ	1,26	1,48	0,91	0,47	0,38	0,24	2,08	0,08	3,53
13	42.b	47,24–48,19_SZ_b	1,57	0,74	1,22	1,32	0,31	0,48	13,38	0,09	12,69
14	42.a	47,24–48,19_SZ_a	1,47	1,14	1,91	0,67	0,47	0,70	9,10	0,06	8,44
15	43	48,91–49,21_SZ	1,07	1,05	1,50	0,58	0,63	0,16	5,70	0,04	6,83
Szórás átlaga $\sigma_{AX}^{(P_i)}$			1,44	1,26	1,32	0,84	0,40	0,34	7,69	0,09	8,04

6. táblázat | Bartlett-próba elvégzéséhez szükséges számítások összefoglaló táblázata Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra az albitfészkes agyagkő mintavételi helyein

<i>i</i>	Szám	$n_j$	$C_{AX}^{(P_i)}$	$\sigma_X^{(P_i)}$	$\sigma_{AX}^{(P_i)^2}$	$\lg \sigma_{AX}^{(P_i)^2}$
1	21	10				
2	29.b	10	13,11	2,159	4,66	0,668
3	29.a	10	13,06	1,531	2,35	0,370
4	30.b	10	13,93	1,394	1,94	0,288
5	30.a	10	13,73	0,951	0,90	-0,044
6	31	10	14,50	1,095	1,20	0,079
7	33	10	13,33	1,669	2,79	0,445
8	35	10	13,03	1,469	2,16	0,334
9	37	10	14,58	1,676	2,81	0,449
10	38	10	12,49	0,853	0,73	-0,138
11	39	10	12,99	0,762	0,58	-0,236
12	41	10	15,07	1,256	1,58	0,198
13	42.b	10	14,17	1,571	2,47	0,392
14	42.a	10	13,93	1,472	2,17	0,336
15	43	10	15,03	1,074	1,15	0,062
$C_{AAX}^{(P_i)}$			13,78			
$\sigma_{AX}^{(P_i)}$				1,35		
$\sigma_{AX}^{(P_i)^2}$					1,96	
$1/k \cdot \sum \lg \sigma_X^{(P_i)^2}$						0,2288
$\lg(\sigma_{AX}^{(P_i)^2})$					0,2928	
<i>k</i>	14					
$f_0 = n_j - 1$	9					

**7. táblázat** | Bartlett-próba összesített eredményei az albitfészkes vörösbarna agyagkővet felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2$	$P(\chi^2 < 23,7)$	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2_{\text{korrr}}$	$P(\chi^2 < \chi_0^2)$
	1	2	3	4	5	6	7	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	14	28,29	23,70	14	13	18,578	22,4
CaO	15	14	63,53	23,70	12	11	17,266	19,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	14	-8,79	23,70	14	13	-8,789	22,4
K <sub>2</sub> O	15	14	54,08	23,70	12	11	19,903	19,7
MgO	15	14	37,11	23,70	13	12	11,559	21,0
Na <sub>2</sub> O	15	14	146,40	23,70	7	6	10,642	12,6
SiO <sub>2</sub>	15	14	61,05	23,70	11	10	13,052	18,3
TiO <sub>2</sub>	15	14	59,75	23,70	12	11	16,670	19,7
$\Sigma$	15	14	57,40	23,70	11	10	13,889	18,3

**8. táblázat** | Az aleulolitra (2. csoport) elvégzett statisztikai számításokból meghatározott szórásértékek ( $\sigma_X^{(P_i)}$ ) és a szórások átlaga ( $\sigma_{AX}^{(P_i)}$ )

Mintaazonosítók			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$\Sigma$
$i$	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	13	17,72–17,95_SZ	2,20	0,51	0,80	1,04	0,41	0,07	8,29	0,207	9,74
2	19	24,63–24,99_SZ	1,76	0,80	0,78	0,60	0,25	0,04	3,73	0,057	5,07
3	20	25,40–26,05_SZ	1,65	0,40	0,78	1,03	0,18	0,07	9,07	0,061	8,42
4	22	27,87–28,10_SZ	1,52	0,44	0,97	0,60	0,46	0,05	2,78	0,777	3,55
5	23	29,69–30,18_SZ	2,18	2,43	1,43	0,61	0,23	0,05	8,26	0,037	8,86
6	25	32,36–32,47_SZ	2,41	0,43	1,51	1,13	0,32	0,24	12,72	0,068	14,75
7	26.a	33,37–33,97_SZ_a	0,88	0,48	0,49	0,56	0,27	0,05	1,45	0,054	1,55
Szórás átlaga $\sigma_{AX}^{(P_i)}$			1,80	0,78	0,97	0,80	0,30	0,08	6,61	0,180	7,42

**9. táblázat** | Bartlett-próba összesített eredményei az aleulolitol felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2$	$P(\chi^2 < 12,6)$	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2_{\text{korrr}}$	$P(\chi^2 < \chi_0^2)$
	1	2	3	4	5	6	7	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7	6	9,93	12,60	7	6	9,93	12,60
CaO	7	6	64,50	12,60	6	5	6,70	11,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7	6	15,65	12,60	6	5	10,95	11,10
K <sub>2</sub> O	7	6	10,72	12,60	7	6	10,72	12,60
MgO	7	6	11,44	12,60	7	6	11,44	12,60
Na <sub>2</sub> O	7	6	55,39	12,60	6	5	4,72	11,10
SiO <sub>2</sub>	7	6	45,33	12,60	4	3	6,89	7,81
TiO <sub>2</sub>	7	6	146,56	12,60	5	4	3,30	9,49
$\Sigma$	7	6	57,40	12,60	4	3	3,83	7,81

pában az egyes elemoxidokra kiszámított  $K^2$  értékek láthatók minden szelvény elemoxidszórás-értékeit felhasználva:

$$P(\chi_x^2 < 12,6) \text{ 95\%-os szint } f_i = 7 - 1 \text{ esetén.}$$

Osztályozás nélkül az eredeti állapotra az  $Al_2O_3$ -,  $K_2O$ - és  $MgO$ -oxidokon kívül a többi oxidra a  $H_0$ -hipotézis elutasításra kerül. Ezért a  $H_0$ -hipotézis elfogadásához a kiugróan magas szórásértékeket tartalmazó mérési helyeket elhagyjuk. Például,  $CaO$  esetén az  $i = 5$  (23.) mérési helyet  $\sigma_X^{(P3)} = 2,43$  miatt elhagytuk.

A 10. táblázat tartalmazza dolomitréteges albitfészkes agyagköre (3. csoport) elvégzett statisztikai számításokból meghatározott szórásértékeket ( $\sigma_X^{(Pk)}$ ) és a szórások átlagértékét ( $\sigma_{AX}^{(Pk)}$ ), amelyeket felhasználtunk a Bartlett-próba alkalmazásánál.

A 11. táblázatban összefoglaljuk dolomitréteges albitfészkes agyagköre (3. csoport) az átlagkoncentráció- (4. táblázat) és szórásértékekre támaszkodva az elvégzett Bartlett-próba végeredményeit. A táblázat 3. oszlopában az egyes elemoxidokra kiszámított  $K^2$  értékek láthatók minden szelvény elemoxidszórás-értékeit felhasználva:

$$P(\chi_x^2 < 16,9) \text{ 95\%-os szint } f_i = 9 - 1 \text{ esetén.}$$

Osztályozás nélkül az eredeti állapotra,  $K_2O$ -oxidon kívül a többi oxidra a  $H_0$ -hipotézis elutasításra kerül. Ezért a  $H_0$ -hipotézis elfogadásához a kiugróan magas szórásértékeket tartalmazó mérési helyeket elhagyjuk. Például,  $Al_2O_3$  esetén az  $i = 4$  (17.) mérési helyet  $\sigma_X^{(P6)} = 5,97$  miatt szintén elhagytuk.

10. táblázat | Dolomitréteges albitfészkes agyagköre (3. csoport) elvégzett statisztikai számításokból meghatározott szórásértékek ( $\sigma_X^{(Pk)}$ ) és a szórások átlaga ( $\sigma_{AX}^{(Pk)}$ )

Mintaazonosítók			$Al_2O_3$	$CaO$	$Fe_2O_3$	$K_2O$	$MgO$	$Na_2O$	$SiO_2$	$TiO_2$	$\Sigma$
$i$	Szám	Szkennelt intervallum	[%]								
1	15	19,08–19,28_SZ	1,76	4,64	1,10	1,11	1,65	0,13	11,53	0,055	10,33
2	16.b	20,26–20,96_SZ_b	3,87	4,96	2,25	0,69	1,62	0,06	9,60	0,066	9,34
3	16.a	20,26–20,96_SZ_a	2,74	5,53	1,71	0,96	1,57	0,04	9,88	0,096	9,66
4	17	21,16–21,57_SZ	5,97	7,38	2,02	1,18	1,64	0,14	13,30	0,122	14,92
5	26.b	33,37–33,97_SZ_b	2,32	3,12	1,15	0,59	1,12	0,15	10,85	0,083	10,01
6	32	37,82–38,23_SZ	1,95	5,97	1,54	1,69	0,76	0,47	12,84	0,070	13,76
7	34	38,88–39,23_SZ	3,08	8,88	1,60	1,39	0,31	0,16	4,01	0,084	6,91
8	36	42,68–43,10_SZ	2,98	9,95	3,64	1,42	3,72	0,42	6,50	0,095	5,56
9	40	45,40–45,75_SZ	3,49	14,10	3,32	1,54	1,87	0,70	17,73	0,183	13,08
Szórás átlaga $\sigma_{AX}^{(Pi)}$			3,13	7,17	2,03	1,17	1,58	0,25	10,69	0,095	10,40

11. táblázat | Bartlett-próba összesített eredményei az dolomitréteges albitfészkes agyagkővet felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2$	$P(\chi^2 < 12,6)$	$k$	$f_i = k - 1$	$K^2_{\text{kor}}$	$P(\chi^2 < \chi_0^2)$
	1	2	3	4	5	6	7	8
$Al_2O_3$	9	8	21,37	16,90	8	7	8,92	14,10
$CaO$	9	8	29,43	16,90	7	6	9,45	12,60
$Fe_2O_3$	9	8	26,01	16,90	7	6	7,35	12,60
$K_2O$	9	8	15,85	16,90	9	8	15,85	16,90
$MgO$	9	8	51,37	16,90	7	6	8,34	12,60
$Na_2O$	9	8	103,88	16,90	5	4	8,50	9,49
$SiO_2$	9	8	21,38	16,90	8	7	15,04	14,10
$TiO_2$	9	8	20,74	16,90	8	7	7,61	14,10
$\Sigma$	9	8	13,12	16,90	9	8	13,12	16,90

## 6. A Bodai Aleurolit Formáció egyes képződményeire meghatározott $C_{AX}^{(P_i)}$ átlagértékek egyszeres osztályozása F-próba alapján

A Bodai Aleurolit Formáció egyes képződményeit reprezentáló fűromagokon az ImaGeo-LIPS mérésekből meghatározott átlagértékek egyszeres osztályozását elvégeztük az F-próba alkalmazásával. A vizsgálatokat minden egyes szelvényen található mérési helyre és minden egyes elemoxidra elvégeztük.

Legyen most csoportonként és szelvényenként (mérés helyenként) egy vizsgált elemoxidra  $C_{X_j}^{(P_1)}, C_{X_j}^{(P_2)}, \dots, C_{X_j}^{(P_k)}$  összesen  $n_j$  darab normális eloszlású valószínűségi változó! Vizsgálandó, hogy az  $i = 1, 2, \dots, k$  szelvényeken mért normális eloszlású valószínűségi változók átlagértékei mennyire hasonlóak. Ha a  $C_{X_j}^{(P_i)}$  valószínűségi változók várható értéke  $M(C_{X_j}^{(P_i)}) = C_{AX}^{(P_i)}$ , akkor a feladat ezen  $N(C_{X_j}^{(P_i)}; \sigma_{X_j}^{(P_i)})$  normális eloszlású változókra a

$$N_0: C_{AX}^{(P_1)} = C_{AX}^{(P_2)} = \dots = C_{AX}^{(P_k)}$$

átlagértékek összehasonlítása a  $H_0$ -nullhipotézis-vizsgálat alapján.

Legyen, mint korábban,

$$n_i = \sum_{j=1}^k \sum_{j=1}^{n_j} n_j.$$

Vezessük be az alábbi jelöléseket az egyes minták átlagára:

$$C_{AX}^{(P_i)} = \frac{1}{n_j} \sum_{j=1}^{n_j} C_{X_j}^{(P_i)},$$

ahol  $j = 1, 2, 3, \dots, n_j$ , és az összesített átlagra:

$$C_{AAAX}^{(P_i)} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k C_{AX}^{(P_i)}.$$

A  $H_0$ -hipotézis ellenőrzésére az F-próba alkalmazható. Vizsgáljuk a csoportok közötti és a csoportokon belüli eltéréseket. Az eltéréseket mindkét esetben a kiszámított szórásnégyzetekkel jellemezhetjük.

A csoportok közötti szórást mérő szórásnégyzet:

$$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_1} = \frac{1}{k-1} \sum_{i=1}^k n_j (C_{AX}^{(P_i)} - C_{AAAX}^{(P_i)})^2.$$

A csoportokon belüli ingadozást – vagyis a véletlen hibát – tükröző szórásnégyzet:

$$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_2} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (\sigma_{X_j}^{(P_i)})^2.$$

Amennyiben az egyes szórástípusok egymástól függetlenek, hányadosuk:

$$F = \sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_1} / \sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_2},$$

$F$  eloszlású,  $f_1 = k - 1$  és  $f_2 = n - k$  szabadsági fokkal.

Az F-próba eredményeit az egyes csoportokra a 12., 13. és 14. táblázatokban foglaljuk össze. A táblázatokban feltüntetjük az F-próba alkalmazásához szükséges  $f_1$  és  $f_2$  szabadsági fok értékeket. Kiszámítottuk a csoportok közötti és a csoportokon belüli szórást tükröző szórásnégyzeteket. A szórásnégyzetek ismeretében kiszámítottuk minden oxidra az  $F$  értékeket. A táblázatokban feltüntetett  $f_1$  és  $f_2$  szabadsági fok értékek ismeretében (Vincze 1975, VII. táblázat) adatsorait alkalmazva meghatároztuk a 95%-os és 99%-os szintekhez tartozó értékeket. Amennyiben a kiszámított  $F$  érték mind a 95%-os, mind a 99%-os szinthez tartozó értéknél kisebb, a várható értékek egyezését mind a két szinten elfogadjuk. Amennyiben a kiszámított  $F$  érték a táblázatban megtalált két szinthez tartozó érték között fekszik, a várható értékek egyezését 99%-os szinten elfogadjuk, 95%-os szinten elutasítjuk.

A 12. táblázat alapján az  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  és  $TiO_2$  oxidokra mindkét szinthez tartozó várható értékek egyezését elfogadhatjuk, a többi oxidnál a 95%-os szinten el kell utasítanunk.

A 13. táblázat alapján a  $CaO$  kivételével minden elemoxidra a várható értékek egyezését mind a két szinten elfogadjuk.  $Na_2O$  esetén a várható értékek egyezését 99%-os szinten csak közelítőleg tudjuk elfogadni.

A 14. táblázat alapján a  $K_2O$  kivételével minden elemoxidra a várható értékek egyezését mind a két szinten elfogadjuk.

Az albitfészkes vörösbarna agyagkő, az aleurolit és a dolomitréteges albitfészkes agyagkő elemoxidjaira elvégzett Bartlett- és F-próbák alapján az egyes mérési helyeken (szelvényeken) egyszeres osztályozást (csoportosítást) végeztünk az egyes elemoxidok alapján történő homogén helyek elkülönítésére. Az osztályozás eredményeit a 15., 16. és a 17. táblázatokban foglaltuk össze. A táblázatokban az egyes elemoxidokra „h”-val jelöltük (H oszlopok) azokat a homogén mérési helyeket, amelyek a Bartlett- („B”) és F-próbák feltételeinek együttesen megfeleltek. A „B” és „F” oszlopokban „x”-szel jelöltük azokat a mérési helyeket, ahol a kiugróan magas átlag- és szóráserkéket a próbák alkalmazásánál nem vettük figyelembe.

Amennyiben az egyes elemoxidok alapján a homogenitást külön-külön vizsgáljuk, a homogén szakaszok szumma darabszáma a táblázatok utolsó soraiban látható.

## 7. Következtetések

A homogenitás fogalma és megragadása mindig a megfigyelés méretarányától függ. A homogenitást jelen tanulmányunkban egyfelől a LIPS krátermérete és a mintában előforduló szemcseméret viszonylatában, másfelől a nagy mennyiségű méréssel lefedett kőzetoszlop viszonylatában értelmezzük. Ezt számszerűsítik a statisztikai számításaink. Azokon a mérési helyeken, ahol a  $\sigma_X^{(P_i)}$  szóráserkékek átlagánál kiugróan nagyobb vagy kisebb szóráserkékekkel találkozunk, az adatokat a Bartlett-próbaéhoz nem vettük figyelembe. Ezen szelvények elhagyása látszólag önbetel-

12. táblázat | F-próba összesített eredményei az albitfészkes vörösbarna agyagkővet felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_1 = k - 1$	$n_i$	$f_2 = n - k$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_1}$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_2}$	95%	$F$	99%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	12	130	117	4,064	2,437	$P(F < 1,84)$	1,668	$P(F < 2,40)$
CaO	12	11	120	108	3,503	2,133	$P(F < 1,89)$	1,642	$P(F < 2,43)$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7	6	70	63	3,879	1,791	$P(F < 2,25)$	2,166	$P(F < 3,09)$
K <sub>2</sub> O	9	8	90	81	1,517	0,618	$P(F < 2,06)$	2,457	$P(F < 2,74)$
MgO	10	9	100	90	0,430	0,231	$P(F < 1,99)$	1,864	$P(F < 2,61)$
Na <sub>2</sub> O	8	7	80	72	0,542	0,212	$P(F < 2,14)$	2,554	$P(F < 2,91)$
SiO <sub>2</sub>	8	7	80	72	168,142	71,274	$P(F < 2,14)$	2,359	$P(F < 2,91)$
TiO <sub>2</sub>	12	11	120	108	0,014	0,009	$P(F < 1,89)$	1,558	$P(F < 2,43)$
Summa	10	9	100	90	139,97	63,288	$P(F < 1,99)$	2,212	$P(F < 2,61)$

13. táblázat | F-próba összesített eredményei az aleurolitot felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_1 = k - 1$	$n_i$	$f_2 = n - k$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_1}$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_2}$	95%	$F$	99%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6	5	60	54	6,801	3,248	$P(F < 2,38)$	2,094	$P(F < 3,37)$
CaO	7	6	70	63	2,964	1,081	$P(F < 2,25)$	2,743	$P(F < 3,12)$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	30	27	1,071	1,207	$P(F < 3,35)$	0,888	$P(F < 5,49)$
K <sub>2</sub> O	5	4	50	45	2,299	0,646	$P(F < 2,56)$	3,561	$P(F < 3,72)$
MgO	5	4	50	45	0,138	0,109	$P(F < 2,56)$	1,273	$P(F < 3,72)$
Na <sub>2</sub> O	3	2	30	27	0,019	0,032	$P(F < 3,35)$	5,885	$P(F < 5,49)$
SiO <sub>2</sub>	3	2	30	27	136,288	52,913	$P(F < 3,35)$	2,576	$P(F < 5,49)$
TiO <sub>2</sub>	7	6	70	63	0,184	0,095	$P(F < 2,25)$	1,939	$P(F < 3,12)$
Summa	4	3	40	36	293,310	115,417	$P(F < 2,87)$	2,541	$P(F < 4,38)$

14. táblázat | F-próba összesített eredményei dolomitréteges albitfészkes agyagkővet felépítő elemoxidokra

	$k$	$f_1 = k - 1$	$n_i$	$f_2 = n - k$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_1}$	$\sigma_{AX}^{(P_i) \times 2_2}$	95%	$F$	99%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5	4	50	45	14,070	7,56	$P(F < 2,57)$	1,862	$P(F < 3,76)$
CaO	6	5	60	54	50,093	36,64	$P(F < 2,38)$	1,367	$P(F < 3,37)$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8	7	80	72	2,957	4,835	$P(F < 2,14)$	0,612	$P(F < 3,07)$
K <sub>2</sub> O	5	4	50	45	3,083	1,072	$P(F < 2,57)$	2,875	$P(F < 3,76)$
MgO	8	7	80	72	6,160	3,709	$P(F < 2,14)$	1,661	$P(F < 3,07)$
Na <sub>2</sub> O	3	2	30	27	0,112	0,080	$P(F < 3,35)$	1,464	$P(F < 5,49)$
SiO <sub>2</sub>	5	4	50	45	182,6912	136,515	$P(F < 2,57)$	1,338	$P(F < 3,76)$
TiO <sub>2</sub>	7	6	70	63	0,011	0,012	$P(F < 2,24)$	0,926	$P(F < 3,12)$
Summa	6	5	60	54	266,59	115,320	$P(F < 2,38)$	2,311	$P(F < 3,37)$



**15. táblázat** | Az albitfészkes vörösbarna agyagkővet felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján elvégzett egyszeres osztályozás eredményei

<i>i</i>	Szelvény-szám	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			CaO			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			K <sub>2</sub> O			MgO			Na <sub>2</sub> O			SiO <sub>2</sub>			TiO <sub>2</sub>			Σ		
		H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F
1	21		x			x			h					x			x			h			h					
2	29.b	h					x				x	x				x					x		h				x	x
3	29.a	h				h				x		x	x						x	x			x					x
4	30.b	h				h				x		x		h			x	x			x	x		x			x	x
5	30.a	h				h				x		x		h			h				x		h				x	x
6	31	h				h			h				h			x	x		h					x			h	
7	33	h					x		h				h			x	x		h			h					h	
8	35	h				h				x			x	h			h					x			x		h	
9	37	h				h			h				h				x		h			h					h	
10	38	h				h				x	h			h			x				x	h					h	
11	39	h				h				x	h					x			h			h					h	
12	41			x			x	h			h			h			x			x	x	h					x	
13	42.b	h					x	h				x		h			h				x	h					h	
14	42.a	h				h			h				h				x		h					x			h	
15	43			x			x	h			h			h			x	x		h				x				x
Σ		<b>12</b>			<b>9</b>			<b>8</b>			<b>8</b>			<b>11</b>			<b>3</b>			<b>7</b>			<b>9</b>			<b>9</b>		

**16. táblázat** | Az aleurolitot felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján elvégzett egyszeres osztályozás eredményei

<i>i</i>	Szelvény-szám	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			CaO			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			K <sub>2</sub> O			MgO			Na <sub>2</sub> O			SiO <sub>2</sub>			TiO <sub>2</sub>			Σ		
		H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F
1	13			x	h					x	h			h				x			x	h				h		
2	19	h			h					x	h					x	h				x	h				h		
3	20	h			h			h			h			h			h			h		h				h		
4	22	h			h			h			h			h			h				x	h					x	
5	23	h				x		h			h			h				x			x	h				h		
6	25	h			h				x	x			x			x	x		x	x				x		h		
7	26.a	h			h					x			x	h				x			x	x			x			x
Σ		<b>6</b>			<b>6</b>			<b>3</b>			<b>5</b>			<b>5</b>			<b>3</b>			<b>1</b>			<b>5</b>			<b>5</b>		

jesítővé teszi a homogenitásvizsgálatot, de hangsúlyozzuk, hogy jelen tanulmányunk éppen a homogén szakaszok kiválasztásáról, az azokhoz tartozó mérési eredmények és a matematikai homogenitás együttes megragadásáról kíván szólni.

Először a különböző elemoxidokra vonatkozó következtetéseket tárgyaljuk. Amennyiben az egyes elemeket mint ásványok indikátorösszetevőjét tekintjük (pl. Na: albit, analcím; K: agyagásvány), ezt a fajta homogenitást nevezhetjük közelítőleg ásványos homogenitásnak is, bár hangsúlyozzuk, hogy néhány főelem több ásvány indikátora is lehet (pl. Si: agyagásvány, albit, analcím, kvarc).

Az albitfészkes vörösbarna agyagkő elemoxidjai esetén megállapítható, hogy a 15 szelvényre elvégzett Bartlett- és

F-próbák alapján az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra 12, MgO-ra 11, CaO-ra és a TiO<sub>2</sub>-ra 9, az Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra és K<sub>2</sub>O-ra 8 szelvény felel meg a homogenitás feltételeinek. Az egyes szelvényeken az egyes próbák elvégzése során nem minden esetben kaptunk azonos eredményeket. Vannak olyan szelvények, ahol az egyes próbák alapján külön-külön mutatkozik inhomogenitás (pl. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra a Bartlett-próba alapján a 21. szelvény, az F-próba alapján a 43. és a 41. szelvények), de vannak olyan szelvények is, ahol mindkét próba alapján inhomogenitás látszik (pl. a K<sub>2</sub>O-ra a 29.a és a 29.b szelvények, SiO<sub>2</sub>-re a 29.a, a 30.b és a 41 szelvények).

Az aleurolitok elemoxidjai esetén megállapíthatjuk, hogy a 7 szelvényre elvégzett Bartlett- és F-próbák alapján Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra 6, CaO-ra 6, K<sub>2</sub>O-ra és MgO-ra 5, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra 3 szelvény

**17. táblázat** | Az dolomitréteges albitfészkes agyagkővet felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján elvégzett egyszeres osztályozás eredményei

<i>i</i>	Szelvény- szám	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			CaO			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			K <sub>2</sub> O			MgO			Na <sub>2</sub> O			SiO <sub>2</sub>			TiO <sub>2</sub>			Σ			
		H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	H	B	F	
1	15			x	h			h			h							x	h			h			h				
2	16.b			x	h					x	h			h					x									x	
3	16.a	h			h			h			h							x	x			x	h			h			
4	17		x	x	h			h					x						x	h			h					x	
5	26.b	h				x		h			h			h					h			h			h				
6	32	h					x	h					x	h				x	x			x			x	h			
7	34			x	h			h					x	h					h					x	h				x
8	36	h					x			x			x					x	h			h			h				
9	40	h					x	x		x	h			h				x	x			x			x	h			
	Σ	<b>5</b>			<b>5</b>			<b>6</b>			<b>5</b>			<b>7</b>			<b>2</b>			<b>4</b>			<b>6</b>			<b>6</b>			

felel meg a homogenitás feltételeinek. A SiO<sub>2</sub> esetén igen kedvezőtlen a helyzet, a 6 inhomogén szelvény mellett csupán 1 szelvény elégíti ki a homogenitási feltételeket.

A dolomitréteges albitfészkes agyagkő elemoxidjai esetén megállapíthatjuk, hogy a 9 szelvényre elvégzett Bartlett- és F-próbák alapján MgO-ra 7, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra 6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ra, CaO-ra és K<sub>2</sub>O-ra 5 szelvény felel meg a homogenitási feltételnek.

Na<sub>2</sub>O esetén igen kedvezőtlen a helyzet mind a három csoportban. Az inhomogén szelvények mellett, csupán 3-3-2 szelvény elégíti ki az Na<sub>2</sub>O-ra vonatkozó homogenitási feltételeit. Ez utóbbi esetben magyarázatul az albit-előfordulásokat jelző Na<sub>2</sub>O-indikátor elemoxid változó eloszlására támaszkodhatunk.

Az adatokból látható, hogy a legtöbb szelvényben az albitfészkes agyagkő mutatkozik homogénnek. Ehhez képest mind az aleurolit, mind a dolomitréteges agyagkő kevésbé homogén elemoxid-eloszlást mutat.

A LIPS kráter átmérője átlagosan 0,3–0,4 mm-nek vehető (Maros et al. 2010). A közettípusok eredményeinek értelmezéséhez a mért ásványok méretére a következő megfontolásokat tehetjük. Az agyagásványok szemcsemérete a különböző szakkönyvek szerint némileg eltérő, de általánosan 0,002 mm-nél kisebb ( $2 \times 10^{-6}$  m). A termikus vizsgálatokhoz a 10 μ-os frakciót ( $10^{-5}$  m), ebből az illit dúsított vizsgálatára a 2 μ-os ( $2 \times 10^{-6}$  m) frakciót használjuk. Ebből következően a csak az agyagásványokhoz köthető elemek eloszlására a kráterméret nem jelent kiválasztó, inhomogén eloszlást eredményező tényezőt. Ilyenek az alumínium, kálium, magnézium. A vasásványok mérete szintén kicsi, az agyagásványokban és gélserű bevonatként jelennek meg, ezzel magyarázható a vas és titán homogenitása a mintákban. Más a helyzet a szilíciummal és a nátriummal, valamint a kalciummal és a magnéziummal.

A szilícium egyfelől az agyagásványokban jelenik meg, másfelől az albitban, analcímiban. Tehát egyrészt az agyagásványokkal együtt homogén eloszlást kellene mutatnia, az albit, analcím azonban szórt eloszlású, utólagos ásvány, tehát arra más szabályszerűségek vonatkoznak. Kétféle albit-

és analcím-eloszlást tapasztalunk (Konrad et al. 2010). A cementáció jellegű, alapanyag mátrix ásvány albit mérete kisebb, mintegy 10 μ-os (Máthé 1998). Az ún. albitos fészkekben pedig kétféle méretben találhatjuk meg a Na-tartalmú ásványokat. Az aggregátumok több ásványból állnak, a szegélyt albit alkotja, és feltehetően a fészkek közepén is apró albitszemcsék találhatók. A fehér ásvány barit, a szürke pedig kálföldpát és kalcit. A méreteket a fényképekhez megadott nagyítás mértéke és a képek mérete alapján becsültük meg. Az albitos szegély vastagsága 20 μm, a belső kis fekete ásványok 1–8 μm méretűek. Könnyen belátható, hogy a LIPS mérések kráterének átmérője az albitos szegély méretének mintegy 18–20 szorosa, a cementációs, mátrix jellegű albitásványok méretének pedig mintegy 40 szerese. Mindebből az következik, hogy a LIPS mérések még a legyszerencsésebb esetben sem fognak tiszta albitot-analcímet megmintázni, ezzel ellentétben a mérésben az alapanyag ásványait, baritot, kálföldpátot, kalcitot találhatunk. Az ásványok mérete és a kráterméret aránya alátámasztja az inhomogén eloszlást az agyagkőben. Hasonló megfontolások lehetnek igazak az aleurolitra is, a szilícium eloszlásának homogenitása ebben még rosszabb is lehet, ahogyan azt a statisztikai számítások igazolják. Ebben a kőzetben ugyanis a szilícium törmelékes kvarcásványokban is megjelenik, amelyek szemcsemérete 0,06–0,005 mm között lehet.

A magnézium hasonlóan a szilíciumhoz vagy az agyagásványokban, vagy pedig egy természetéből fakadóan, rétegszinten inhomogén eloszlású ásványban, a dolomitban jelenik meg. Ehhez képest, változó mértékben, de az eloszlás homogénnek mutatkozik. Ez meglepő, és további vizsgálatokat igényel. Feltehető, hogy a dolomit-összetételének gondolt rétegekben kevesebb a magnézium, mint azt várjuk, talán nem is nevezhetjük ezeket a betelepüléseket dolomitnak.

A továbbiakban a táblázatok eredményeire alapozva a képződmények teljes elemoxidos összetétele alapján vizsgáljuk a homogenitási feltételeket kielégítő összetevők számát. A vizsgálatoknál a nyolc elemoxid mellett, az elemoxi-

**18. táblázat** | Az albitfészkes vörösbarna agyagkővet felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján a homogenitási feltételnek megfelelő elemoxidok száma

Szelvénytípus	21	29.b	29.a	30.b	30.a	31	33	35	37	38	39	41	42.b	42.a	43
H	4	2	2	3	5	7	7	5	8	6	6	4	6	7	4

**19. táblázat** | Az aleurolitot felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján a homogenitási feltételnek megfelelő elemoxidok száma

Szelvénytípus	13	19	20	22	23	25	26.a
H	5	6	9	7	6	3	3

**20. táblázat** | Az dolomitreges albitfészkes agyagkővet felépítő elemoxidokra Bartlett- és F-próbák alapján a homogenitási feltételnek megfelelő elemoxidok száma

Szelvénytípus	15	16.b	16.a	17	26.b	32	34	36	40
H	7	3	7	4	8	4	5	4	4

dok összegzésével számolt szummát is figyelembe vettük. Ez a vizsgálat arra alkalmas, hogy az eddig vizsgált elemi és részben ásványos homogenitás után egyfajta litológiai, főelemekre vonatkozó, összesített homogenitást adjunk meg.

Az albitfészkes vörösbarna agyagkő elemoxidjaira a 15 mért szelvény közül a 37. számú szelvény csak a Na<sub>2</sub>O kivételével, a 31. és 33. számú pedig a Na<sub>2</sub>O és CaO kivételével az összes összetevőre homogén (18. táblázat). A legkevésbé homogének a 29.a és 29.b, valamint a 30.b szelvények.

Az aleurolitot felépítő elemoxidokra és az elemoxidok szummájára a Bartlett- és F-próbák alapján a 7 mért szelvény közül a 20. számú szelvényre minden elemoxid, a 22. számú szelvényre a SiO<sub>2</sub> kivételével minden elemoxid kielégíti a homogenitási feltételeket (19. táblázat).

A dolomitreges albitfészkes agyagkő elemoxidjaira és az elemoxidok szummájára a Bartlett- és F-próbák alapján a 9 mért szelvény közül a CaO oxid kivételével a 26.b szelvény, az Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> oxidok kivételével a 16.a szelvény és az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O oxidok kivételével a 15. szelvény elégíti ki a homogenitási feltételeket (20. táblázat).

Ha átlagoljuk a homogénnek ítélt elemoxidok számát, akkor gyakorlatilag mindhárom közettípusra ugyanazt az értéket kapjuk (~5). Ez jelentheti azt, hogy az egész kőzet ilyen módon homogénnek tekinthető, az átlag, sőt maguk a számok sem adnak azonban felvilágosítást arról, mely oxidok teszik ki az adott értéket, ami viszont alapvető fontosságú az elemoxidos homogenitás tárgyalásának fényében. Ezért ezt a fajta vizsgálatot további megfontolások tárgyává kell tenni a jövőben, mielőtt kisebb felbontású, például mélyfúrás-geofizikai kőzetmodellekkel vetjük össze eredményeinket.

A Bakonya-5 fúrásban az ImaGeo fúrómag szkennelrel összeépített LIPS spektrométerrel elvégzett nagyszámú mérés statisztikai feldolgozásának eredményei lehetőséget adtak a földtani képződmények „homogenitás”-fogalmának

újszerű megközelítésére és a fogalom matematikai módszerekkel történő alátámasztására. Az egyes csoportokhoz tartozó képződmények elemoxidos összetételére elvégzett egyszeres osztályozás során a Bartlett- és F-próbák szigorú követelményeit kielégítő szelvények (mérési helyek) nevezhetők homogénnek. Jelen esetben a homogén szakaszoktól való eltéréseket azzal magyarázzuk, hogy a várható értékek szerinti egyezés/eltérés a képződmény ásványi főkomponensei összetételére vonatkozó homogenitást/inhomogenitást jelzi, és a számított szórások egyezéséből/eltéréséből a képződmény fizikai paramétereinek (sűrűség, porozitás, szemcseméret) különbözőségére következtethetünk.

A homogenitásvizsgálatokra kidolgozott módszert a kétszeres osztályozás szerinti csoportosítással lehet pontosítani. Ebben az esetben a feladatot úgy fogalmazzuk meg a szórásanalízis nyelvén, hogy a képződmények teljes elemoxidos összetételére (ásványi főkomponens-összetételére) vonatkozó homogenitást/inhomogenitást megállapításánál a képződmények fizikai paramétereinek (sűrűség, porozitás) hatását is együttesen vizsgáljuk.

### Hivatkozások

- Andrássy L., Maros Gy., Sallay E., 2000: ImaGeo magszkennelrel kombinált lézer indukált plazma spektrométer, mint egy új korszerű eszköz a fúrómag vizsgálatokban. Abstract – Geoműszaki tudományok kihívásai az évezred küszöbén, az MFT, az MGE, az OMBKE és a SPE által szervezett Vándorgyűlés, Szolnok. Abstract, Vándorgyűlés Program p. 15.
- Andrássy L., Maros Gy., Zilahi-Sebess L., Máté Z., 2006: Bodai Aleurolit Formáció mélyfúrás-geofizikai értelmezésének fejlesztése ImaGeo-LIPS berendezéssel a Bakonya-5 fúrásban végzett maganalízis alapján. Abstract, B03 jelű Geofizikai-Földtani-Környezetvédelmi Vándorgyűlés és Kiállítás, Zala-karos 2006. szeptember 21–23.

- Andrássy L., Zilahi-Sebes L., Vihar L., 2003: Theoretical and statistical investigation of elemental concentration distributions determined by laser-induced plasma atom emission spectra on geological samples. *Geophysical Transactions* 44/1, 95–138
- Árkai P., Balogh K., Demény A., Fórizs I., Nagy G., Máthé Z., 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, Southern Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 43/4, 351–378
- Földessy J., Maros Gy., Andrássy L., Kaposvári F., Dezső J., 2009: Core imaging and assaying instruments in mineral exploration. Securing the future Mining, metals & the environment in a sustainable society and 8th International conference on acid rock drainage (ICARD), Skellefteå, Sweden, June 22–26, 2009, <http://www.proceedings-stfandicard-2009.com/>
- Konrád Gy., Sebe K., Halász A., Babinszki E., 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. *Geologos*, 16/1, 27–41
- Maros Gy., Andrássy L., Mara J., Vihar L., Zilahi-Sebes L., 2003a.: Az ImaGeo magszkenerrel összeépített LIPS műszerrel végzett módszertani vizsgálatok legújabb eredményei. Abstract–Nemzetközi Geofizikai, Földtani, Fluidumbányászati, környezetvédelmi Vándorgyűlés 2003., Kivonatok A16.
- Maros Gy., Andrássy L., Mara J., Vihar L., 2003b: LIPS tesztmérések és kiértékelésük a Bodai Aleurolit Formáció kőzetein. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet
- Maros Gy., Andrássy L., Borsody J., 2010: Az Ib-4 fúrásból származó 11 m maganyag ImaGeo magszkennelése és a ImaGeo-LIPS mérése különös tekintettel a Na tartalom meghatározására. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet
- Maros Gy., Andrássy L., Zilahi Sebes L., Máthé Z., 2008: Modeling the Boda Aleurolite Formation (BAF) based on core analyses using a laser-induced plasma spectrometer. *First Break* 26, 143–152
- Maros Gy., Palotás K., 2000: Az üveghutai Üh–22 és Üh–23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel (Evaluation of planar features in boreholes Üh–22 and Üh–23 near Üveghuta with CoreDump software). Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 1999-ről, pp. 315–339
- Maros Gy., Pásztor Sz., 2001: New and Oriented Core Evaluation Method: ImaGeo. *European Geologist* No. 12. pp. 40–43
- Máthé Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai, és izotóptranszport vizsgálatok. Kézirat, Mecsekérc Rt. adattára, Pécs, 76 p.
- Németh T., Horváth P., Judik K., 2005: Az Ibafa-4 számú fúrás alaphegységi képződményeinek ásványkőzettani vizsgálatai (I. csomag). Kézirat, Mecsekérc Zrt. Adattára, Pécs, 137 p.
- Varga A., Szakmány Gy., Raucsik B., Máthé Z., 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. *Földtani Közlemények* 136/2, 201–232
- Varga A. R., Szakmány Gy., Raucsik B., Máthé Z., 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 48/1, 49–68
- Vincze I., 1975: *Matematikai Statisztika Ipari Alkalmazásokkal*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest

# Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje?

KOVÁCS ISTVÁN<sup>1,2\*\*@</sup>, FALUS GYÖRGY<sup>1,2</sup>, STUART GRAHAM<sup>3</sup>, HIDAS KÁROLY<sup>2</sup>,  
SZABÓ CSABA<sup>2&</sup>, FLOWER MARTIN<sup>4</sup>, HEGEDŰS ENDRE<sup>1</sup>, POSGAY KÁROLY<sup>1</sup>,  
ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ<sup>1</sup>, FANCSIK TAMÁS<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

<sup>2</sup>Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium, Közzettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem,  
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>3</sup>School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK, LS2 9JT, Egyesült Királyság

<sup>4</sup>Earth and Environmental Sciences, University of Illinois at Chicago, 845 W. Taylor St. (M/C 186),  
Chicago, IL 60607-7059, USA

\*felelős szerző, @E-mail: kovacsij@elgi.hu; &E-mail: cszabo@elte.hu

A jelen közleményben áttekintést adunk a Kárpát-Pannon régió középső részéről a Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felsőköpenyből származó xenolitokon végzett, elsősorban deformációs vizsgálatok eredményeiről, valamint összefoglaljuk a Kárpát-Pannon régióra vonatkozó eddig publikált szeizmikus anizotrópiaadatokat. Ezeknek az adatoknak az együttes értelmezése arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asthenoszférikus áramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. Munkahipotézisként bemutatjuk ennek a folyamatnak a lehetséges tér- és időbeli dimenzióit és ennek viszonyát az extenzióval és az extrúzióval, valamint az ezen folyamatok hajtóerejeként eddig feltételezett szubdukciós lemez-visszagördülési és gravitációs instabilitásmodellekkel.

**Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., Fancsik, T.: Asthenospheric flow as a driving force for Tertiary extrusion and extension?**

We review deformation patterns in mantle xenoliths from the central part of the Carpathian-Pannonian Region (CPR) and, in combination with seismic shear wave splitting data, attempt to define patterns of upper mantle anisotropy. Our interpretations from both lines of evidence support a model for east-west oriented asthenospheric flow, decoupled (at least in part) from the overlying lithosphere. Mantle flow fields resulting from Tertiary indentation of Europe by the Adriatic micro-plate and the resulting Alpine orogen may thus have been an important factor in driving the eastward extrusion of lithospheric blocks in the CPR accompanied by lithospheric extension, rapid ‘rollback’ of the Carpathian subduction system, and its diachronous collision with the European craton. According to this model, eastward asthenospheric flow would add significantly to the effects of slab rollback and gravitational instability. Thus, opening of the Pannonian Basin, rather than being exclusively driven by ‘slab pull’ and gravitational instability, could have been resulted, at least in part, from mantle flow associated with the Adria-European collision and ensuing Alpine orogeny.

*Beérkezett:* 2011. július 24.; *elfogadva:* 2011. augusztus 31.

## Bevezetés

Az Alpok keleti szomszédságában elterülő és számos extenziós medencét magában foglaló Kárpát-Pannon régió (KPR) a világ egyik, földtani értelemben legmegkutatottabb területe. A régió komplex geodinamikai fejlődését már régen felismerték, azonban kevés kivétellel nincs megfelelő módon tárgyalva, a tágabb földtani környezetbe illesztve és szélesebb interdiszciplináris megközelítésbe ágyazva (Schmid et al. 2008, Kovács, Szabó 2008). Az a tény, hogy az orogén és extenziós folyamat geológiai értelemben viszonylag fiatal, és nagy mennyiségű geológiai, geofizikai, vulkanológiai,

szedimentológiai és szerkezetföldtani adat áll rendelkezésre, lehetőséget kínál, hogy a régió egy ideális célterületként szolgáljon az orogén övek mellett létrejövő extenziós medencék keletkezésének pontosabb megértésében.

Az elmúlt években megismert új adatok arra utalnak, hogy a terület terciér geodinamikai fejlődését magyarázó eddigi modellek felülvizsgálata időszerű. A terciér extenzióhoz kapcsolódó vulkanizmus részletes áttekintő vizsgálatának eredményei arra engednek következtetni, hogy a régió központi részén a szubdukciós geokémiai jeleket magukon viselő vulkanitok egy jelentős része nem a Kárpátok mentén feltételezett szubdukcióhoz, hanem egy régebbi, fel-

tehetően mezozoós szubdukciós rendszerhez – feltehetően a Vardarhoz (Kovács et al. 2007, Kovács, Szabó 2008) – köthető. Ezt alátámasztani látszanak szintén a medence központi részén – a Bakony–Balaton-felvidéken – talált felsőköpeny-xenolitok geokémiai adatai, amelyek magukon viselik szubdukciós lemezből származó fluidumok és olvadékok átalakító hatását (Bali et al. 2007, 2008, Szabó et al. 2009). A legújabb geofizikai eredmények alapján valószínűtlennek tűnik, hogy klasszikus értelemben vett szubdukció az egész Kárpátok mentén kialakult volna (Grad et al. 2006, Szafián, Horváth 2006, Koulakov et al. 2009). Az új ismeretek arra utalnak, hogy a Nyugati-Kárpátok mentén sokkal inkább transzpressziós mozgások voltak, csekély konvergenciával kísérve, míg klasszikus értelemben vett szubdukció és az azt kísérő vulkanikus ív csak a Keleti-Kárpátok mentén fejlődhetett ki (lásd Kovács, Szabó 2008). Ezek a megfigyelések komoly kihívásokat támasztanak a Kárpát-Pannon régió terciér geodinamikai fejlődésében megjelenő kilökődést, extenziót és az azt kísérő vulkanizmust magyarázó, eddig széles körben elfogadott szubdukciós lemezvisszagördülési modellel (Horváth 1993, Horváth et al. 2006), valamint a Kárpátok mentén létrejövő gravitációs instabilitással (Houseman, Gemmer 2007) összefüggésbe hozó elképzeléssel szemben.

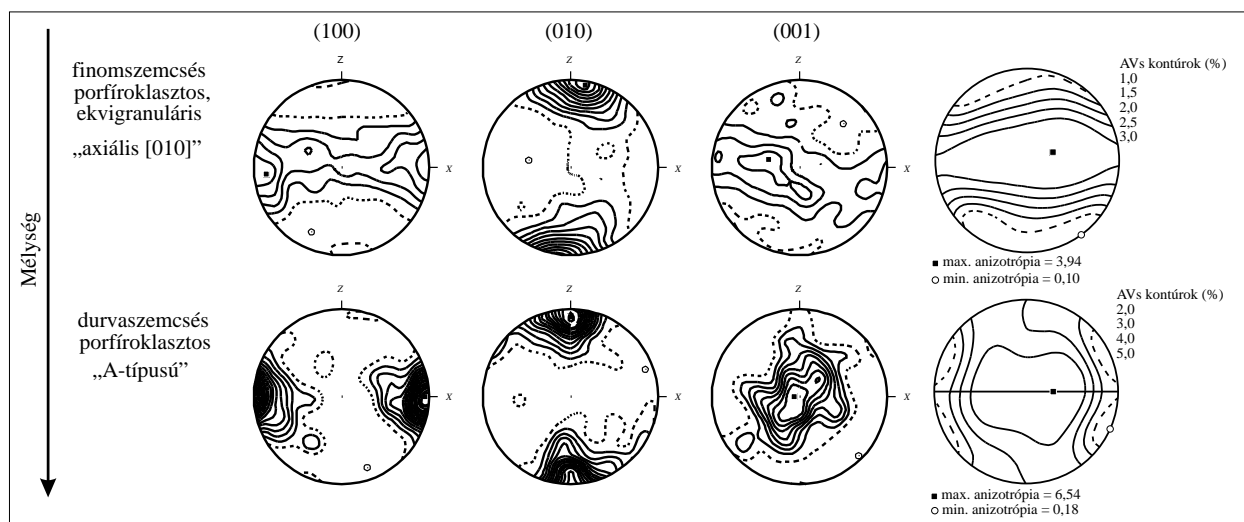
A jelen közleményben áttekintést adunk a Kárpát-Pannon régió középső részéről a Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felsőköpenyből származó xenolitokon végzett, elsősorban deformációs vizsgálatok eredményeiről, valamint összefoglaljuk a Kárpát-Pannon régióra vonatkozó eddig publikált szeizmikus anizotrópiaadatokat. Ezeknek az adatoknak az együttes értelmezése arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asztenoszférikus

áramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. Munkahipotézisként bemutatjuk ennek a folyamatnak a lehetséges tér- és időbeli dimenzióit és ennek viszonyát az extenzióval és az extrúzióval, valamint az ezen folyamatok hajtóerejeként eddig feltételezett szubdukciós lemezvisszagördülési és gravitációs instabilitásmodellekkel.

## Felsőköpeny-xenolitok deformációs és geokémiai tulajdonságai a KPR középső részéről

A Kárpát-Pannon régió mély litoszférájának közettani és geokémiai összetételét, illetve fejlődését elsősorban a terciér alkáli bazaltok által felszínre szállított xenolitok petrográfiai, geokémiai és részben izotópos vizsgálatai révén ismerjük. Az alkáli bazaltok eddigi ismereteink szerint 5 vulkáni területen hoztak a felszínre nagy tömegben a mély litoszférából származó xenolitokat, nyugat-keleti irányban haladva a Stájer-medencében, Kisalföldön, Bakony–Balaton-felvidéken, Nógrád-Gömörben és a Persányi-hegységben (Downes et al. 1992, Szabó et al. 2004). A jelen összefoglalóban a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld területekről származó felsőköpeny-xenolitok közettani, geokémiai és deformációs jegyeiből levonható legfontosabb következtetéseket összegezzük.

Az ezekről a területekről származó felsőköpeny-peridotitok közetalkotó ásványainak univerzálásztallal (Falus, Szabó 2004), illetve EBSD technikával (Bali et al. 2007, Falus et al. 2007, Hidas et al. 2007) végzett orientációana-



**1. ábra** A Kárpát-Pannon régió alatti sekélyebb („axiális [010]”) és a mélyebb („A-típus”) litoszférából származó reprezentatív köpenyperidotit xenolitok olivinjeinek jellegzetes, kristálytanilag kitért irányai. A pólusábrák alsó félgömb, egyenlőterületvetületek, amelyeket Mainprice et al. (2000) által készített PF2k program segítségével ábrázoltunk. A kontúrok a pólussűrűséget mutatják. A szeizmikus hullámterjedés háromdimenziós eloszlását a  $V_s$  hullámok esetében szintén feltüntetjük.

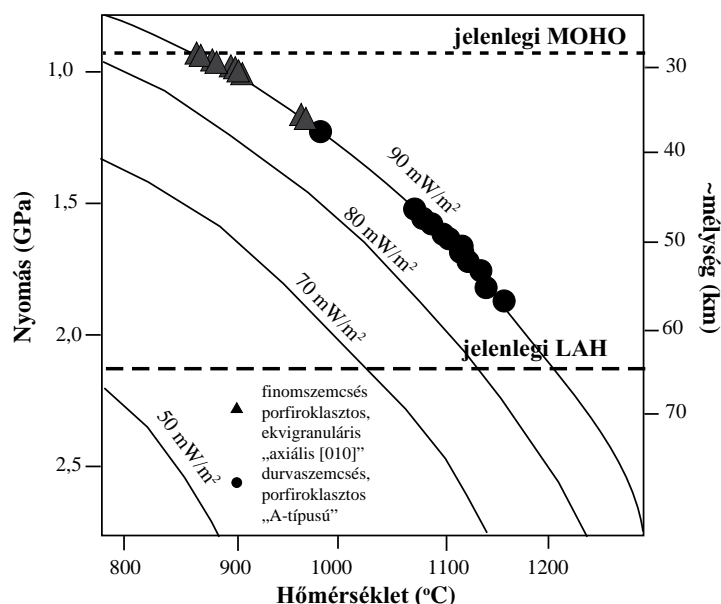
**Figure 1** Lattice preferred orientations of peridotite xenoliths originating from the shallower ('axial [010]') and deeper ('A-type') upper mantle beneath the Carpathian-Pannonian region. The pole figures are lower hemisphere, equal area projections which were drawn by using the software (PF2k) of Mainprice et al. (2000). The contours indicate the density of crystallographic orientations. The 3D distribution of seismic wave propagation for  $V_s$  is also indicated.

lízise révén feltételezhető, hogy a szöveti változatosság intenzív diszlokációvándorlásos rezsimben zajló deformáció eredménye, hiszen a központi területeken az ekvigranuláris és a porfiroklasztos peridotitok közepesen, illetve erősen orientált szövetet mutatnak. A xenolitok szövete és a becsült egyensúlyi hőmérsékletek között is korreláció figyelhető meg. Az általában mobilis főelemben gazdag geokémiai jellegű és nagy egyensúlyi hőmérsékletet (980–1160 °C) mutató durvaszemcsés peridotitok olivinjeinek [100] tengelyei pontszerű maximumot rajzolnak ki az ásványi lineációval párhuzamosan a foliáció síkjában, a [010] tengelyek a foliációra és lineációra merőlegesek, míg a [001] tengelyek a foliáció síkjában a lineáció irányára közel merőlegesek (1. ábra). Ez a fajta olivin orientáció a (010)[100] siklatási rendszer aktiválódása révén jön létre (Avé Lallemant, Carter 1970), és felsőköpeny-körülmények között szokványosnak tekinthető asthenoszféra-áramlásra utal. A továbbiakban ezt a típust – alkalmazva Karato, Jung (2001) nevezékét – „A-típusú” nevezzük, és ezt a megjelölést használjuk a későbbiekben. Mainprice (1990) programjának segítségével és a felsőköpeny-xenolitok modális összetételének ismeretében lehetőség nyílt rá, hogy kiszámítsuk a szeizmikus hullámok 3 dimenziós sebességeloszlását az egyes jellemző xenolitok deformációs adatainak figyelembevételével. A nyíróhullám-anizotrópia értéke erre a xenolitcsoportra 6,54%, ami a maximális és minimális nyíróhullám-irányok közötti sebesség különbségét fejezi ki.

Ezzel szemben a finomabb szemcsés ekvigranuláris, illetve porfiroklasztos peridotitok 875–960 °C közötti egyensúlyi hőmérsékletet (Szabó et al. 1995, Embey-Isztin et al. 2001), geokémiailag változatosabb és általában mobilis elemekben kimerült összetételt mutatnak (pl. Downes et al.

1992), valamint olivin orientációjuk is különleges. Ezekben a kőzetekben az olivin [010] tengelyeinek eloszlása pontszerű maximumot mutat a foliációra merőlegesen, míg az [100] és [001] tengelyek eloszlása a foliáció síkjában folyamatos, övszerű. Ezt a típusú orientáció eloszlást „axiális [010]”-nak írták le a szakirodalomban (1. ábra, Tommasi et al. 1999), és kísérleti körülmények között axiális rövidülés során, illetve transzpressziós erőterben reprodukálhatók. A számolt szeizmikus anizotrópia nagysága a nyíróhullámokra ezen xenolitcsoport esetében 3,94%. Elmondható, hogy mindkét xenolitcsoport esetében a nyírási hullámok a lineáció mentén polarizáltak, míg a legnagyobb késési időt azon hullámok esetében tapasztaljuk, amelyek a foliációs síkban terjednek és normális irányúak a lineációra.

Ezek az eredmények azt sugallják, hogy a Kárpát-Pannon régió központi része alatt két felsőköpeny-réteg található. A geotermometriai vizsgálatok eredménye alapján egy közelítő becslést tudunk adni az előbbieken ismertetett két eltérő xenolittípus („A-típus” és „axiális [010]”) származási mélységére vonatkozóan, felhasználva egy, a területre típusosnak mondható hőáramértéket (90 mW/m<sup>2</sup>, Lenkey et al. 2002) és a hozzá tartozó geotermát (Artemieva 2009). A geotermára „ráhelyezve” az egyes xenolit típusokra jellemző egyensúlyi hőmérsékletértékeket, megbecsülhető, hogy a sekélyebb „axiális [010]” típusú xenolitok 30–40 km közötti, míg az „A-típusú” xenolitok 40–60 kilométer közötti mélységközből származhatnak (2. ábra). A számítás során azt feltételeztük, hogy 0,1 GPa egyensúlyi nyomásváltozás kb. 3 km mélységváltozásnak felel meg. A becslés magában foglalja az egyensúlyi hőmérséklet számításához használt, a xenolitok kőzetalkozó ásványainak geokémiai összetételén alapuló, „két piroxén” geotermométer-hibáját (Brey, Köhler



2. ábra | Xenolitok számított egyensúlyi hőmérsékletei a 90 mW/m<sup>2</sup>-nek megfelelő geotermára vetítve (Lenkey et al. 2002, Artemieva 2009). MOHO: kéreg–köpeny határ; LAH: litoszféra–aszténoszféra határ.

Figure 2 | Equilibrium temperatures of upper mantle xenoliths projected on the geotherm corresponding to 90 mW/m<sup>2</sup> heat flow (Lenkey et al. 2002, Artemieva 2009). MOHO: crust–mantle boundary; LAH: lithosphere–asthenosphere boundary.

1990) ( $\pm 20$  °C), valamint a hőáram bizonytalanságát (Lenkey et al. 2002) is, amely kb.  $\pm 10$  mW/m<sup>2</sup>. Ebből adódóan a xenolitok származási mélységének becslésében lévő hiba maximuma  $\pm 0,4$  GPa (12 km).

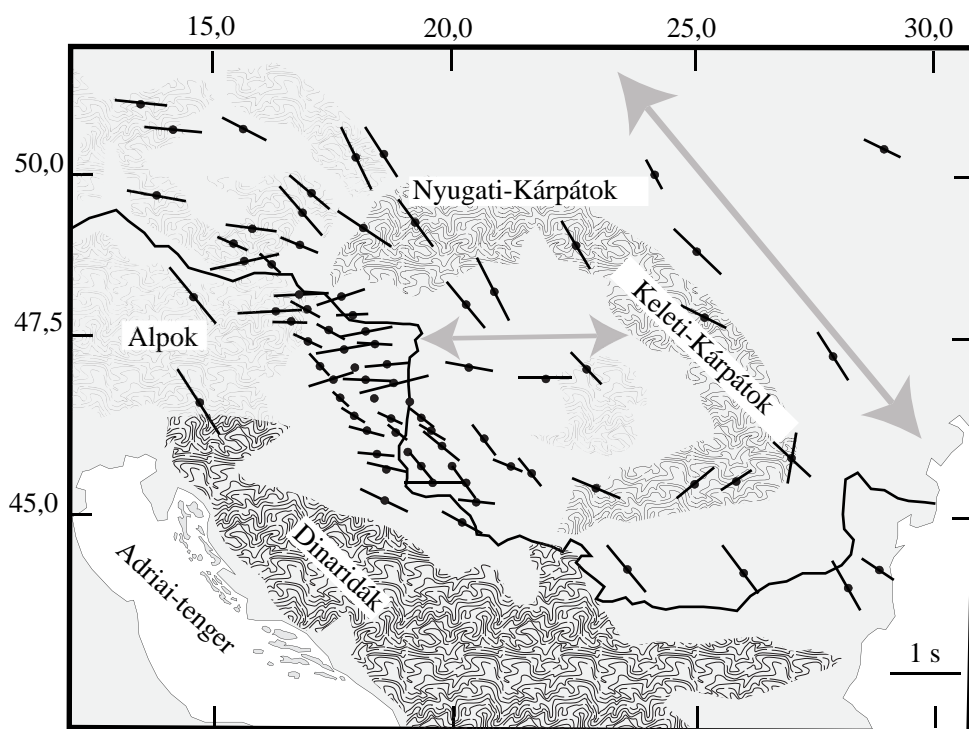
Ezek az eredmények tehát azt a mélységet, illetve deformációs állapotot rögzítik, amely akkor jellemezte a felsőköpenyt, amikor az alkáli bazaltok megmintázták azt a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld alatt kb. 4–5 millió évvel ezelőtt (Balogh et al. 1986, Wijbrans et al. 2007). Fontos azonban kiemelni, hogy kb. 10 millió éves időskálán a köpeny viszonylag jól megőrzi deformációs és geokémiai jegyeit, amennyiben jelentősebb tektonikai esemény nem történik (Jolivet et al. 2009). A Kárpát-Pannon régióban leszögezhetjük, hogy a miocén vége óta (~10 millió éve) – az extenziót és az extrúziót követően – nem volt jelentősebb tektonikai esemény. Így jó esély van arra, hogy a 4–5 millió évvel ezelőtt lezajlott alkáli bazaltos vulkanizmus által megmintázott felsőköpeny megőrizhette az addig lezajlott jelentősebb tektonikai események nyomait. A vulkanizmus óta két földtani esemény zajlik, egyrészt az extenzió során kialakult asztenoszféra-dóm kihülése, valamint a tektonikai inverzió. Az utóbbi azért jött létre, mert a Kárpát-Pannon régió aljzatát felépítő két jelentősebb mikrolemez – az Alcapa és Tisza-Dacia – teljesen kitöltötte a Kárpáti-öblöt a miocén végén, és az Adria további északi sodródása és az óramutató járásával megegyező rotációja kompressziós fe-

szültséget gerjesztett bennük. Ez egyes területeken süllyedésben, máshol pedig emelkedésben nyilvánul meg (Bada et al. 2006, 2007).

Beillesztve ezeket az adatokat a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld alatti litoszféráról alkotott eddigi ismereteinkbe megállapítható, hogy az „axiális [010]” típusú xenolitok a köpenylitoszféra legsekélyebb, felső 10 kilométeres részét reprezentálhatják, amely a terület alatti kéregköpeny határ kb. 30 kilométeres mélységétől kb. 40 km-es mélységig terjed. Az „A-típusú” xenolitok a köpenylitoszféra ennél mélyebb, 40–60 km közötti részét foglalhatják el. Ennek az alsó határa (~60 km) majdnem a terület alatti jelenleg feltételezett litoszféra–asztenoszféra határig terjed (~65 km, Posgay et al. 1995, Tasarova et al. 2009).

### Szeizmikus anizotrópiairányok a Kárpát-Pannon régióban

A litoszférában és az asztenoszférában tapasztalható szeizmikus anizotrópia irányára és erősségére rendelkezésre álló adatok mennyisége egyre gyarapszik a Kárpát-Pannon régióra vonatkozóan (Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind 2006, Stuart et al. 2007, Ivan



**3. ábra** A közel vertikálisan terjedő SKS fázisok polarizáltságának nagysága és iránya a Kárpát-Pannon régióban a következő irodalmi adatok összegzése alapján: Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind, 2006, Stuart et al. 2007, Ivan et al. 2008, Dando et al. 2011.

**Figure 3** Direction and strength of vertically propagating SKS phases in the Carpathian-Pannonian region based on the following references: Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind, 2006, Stuart et al. 2007, Ivan et al. 2008, Dando et al. 2011.



et al. 2008, Dando et al. 2011). A megfigyelt anizotrópia értékét a magba is belépő SKS hullámok polarizáltságának mértékéből tudják meghatározni. A mostani összefoglaló az Adriai-tengertől a Fekete-tengerig, valamint a Dinaridáktól az Európai platformig terjedően mutatja be az anizotrópia irányát és nagyságát (3. ábra).

A legtöbb anizotrópiairány északnyugat–délkeleti orientációt mutat a Cseh-masszívumtól egészen a Déli-Kárpátokig és az Európai platformon is. Ezek az irányok északnyugat felé haladva fokozatosan fordulnak be az óramutató járásával ellentétes irányba, és a Cseh-masszívum közelében közel kelet–nyugati irányt vesznek fel (3. ábra). Megállapítható, hogy ez az anizotrópiairány nem függ a tektonikai helyzettől, hiszen hasonló a Cseh-masszívumon, a Kárpátokban (orogén) és a Pannon-medence (extenziós medence) bizonyos részein. Az SKS anizotrópia nagyságát késési időben kifejezve 0,5 és 1,5 s között változik, azonban a Pannon-medencében ezek az értékek kisebbek és jellemzően 1 s alatt maradnak (3. ábra). Ez az anizotrópiairány merőleges a jelenleg megfigyelhető felszíni elmozdulások alapján kirajzolt rövidülési irányokra (Bada et al. 2006, 2007, Caporali et al. 2009). A „CELEBRATION 2000” szeizmikus adatrendszerből a Pannon-medencére számított 3D szeizmikus sebességeloszlások esetében is megfigyelhető egy északnyugat–délkeleti irányú anizotrópia. Ezek az anizotrópiák feltehetően a felsőkéregre jellemzők, de elképzelhető, hogy akár a középső- és alsókéregben is jelen lehetnek (Hegedűs et al. 2002). Érdekes, hogy a kéregben tapasztalható ezen északnyugat–délkelet irányú sebesség anizotrópiák iránya megegyezik az előzőekben ismertetett, feltehetőleg nagyobb mélységből (köpeny, asztenoszféra) származó, SKS hullámok polarizáltságából adódó hasonló irányokkal. Ez arra utalhat, hogy a kéreg és az alatta lévő köpeny hasonlóan deformálódik egy adott feszültségtér hatására.

Ezen az irányon túl van egy másik, alárendelt anizotrópia irány is, amely nagyjából kelet–nyugat orientációjú. Ez az irány úgy tűnik, hogy nem összeegyeztethető a jelen feszültségtérrel és csak a Pannon-medencében jelenik meg. Néhány dunántúli állomás, a Bécsi-medence közelében, valamint a Tisza egységen lévők – a Vajdaságban és az Alföld keleti szegélyén – egyértelműen mutatják ezt az irányt (3. ábra). Ez a kelet–nyugati anizotrópia hasonló vagy csak árnyalatnyival nagyobb (~1 s), mint a tágabb régióra jellemző északnyugat–délkelet irányú anizotrópia. Fontos megjegyezni, hogy Kummerov, Kind (2006) és Stuart et al. (2007) szintén azonosított az előzőekhez hasonló, délnyugat–északkelet és kelet–nyugati anizotrópiairányokat a Keleti-Alpokban (3. ábra). Ezek az irányok egy kelet–nyugati irányú folyosó jelenlétére utalnak, amely a Keleti-Alpoktól egészen az Alföld keleti szegélyéig terjedhetnek, nagyjából a 47° északi szélességgel párhuzamosan. Mint említettük, kelet–nyugati anizotrópiairányok jelen vannak a Cseh-masszívumon és az Alpok északi előterében is. Azonban ez az irány, a Pannon-medencében tapasztalattal ellentétben, jól igazodik a jelenlegi feszültségtérhez, és folyamatosságot mutat a tágabb régióban tapasztalt északnyugat–délkeleti

irányokkal (Bada et al. 2006, 2007, Caporali et al. 2009). A Pannon-medencében tapasztalható kelet–nyugati irányok ugyanakkor nem egyeztethetők össze a jelenlegi feszültségtérrel, ezért legvalószínűbb, hogy valamilyen „fosszilis” feszültségtér irányának felelnek meg.

A Keleti- és Déli-Kárpátok találkozásánál található Vranca-zónában az előbb tárgyalt irányoktól eltérő irányok jelennek meg egy viszonylag keskeny régió belül, ami a Tisza-Dacia egység és az Európai platform ütközéséhez kapcsolódó lokális anomália lehet (3. ábra, Falus et al. 2008, Ivan et al. 2008).

### A szeizmikus anizotrópiairányok és a xenolitok deformációs tulajdonságainak lehetséges kapcsolata

A szeizmikus anizotrópiairányok és a felsőköpeny-xenolitokban megfigyelt anizotrópiairányok közötti esetleges kapcsolat vizsgálata céljából kiszámítottuk, hogy milyen vastagságú „A-típusú” xenolitokból álló rétegnek kellene a vizsgált terület alatt lennie, hogy a felszínen tapasztalt átlagosan 1 s körüli késési időt megkapjuk. A számítások során feltételeztük, hogy a kéreg és a mindössze kb. 10 km vastagságú „axiális [010]” xenolitokkal jellemezhető felsőköpeny-anizotrópia járuléka elhanyagolható mértékű. A számításhoz a deformációs adatok alapján számított szeizmikus nyíróhullámok sebességét (km/s) használtuk fel, és meghatároztuk mind a legnagyobb és legkisebb lehetséges anizotrópia mértékét, hiszen az nem ismert, hogy a vizsgált xenolitok szövetével azonos köpeny milyen orientációban helyezkedett el a szeizmikus hullámok terjedési irányához képest (Oeberseder et al. 2011).

A számítások arra utalnak, hogy az „A-típusú” xenolitokat képviselő rétegnek ~85–115 km vastagnak kellene lennie, hogy a felszínen megfigyelt késési időt megkapjuk. Mivel az „A-típusú” xenolitok szöveti tulajdonságai asztenoszféra-áramlásra utalnak, ez azt jelzi, hogy a litoszféra a kivékonnyodást követően (~10–11 millió évvel ezelőtt) mindössze ~40 km vastag lehetett. Az „A-típusú” xenolitok által képviselt köpeny az extenziót követő termális relaxáció következtében vált a köpenylitoszféra részévé, amelyet a későbbi, kb. 4–5 millió évvel ezelőtti alkáli bazaltok felemelkedő olvadáka mintázott meg. Ez azt jelenti, hogy a 30 és 40 km között elhelyezkedő „axiális [010]” réteg alatt, 40 km-től kezdve még 85–115 km vastagságú „A-típusú” deformációs tulajdonságokkal jellemezhető köpeny található. Ennek legfelső része 40 és 65 km között jelenleg a köpenylitoszférát képezi, (ahol a 40 km a régi (10–11 millió éves), a 65 km a jelenlegi litoszféra–asztoszféra határ mélysége a terület alatt), míg mélyebb része most is az asztenozszférához tartozhat. E rétegnek a bázisa – amely eredményeink alapján 125–155 km mélységben lehet – jó egyezést mutat a Kárpát-Pannon régió környezetében található általános litoszféra-vastagságokkal (4. ábra). Falus et al. (2000) a felsőköpeny-xenolitokban található gránát utáni klinopiroxén-ortopiro-



adottságú területeken is, elsősorban a Pacifikum nyugati szegélyén végbemenő szubdukciós jelenségek és a Himalájában lezajló kollízió kapcsolatát értelmezendő (Flower et al. 1998, 2001).

### **Az asthenoszféra-áramlás mint újabb hajtóerő a Kárpát-Pannon régió negyedidőszaki fejlődéséhez: munkahipotézis**

Összegzésül megállapítható, hogy az asthenoszféra-áramlás feltételezhető nyugat-keleti pályája az Alpokban tapasztalható kollízió és a Pannon-medence keletkezése közötti kapcsolatra utal. A Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld aljzatából származó felsőköpeny-xenolitok geokémiai tulajdonságai, termobarometriai adatai és deformációs mintázatauk, valamint a Kárpát-Pannon régióban mért szeizmikus anizotrópiairányok egy koherensnek tűnő munkahipotézis felállítását teszik lehetővé. A munkahipotézis kiindulópontja, hogy az Adria és az Európai platform kollíziója a késő eocént követően az asthenoszféra jelentős keleti irányú kipréselődéséhez vezetett, és ez az asthenoszféra-áramlás jelentős szerepet játszott a Kárpát-Pannon régió későbbi geodinamikai fejlődésében.

Ez a modell képes magyarázni a Kárpát-Pannon régió kollíziót követő fejlődésének legfontosabb geodinamikai jellemzőit: 1) Az Alcapa és Tisza-Dacia litoszféraegységek oligocén–kora miocén kilökődését magyarázhatja az alattuk végbemenő asthenoszféra-áramlás húzó hatása. 2) A Pannon-medence kialakulása párhuzamosan a Kárpáti öblözet fokozatos eltűnésével. 3) A szubdukció megindulása és az azt követő lemez-visszagördülés a Keleti-Kárpátokkal párhuzamosan, amely folyamatok végén bekövetkezett az Alcapa és a Tisza-Dacia kollíziója az Európai platformmal illetve a Mőziai lemezzel. 4) A miocén magmás tevékenység tér- és időbeli fejlődése. A vulkanizmus legkorábbi szakaszát a miocénben ugyanis mészkalkáli vulkanitok és kisebb részben alkáli vulkanizmus jellemezte (Kovács, Szabó 2008). A vulkáni tevékenység időbeli lefolyása fokozatos keleti irányba történő vándorlást jelez (Pécskay et al. 2006). Ez összhangban van a keleti irányban áramló asthenoszférával, amely az előrehaladása során fokozatosan vékonyította el a litoszférát, annak olvadását (is) okozva. Az extenzió legfőbb időszakában megjelenő magmás kőzetek típusos szubdukciós geokémiai jegyeket mutatnak, amely a későbbi szakaszban fokozatosan gyengül (Seghedi et al. 2004). Ez összefüggésben lehet az „axiális [010]” xenolitok mobilis elemekben kimerült geokémiai jellegével, utalva arra, hogy ebből a litoszférikus köpenyrétegből jelentős olvadékmenyiség távozhatott el az extenziót kísérő mészkalkáli vulkanizmus folyamán. Az extenziót követő alkáli bazaltos vulkanizmus (amely a xenolitokat is felszínre hozta) ezzel szemben óceáni sziget (OIB) jellegű geokémiát mutat (Embey-Isztin et al. 1993), aminek forrása az „A-típusú” xenolitokkal jellemzett, geokémiai szempontból mobilis elemekben gazdagított asthenoszféra volt. Érdemes megje-

gyezni, hogy a vulkanizmushoz hasonlóan a medencék képződése is keleti irányú eltolódást mutat az extenzió során (Meulenkamp et al. 1996).

Az asthenoszféra-áramlás kinematikájának átfogó leírása további részletes vizsgálatokat igényel, amely magában foglalja modellszámítások elvégzését (a tér- és idődimenziók figyelembevételével) és többek között a paleomágneses adatok (Márton 1987) integrációját.

### **Összegzés**

A Kárpát-Pannon régió alatti felsőköpeny-szerkezetének kialakulására magyarázatot adhat a kollízió által vezérelt asthenoszféra-áramlás modellje, amelynek függőleges komponense játszott szerepet a miocénben végbemenő köpenyfelboltozódásban és az azzal együtt jelentkező extenzióban. A vízszintes komponens pedig hozzájárult az Alcapa és a Tisza-Dacia egységek kilökődéséhez, ahogy a kelet felé irányuló „áramlás” alulról magával ragadta a felette lévő litoszféraegységeket. A kétrétegű litoszférát képviselő köpenyxenolitok közül a durvaszemcsés, mélyebbről származó, „A-típusú” xenolitok olyan deformációs feszültségterekre engednek következtetni, amelyek összhangban vannak az asthenoszféra-áramlási modellel, míg a sekélyebb helyzetű, kisebb egyensúlyi hőmérsékletű „axiális [010]” xenolitok, magukon viselik a kollíziós és kilökődés nyomait. Geokémiai jellemvonásuk arra utal, hogy ezekből jelentős mennyiségű olvadék is eltávozhatott az extenzió folyamán. Az asthenoszféra-áramlás modellje a széles körben elfogadott lemez-visszagördülési és gravitációs instabilitásmodellekkel ötvözve a jövőben a Kárpát-Pannon régió terciér geodinamikájának még pontosabb leírását adhatja.

### **Köszönetnyilvánítás**

A szerzők köszönetüket fejezik ki a CELEBRATION 2000 és a Pannonian Basins projektben résztvevő minden kollégának, valamint a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) és Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium (LRG, ELTE) kutatóinak. A tanulmány létrejöttéhez anyagiilag hozzájárult a NAMS-230937 Marie Curie Nemzetközi Reintegrációs Ösztöndíj Kovács István és az ELGI részére. A szerzők köszönik Bodoky Tamás és Török Kálmán konstruktív bírálatát. Ez az LRG 56. publikációja, amely az ELGI és az LRG közötti együttműködés keretében született.

### **Hivatkozások**

- Artemieva I. M., 2009: The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos* 109, 23–46  
 Avé Lallemant H. G., Carter N. L., 1970: High temperature flow of dunite and peridotite. *Bulletin of the Geological Society of America* 81, 2181–2202  
 Bada G., Horváth F., Cloetingh S., Coblentz D. D., Tóth T., 2006: Role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 343–363

- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S., 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180
- Bali E., Falus G., Szabó C., Peate D. W., Hidas K., Török K., Ntaflós T., 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? *Mineralogy and Petrology* 90, 51–72
- Bali E., Zajacz Z., Kovács I., Szabó C., Halter W., Vaselli O., Török K., Bodnar R. J., 2008: A quartz-bearing orthopyroxene-rich websterite xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: evidence for release of quartz-saturated melts from a subducted slab. *Journal of Petrology* 49, 421–439
- Balogh K. A., Árva-Sós E., Pécskay Z., Ravasz-Baranyai L., 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica and Petrographica* 28, 75–93
- Brey G. P., Köhler T., 1990: Geothermobarometry in four phase lherzolites 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353–1378
- Caporali A., Aichhorn C., Barlik M., Becker M., Fejes I., Gerhatova L., Ghita D., Greneczy G., Hefty J., Krauss S., Medak D., Milev G., Mojzes M., Mulic M., Nardo A., Pesec P., Rus T., Simek J., Sledzinski J., Solaric M., Stangl G., Stopar B., Vespe F., Virag G., 2009: Surface kinematics in the Alpine-Carpathian-Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution. *Tectonophysics* 474, 295–321
- Dando B., Stuart G., Housman G., Hegedüs E., Brückl E., Radovanovic S., 2011: Teleseismic tomography of the mantle structure in the Carpathian-Pannonian region of central Europe. *Geophysical Journal International* 186, 11–31
- Downes H., Embey-Isztin A., Thirlwall M. F., 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the Western Pannonian basin (Hungary) – evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 340–354
- Dricker I., Vinnik L., Roecker S., Makeyeva L., 1999: Upper-mantle flow in Eastern Europe. *Geophysical Research Letters* 26, 1219–1222
- Embey-Isztin A., Downes H., James D. E., Upton B. G. J., Dobosi G., Ingram G. A., Harmon R. S., Scharbert H. G., 1993: The petrogenesis of pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 34, 317–343
- Embey-Isztin A., Dobosi G., Altherr R., Meyer H-P., 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophysics* 331, 285–306
- Falus G., Szabó C., Vaselli O., 2000: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. *Terra Nova* 12, 295–302
- Falus G., Tommasi A., Ingrin J., Szabó C., 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 50–64
- Falus Gy., Szabó Cs., 2004: Upper mantle xenoliths from Tihany: traceable lithosphere evolution in Bakony–Balaton Highland Volcanic Field? *Földtani Közlöny* 134, 499–520
- Falus Gy., Szabó Cs., Kovács I., Zajacz Z., Halter W., 2007: Symplectite in spinellherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: a key for understanding basin evolution. *Lithos* 94, 230–247
- Flower M. F. J., Russo R. M., Tamaki K., Hoang N., 2001: Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) ‘high-tide mark’: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics* 333, 9–34
- Flower M. F. J., Tamaki K., Hoang N., 1998: Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and dupal-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific, Mantle dynamics and plate interactions in East Asia, in *Geodynamics* 27, American Geophysical Union
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Slaczka 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-Solid Earth* 111, doi: 10.1029/2005JB003647
- Hegedüs E., Fancsik T., Kovács A. C., Bodoky T., Csabafi R., Posgay K., 2003: Celebration Working Group, C. 3D crustal velocity structures of the Pannonian basin derived from CELEBRATION 2000 seismic data, EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003
- Hidas K., Falus G., Szabó C., Szabó P. J., Kovács I., Földes T., 2007: Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). *Journal of Geodynamics* 43, 484–503
- Horváth F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333–357
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data, in Gee, D.G., and Stephenson, R.A., eds., *European Lithosphere Dynamics*, 32, London, Geological Society, pp. 191–206
- Houseman G. A., Gemmer L., 2007: Intra-orogenic extension driven by gravitational instability: Carpathian-Pannonian orogeny. *Geology* 35, 1135–1138
- Ivan M., Popa M., Ghica D., 2008: SKS splitting observed at Romanian broad-band seismic network. *Tectonophysics* 462, 89–98
- Jolivet L., Faccenna C., Piromallo C., 2009: From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 198–209
- Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P., 2008: Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 59–95
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S., 2009: P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophysical Journal International* 179, 345–366
- Kovács I., Csontos L., Szabó C., Bali E., Falus G., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene-early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: an integrated approach, in Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., ed., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Paper 418, 93–112
- Kovács I., Szabó C., 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics* 45, 1–17
- Kummerow J., Kind R., 2006: Shear wave splitting in the Eastern Alps observed at the TRANSALP network. *Tectonophysics* 414, 117–125
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth F., Cloetingh P. L., 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the neotectonics. EGU Stephan Müller Special Publication Series 3, 29–40

- Mainprice D., 1990: A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computers and Geosciences* 16, 385–393
- Mainprice D., Barruol G., Ben Ismail W., 2000: The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal. In: *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*. Ed. Karato, S.I., Washington, D.C., Geodyn. Ser. AGU, pp. 237–264
- Márton E., 1987: Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *Journal of Geodynamics* 7, 33–57
- Meissner R., Mooney W. D., Artemieva I., 2002: Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. *Geophysical Journal International* 149, 1–14
- Meulenkamp J. E., Kovács M., Cicha I., 1996: On Late oligocene to Pliocene depocentre migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics* 266, 301–317
- Oeberseder T., Behm M., Kovács I., Falus G., 2011: A seismic discontinuity in the upper mantle between the Eastern Alps and the Western Carpathians: Constraints from wide angle reflections and 3 geological implications. *Tectonophysics* 504, 122–134
- Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Seghedi I., Balogh K., Konecny V., Zelenka T., Kovács M., Póka T., Fülöp A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57, 511–530
- Plomerova J., Granet M., Judenherc S., Achauer U., Babuska V., Jedlicka P., Kouba D., Vecsey L., 2000: Temporary array data for studying seismic anisotropy of Variscan massifs – The Armorican Massif, French Massif Central and Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica* 44, 195–209
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G., 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics*, 252, 467–484
- Schmid C., van der Lee S., Giardini D., 2004: Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 159, 275–290
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 139–183
- Seghedi I., Downes H., Szakács A., Mason P. R. D., Thirlwall M. F., Rosu E., Pécskay Z., Márton E., Panaiotu C., 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72, 117–146
- Stuart G., Houseman G., Dando B., Hegedüs E., Brückl E., Radovanovic S., Falus G., Kovács A., Hausmann H., Brisbane A., 2007: Understanding extension within a convergent orogen: initial results on seismic structure from the Carpathian Basins Project. S41A-0235 AGU Fall Meeting, 2007
- Szabó C., Falus G., Zajacz Z., Kovács I., Bali E., 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics* 393, 119–137
- Szabó Cs., Hidas K., Bali E., Zajacz Z., Kovács I., Yang K., Guzmics T., Török K., 2009: Mafic melt/peridotitic wall rock interaction as shown by silicate melt inclusions in upper mantle xenoliths from the central Pannonian Basin (western Hungary). *Island Arc*, 18, 375–400
- Szabó Cs., Vaselli O., Vanucci R., Bottazzi, P., Ottolini L., Coradossi N., Kubovics I., 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Vulcanologica* 7, 249–263
- Szafián P., Horváth F., 2006: Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modelling and their geodynamic significance. *International Journal of Earth Sciences* 95, 50–67
- Tasarova A., Afonso J. C., Bielik M., Gotze H. J., Hok J., 2009: The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. *Tectonophysics* 475, 454–469
- Tommasi A., Tikoff B., Vauchez A., 1999: Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 173–186
- Vinnik L. P., Krishna V. G., Kind R., Bormann P., Stammer K., 1994: Shear-wave splitting in the records of the German regional seismic network. *Geophysical Research Letters*, 21, 457–460
- Vinnik L. P., Makeyeva L. I., Milev A., Usenko A. Y., 1992: Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophysical Journal International* 111, 433–447
- Wijbrans J., Németh K., Martin U., Balogh K., 2007: Ar-40/Ar-39 geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 193–204

# Robbanások Letenyén

## Elásott robbanóanyagok felderítése – Esettanulmány

VIDA ZSOLT<sup>1</sup>, PUSZTA SÁNDOR<sup>2</sup>

<sup>1</sup>E-mail: zs.vida@chello.hu

<sup>2</sup>FRACTAL Bt., 1155 Budapest, Óda u. 37., E-mail: fractal@fractal.hu

A II. világháború épp befejeződött, amikor gyerekeket ölt a felszínen hagyott robbanószerkezet. Ez a személyes tragédia indította a kutatást az akkor begyűjtött és a házak közelében elföldelt robbanószerkezetek után. A cikk beszámol az itt alkalmazott, közel szabványosnak tekinthető felszíni geofizikai-mágneses kutatásról, melynek segítségével megtalálták az életet ma is veszélyeztető háborús tárgyakat, majd megsemmisítették azokat.

### Vida, Zs., Pusztai, S.: Explosions in Letenye city, investigation for buried explosive devices – Case history

Some explosives left on the ground killed children just after the Second World War. This personal tragedy commenced the research for explosives dug near the houses. Here we present the applied geophysical magnetic research, whereby the life threatening wartime objects were found and destroyed.

*Beérkezett:* 2011. június 6.; *elfogadva:* 2011. szeptember 12.

### Egy tragikus régi történet

Egy dél-zalai faluban, Letenyén 1945. június 6-án felrobbant egy akna, bár lehet, hogy inkább pánccélközl volt. A kertek alján földbe süllyedt német harci járgányon kisgyerekek ugrándoztak, s cipőtalpnak felhasználható gumira vadásztak a roncs körül. Tulajdonképpen tejért jöttek a falu másik végéről nagynénjükkal. A kis nyolcéves Balázs egy furcsa vasdarabot fedezett fel. Eldobta. Felrobbant ...! Az emlékezők szerint akkora füstgomoly keletkezett, hogy beborította a közeli erdőt is. A kislány és tizenkét éves nővére, Ildikó percekben belül meghalt, unokaöccsük, a négyéves Palika néhány óra múlva, míg nagynénjük, Ica pár héttel később. Megdöbbentő tragédia volt.

Ennek a 66 éves tragikus történetnek van még egy szereplője, aki akkor tíz éves volt, most pedig nyugdíjas geofizikus. Hosszú évtizedek után is tartja kapcsolatot szülőfalujával, amely azóta már város lett, s mindinkább érlelődött benne a gondolat, hogy azon a bizonyos területen még mindig nincs minden rendben.

A tragédia melletti házban egy osztálytársa lakott. Ez az osztálytárs elmondta, hogy sok-sok lőszer, akna, lövedék, roncs hevert még akkor a területen, melyeket az esemény után egy közeli légvédelmi bunkerba hordtak, majd betemettek. Időközben ő is elkerült Letenyéről, de kötelességének érezte, hogy ezt a tényt bejelentsen a Tanácsnál. Megtette többször is, de mindig eltanácsolták, csak problémát okozott volna nekik.

Másfél éve a geofizikus barát unszolására készített egy vázlatot. Emlékezetből megrajzolta a hat évtized előtti helyzetet, az egykori öreg házakkal, mocsárral, tankkal, bunkerrel. Az egykori osztálytárs anyaga kiválóan bizonyult, s ennek birtokában a jelen helyzetre való azonosítás már nem volt túl nehéz. Kiadódott egy valószínűsíthető hely a bunkerra, amely végül is 10 méterre volt csak a ténylegestől.

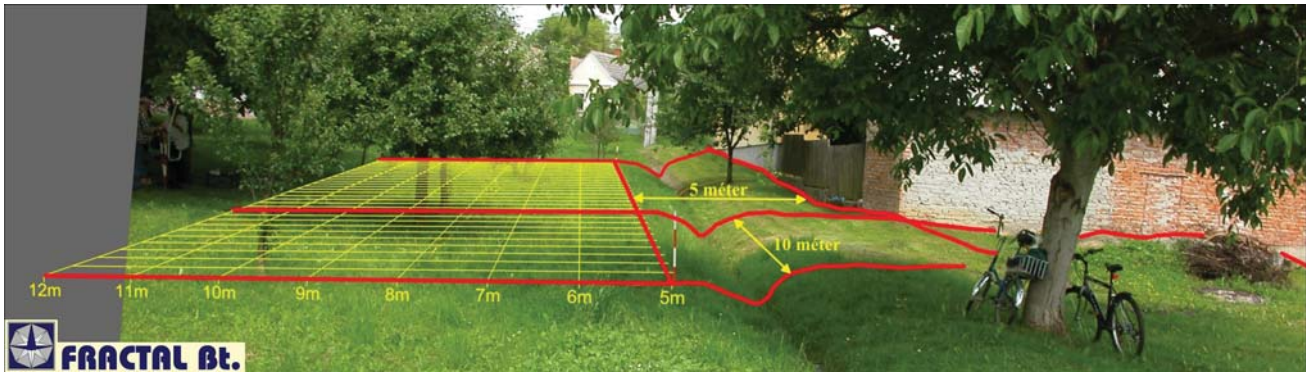
Itt már nem lehetett tovább mérlegelni! Erkölcsei kényszer lett annak tisztázása, hogy csupán legendáról van szó vagy pedig egy óriási veszélyforrásról, melyet lokalizálni, majd felszámolni kell! A nyugdíjas geofizikus tettvégya és a FRACTAL Bt. geofizikai kutatási képességei megoldást hoztak.

### A módszer kiválasztása

A keresett tárgyak minden bizonnyal vasból vannak, környezetük talaj. Kiterjedésük valószínűleg egy ásott gödörre korlátozódik. Kézenfekvő a mágneses kutatási módszer alkalmazása (Milsom 1989, Pusztai 1998, Reynolds 1997).

### A terület mérete

Mivel a szóbeli közlések általában bizonytalanságot rejthetnek magukban, a kutatási terület kiterjedését úgy választottuk meg, hogy a keresett tárgy mindenképpen benne legyen. A területet 8×31 pontos, méteres osztású ráccsal fedtük le (1. ábra).



**1 ábra** | A kutatási terület (Fotó: Pusztá Sándor)  
**Figure 1** | The prospecting area (Photo by S. Pusztá)

A mérési hálót a közeli tereptárgyakhoz képest tűztük ki. A hálózat mágneses északhoz való viszonyát busszolás teodolittal állapítottuk meg.

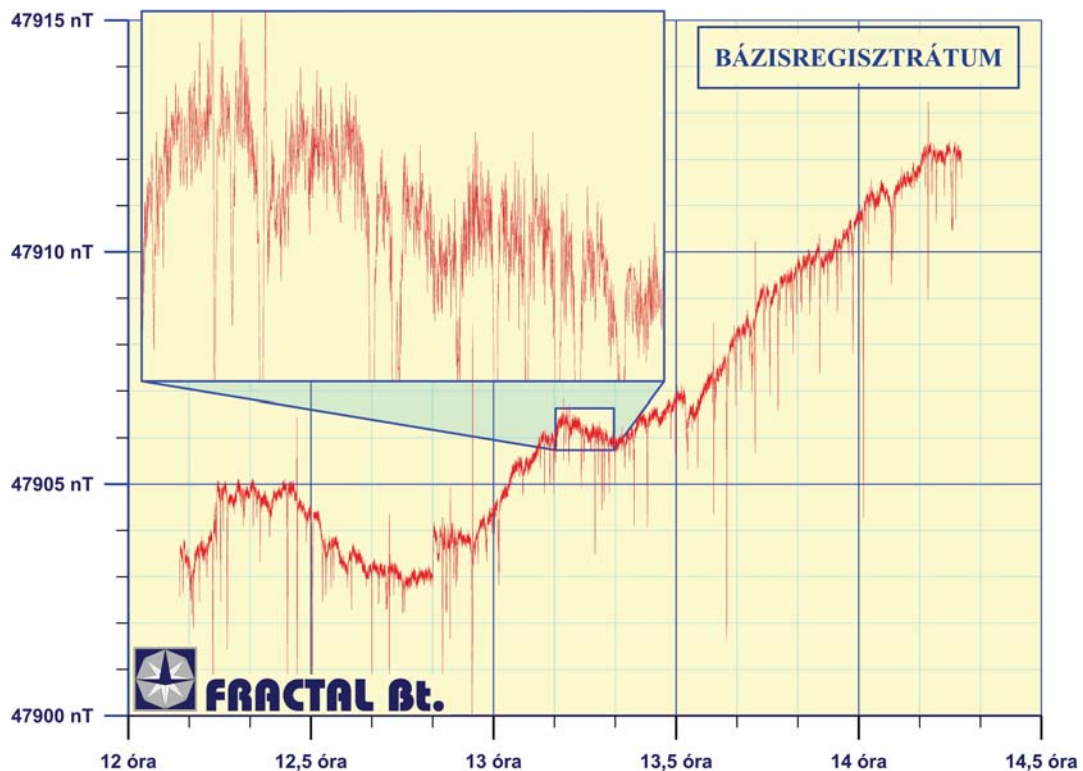
### A mérőműszer

A méréshez a GEM GSM-19 Overhauser-magnetométert – mely egyidejűleg a gradienst is méri – választottuk.

A proton-magnetométer esetén hagyományosan a szondában lévő, egyenárammal táplált tekercsel hozunk létre helyi, fordított irányú mágneses teret a szondában lévő protonspinek orientálására. Az Overhauser-magnetométerben

nagyfrekvenciás (60 MHz) elektromágneses térrel gerjesztjük a szonda folyadékába kevert, alkalmasan választott vegyület elektronjait. Az elektronok alap-energiaszintre történő visszaállásának többlépcsős folyamata során, energiájukat a protonoknak átadva, ezek spinjének irányváltását eredményezik. Ez az elektron–proton spinszintézis az Albert W. Overhauser fizikus által felfedezett effektus (1953), amelyet nem csak magnetométerekben alkalmaznak (Ripka 2001).

Az eszköz skalár magnetométer, a mágneses indukció abszolút értékét méri. Gradiométerként két szondát kezel egyidejűleg, melyek értékének különbségét a szondatávolsággal osztva adja a tér abszolút értékének gradiensét.



**2. ábra** | Bázisregisztrátum  
**Figure 2** | The total magnetic field base records

## A szondamagasság

Célszerű a szondát a keresett tárgyhoz közel elhelyezni, azaz kis szondamagasság a kívánatos, mind a hatás intenzitása, mind a térbeli felbontás érdekében. Ez ellen hat ugyanakkor, ha a felszín közelében intenzív szennyeződések, vastartalmú anyagok vannak. A területet műszerrel átfésülve bizonyosodtunk meg arról, hogy ez nem fenyeget minket. A mozgó magnetométer érzékelőjét (szondát) 52 cm-rel a talaj felett mozgattuk. A gradiens szondák távolsága 150 cm volt.

## Horizontális mintavétel

Méréseket a kijelölt területet lefedő 1 m-es osztásközű rács pontjaiban végeztünk. A mintavételi sűrűség alkalmas megválasztásától várjuk, hogy mért adatrendszerünk a mintavételi törvénynek eleget tegyen. Ennek az elvárásnak, mivel a források elé nem állíthatunk egy frekvenciaküszöböt, nem lehet eleget tenni. Ugyanakkor a feldolgozott adatokból láthatjuk, hogy a radiális teljesítményspektrum több mint hét nagyságrendet fog át, így ennek alapján rácsméret-választásunkat megfelelőnek tekinthetjük (Kis 2009).

## A mérés

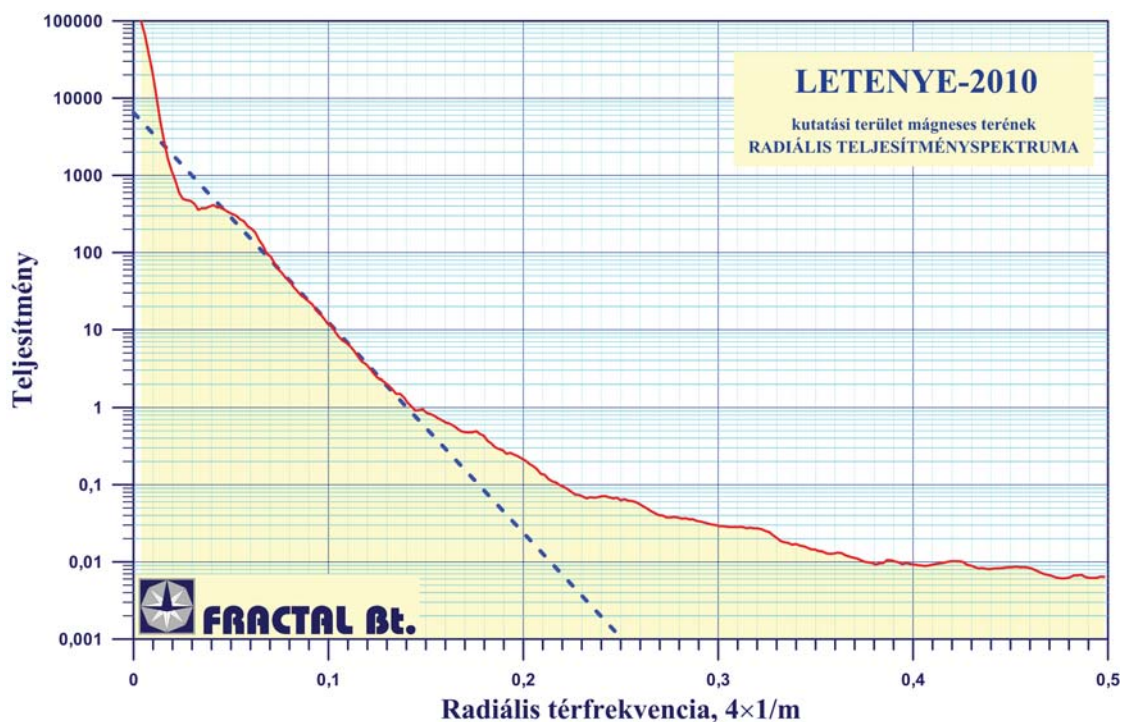
A mérést Vida Zsolt geofizikus, Pusztai Sándor geofizikus (FRACTAL Bt.) és a letenyei önkormányzat által delegált

két segítő végezte 2010-ben. A szondának és a műszernek a kezelőjét alaposan körbemérve, pénzérmétől, kulctól, öngyújtótól stb. megfosztva engedték csak mérni. A mérőszalagokkal kijelölt terület minden méteres pontján mértük a mágneses tér abszolút értékét, valamint a tér abszolút értékének vertikális gradiensét. Ezzel egyidejűleg egy rögzített helyen lévő bázisműszerrel 0,5 mp-es időközönként mértük a mágneses tér időbeli változását, melyet a mellékleten mutatunk be. Itt nagyítva mutatjuk az adatrendszer 10 perc  $\times$  1 nT méretű blokkját (Márton 1975, Kis 2007) (2. ábra).

## A feldolgozás

**Báziskorrektúra.** A mágneses tér időben változó komponensét, melyet a bázisműszer mért, eltávolítottuk a mozgó műszer adataiból. A gradiensadatok ezt a korrekciót nem kívánják meg.

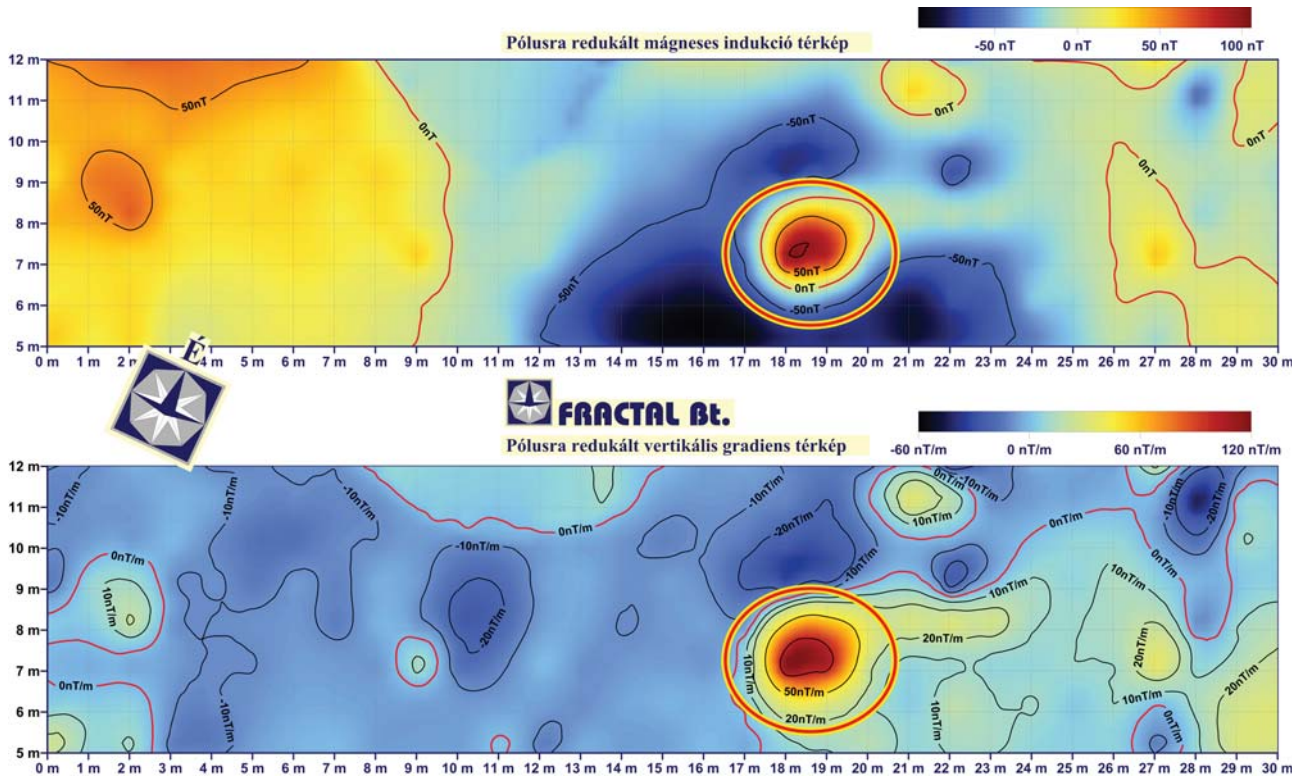
**Adatelőkészítés szűrésekhez.** Adatrendszerünket 25 cm-es mintavételezésre sűrítettük, krigelési művelettel. A szűrési műveletek számára az adatrendszerünket  $512 \times 512$  méretűre bővítettük. Annak érdekében, hogy a bővített adatok a spektrumot csak minimális mértékben torzítsák, az új adatokat a mért adatrendszer peremén lévő értékek  $1/r^2$  súlyozású átlagából állítottuk elő. A diszkrét Fourier-transzformáció periodikus tulajdonságát szem előtt tartva az adatrendszer bővítését ennek megfelelően végeztük. Ez az eljárás célját illetően a spektrum tartományában végzett szűrések



**3. ábra** | Radiális teljesítményspektrum logaritmus skálán és a spektrumhoz illesztett egyenes. Az illesztett egyenes meredekségéből a becsült hatómélység 1 m.

**Figure 3** | Radial power spectra in logarithmic scale, and the fitted line. The estimated depth of the source of anomaly is 1 m, based on the slope of the fitted line.





4. ábra | Pólusra redukált mágneses indukció és vertikális gradiens térkép  
 Figure 4 | Total field and vertical gradient anomalies reduced to the pole

előtti ablakozással azonos, hatása az, hogy az adatrendszer ne hirtelen érjen véget. Míg az ablakozásnál a költségesen beszerzett adatok szorzódnak egy sima átmenetet biztosító függvénnyel, az ismertetett eljárásunkban ellenben a mért adatok torzítatlanul megőrződnek, az átmeneti, sima lecsengést biztosító adatok a mért tartományon kívül keletkeznek (Kis, Pusztai 2006). Meghatároztuk az így előkészített adatrendszer kétdimenziós Fourier-transzformáltját. Ezt a számítást mind a tér abszolút értékére, mind annak vertikális gradiensére elvégeztük.

*A radiális teljesítményspektrum.* A kétdimenziós spektrum az  $x$  és  $y$  irányú térfrekvenciák függvénye, melyet átszámítottunk a radiális térfrekvencia és irányszög függvényévé. Ennek az adatrendszernek az abszolútérték-négyzetét a szög szerint integrálva kaptuk a radiális teljesítményspektrumot, melynek logaritmusát a radiális frekvencia függvényében ábrázoltuk (3. ábra). E számítás haszna, hogy a logaritmi-kus radiális teljesítményspektrum meredeksége a mágneses hatók mélységével arányos, tehát ez mélységbecslésre alkalmas módszer (Kis 2009, Kis, Meskó 1980, Meskó 1984, Naidu, Mathew 1998).

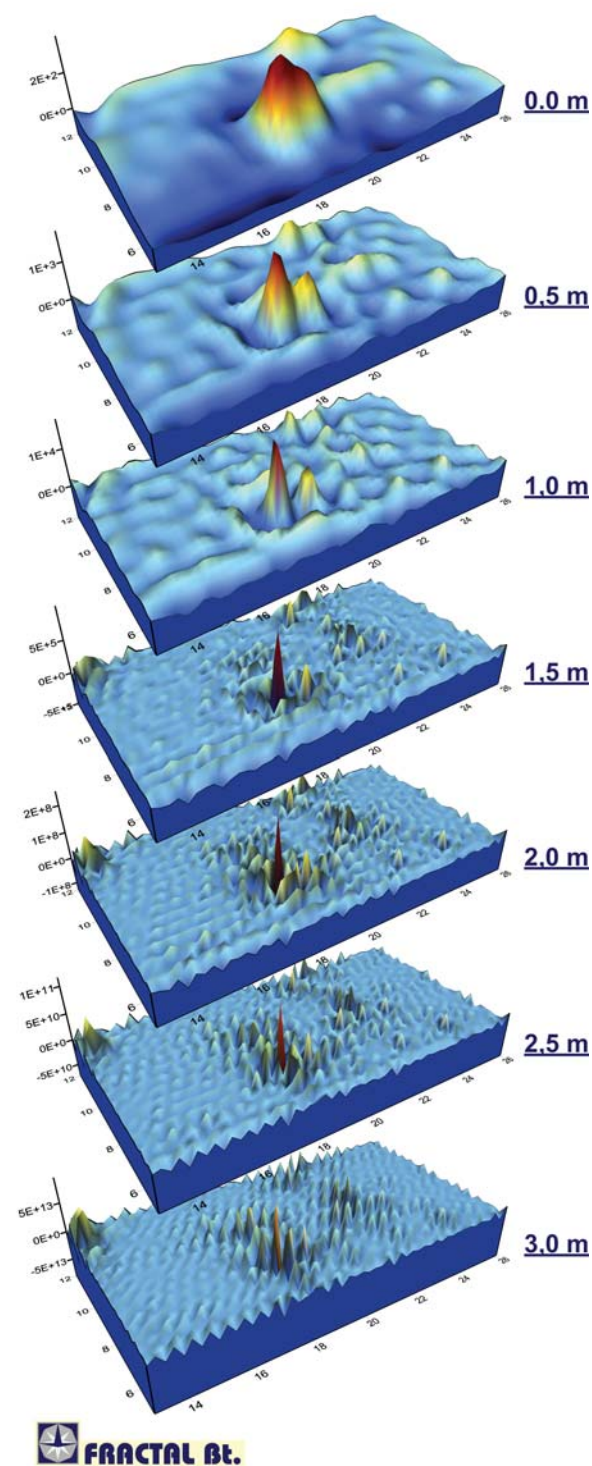
*Az adatok aluláteresztő és sávszűrése.* Az aluláteresztő szűrés célja a Nyquist-frekvenciához közeli zajok csökkentése. Ezt irányfüggetlen módon valósítottuk meg (Meskó 1984).

Adatunkban látszanak lassan, illetve igen gyorsan változó, nem kívánt komponensek. Ezeket alkalmasan választott

paraméterű, irányfüggetlen Gauss-féle sávszűrőkkel csökkentettük.

*Pólusra redukálás.* A Föld mágneses erővonalai a vízszintessel szöget zárnak be, miáltal a mágneses térképeken a különálló anomáliák maximumaitól északra egy minimum zóna jelentkezik. Fontos tény, hogy egy pontszerű, az anomáliát létrehozó objektum felszíni vetülete a minimum- és a maximumhely közé esik. Egyedül az Északi- vagy Déli-sarkon esik az anomália maximuma a létrehozó objektum fölé. Ebben az esetben egy pontszerű tárgy anomáliaképe kör-szimmetrikus. Adataink átszámíthatók úgy, hogy mintha az Északi sarkon lett volna a terület (Kis 2009, Kis, Meskó 1980, Meskó 1984, Naidu, Mathew 1998). A pólusra redukálás műveletét a frekvenciatartományban irányfüggő fázismódosító művelettel oldottuk meg. A számításhoz mind a földi tér, mind a ható mágneses irányának ismerete szükséges. Mivel ez utóbbi ismeretlen, a művelet végzése során azzal a feltevéssel éltünk, hogy az anomáliátér csak indukált mágnességtől származik. A földi tér és egyben a keresett tárgy deklinációjára és inklinációjára a kutatási területen a  $0^\circ$  és a  $60^\circ$  értékek feltételezésével éltünk. Megmutatjuk a pólusra redukált mágneses indukció és a pólusra redukált vertikális adatrendszer (4. ábra).

*Optimális (Wiener-féle) simítószűrés.* Főleg a szondához közeli anyagrészek és a mintavételezést terhelő hibák hatása eredményez a térképeinken gyorsan változó zajkomponen-



**5. ábra** Adatrendszer lefelé folytatás után. A számított mélység az ábrák mellett

**Figure 5** Data sets after downward continuation. The computed depths are showed.

seket. Kívánatos ezeket úgy eltávolítani, hogy az adatok számunkra értelmezhető része a legkevésbé torzuljon. A sávszűrés, a lefelé folytatás, a pólusra redukálás műveletek determinisztikus szűrők olyan értelemben, hogy a szűrők hatása néhány paraméter megadásával egyértelműen meg-

határozott. Az optimumszűrőket sztochasztikus szűrőknek tekinthetjük, mivel a szűrőt a bemenő jel és a hozzá kapcsolódó zaj együtt határozza meg. A Wiener-féle optimumszűrők együtthatói abból a feltételből származtathatók, hogy a szűrővel előállítani kívánt kimenet és a bemenet szűrésével kapott tényleges kimenet különbsége négyzetének várható értéke minimális legyen (Meskó 1984, Naidu, Mathew 1998). Ennek matematikai megoldásához meg kell adnunk a zajfüggvényt. Feltevésünk szerint a jelet izotróp, korrelálatlan, additív, színes zaj terheli. A zajt a radiális teljesítményspektrum terében Gauss-szerűnek tételeztük fel, paramétereit a térképi adatok spektrumához való legjobb illesztéssel nyertük. Az optimális simítószűrést frekvenciatartománybeli irányfüggetlen műveletként hajtottuk végre.

*A lefelé folytatás.* A hatótól felfelé távolodva térképünk regionális jellegűvé válik. A lefelé folytatás műveletével éleesebb képet állítunk elő (Kis 2009, Kis, Meskó 1980, Meskó 1984, Naidu, Mathew 1998). E szándékunkat korlátozza, hogy e műveletet csak hatómentes tartományig végezhetjük, attól mélyebbre a művelet instabil, magas térfrekvenciákat kiemelő hatása miatt fiktív mágneses anomáliák jelennek meg. A lefelé folytatást frekvenciatartományban megvalósított kétdimenziós irányfüggetlen szűréssel értük el. A mellékletben bemutatjuk a lefelé folytatott adatrendszeret domborzatos ábrázolással a 0,0 m, 0,5 m, 1,0 m, 1,5 m, 2,0 m, 2,5 m és 3,0 m mélységekre számítva (5. ábra).

A feldolgozási lépések célszerű paramétereit numerikus kísérletek sorának eredményeit elemezve határoztuk meg. A feldolgozás programjait magunk írtuk.

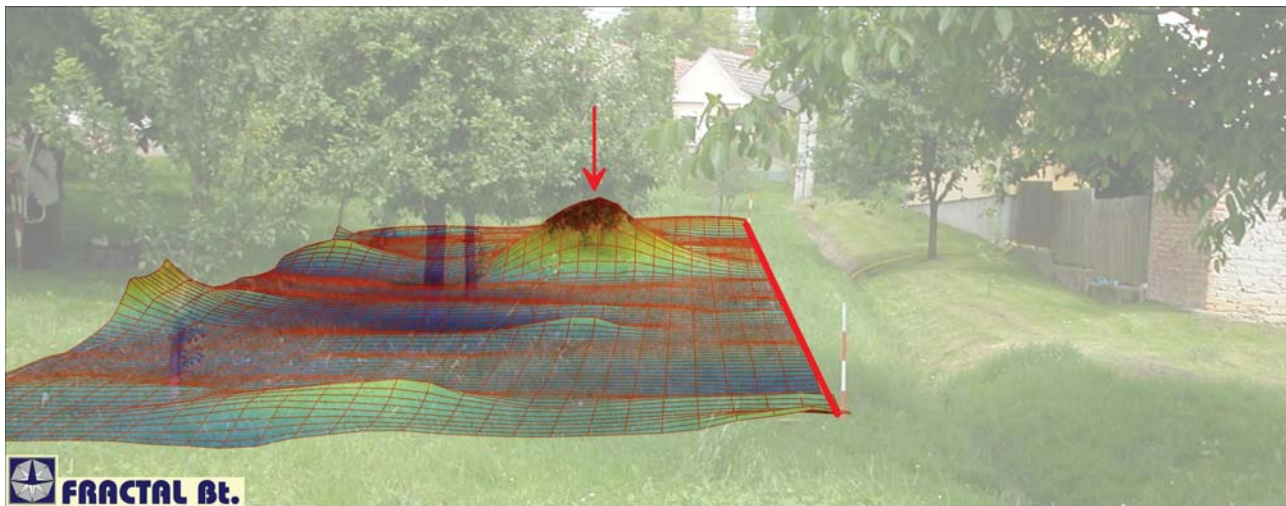
## A mérési eredmények

Feldolgozott adatainkat mutatjuk a tájba helyezett domborzaton (6. ábra), valamint a tájba helyezett térképen (7. ábra). Eredményeink alapján a környezettől lényegesen eltérő tulajdonságú térrész 0,5 m-es pontossággal lehatárolható.

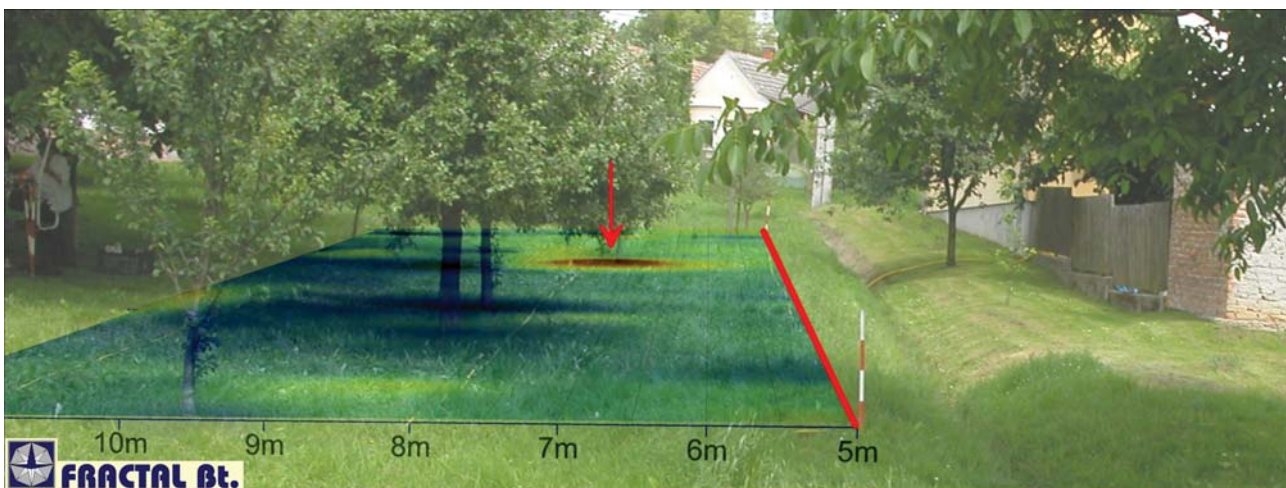
A mágneses ható mélységének becslésére többféle módszer használhatunk, ezek közül néhány: d'Arnaud Gerkens (1989), Kis (2009) Kis, Meskó (1980), Nettleton (1976) munkái.

- A radiális térfrekvenciától függő logaritmikus teljesítménygörbéhez illesztett egyenes meredekségéből 1,0 m-es felszín alatti hatómélységre következtethetünk.
- A lefelé folytatás számítássorozata alapján a ható mélységet 0,7–2 m mélységre tehetjük.
- Dipolszerű ható feltételezésével az ismert  $z = -3T/(dT/dz)$  kifejezésbe helyettesítve a tér abszolút értékének és vertikális gradiensének megmért értékét a hatómélységre 1,1 m-t kaptunk.
- Breiner nomogramjának felhasználásával a hatók vastóságát 10 kg-ra becsüljük (Breiner 1973).

A mérési eredményeket a polgármesternek adtuk át felhasználásra, valamint a helyi iskola igazgatójának helytör-



**6. ábra** | Az eredmények domborzatosan, a tájba illesztve  
**Figure 6** | The result as a surface fitted into landscape



**7. ábra** | Az eredménytérkép a tájba illesztve  
**Figure 7** | The result map fitted into landscape



**8. ábra** | A megtalált robbanószerek egy része (Fotó: Szakony Attila)  
**Figure 8** | Some of the found explosives (Photo by A. Szakony)



**9. ábra** | A megsemmisítés (Fotó: Szakony Attila)  
**Figure 9** | The destruction of explosives (Photo by A. Szakony)

téneti dokumentumként. Ezek után azt hittük, hogy beindul a folyamat és kivonulnak a tüzserészek. De múlt az idő, és elmúlt a tél is... Végül felvettük a kapcsolatot dr. Simicskó István államtitkárral, aki azonnal intézkedett. 2011. április 28-án a MH 1. Honvéd Tüzserész és Hadihajós Ezred pontosan az általunk megadott helyen és mélységben talált tízenegy darab, német gyártmányú páncélelhárító rakétát, egy páncélöklől harcírászt, egy F1-es típusú kézigránátot, valamint közel három kilogrammnyi robbanószer-maradványt (8. ábra) (Net1). Ezeket a közelben megsemmisítették (9. ábra) (Net2).

Epilógusként – van azonban még egy felvételünk, amelyet nem mellékelünk; ez egy kiásott kétméteres fát mutat a helyszínen, amihez a következő történet tartozik.

Tavaly, 2010. június 7-én nyilvánvaló lett, hogy világháborús lőszer, lövedékek vannak egy behatárolt területen, 50 cm-es pontossággal meghatározva. A tüzserészek *idén*, 2011. április 28-án meglepetve észlelték, hogy a területről kapott fényképtől eltérően, egy pótlólagos fa van a területen, és hajszálpontosan ott, ahol a veszélyhely van kijelölve! Kiderült, hogy időközben egy nagyobbacska fát ültettek oda, 60 cm-es gyökézzel. A legfelső páncélöklől alig 80 cm mélyen volt! Most hagyatkozunk a Sorsra ...!

#### Hivatkozások

d'Arnaud Gerkens J. C., 1989: Foundation of exploration geophysics, Elsevier, Amsterdam

- Breiner, S., 1973: Applications manual for portable magnetometers, Geometrics Sunnyvale, USA
- Kis K., 2007: Általános geofizikai alapismeretek, ELTE, Eötvös Kiadó
- Kis K., 2009: Magnetic methods of applied geophysics, Eötvös Univ. Press
- Kis K., Meskó A., 1980: Alkalmazott geofizika, Gravitációs és mágneses kutatás, Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest
- Kis K. I., Pusztai S., 2006: Application of magnetic field derivatives for locating Sarmatian graves. Journal of Applied Geophysics 60, 13–26
- Márton P., 1975: Általános geofizika, Földmágnesség, Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest
- Meskó A., 1984: Digital filtering, Application in Geophysical Exploration for Oil, Akadémiai Kiadó, Budapest
- Milsom J., 1989: Field Geophysics, John Wiley & Sons Inc., New York
- Naidu P. S., Mathew M. P., 1998: Analysis of geophysical potential fields, Elsevier, Amsterdam
- Nettleton L. L., 1976: Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw-Hill Co.
- Pusztai S., 1998: Geofizikáról régésztechnikusoknak. Panniculus, Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Szombathely
- Reynolds J. M., 1997: An Introduction to applied and environmental geophysics, John Wiley & Sons Inc., New York
- Ripka P., 2001: Magnetic sensors and magnetometers, Artec Haus Inc., London
- Net1: [http://www.haborumuveszete.hu/rovatok/angelskin/mhnews/kiuritetek\\_hat\\_hazat\\_a\\_tuzszereszek/](http://www.haborumuveszete.hu/rovatok/angelskin/mhnews/kiuritetek_hat_hazat_a_tuzszereszek/)
- Net2: [http://zalaihirlap.hu/cimlapon/20110428\\_granat\\_letenyen](http://zalaihirlap.hu/cimlapon/20110428_granat_letenyen)

# A CO<sub>2</sub> föld alatti tárolása „sós vizes” víztartó rétegekben történő megvalósulásának lehetőségei Magyarországon

SZAMOSFALVI ÁGNES<sup>1@</sup>, FALUS GYÖRGY<sup>1</sup>, JUHÁSZ GYÖRGY<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

<sup>2</sup>Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt., 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

@E-mail: szagi@elgi.hu

Az üvegházhatású gázok és ezen belül is a szén-dioxid-kibocsátás növekedése jelentős klimatikus problémákat vet fel, melyek megoldására rövid idő alatt megfelelő alternatívákat kell találni. Az üvegházhatású gázok légkörbe kerülésének lelassítására és megakadályozására az egyik megoldás lehet a szén-dioxid-leválasztás és föld alatti elhelyezése (CCS), amely azért olyan különleges, mivel jelenleg egyedül ez a technológia képes megfelelően rövid idő alatt komoly kibocsátáscsökkenést elérni úgy, hogy az energiatermelés szerkezetét nem kell drasztikusan megváltoztatni/átalakítani.

A szén-dioxid-elhelyezés szempontjából a letermelt szénhidrogén-tárolók csak korlátozott tárolókapacitással rendelkeznek, míg lényegesen elterjedtebb potenciális tárolóobjektumokat képviselnek az ún. „sós vizes” rezervoárok, vagyis jelentősebb vastagságú, rétegvíztároló, hidrodinamikailag záródó földtani képződmények.

A „sós vizes” rezervoárokban történő tárolás alapvető feltételeit figyelembe véve megvizsgáltuk a potenciálisan alkalmas magyarországi kőzetkifejlődéseket. Előzetes vizsgálataink alapján számos, a tárolás alapvető kritériumainak eleget tevő földtani képződmény található hazánkban. Ezek közül a hosszú távú, biztonságos tárolás szempontjából legalkalmasabbnak tűnő képződménycsoporton, a pannóniai s.l. korú Szolnoki Formáción keresztül mutatjuk be a szén-dioxid-tárolási kapacitás számításának lépéseit és azok előzetes eredményeit 3 tárolási potenciál számítási módszer alkalmazásával.

## Szamosfalvi, Á., Falus, Gy., Juhász, Gy.: The potential options of storing CO<sub>2</sub> in saline reservoirs in Hungary

The increasing emission of greenhouse gases especially carbon dioxide imposes a significant climatic issue. Adequate alternative solutions have to be found on a limited time frame in order to answer the arising problems. One of the solutions that may effectively reduce and hinder greenhouse gas emissions is carbon dioxide capture and geological sequestration. This complex technology has the advantage of producing radical emission reductions in adequately short time, without the necessity of drastically restructuring energy production.

Depleted hydrocarbon reservoirs, although available, represent only limited storage potential. Whereas, thick groundwater storing hydrodynamically closed geological formations, namely saline reservoirs, as potential storage objects, are far more abundant and

We have studied the potential rock formations considering the basic criteria for storing carbon dioxide in saline reservoirs. Our preliminary results show that several geological formations exist in Hungary which fulfil the discussed requirements. Among these formations we have selected the Szolnok Formation of s.l. Pannonian age, being one of the most appropriate formations for long term safety, to demonstrate the steps of 3 different approaches to estimate storage capacity.

*Beérkezett:* 2011. augusztus 25.; *elfogadva:* 2011. szeptember 12.

## Bevezetés

Magyarországon és a világban az ipari tevékenység következtében kibocsátott szén-dioxid jelentős mértékben hozzájárul bolygónk gyors ütemű klimatikus változásához. A sarki jég olvadása, a melegedő tengervíz hőtágulása miatti tengerszint-emelkedés, a nagy erejű ciklonok egyre szapo-

rodó száma a kezdődő klímaváltozás intő jelei, amely jelenségek egyik legfőbb kiváltó okaként az üvegházhatású gázok és ezen belül is a szén-dioxid-kibocsátás növekedését és a globális hőmérséklet markáns emelkedését jelölik meg.

E folyamatok lelassításához és megállításához szükséges a CO<sub>2</sub> légkörbe történő kibocsátásának mérséklése. Világszinten a szén-dioxid-emisszió több mint 40%-a az energia

termeléséhez kapcsolódik. A helyzet súlyosságát fokozza a globálisan folyamatosan növekvő energiaigény, amely előrejelzések szerint 2030-ig akár 50%-kal is emelkedhet a jelenlegi szinthez képest.

A szén-dioxid-emisszió csökkentésére több lehetőség kínálkozik, például az energiefelhasználás hatékonyságának növelése, atomenergia, vízi-, illetve alternatív energiatermelés, továbbá a szén-dioxid leválasztása és föld alatti elhelyezése (Carbon Capture and Storage – CCS).

A Nemzetközi Energiaügynökség (IEA), valamint az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) vizsgálatai (IPCC, 2007; IEA Greenhouse Gas R&D Programme, 2008) alapján a jelenleg alkalmazható emissziócsökkentési eljárások közül, egyedül a szén-dioxid föld alatti tárolása képes megfelelően rövid idő alatt, az energiatermelés szerkezetének drasztikus átalakítása nélkül komoly kibocsátáscsökkenést elérni.

A szén-dioxid föld alatti elhelyezése – főként az Európai Unióban – az egyre szélesebb körben elfogadott emissziócsökkentési eljárás. Ezt mi sem jelzi jobban, mint az a tény, hogy 2008. január 23-án az Európai Unió megfogalmazta a „Klíma- és Energiacsomagot”, azaz a szén-dioxid-kibocsátás mérséklésével kapcsolatos terveit. Ebben a tervezetben jelentős szerepet kap – többek között – a CCS technológia támogatása is. 2009 áprilisában az Európai Tanács és az Európai Parlament is jóváhagyta a tervezetet, és elfogadta a „Csomagot” alkotó uniós direktívákat, amelyeket a tagállamoknak – így Magyarországnak is – 2011 júniusáig kötelező saját jogrendszerükbe integrálni. Az elfogadástól számítva a CO<sub>2</sub> föld alatti tárolása elismert üvegházgáz-kibocsátáscsökkentési eljárás lett, és mint ilyen, 2013-tól bekapcsolódik a kvótakereskedelmi rendszerbe.

A szén-dioxid-elhelyezés szempontjából felmerülő objektumok közül a letermelt szénhidrogén-tárolók – bár a tárolási projektek korai szakaszában vélhetően jelentős szerepet játszhatnak – csak korlátozott tárolókapacitással rendelkeznek. Ráadásul ezek az objektumok gyakran a kibocsátóktól távol esnek. A letermelt szénhidrogén-tárolók esetében további problémát jelenthet a nagyszámú kút megléte is, melyek sérülése esetén a gázok a felszínre migrálhatnak, ezzel a CO<sub>2</sub>-tárolás szempontjából alkalmatlanná téve a mezőt.

A letermelt szénhidrogén-előfordulásoknál lényegesen elterjedtebb potenciális tárolóobjektumokat képviselnek az ún. „sósvízes” rezervoárok, amelyek általában jelentősebb vastagságú, hidrodinamikailag záródó, rétegvíz-tároló földtani képződmények, illetőleg képződménycsoportok. A „sósvízes” rezervoárokat porózus és átteresztő rezervoárközetekként definiálhatjuk, amelyek sós, illetve félsós vizet tartalmaznak a pórusaikban. Ezek a kőzetek a szokásos ivóvíztárolóknál lényegesen mélyebben helyezkednek el, és vizük nagy sótartalma és a nagy mélység miatt gazdaságosan nem hasznosítható. Az Amerikai Egyesült Államok Környezetvédelmi Hivatala 10 000 mg/l oldott iontartalomnál húzza meg azt a határt, amely felett a rezervoár vize már nem minősül ivóvíznek. Az Európai Unió országaiban, így Magyarországon sem határozták meg eddig ezt az értéket.

Tekintettel arra, hogy Magyarországon azok a képződmények, amelyek kielégítik e tárolótípus feltételeit, s kellően feltártak, többnyire a Pannon-medence képződményei, azon belül is jó részük a pannóniai s.l. képződmények közé tartozik, inkább csökkent sósvízes rezervoároként kellene említenünk, ezért a nemzetközileg elfogadott kifejezést mindenütt idézőjelben használjuk a továbbiakban.

Fontos figyelembe venni azt is, hogy átfedések lehetnek a „sósvízes” tárolók és a potenciális termálvíz-rezervoárok között. Ezen átfedések elkerülésére részletes földtani kutatás szükséges.

Mivel a mélyen fekvő sósvízes formációk rendkívül elterjedtek a világon szinte mindenhol, és általában hidrodinamikailag nem aktívak, így potenciális szén-dioxid-tárolóként vehetők figyelembe, amennyiben a kiszemelt földtani egységeknek:

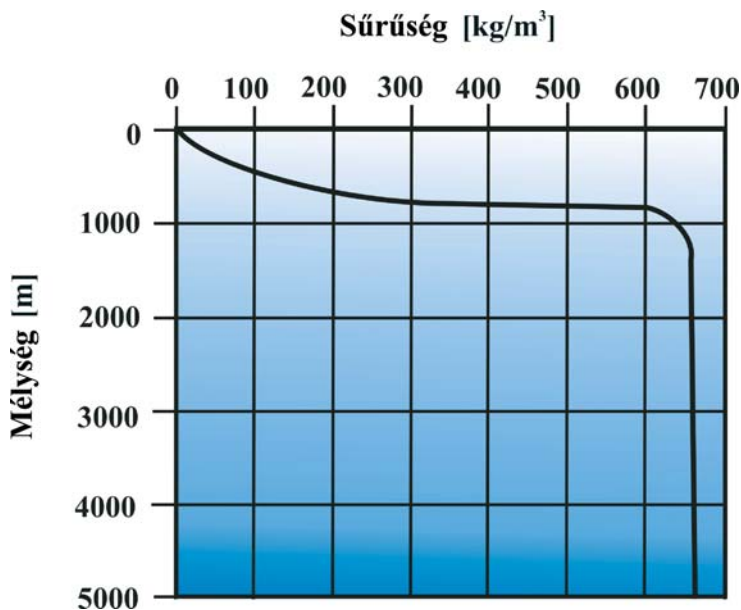
- elég nagy a porozitása, valamint a kiterjedése ahhoz, hogy elegendő mennyiségű szén-dioxidot tároljon,
- kellően elszeparált az ivóvízként és termálvízként használható vízbázistól,
- valamint jól záró fedője van, amely megakadályozza a szén-dioxid felfelé való szivárgását.

Az injektált szén-dioxid egy része oldódik a vízben, valamint reakcióba léphet a kőzettel, és egy része karbonát ásványként kicsapódhat. Ez az ásványképződés tovább csökkentheti a fedő porozitását, ezzel együtt pedig a szén-dioxid elszivárgásának lehetőségét is. Azonban a beoldódás és az ásványképződés folyamata igen lassú, 10–100 éves időintervallumban lehet jelentősége, így a kiszemelt tárolóknak e folyamatok lejátszódása nélkül is alkalmasnak kell lenni a besajtolt szén-dioxid hosszú távú (több 100 év) visszatar-tására.

## Az aquifertárolás általános feltételei

A letermelt szénhidrogéntelepek esetében a fentiekben felsorolt kritériumok általában teljesülnek. A „sósvízes” rezervoárok esetében azonban már az előzetes kutatás részét kell, hogy képezze a felsorolt kritériumok teljesülésének vizsgálata. Ahhoz tehát, hogy egy terület alkalmas legyen a CO<sub>2</sub> hosszú távú, biztonságos tárolására, az alábbi feltételeknek kell teljesülni:

- 1) *A rezervoár megfelelő mélysége*; azaz elegendően mély ahhoz, hogy a CO<sub>2</sub> superkritikus fluidumként legyen jelen, ugyanakkor nem olyan túlzottan mély, hogy a mélységgel járó kompaktió már a kőzet porozitásának és permeabilitásának számottevően a rovására menne.
- 2) *A fedőkőzet integritása*, vagyis záródása annak érdekében, hogy képes legyen megakadályozni a CO<sub>2</sub> elszökését.
- 3) *Kellően nagy CO<sub>2</sub>-tárolópotenciál*, amely ahhoz szükséges, hogy a szén-dioxid-forrásból származó kibocsátás egészét a forrás teljes élettartama alatt képes legyen tárolni.



**1. ábra** Szén-dioxid viselkedése a sűrűség–mélység függvényében (Span és Wagner 1996 alapján)  
**Figure 1** The behavior of carbon dioxide as a function of pressure–depth (after Span and Wagner 1996)

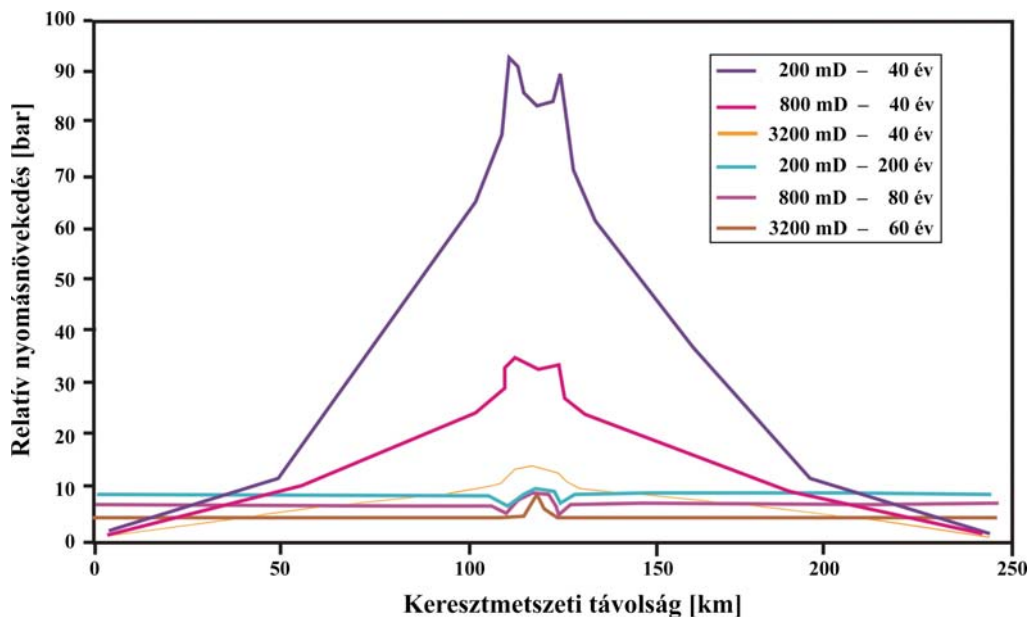
4) *Megfelelő rezervoárgeológiai paraméterek*, amelyek biztosítják az injektivitás gazdaságosságát, valamint a megfelelő mennyiségű CO<sub>2</sub> tárolhatóságát.

### A rezervoár mélysége

A CO<sub>2</sub>-ban gazdag gázok sűrűsége a növekvő nyomás hatására növekszik a mélységgel. Normál rezervoárkörül-mények között 600–800 m-es mélységintervallumban a CO<sub>2</sub>

sűrűsége meredek emelkedést és egyúttal térfogatcsökke-nést mutat (1. ábra).

A kérdéses folyamat a geotermikus körülmények és a nyomás függvényében játszódik le. Mintegy nyolcszáz méter meghaladó mélységben a CO<sub>2</sub> sűrű fázisként (szuperkritikus fluidumként vagy cseppfolyós állapotban) van jelen. Ennél sekélyebb mélységben a CO<sub>2</sub> gázként van jelen a formációban. Ilyenkor azonban nem elég nagy a sűrűsége ahhoz, hogy a tárolása gazdaságos legyen. Ennek értelmében a tárolás megvalósítására 800



**2. ábra** Nyomásprofilok időbeli változása egy besajtolási helyszín keresztmetszetében 3 különböző permeabilitás esetében (Vangkilde-Pedersen 2009 alapján)  
**Figure 2** Cross section showing changes in the pressure profile in time in an injection area at three different permeabilities (based on Vangkilde-Pedersen 2009)

m-nél mélyebben elhelyezkedő formációk alkalmazása ajánlott.

A CO<sub>2</sub>-ban gazdag gázokban lévő „szennyezőanyagok” (értsd, egyéb gázkomponensek) általában negatív irányban befolyásolják a gázok kompresszibilitását, ezért a rezervoárrok minimális mélységének meghatározásánál az összetételei tényezőt is figyelembe kell venni. A növekvő mélységgel, ugyanakkor, a diagenetikus átalakulások következtében általában folyamatosan csökken a rezervoárrok porozitása, valamint permeabilitása. Ez természetesen egyaránt negatív hatással van a tárolható CO<sub>2</sub> mennyiségére és a besajtolhatóságra is.

## A rezervoár petrofizikai tulajdonságai

A tárolásra kiszemelt rezervoár bizonyos alapparamétereinek (pl. porozitás és permeabilitás) megfelelő tartományba kell esniük ahhoz, hogy a formáció alkalmas legyen a CO<sub>2</sub> tárolására. A nagy permeabilitásértékek a hatékony besajtolást, míg a nagy porozitásértékek a rezervoárban rendelkezésre álló, megfelelően nagy pórustérfogatot biztosítják. A megfelelő rezervoárrok kiválasztásakor az ideális permeabilitás- és porozitásértékeket minimum 200 mD és 10% érték-nél határozták meg. Fontos ugyanakkor megjegyezni, hogy ezek az értékek, különös tekintettel a permeabilitásra, inkább a tenger alatti „sós vizet” rezervoárookra jellemzőek. Szárazföldi rezervoárrok esetében ez az érték 50 mD körüli, pl. a BP-Statoil-Hydro In Salah projektjénél hasonló értékek jellemzőek (Chadwick et al. 2007). A 2. ábrán a permeabilitás függvényében kialakuló nyomásprofil modelljét láthatjuk két kutás besajtolás esetében.

Jól látható, hogy míg nagy permeabilitások esetében a besajtolás következtében kialakuló nyomásnövekedés gyakorlatilag azonnal szétterjed az egész rezervoárban, addig kis permeabilitások esetében a nyomásnövekedés a besajtoló kutak közelében jelentős, míg azoktól távolabb a hatás lényegesen kisebb, és a nyomásnövekedés egyenletes eloszlására csak kb. 100 évvel a besajtolás megszűnése után lehet számítani. Ez a viselkedés viszont előrejelzi, hogy a besajtolás során lényegesen kisebb besajtolási rátát kell alkalmazni, mint amelyet a fedőkőzet rezervoárszinten elvisel, hiszen a kis permeabilitás következtében a besajtoló kút környékén a rezervoárra megadott nyomásnövekedés értékének akár többszöröse is kialakulhat (Vilarrasa et al. 2011), amely a fedőkőzet integritását markánsan befolyásolhatja.

## Fedőkőzet integritása

A CO<sub>2</sub> környezetéhez képest kisebb sűrűségének köszönhetően a besajtolást követően a felszín felé törekszik. Éppen ezért szükség van olyan (fedő-) zárórétgre, amely lehetővé teszi a CO<sub>2</sub> hatékony visszatartását. Megfelelő zárotulajdonságokkal a kis permeabilitású kőzetek, mint pl. az agyagok, evaporitok és bizonyos karbonátok rendelkeznek. A fedőkőzet integritását, vagyis a jó záródást a kőzet vastagsá-

ga, a vetők és törések hiánya, valamint a CO<sub>2</sub> és a fedőkőzet között lejátszódó geokémiai folyamatok határozzák meg.

A fedőkőzet esetében a permeabilitásnak megfelelően alacsonynak kell lennie. A vastagság tekintetében a minimális elvárás mintegy 20 m (Chadwick et al. 2007). A fedőkőzetet átjáró vetők szintén nagymértékben csökkenthetik a szigetelés hatásfokát. Jelentősen növelheti a zárókőzet permeabilitását a nagyfokú heterogenitás is, hiszen pl. az agyagos kőzetbe települő homokos rétegek nagyban növelik a CO<sub>2</sub>-szivárgás kockázatát. A fedőkőzet és a formációvízbe besajtott CO<sub>2</sub> beoldódása során kialakuló szén-sav között fellépő reakció egyes területeken megváltoztathatja a fedőkőzet tulajdonságait, amely adott esetben szintén elősegítheti a szén-dioxid felszínre kerülését.

## Tárolókapacitás

A kiszemelt tárolóknak megfelelően nagy kapacitással rendelkezniük ahhoz, hogy képesek legyenek befogadni a kiválasztott források teljes élettartamának kibocsátását. Erőművek esetében a névleges élettartam mintegy 20–30 év. Általánosan elfogadott feltétel, hogy a rezervoárknak lényegesen nagyobb tárolási kapacitással kell rendelkezniük, mint a szén-dioxid-forrásból várható szén-dioxid mennyisége.

Egy formáció tárolókapacitását a következő földtani paraméterek határozzák meg:

- csapdatípusok,
- törések,
- rezervoárheterogenitás,
- vastagság,
- területi kiterjedés,
- petrofizikai tulajdonságok.

## „Sós vizet” rezervoártípusok (csapdatípusok)

A tárolási potenciál egyrészt a rezervoár tulajdonságaitól függ, de a ténylegesen tárolható CO<sub>2</sub> mennyiségét nagyban befolyásolják a tároló határainak tulajdonságai is. Amennyiben egy aquifer teljesen zárt, a benne létrehozható, a CO<sub>2</sub> számára kitölthető pórustérfogatot a besajtolás hatására megnövekedett nyomás által összepréselt pórúsvíz és kőzet-tömeg térfogat-csökkenése hozza létre. Ezekben az esetekben fennáll a veszélye annak, hogy a besajtolás környezetében olyan túlnyomás alakul ki, amely megrepeszteti a fedőkőzetet, vagy meghaladja annak kapilláris küszöbnyomását, és a CO<sub>2</sub> számára szabad szivárgási út nyílik. A besajtolás által érintett rezervoárokat zárt, illetve nyílt típusokba lehet csoportosítani.

A zárt rezervoárokat 3 dimenziós záró szerkezet határolja le. Ezek az objektumok képesek lehetnek a környezettől hosszú ideig elszigetelve tárolni a besajtott CO<sub>2</sub>-t. A nyílt rezervoárrok elvileg szintén alkalmasak lehetnek a tárolásra. A nyílt rezervoárrok esetében a fedőréteg ugyan nem enged közvetlen függőleges kiszivárgást, és a CO<sub>2</sub> migrálását közel vízszintes irányba kényszeríti, ám nem biztosítja a CO<sub>2</sub>



tartós helyben maradását. Végző soron a CO<sub>2</sub> elérheti a rezervoár egy nem szigetelt részét és eltávozik a légkörbe, amennyiben más folyamatok (pl. beoldódás, kapilláriscsapódás) ezt nem akadályozzák meg.

### Szén-dioxid-tárolási kapacitás becslése mentének bemutatása egy magyarországi példán – esettanulmány

A fentiekben ismertetett feltételek alapján megvizsgáltuk a „sós vizet” tárolás szempontjából potenciálisan alkalmas magyarországi kőzetkifejlődéseket. Előzetes vizsgálataink alapján számos, a tárolás alapvető kritériumainak eleget tevő földtani képződmény található hazánkban. Vizsgálataink kiterjedtek a medencebeli középső miocén és a pannóniai képződményekre. Az alábbiakban a hosszú távú, biztonságos tárolás szempontjából legalkalmasabbnak tűnő, pannóniai mélyvízi turbidit képződménycsoporton – a Szolnoki Formáción – keresztül mutatjuk be a szén-dioxid-tárolási kapacitás számításának lépéseit és előzetes eredményeit. Ez a képződménycsoport a csökkent sós vízű (ún. brakvízi) Pannon-tó legmélyebb részein lerakódott, zagyarákból gravitációs törmelék szállítással képződött vastag, agyagbetelepülésekkel sűrűn tagolt homokos rétegsor.

Az alábbiakban röviden ismertetjük, milyen szempontok alapján történt a Szolnoki Formáció képződményeinek szén-dioxid-tárolási célra történő kiválasztása.

### A Pannon-medence mélymedencebeli pannóniai s.l. rétegsorának általános felépítése

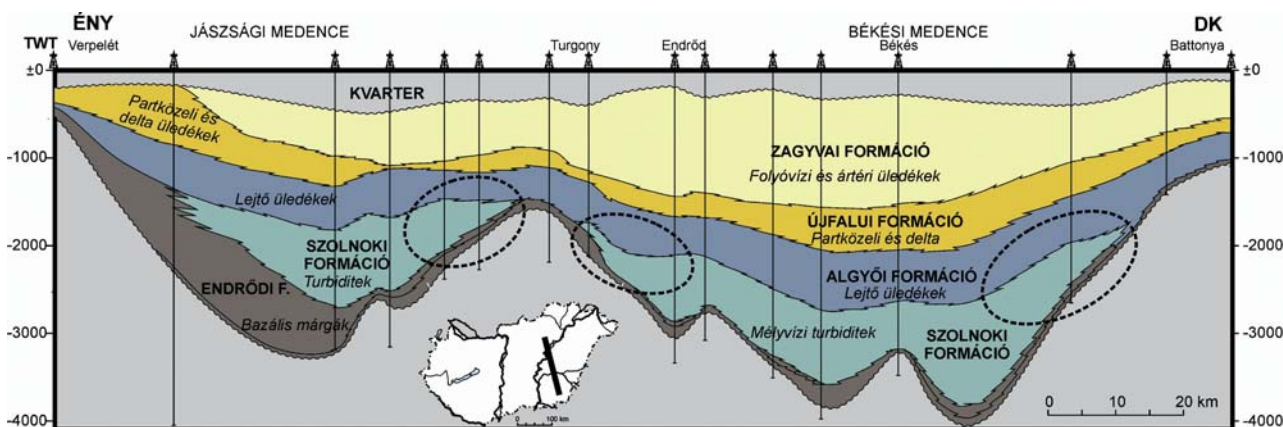
A Pannon-medence kialakulása jelenlegi formájában a kora és középső miocén során indult meg, amikor a Pannon-tó még tengeri kapcsolatokkal rendelkezett. A medencerend-

szel kialakulásával egy időben történt az alpi–kárpati hegységrendszer kiemelkedése, amelynek lepusztulása jelentős tömegű üledékanyagot szolgáltatott. A medencét bonyolult tektonika, differenciális süllyedés és több behordási irány jellemezte. Erre a képre rakódik rá a relatív vízszintingadozások által kialakított finom és bonyolult mintázat. A medence architektúráját, geometriáját tehát bonyolult folyamatok összessége alakította, amelyek következtében ma egy tagolt, részmedencékre osztott medencerendszer rajzolódik ki előttünk.

A Pannon-tóban mélyvízi, medencelejtő és deltalejtő, sekélyvízi – partközeli, deltafront, deltasíkság és parti síkság –, valamint körülötte folyóvízi üledékképződési környezetek alakultak ki. Az ezekben a környezetekben lerakódott üledékes fáciesek az egykori progradáció következtében térben egymás fölött jelennek meg, fáciesegyütteseket alkotnak, amelyek egyre sekélyebb környezetre utalnak. Ezen egységek alkotják a különböző pannóniai formációkat, amelyek vastagsága külön-külön több száz métert is elérhet, és térben jól követhetők az egész Alföldön, valamint a dunántúli medencékben is.

### A pannóniai s.l. litosztatigráfiai egységek aquiferes tárolás szempontjából történő minősítése és a kiválasztott képződmények elterjedése

Aquiferes szén-dioxid-tárolás szempontjából földtani léptékben, nagy vastagságú képződményekben gondolkodunk mind a tárolás, mind a zárás tekintetében. Így tárolás tekintetében a medencében előforduló nagy vastagságú fáciesegységek közül elsősorban az uralkodóan homokos felépítésű Szolnoki és az Újfalui Formációk képződményei jöhetnek számításba, míg a csak foltokban megjelenő Békési Formáció jóval kisebb közettömeget képvisel, de érdemes



**3.a ábra** | ÉNY–DK irányú litosztatigráfiai és szedimentológiai szelvény az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában, Verpeléttől a Jászsági-medencén és a közép-magyarországi alaphegységi kiemelkedéssoron, valamint a Békési-medencén át Battonyáig (Juhász 1992)

**Figure 3.a** | NW–SE lithostratigraphic and sedimentological cross section in the Pannonian s.l. sequence. From Verpelét through the Jászság Basin, the Middle Hungarian basement high and the Békés Basin to Battonya (Juhász, 1992)

számolunk vele. A fő tárolóegységek fölött általában megtalálhatóak a záróképződmények, amelyek akár regionálisan is alkalmasak hidrodinamikai záródást alkotni. Ennek azonban az a feltétele, hogy az adott formációk teljesen agyagos, illetőleg aleuritos kifejlődésűek legyenek, másik feltétele pedig a vetők zárása, amelyek nem mindig állnak fenn. Ilyen regionális zárásra is alkalmasak az Újfalui Formáció fölött megjelenő, folyóvízi környezetben képződött Zagyvai Formáció finomabb szemcsés üledékeket tartalmazó rétegsora, illetve a Szolnoki Formáció fölött található, lejtő környezetben lerakódott, többnyire agyagos üledékekből álló Algyői Formáció (3.a ábra). A Zagyvai Formáció azonban csak ott agyagos, ahol ártéri képződményeket tartalmaz, az egykori mederövek területén záródás nincs, tehát kialakul a hidraulikai kapcsolat a két képződménycsoport között. Ezért ez további részletes vizsgálatokat igényel területenként.

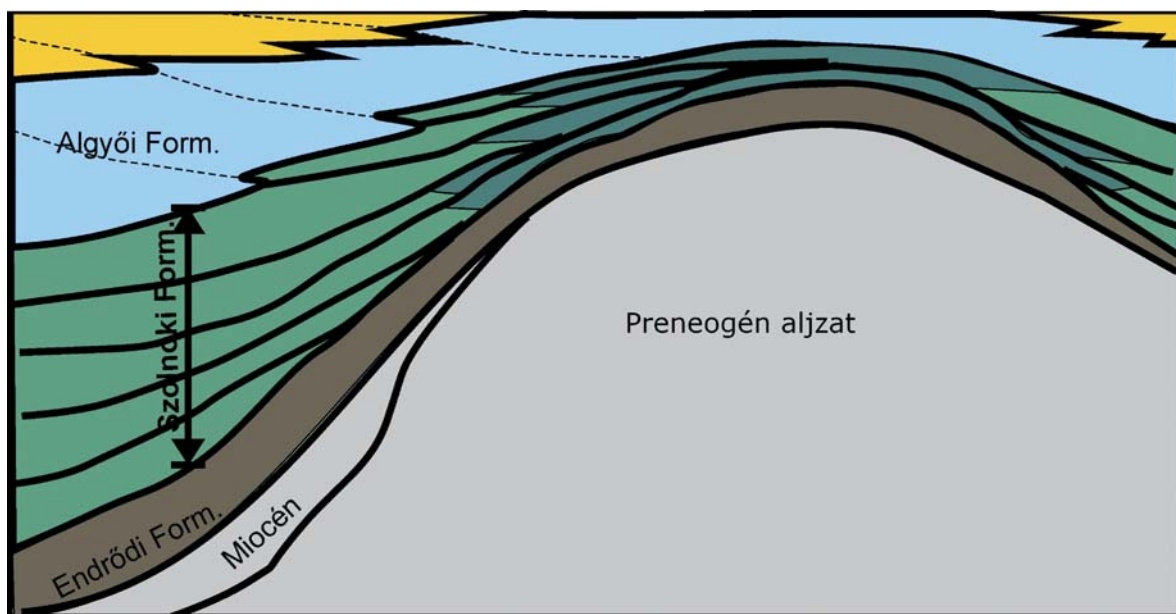
A két fő tároló-záró képződménycsoport-„pár” közül tehát, amely az Újfalui-Zagyvai Formációk és a Szolnoki-Algyői Formációk lehetnek, a további kritériumokat is figyelembe véve, mint a minimum 900 m-es mélység, és az a tény, hogy az Újfalui Formáció képződményei a fő termálvízadó összletet képviselik a medencében, valamint az, hogy egyes területeken a kvartertalpig felérnek, továbbá még néhány egyéb tényező alapján azt a következtetést vontuk le, hogy a Pannon-medencebeli képződmények sorában tárolásra legalkalmasabb a Szolnoki Formáció képződménycsoportja. Ezen belül is az alaphegységi kiemelkedésekre rálapoló, kiemelkedő összletet jöhetnek számításba.

Medenceméreteken a pannóniai s.l. üledékösszlet litostratigráfiai egységei térben viszonylag jó követhetőséget mutatnak az egyes medencerészekben, valamint a medencerészek között is, habár időtranszgresszív képződményekről van szó, amelyek az előrenyomuló partvonallal fokozatosan töltődtek fel. Ez egyben azt is jelenti, hogy lokálisan ugyan nem, de valamilyen nagyobb szinten, regionálisan, hidraulikailag összefüggő rendszert alkothatnak. Ugyanakkor az egyes homokkőrétegek között elválasztó márgák vannak, amelyek a kisebb egységek/rétegek között zárást adhatnak (Juhász 1998). Ezek azonban csak szerkezeti záródások esetén különülnek el. Nagyobb léptékben, illetve nagyobb vastagság esetén hidrodinamikai kapcsolat lehet és van közöttük.

### A Szolnoki Formáció elterjedése, határai

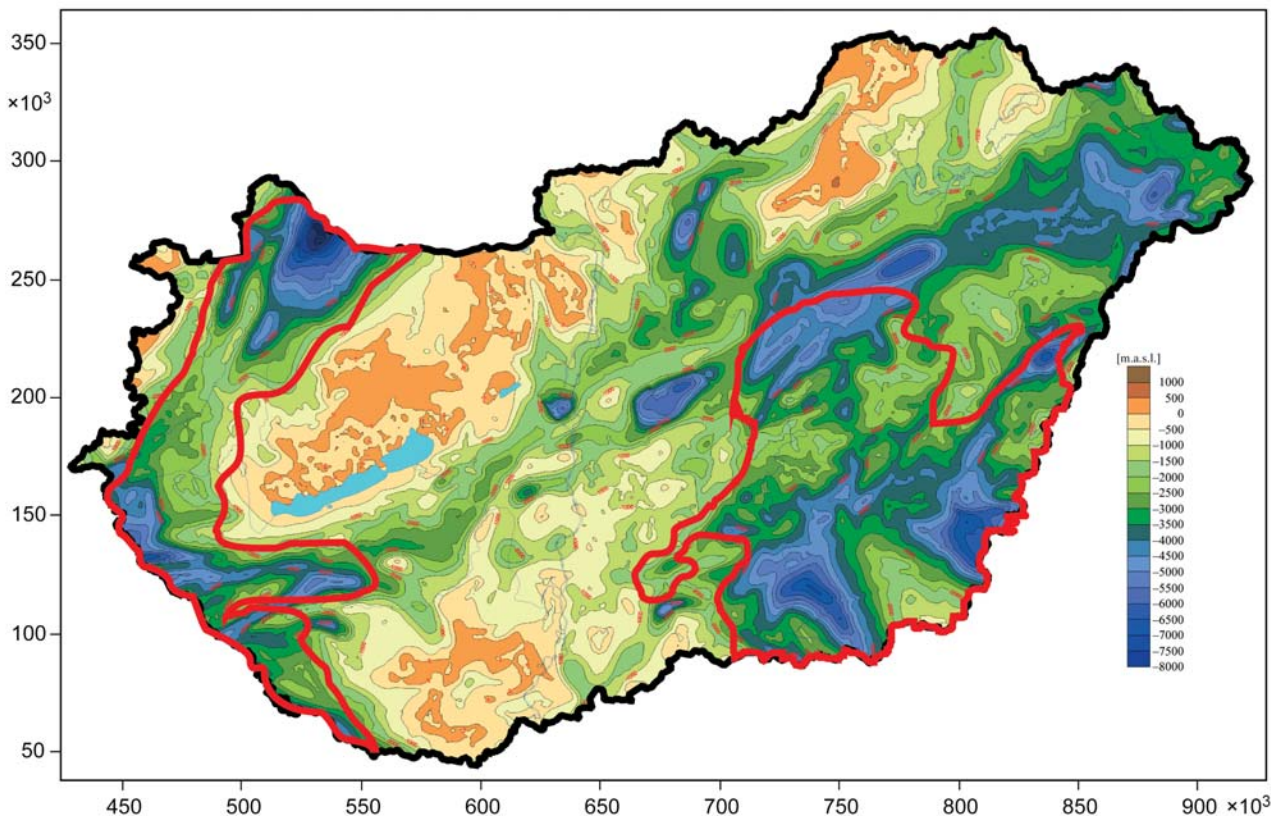
A Szolnoki Formáció elterjedése, mélység- és vastagságtérképe megrajzolható, bizonytalanságok csak a kis fúrássűrűséggel jellemzett kiemelkedési és összefogazódási, valamint a mélyzónákban adódnak, ahol minden újabb fúrás lemélyítésével reambulációra szorul a térképünk (pl. Jászsági-sülyledék, Derecskei-árok stb.). A turbiditek elterjedéstérképe látható a 4. ábrán. Az ábrázolt területeken a Szolnoki Formáció vastagsága általában 200–900 m között van, illetve a formáció teteje 900 m alatt található.

A Szolnoki Formáció elterjedése a medencerészek mély zónáira korlátozódik. Felszíne nagyjából követi az aljzatmorfológiát, az Alföldön Ny-i és É-i irányban 1000–1500 m-ig emelkedik, míg a legmélyebb zónákban 3500 m-re



**3.b ábra** | A Szolnoki Formáció regionális léptékben egy hidrodinamikai rendszert képvisel. Ugyanakkor számos vékony homokkőtest építi fel, amelyek lokális léptékben külön telepet alkotnak. CO<sub>2</sub>-elhelyezés szempontjából azonban az összes homokkőtestet, ill. réteget megnyitjuk egymás felett, és a teljes összletbe sajtolunk be, tehát a teljes tárolókapacitást kihasználjuk.

**Figure 3.b** | The Szolnok Formation represents a single hydrodynamic system on regional scale. However, on local scale, the formation is built up by thin sandstone layers, which form separate units. In case of CO<sub>2</sub> storage the distinct layers shall be connected and injection should take place in the whole set of layers making the whole storage capacity available.



**4. ábra** A Szolnoki Formáció (homokos turbiditösszlet) elterjedési területe az Alföldön a pre-tercier medencealjzat-térképen ábrázolva (Kummer 2003)

**Figure 4** Areal distribution of the Szolnok Formation (turbiditic sandstone) on the Great Hungarian Plain plotted on the pre-Tertiary basement depth map (Kummer 2003)

süllyed. A Szolnoki Formáció vastagsága a süllyedékekben meghaladja az 1000 m-t. A turbiditek térben nagyon jól követhető homokkőtesteket alkotnak.

**A Szolnoki Formáció képződményeinek fáciese, az előforduló csapdatípusok és telepek**

A Szolnoki Formáció a Pannon-tóban kialakult mélyvízi turbiditrendszer képződményeit foglalja magában a kapcsolódó fáciesekkel, amely a medencék legmélyebb részeit tölti ki. Gyakorlatilag megtalálható benne a gravitációs üledékképződés szinte minden eleme. Kőzettanilag finomszemcsés homokkő, aleurolit- és agyagmárgarétegek változásából áll. A vastagabb homokkőrétegeket is kisebb ritmusok építik fel. A turbidit homokkőtestek meglehetősen heterogén térbeli eloszlásúak és geometriájúak. A zagyarak a medence mély részeit elérve jellegzetes morfológiájú legyező alakú törmelékűkőket alkotnak, amelyeket csatorna- és turbiditlebeny-homoktestek építenek föl, bizonyos törvényszerűségek szerint (Juhász 1998).

A Szolnoki Formációban kialakult telepek, a fentiekben vázoltak alapján helyenként térben jól követhető homokrétegeket alkotnak, másutt azonban kaotikus geometriájúak, rezervoargeológiai szempontból nehéz velük bánni. Nem is beszélve a kőzetfizikai paraméterek erős heterogenitásáról.

A homokrétegeket általában vékony agyagmárgarétegek tagolják, változó vastagságúak, és változóan szinttartóak.

A Szolnoki Formációban több fajta csapdatípus alakulhat ki. A leggyakoribb előfordulású a kompációs antiklinálishoz (boltozathoz) kötődő szerkezeti csapdatípus. Igen gyakori azonban a lejtőkön a kiemelődéses, illetőleg a fáciesváltozásos kőzettani csapda, valamint a porozitászváltozásos kőzettani csapda (3.b ábra). Kiemelkedések, tektonikusan zavart területek közelében tektonikus csapdák is kialakulnak.

A Dunántúlon található alsó-pannon telepek zöme ehhez a turbidites tárolótípushoz tartozik, mint pl. Budafa, Lovászi, Bajcsa, Inke, Görgeteg-Babócsa, Ortaháza. Az Alföldön turbidit homokkövek alkotják pl. a „kevertgázöv” egyes telepeit, Szarvas, Endrőd, Sarkadkeresztúr telepeinek egy részét.

**A Szolnoki Formáció képződményeinek kőzetfizikai paraméterei**

A Szolnoki Formáció mélyvízi turbidit homokkövei általában gyengébb kőzetfizikai paraméterekkel rendelkeznek, mint például az Újfalui Formáció homokkőtestei. Ez egyrészt a fácieséből adódik, de jelentős mértékben hozzájárul az is, hogy ezek a kőzetek már jóval mélyebben helyezked-

nek el, így a diagenetikus folyamatok során sokkal jobban elzáródott a porustér. A porozitásérték sok esetben viszonylag jó a turbidit homokkövekben (~20%), de az áteresztőképesség értékek igen alacsonyak lehetnek ( $30\text{--}40 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ), és ezen belül is a függőleges áteresztőképesség-értékek rendkívül alacsonyak, amelyet a sok vékonyabb-vastagabb agyagmárga-betelepülés okoz.

## Kapacitásbecslés módszertana a Szolnoki Formációban

Az alábbiakban a kiszemelt objektumra vonatkozó térfogatbecslés módszertanát, a becsült térfogatokat és a térfogatokhoz kapcsolódó tárolási potenciált mutatjuk be.

A kézzel rajzolt  $M = 1 : 500\,000$  méretarányú Szolnoki Formáció mélység- és vastagságtérképeinek szkennelt, bitmap formában történő archiválása után a szintvonalak digitalizálására került sor. Az így kapott adatsorokból a Surfer 8 programban  $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$  méretű rácshálóba rendezett *grid* állományok jöttek létre a pontkriegelés módszerével. Ezek az állományok képezték a továbbiakban a Surfer 8 bemenetét a térfogatszámításokhoz. A térfogatszámítás előtt megvizsgáltuk és szükség esetén a területet szűkítettük azon feltételek teljesülésével, hogy a Formáció vastagsága minimum 200 méter legyen és a teteje 800 méternél mélyebben helyezkedjen el. A térfogatszámítást a földtani objektum vastagságának ismeretével a Surfer 8 programmal közvetlenül végeztük a módosított trapézszabály módszerével. Vastagságadatokkal csak a Szolnoki Formáció alföldi előfordulásai esetén rendelkezünk, így a továbbiakban az erre a területre eső előfordulásokat mutatjuk be.

## Tárolási kapacitás becslése a kiválasztott területek esetében

Az alábbiakban három, a nemzetközi gyakorlatban a „sós-vizes” rezervoárok  $\text{CO}_2$ -tárolóképességének meghatározására használt kapacitásbecslési módszert vizsgálunk. Ezek a (gyors) becslési eljárások természetesen nem helyettesítik egy konkrét elhelyezési projekt során elvégzendő részletes rezervoármérnöki vizsgálatot és térfogat-meghatározást, de lehetővé teszik a kiszemelt rezervoár tárolókapacitásának nagyságrendi becslését.

### CSLF által ajánlott módszer

A CSLF (Carbon Sequestration Leadership Forum – miniszteri szintű szén-dioxid-elhelyezéssel foglalkozó szervezet) ajánlását a „sós-vizes” rezervoárok tárolási kapacitásának becslésére az alábbi egyenlet foglalja össze (Bachu et al., 2007):

$$M_{\text{CO}_2} = V \phi \rho_{\text{CO}_2} E, \quad (1)$$

ahol a

$M_{\text{CO}_2}$  = tárolható  $\text{CO}_2$  tömege (kg) az aquiferben,

$\rho_{\text{CO}_2}$  =  $\text{CO}_2$  sűrűsége (kg/m<sup>3</sup>) adott nyomáson és hőmérsékleten,

$\phi$  = a tároló átlagos porozitása,

$V$  = az aquifer térfogata (m<sup>3</sup>),

$E$  = a tárolási hatékonysági faktor, amely azt írja le, hogy a közettérfogat porustérfogatának mekkora részét tölti ki  $\text{CO}_2$ .

A fent bemutatott megközelítéssel szemben – bár a tároló formáció és a szén-dioxid valós fizikai paramétereinek figyelembe vételével számol – komoly fenntartások fogalmazhatók meg, hiszen nem foglalkozik azzal a kérdéssel, hogy a  $\text{CO}_2$  által kiszorított pórúsvíz hova távozik, egyáltalán tud-e távozni a rendszerből. Amennyiben a regionális aquiferek zárt hidrodinamikai rendszernek tekinthetők, a bennük – a  $\text{CO}_2$  besajtolása által – létrehozott, a  $\text{CO}_2$  által kitölthető pórústérfogat a nyomásnövekedés és a rendszer kompresszibilitása függvényében alakul ki. Ráadásul a tárolási hatékonysági faktor rezervoármérnöki szempontból nehezen értelmezhető fogalom. Mindenesetre, a kutatók által végzett Monte-Carlo-szimuláció alapján az ún. „tárolási hatékonysági faktor” értéke 50%-os valószínűséggel 2,2 és 1,8% közé esik (Frailey, 2007).

### Szénhidrogén-termelés tapasztalatain alapuló eljárás

Célravezetőbbnek tűnik a föld alatti gáztárolási tapasztalatokra alapozó megközelítést alkalmazni. Ennek alapján a tároláshoz rendelkezésre álló térfogat számításánál az első esetben az effektív kompresszibilitásértékét vettük figyelembe, itt a Pápay (2007) által megadott közelítő értéket ( $\sim 5 \times 10^{-5}$ ) használtuk a becslésnél. Az egyes területeknél a nyomásértéket – hidrosztatikus nyomást feltételezve – a területre jellemző átlagvastagság-érték alapján adtuk meg, és így számoltuk ki az elfogadható túlnyomás értékét ( $\Delta p \approx 0,2 p_i$ ).

A víztartó rétegben tárolható  $\text{CO}_2$  mennyiségét az alábbi képlet alapján határoztuk meg (Pápay, 2007):

$$M_{\text{CO}_2} = \phi c V \Delta p \rho_{\text{CO}_2}, \quad (2)$$

ahol

$M_{\text{CO}_2}$  = a tárolható  $\text{CO}_2$  tömege (kg) az aquiferben,

$\phi$  = aquifer porozitása,

$c$  = effektív kompresszibilitás (1/bar) (közet és azt kitöltő víz) értéke  $\sim 5 \times 10^{-5}$ ,

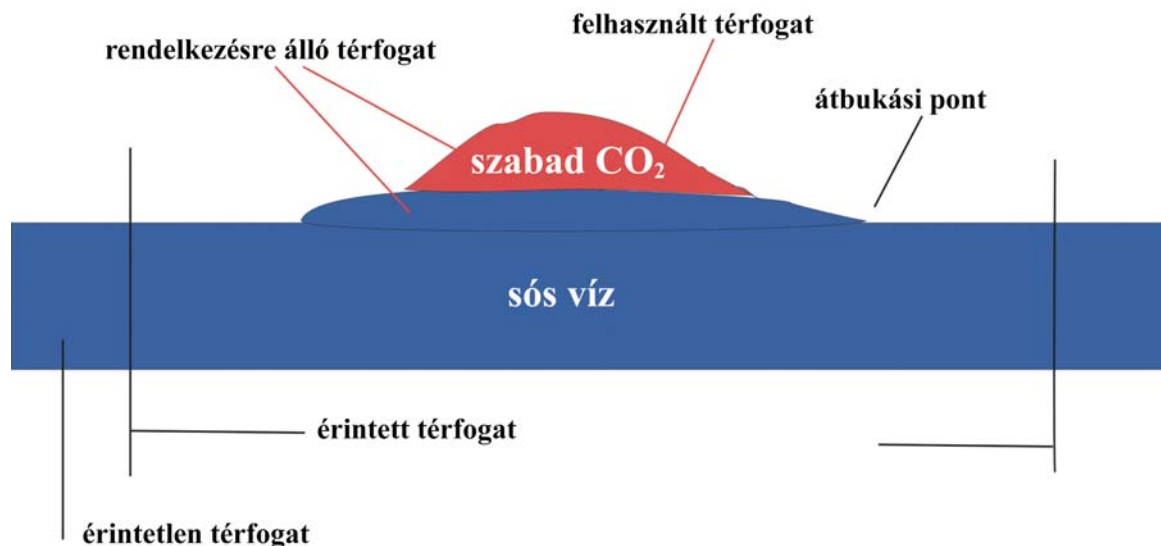
$\Delta p$  = túlnyomás (bar); értéke:  $\Delta p \approx 0,2 p_i$ ,

$V$  = aquifer közettérfogata (m<sup>3</sup>), amelynek porozitása  $\phi$ ,

$\rho_{\text{CO}_2}$  = a  $\text{CO}_2$  sűrűsége (kg/m<sup>3</sup>) adott nyomáson és hőmérsékleten.

### Geocapacity–TNO becslési eljárás

Hasonló megfontoláson alapul a „Geocapacity–TNO” tárolókapacitás becslési eljárása, amely az Európai Unió „szabványos” kapacitásbecslési módszere. A módszer lényege, hogy bár a kapacitásbecslésre formailag az (1) egyenletet használja fel, a rendelkezésre álló térfogatot („available



**5. ábra** CO<sub>2</sub>-tároló vázlatos rajza Vangkilde-Pedersen et al. (2008) alapján  
**Figure 5** Schematic figure of a CO<sub>2</sub> storage object based on Vangkilde-Pedersen et al. (2008)

**1. táblázat** Tárolási hatékonysági faktor,  $V_{\text{össz}}/V_{\text{rend}}$  [%]. A  $V_{\text{össz}}$  a teljes regionális „sós vizes” rezervoár térfogatát jelöli, míg a  $V_{\text{rend}}$  a rezervoár egy kisebb egységét, a záródó szerkezet térfogatát. (Lásd még 5. ábra; Vangkilde-Pedersen et al. (2008)). A tárolási hatékonysági faktort a GeoCapacity–TNO módszer használja.

Mélység [m]	1	5	10	50	100
1000	0,20	1,0	2,0	10	20
1500	0,30	1,6	3,0	16	30
2000	0,40	2,0	4,0	20	40
2500	0,50	2,6	5,0	26	50
3000	0,60	3,0	6,0	30	60
3500	0,72	3,6	7,2	36	72

space”) nem a teljes regionális aquiferre (feltételezve, hogy a regionális aquifer hidrodinamikailag összefüggő rendszert alkot) vonatkoztatja, hanem csak az aquifer azon kisebb egységeire, amelyeket *záródó szerkezet* fed le. E szűkebb térfogatokra vonatkozóan a tárolási hatékonysági faktort a záródó szerkezet által lehatárolt térfogatrész és a teljes érintett térfogatrész aránya, illetve a létrehozható nyomáskülönbség határozza meg. A rendelkezésre álló tárolókapacitás becslése ugyanakkor csak formailag egyezik a fentiekben bemutatott (1) egyenlettel, tartalmi szempontból a kompresszibilitás és a lehetséges túlnyomás értékeit veszi figyelembe (Vangkilde-Pedersen 2009).

A rendelkezésre álló térfogatrész (*Available Space*) vázlatos szerkezetét és lényeges elemeit a 5. ábra szemlélteti. Az alábbi táblázatban (1. táblázat) a hidrodinamikailag összefüggő térfogat (regionális aquifer) és a fenti definíció szerinti rendelkezésre álló térfogatrész aránya, valamint a rezervoármélység függvényében (feltételezve, hogy a rendszerben 20% túlnyomás hozható létre) tartalmazza a tárolási hatékonysági faktorokat (százalékban).

$$M_{\text{CO}_2} = VNG \varphi \rho_{\text{CO}_2} S_{\text{eff}}, \quad (3)$$

ahol

$M_{\text{CO}_2}$  = tárolható CO<sub>2</sub> tömege (kg) az aquiferben,

$V$  = a regionális víztároló térfogata (m<sup>3</sup>),

$NG$  = a zárt szerkezetek és regionális víztartó térfogataránya,

$\varphi$  = aquifer porozitása,

$\rho_{\text{CO}_2}$  = a CO<sub>2</sub> sűrűsége (kg/m<sup>3</sup>) adott nyomáson és hőmérsékleten,

$S_{\text{eff}}$  = a tárolás hatékonysági tényezője.

Mindhárom esetben a trapékszabály alkalmazásával számítottuk ki a kiszemelt regionális aquifer közettérfogatát. A porozitásértékeket a területeken a szénhidrogéntelepekből megismert és a formáció mélységtartományába eső porozitás adatok segítségével becsültük meg. Ismerve a térfogatok, Span és Wagner (1996) kísérleti munkája alapján megállapítottuk a CO<sub>2</sub> sűrűségét az adott nyomáson és hőmérsékleten.

A 2. táblázatban a formációra becsült szén-dioxid-tárolókapacitások láthatók, az első esetben a Pápay (2007) alapján meghatározott módon, a másik oszlopban a „GeoCapacity–TNO” módszer alapján 0,2% tárolási hatékonysági faktort

2. táblázat | A kiválasztott formációk elméleti CO<sub>2</sub>-tárolókapacitása

	Tárolókapacitás [t] (kompresszibilitással)	Tárolókapacitás [t] (0,2% tárolási hatékonysági faktorokkal „GeoCapacity–TNO”)	Tárolókapacitás [t] (1%-os tárolási hatékonysági faktorokkal „CSLF”)
Észak-Alföld	1,5–2,0 × 10 <sup>8</sup>	1,5–2,0 × 10 <sup>8</sup>	0,75–1,25 × 10 <sup>9</sup>
Dél-Alföld	5,0–5,5 × 10 <sup>8</sup>	3,5–4,5 × 10 <sup>8</sup>	1,05–2,5 × 10 <sup>9</sup>
Összesen a Szolnoki Formáció	6,5–7,5 × 10 <sup>8</sup>	5,0–6,5 × 10 <sup>8</sup>	1,8–3,75 × 10 <sup>9</sup>

vettük figyelembe, a harmadik oszlopban pedig a „CSLF” által javasolt megközelítést alkalmaztunk konzervatív, 1%-os tárolási hatékonysági faktor alkalmazása mellett.

A „sósvides” rezervoárok számbavételekor és tárolókapacitásának megbecslésekor a beoldódás és ásványképződés nélküli tárolókapacitást vettük figyelembe. Számítási eredményeink alapján a Szolnoki Formáció potenciális földtani tárolóobjektumaiba besajtolható CO<sub>2</sub> mennyisége Magyarországon mintegy 1500–3500 millió tonna.

Megállapítható, hogy a vizsgált területeknél nem mutatkozik jelentős eltérés a tárolókapacitás vonatkozásában a „GeoCapacity–TNO”-féle és a gáztárolási tapasztalaton alapuló számítási mód alkalmazása esetén. A „CSLF”-féle számítási mód esetén viszont már nagyobb, ~4–5-szörös a tárolási kapacitás elvi értéke, mint a másik két CO<sub>2</sub>-tárolási kapacitásbecslés eredménye esetén. Fontos megjegyezni, hogy a 2. táblázatban bemutatott értékek az adott formációban egy adott területre vonatkozó maximálisan tárolható CO<sub>2</sub> mennyiségét jelentik feltételezve, hogy a teljes formáció 1 hidrodinamikai egységként működik.

A fenti érték a képződmények egészében elméletileg maximálisan tárolható CO<sub>2</sub> mennyiségét jelenti. A ténylegesen tárolható szén-dioxid mennyiségét (és a tárolás helyét) a formációban az adott területen lévő záródó szerkezetek mérete és elhelyezkedése, valamint a záródó szerkezettel hidrodinamikai kapcsolatban lévő víztest mérete határozza meg. Ezekre a záródó szerkezetekre, illetve a hidrodinamikai egységek méretére vonatkozó információk egyelőre nem állnak rendelkezésre. A „sósvides” víztartó rétegekben történő tárolás előmozdításának egyik legfontosabb feltétele a formációban lévő záródó szerkezetek feltérképezése és a hidrodinamikai egységek lehatárolása.

## Összefoglalás, további tervek

Három, a nemzetközi gyakorlatban a „sósvides” rezervoárok CO<sub>2</sub>-tárolóképességének meghatározására használt kapacitásbecslési módszerrel (CSLF, Geocapacity–TNO, szénhidrogén-termelés tapasztalatain alapuló módszer) becsültük a Szolnoki Formáció alföldi területének szén-dioxid-tárolási kapacitását. A Szolnoki Formáció az az objektum, amely elsődleges vizsgálataink alapján a leginkább alkalmas földtani léptékben is hosszú távon, biztonságosan, kellően nagy méretekben tárolni a besajtolt szén-

dioxidot, és amelyről kellő mennyiségű információval rendelkezünk.

Ezek a becslési eljárások lehetővé teszik a potenciális rezervoár tárolókapacitásának nagyságrendi becslését. A CSLF ajánlásával kapcsolatban komoly fenntartások fogalmazhatók meg, mivel azzal a kérdéssel, hogy a CO<sub>2</sub> által kiszorított pórúsvíz hova távozik, egyáltalán tud-e távozni a rendszerből, nem foglalkozik. A „Geocapacity–TNO” tárolókapacitás-becslési eljárása, amely az Európai Unió „szabványos” kapacitásbecslési módszere, már feltételezi, hogy ismerjük a „sósvides” rezervoárban lévő záródó szerkezet térfogatát. De az elsődleges becslések esetén a záródó szerkezet térfogatát még nem ismerjük, mivel ennek megállapítására komoly – illetve költséges – földtani, geofizikai vizsgálatok szükségesek.

A „sósvides” rezervoár tárolókapacitásának megbecslésekor a beoldódás és ásványképződés nélküli tárolókapacitást vettük figyelembe. Számítási eredményeink alapján a Szolnoki Formáció potenciális földtani tárolóobjektumaiba besajtolható CO<sub>2</sub> mennyisége csak az alföldi területeken mintegy 650–750 millió tonna. Azonban a ténylegesen tárolható szén-dioxid mennyiségét (és a tárolás helyét) a formációban az adott területen lévő záródó szerkezetek mérete és elhelyezkedése, valamint a záródó szerkezettel hidrodinamikai kapcsolatban lévő víztest mérete határozza meg. Ezekre a záródó szerkezetekre, illetve a hidrodinamikai egységek méretére vonatkozó információk egyelőre nem állnak rendelkezésre. A következő lépések a „sósvides” rezervoárakban történő tárolás előmozdítására a formációban lévő záródó szerkezetek feltérképezése és a hidrodinamikai egységek lehatárolása lennének, ennek megvalósítása a nagy költségek miatt csak Európai Unió pályázatok és hazai összefogással lehetséges.

A szóba jövő jelentős közzétér fogatok ellenére sincs területegységenként korlátlan tárolókapacitás. Ráadásul a nagy érintett területek miatt a monitorozást – vagy legalább is bizonyos vizsgálatokat – is nagy területre kell kiterjeszteni, ami tovább növelheti a tárolási költségeket.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a MOL Nyrt.-nek és az MBFH-nak a szükséges adatok rendelkezésre bocsátásáért. A kutatás elvégzéséhez az OTKA (T-060861) támogatása is hozzájárult. Köszönjük Dr. Posgay Károly gondos lektori munkáját és értékes tanácsait.

## Hivatkozások

- Bachu S., Bonijoly D., Bradshaw J., Burruss R., Christensen N.P., Holloway S. and Mathiassen O.M., 2007: Estimation of CO<sub>2</sub> Storage Capacity in Geological Media – Phase 2. Work under the auspices of the Carbon Sequestration Leadership Forum ([www.cslforum.org](http://www.cslforum.org)).
- Chadwick A., Arts R., Bernstone C., May F., Thibeau S., Zweigel P., 2007: Best practice for the storage of CO<sub>2</sub> in saline aquifers: observations and guidelines from the SACS and CO2STORE Projects.
- Frailey S., 2007: Estimation of the Storage Efficiency Factor for Saline Formations. Appendix 1. In: Methodology for Development of Carbon Sequestration Capacity Estimates. Appendix A in Carbon Sequestration Atlas of the United States and Canada. U.S. Department of Energy Office of Fossil Energy, National Energy Technology Laboratory 86.
- IEA Greenhouse Gas R&D Programme, 2008: “Carbon Capture and Storage: Meeting the Challenge of Climate Change”, IEA/OECD, Paris.
- IPCC Fourth Assessment Report, 2007: Climate Change
- Juhász Gy., 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. (Pannonian s.l. lithostratigraphic units in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environments). Földtani Közlöny, Budapest 122/2–4, 133–165
- Juhász Gy., 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztatográfiája. In: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, Bérczi I., Jámber Á. (szerk.). Magyar Olajipari Részvénytársaság és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadása, Budapest, pp. 469–484
- Kummer I., 2003: Magyarország földtani térmodellje. ELGI Zárójelentés – Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár
- Pápay J., 2007: A CO<sub>2</sub>-összegyűjtés és földtani szerkezetekben történő tárolás rezervoár és geomérnöki irányelvei.
- Span R., Wagner W., 1996: A New Equation of State for Carbon Dioxide Covering the Fluid Region from the Triple-Point to 1100 K at Pressures up to 800 MPa. J Phys Chem Ref Data 25, 1509–96
- Vangkilde-Pedersen T., 2009: WP4.2 Aquifer capacity estimation; GeoCapacity results and the future for geological storage of CO<sub>2</sub>, EU GeoCapacity open final Conference, Copenhagen
- Vangkilde-Pedersen T., Lyng Anthonsena K., Smith N., Kirk K., Neele F., van der Meer B., Le Gallo Y., Bossie-Codreanu D., Wojcicki A., Le Nindre Y.-M., Hendriks C., Dalhoff F., Christensen N. P., 2009: Assessing European capacity for geological storage of carbon dioxide – The EU GeoCapacity project, ScienceDirect Energy Procedia 1, 2663–2670
- Vangkilde-Pedersen T., Neele F., Wojcicki A., Bossie-Codreanu D., 2008: Storage capacity standards. EU GeoCapacity deliverable D24, 22.
- Vilarrasa V., Olivella S., Carrera J., 2011: Geomechanical stability of the caprock during CO<sub>2</sub> sequestration in deep saline aquifers. Energ. Proc. 4, 5306–5313

## Földtudományi alapszakos, geológus- és környezetgeofizikusmérnök-hallgatók diplomavédése Miskolcon

A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén 2011. június 8-án sikeres záróvizsgát tettek a műszaki földtudományi alapszak földtudományi szakirány, továbbá a műszaki földtudományi szak geológus mérnöki és a környezetmérnöki szak környezetgeofizikus-mérnöki szakirány végzős hallgatói. A három szakirányhoz kijelölt államvizsga bizottságok munkájában *dr. Bodoky Tamás* egyetemi magántanár, *dr. Fancsik Tamás* igazgató, *dr. Farkas István* címzetes egyetemi tanár és *dr. Zelenka Tibor* ny. elnöki tanácsadó vett részt a Miskolci Egyetem vezető oktatói mellett.

Földtudományi mérnökként – hét féléves BSc képzés keretében – *Czeglédi Balázs*, *Holló Dávid* és *Kasó Attila* végzett. *Czeglédi Balázs* „Az F-7 fúrás földtani rétegsorának vizsgálata és értelmezése”, *Holló Dávid* „Vízutató fúrások karotázs mérései és feldolgozásuk”, *Kasó Attila* pedig „A Rudabányai-hegység T11-es kutatófúrás rétegsorának vizsgálata és értelmezése” című szakdolgozatát védte meg. Az őszi és a tavaszi szemeszter között is volt záróvizsga, 2010. december 20-án *Fekete Fruzsina* „Szeizmikus 3D

kutatástervezés, Nagymihály (Valea lui Mihai) 3D” és *Istenes Orsolya* „A vertikális szeizmikus szelvényezés (VSP) adatfeldolgozási módszerei” című szakdolgozatát mutatta be sikeres államvizsga mellett. Az elért eredmények alapján *Czeglédi Balázs*, *Holló Dávid* és *Istenes Orsolya* oklevelének minősítése kiváló lett.

A hagyományos (tíz féléves, kifutó) képzésben *Boros Gabriella* „A Martonyi vasérc–szinesérc-előfordulás földtani újraértékelése”, *Kovács Roland* „Talajöblítéses talajtisztítás vizsgálata geofizikai eljárásokkal”, *Szendrei András* pedig „Geofizikai kutatás a Solt-szigeti vízbázis vizsgálathoz” címmel nyújtott be diplomamunkát, és sikeres záróvizsgájukkal mindhárman jó minősítésű (geológusmérnöki, utóbbiak környezetmérnöki) oklevélre nyertek jogot.

A Geofizikai Tanszék ezúton is megköszöni a konzulensek és a bírálók munkáját, melyek meghatározóan járultak hozzá a védés szakmai színvonalának emeléséhez. A végzős kollégáknak pedig nemcsak szakmai értelemben, hanem az élet más területén is sikereket kívánunk.

*Dr. Pethő Gábor*



A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén 2010. jún. 8-án sikeres záróvizsgát tett hallgatók. Balról jobbra: *Czeglédi Balázs*, *Holló Dávid*, *Kasó Attila*, *Boros Gabriella*, *Kovács Roland* és *Szendrei András*



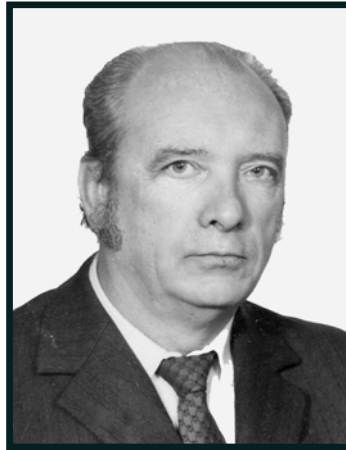
## Szunyogh Ferenc 1933–2011

1933. december 3-án született Újpesten, az általános iskolát 1949-ben végezte el, majd a Szikra könyvkiadónál dolgozott (1950–52). A Dolgozók Esti Gimnáziumában érettségi vizsgát tett, ezt követően, 1952. augusztus 15-től nyugdíjba vonulásáig, 1988. december 3-ig volt az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet dolgozója.

A Mélyfúrás Geofizikai Osztályon karotázs észlelő és műszerfelelős beosztásban kezdte pályafutását, később a Kísérleti Karotázs Csoportnál mint észlelő dolgozott. Sokat foglalkozott a különböző karotázsvizsgálatok fejlesztésével, főleg radiológiai módszerekkel. Sikeresen elvégezte először a Főhatóság és az Intézet által szervezett geofizikus-technikus szakképzést, majd 1966-ban a Budapesti Műszaki Egyetem Villamosmérnöki Karán megszerezte mérnöki diplomáját. Ezt követően az Intézetben tudományos munkatársi munkakörbe került.

Több évig dolgozott a Mongóliát kutató expedíciókban, majd Irakban és Líbiában végzett vízkutató célú karotázsméréseket.

1969-től a Mélyfúrás Geofizikai Főosztály Kísérleti Karotázs Osztály munkájában a terepi mérőcsoport vezetőjeként és a műszaki csoport irányítójaként vett részt. Nagy szakértelemmel és hozzáértéssel segítette a karotázs módszertani munkák sikeres megvalósítását, és a terepi mérések szervezését. Munkájához és vezetői feladatahoz tartozott a terepi mérési technológia fejlesztése, a mérőberendezések üzemképességét, ellenőrzését, hitelesítését biztosító munka irányítása.



Szunyogh Ferenc  
1933–2011

Kutatási-fejlesztési feladatokban témavezetőként vett részt. Először a kis átmérőjű kombinált szondák fejlesztésének témavezetője volt, majd a röntgenradiometriai érckutatási módszer terepi kidolgozásában, továbbá a spektrális nukleáris vizsgálatok terepi megalapozásának előkészítésében vett részt.

Kiemelkedő szerepe volt a bányabeli karotázs vizsgálatok (érc, szén és bauxit) módszertani kialakításában.

Jó munkájáért több kitüntetésben részesült (igazgatói és KFM dicséret), a legjelentősebb szakmai elismerést, a PRO GEOPHYSICA díjat 2000-ben kapta meg.

Nyugdíjazása után 1988–2011-ig a Geo-Log Kft.-nél dolgozott (10 nappal a halála előtt még elektródát készített). Elsősorban a mechanikus karbantartási és fejlesztési munkákat végezte; szakértelme, gyakorlata és szorgalma nehezen lesz nélkülözhető. 43 év után Nélküle kell megszerveznünk a hagyományos karácsonyi

„szocialista brigád” találkozót.

Lelekiismeretes, megbízható, áldozatkész dolgozó volt. Fáradtságot nem ismerve végezte feladatát, beosztottait nagy szorgalommal oktatta.

Szerettük derűs közvetlen, emberséges magatartása miatt, kítűnő humorát és anekdotáit nem felejtjük.

Rokonai, kollégái, barátai, ismerősei 2011. július 15-én vettek búcsút Tőle a Rákoskeresztúri Újköztemetőben.

Kedves Feri!  
Emléked megőrizzuk. Nyugodj békében!

*Dr. Baráth István, Szongoth Gábor*

## Shukran, eini Ferhát!

Ismét elment valaki a régi ELGI-sek közül, életrajzából kiderül, a legrégebbek egyike. Akik ismerték, tudják, nehéz rá emlékezve csupán szakmájáról beszélni, és egyetlen – általa elmondott vagy vele történt – történetet sem említeni. Bár a geofizikán belül nem ugyanazon a területen dolgoztunk, kétszer is hosszabb-rövidebb ideig dolgoztunk együtt. Mindkét esetben meglehetősen különösek voltak a körülmények. Vagy negyven évvel ezelőtt készülődött Feri

Mongóliába, mégpedig felszíni elektromos mérések végzésére. Úgy alakult, hogy neki magának kellett elkészíteni azt az egyenáramú ellenállásmérő műszert, amellyel aztán az expedícióban dolgozott. Ez számára nem jelentett nehéz feladatot. Akkoriban az ELGI gyakran bérelt helyiséget irodának vagy éppen műszerépítő labornak a város különböző részein. Eléggyé meglepő módon a Népköztársaság – ma ismét Andrassy – úton sikerült „albérletet” találni. A lakás többi

részében talán az eredeti tulajdonos lakott, tudomásunk szerint egy nyugalmazott tüzérezredes, feleségével. Mint-ha valaki eleve egy Feri által annyira kedvelt történetet írt volna, az ezredes úr – lehetett szakmai ártalom – süket volt. Ennek következtében a lakás bármely részében beszélgetett feleségével, azt mi is hallottuk. Az ezredes úr feleségével szemben is megtartotta katonás stílusát, szóhasználatát. Ezért aztán még a legemlékezetesebb mondatait sem lehet itt idézni, de az biztos, hogy a műszerépítés nem mindig szórakoztató óráiban változatosságot jelentett ez az akaratlan „hallgatóság”.

Másik, egy éven át tartó majdnem rendszeres találkozásaink színhelye Irak volt. Négyen mentünk műszerekkel, egy-éves oktatási programra. Hárman Bagdadban maradtunk. Feri vállalta a legnehezebb feladatot, egy műszerkocsival Moszulban dolgozott egyedül. Biztos vagyok abban, hogy a nehezebb körülmények ellenére közülünk neki sikerült a legtöbbet átadni tudásából. Időnként Bagdadba kellett jönnie. Már maga az utazás is kaland volt, az egyetlen utazási lehetőség a taxinak nevezett, gépkocsinak látszó tömegközlekedési eszköz volt. A Bagdadban töltött néhány nap alatt nálunk lakott és mesélt. Szerencsére, nem ezeregy éjszaká-

ról volt szó Irakban, elég volt az a hivatalosan háromszázhatvanöt is. Feriben még élénken éltek a mongóliai emlékek is, legemlékezetesebb megállapítása a mongol és arab húros hangszerek összehasonlító vizsgálatán alapult. Azt hiszem, ő volt az egyedüli magyar, aki az arab segédmunkásokhoz időnként mongolul beszélt.

Iraki munkánk végeztével együtt jöttünk haza, s nem akárhogy. A kis csoportunk vezetői által használt, egy év alatt meglehetősen lerobbant Volgával indultunk útnak. Előtte, amennyire tudta, Feri rendbe hozta a kocsit, nem is volt vele semmi probléma. Annál több a nemzetközi helyzettel. Tervezett útvonalunkat az utolsó pillanatban módosítani kellett, mert Irak és Szíria valamin megint összeveszett, lezárták a határt. Csak Törökország felé mehettünk, a hírhedt Mardinon keresztül, amitől még a tapasztalt kamionosok is féltek. Végül is a több országon át vezető, majdnem kéthetes út nagyon jól sikerült, sok-sok emlékezetes élménnyel. Még egyszer: *Shukran, eini Ferhát!* Ő biztosan érti ezeket az arabnak látszó szavakat. A *shukran* a köszönöm iraki változata, az *eini* barátot, kollégát, talán még havert is jelent emlékeim szerint, a *Ferhát* meg a Ferenc moszuli változata.

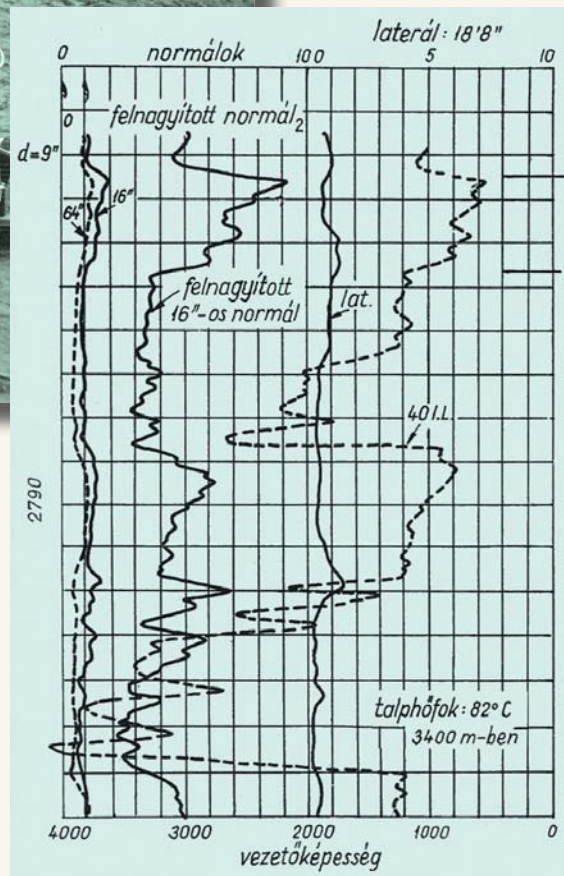
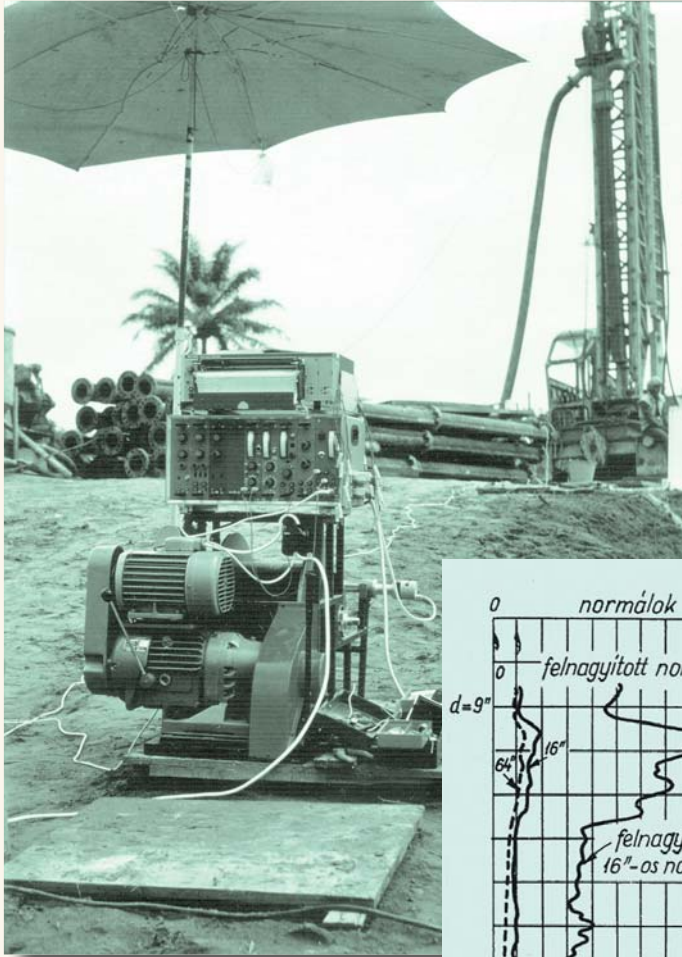
Verő László

## Rendezvénynaptár

2011. október		
2011. okt. 3–6.	A Balkán Geofizikai Társaság 6. kongresszusa ( <a href="http://www.bgs2011.hu">http://www.bgs2011.hu</a> )	Hotel Mercure Buda, Budapest
2011. okt. 12.	„Új utak a földtudományban” előadássorozat szakértőknek és laikusoknak: „Föld és élet. Óceánok”	Budapest, ELGI
2011. okt. 27.	A Budapesti Olajos Kör és az OMBKE KFVSZ előadótülése	Budapest, ELGI
2011. november		
2011. nov. 6.	„Földtudományos Forgatóg” – a Magyar Tudomány Ünnepe keretében	Miskolci Egyetem, Aula
2011. nov. 7.	Inverziós Ankét	MTA Miskolci Területi Bizottsága, Miskolc, Erzsébet tér 3
2011. nov. 8–11.	SES 2011: Fenntartható Földtudományok – Sustainable Earth Sciences ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Valencia, Spanyolország
2011. nov. 9.	„Új utak a földtudományban” előadássorozat szakértőknek és laikusoknak: „A talaj: a Föld élő bőre”	Budapest, ELGI
2011. nov. 24.	X. jubileumi geotudományi ankét	Nagykanizsa, Hevesi Sándor Műv. Központ
2012. március		
2012. márc. 3–8.	DGG 72 – a német geofizikai társaság évi közgyűlése	Hamburg, Németország
2012. márc. 20–22.	SPE/EAGE – European Unconventional Conference & Exhibition ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Bécs, Ausztria
2012. április		
2012. ápr. 2–5.	EAGE Saint Petersburg 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Szentpétervár, Oroszország
2012. ápr. 22–27.	EGU 2012 – az European Geosciences Union közgyűlése	Bécs, Ausztria
2012. június		
2012. jún. 4–7.	EAGE Copenhagen 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Koppenhága, Dánia
2012. szeptember		
2012. szept. 3–5.	Near Surface Geoscience 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Párizs, Franciaország

*EAGE: European Association of Geoscientists and Engineers  
További részletek, referenciák a honlapról (<http://www.mageof.hu>) érhetők el.*

*Kakas Kristóf*



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

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

E-mail: [geophysic@mtesz.hu](mailto:geophysic@mtesz.hu); Honlap: [www.mageof.hu](http://www.mageof.hu)