

# Földtani Közlöny



141/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2011

**Felelős kiadó**

HAAS János,  
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

**Főszerkesztő**

CSÁSZÁR Géza

**Műszaki szerkesztők**

PIROS Olga  
SIMONYI Dezső

**Nyelvi lektor**

Philip RAWLINSON

**Szerkesztőbizottság**

**Elnök: HAAS János**  
FODOR László, KLEB Béla, PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

**Főtámogató**

MOL Rt.

**A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni**

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

\*\*\*

**Editor-in-charge**

János HAAS,  
President of the Hungarian Geological Society

**Editor-in-chief**

Géza CSÁSZÁR

**Technical editors**

Olga PIROS  
Dezső SIMONYI

**Language editor**

Philip RAWLINSON

**Editorial board**

**Chairman: János HAAS**  
László FODOR, Gyula GRESCHIK,  
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP,  
Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

**Sponsors**

MOL Rt.  
This issue sponsored by OTKA.

**Manuscripts to be sent to**

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O.  
box 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

**Földtani Közlöny is abstracted and indexed in**

**GeoRef** (Washington),  
**Pascal Folio** (Orleans),  
**Zentralblatt für**  
**Paläontologie** (Stuttgart),  
**Referativny Zhurnal**  
(Moscow) and  
**Geológiai és Geofizikai**  
**Szakirodalmi Tájékoztató**  
(Budapest)

**Tartalom — Contents**

- VINCZE János, G. SÓLYMOS Kamilla, DITRÓI PUSKÁS Zuárd, KÓSA László: Mikrotelérés, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban. — Uranium-ore micro-veins in granite from the western parts of the Mecsek Mts (Hungary). 325
- GYŐRI Orsolya, POROS Zsófia, MINDSZENTY Andrea, MOLNÁR Ferenc. FODOR László, SZABÓ Richárd: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenesztörténete. — Diagenetic history of the Palaeogene carbonates, Buda Hills, Hungary. 341
- UHRIN András, SZTANÓ Orsolya, CSILLAG Gábor, HÁMORI Zoltán: Késő-miocén–pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében. — Reconstruction of Late Miocene – Pliocene rivers in south-eastern foreland of the Vértes Hills. 363
- UHRIN András: A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása. — Salt and water budget calculations for the Late Miocene Lake Pannon. 383
- SEBE Krisztina, CSILLAG Gábor, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit: Platóhelyzetű eolikus üledékek és formák az Agár-tető bazaltfennsíkján (Déli-Bakony). — Mountain-top aeolian deposits and ventifacts on the basalt plateau of Agár-tető (Southern Bakony, Hungary). 393
- TAKÁCS Ágnes, MOLNÁR Ferenc: Az infravörös mikroszkópia alapjai és alkalmazása opak ásványok fluidumzárvány vizsgálatában. — Basic principles of infrared microscopy and its application in fluid inclusion studies of opaque minerals. 401
- DOBOS Irma, PÓKA Teréz: Évfordulós megemlékezés Dr. LENGYEL Endréről (1893–1981). 415
- Hírek, ismertetések** (összeállította PALOTÁS Klára) 421

*Első borító: Szkalenoédes kalcit és kristályrajza, Lapos-bánya, (Fotó: Győri Orsolya). Hátsó borító: A befogadó kőzetbe szivárgó paleokarsztos anyag, Mátyás-hegy (Fotó: Győri Orsolya).*

**Budapest, 2011**

**ISSN 0015-542X**

## Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- |  |   |
|--|---|
| a) <b>Cím</b>                                      | h) <b>Diszkusszió</b>                             |
| b) <b>Szerző(k), postacím</b> (E-mail cím)         | i) <b>Következtetések</b>                         |
| c) <b>Összefoglalás (magyarul, angolul)</b>        | j) <b>Köszönetnyilvánítás</b>                     |
| d) <b>Bevezetés, előzmények</b>                    | k) <b>Hivatkozott irodalom</b>                    |
| e) <b>Módszerek</b>                                | l) <b>Ábrák, táblázatok és fényképtáblák</b>      |
| f) <b>Adatbázis, adatkezelés</b>                   | m) <b>Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok</b> |
| g) <b>A téma kifejtése</b> — megfelelő alcím alatt | (magyarul és angolul)                             |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

- RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)  
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)  
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)  
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)  
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

## Mikroteléres, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban

VINCZE János<sup>1</sup>, G. SÓLYMOS Kamilla<sup>2</sup>, DITRÓI-PUSKÁS Zuárd<sup>2</sup>, KÓSA László<sup>3</sup>

<sup>1</sup>7624 Pécs, Szigeti út 8/a

<sup>2</sup> ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék, 1117 Pázmány Péter sétány 1/c

<sup>3</sup>7624 Pécs, Ifjúság útja 5/c

---

### *Uranium-ore micro-veins in granite from the western parts of the Mecsek Mts (Hungary)*

#### Abstract

U-ore microveins were crossed in granite with the application of deep-drilling (Nb-9017) between 512–516 metres; this took place to the west of the well-known U-deposits in the Upper Permian sandstones. Up until now the results of this new research have not been published in any form. Geological prospecting for uranium was abandoned at the end of 1989, and mining for the deposits ceased in 1997. The results of the later-performed microprobe analyses, and their evaluation are presented in this paper.

The ore-containing microvein network — filled by pitchblende ('U-black'), coffinite, pyrite, and calcite, and developed along fractures in the mylonitized granitoid rock — can be considered to be the result of ascendent hydrothermal (epi-teletothermal) mineralizing fluids. The latter possibly represent an Alpine rejuvenation of an earlier Prealpine pegmatoid (?) — completed by additional hydrothermal solutions. Owing to  $t_{206}$  Pb-isotope ages (137±30 m.y.) they cannot be the source of the Permian sandstone-type ore formation. However, there is the possibility that they could represent an independent, granite-hosted U-ore mineralization.

*Keywords: Western Mecsek Mts, granite, geological prospection, borehole drillings, U-oxide, coffinite, pyrite, calcite microveins*

---

#### Összefoglalás

A mecseki uránérc lelőhelytől nyugatra végzett felderítő kutatás a 9017. sz. mélyfúrással gránitban kifejlődött mikroteléres–mikroeres uránércesedést harántolt, amely kutatási eredmény még a MÉV kéziratos jelentésében sem nyert érdemi értékelést. E dolgozat hiánypótlásként adja közre a félbeszakadt anyagvizsgálatok utólagos és részleges feldolgozásának elektron-mikroszondás elemzésekkel kiegészített eredményeit.

Az U-oxid (szurokérc), coffinit, pirit, kalcit összetételű mikrotelér (mikroér)-hálózat — a töréses mikrotektonika mentén — aszcendens, epiteletermés ásványosodás, amely korábbi (prealpi) pegmatoid (?) jellegű U-Ti-ásványosodás — újabb oldathozzájárulással kiegészült — alpi kiújulása lehet. Bár a permnél fiatalabb ólomizotóp ( $t_{206}$ ) kora miatt nem lehet a Kővágószőlősi Homokkő Formáció uránércesedésének denudációs forrása, de jelzi a gránit szórt, és anomális U-tartalmát meghaladó, önálló U-ércesedés lehetőségét.

*Tárgyszavak: Nyugat-Mecsek, gránit, felderítő mélyfúrásos kutatás, U-oxid, coffinit, pirit, kalcit mikrotelére*

#### Kutatástörténeti áttekintés

A mecseki permben települt uránérclelőhely több évtizedet átívelő kutatásával és bányászatával párhuzamosan folyt a lelőhelytől nyugatra külszíni kibúvásköböl ismert kristályos alaphegység kőzeteinek, azok elterjedésének újratérképezése, majd mélyfúrásos (felderítő) kutatása, amelynek tervtanulmánya WÉBER (1981) munkája. Mivel az enyhén U-anomális granitoid kőzetek (Mórággyi Formáció) és a Gyűrűfői Riolit (kvarcporfír)

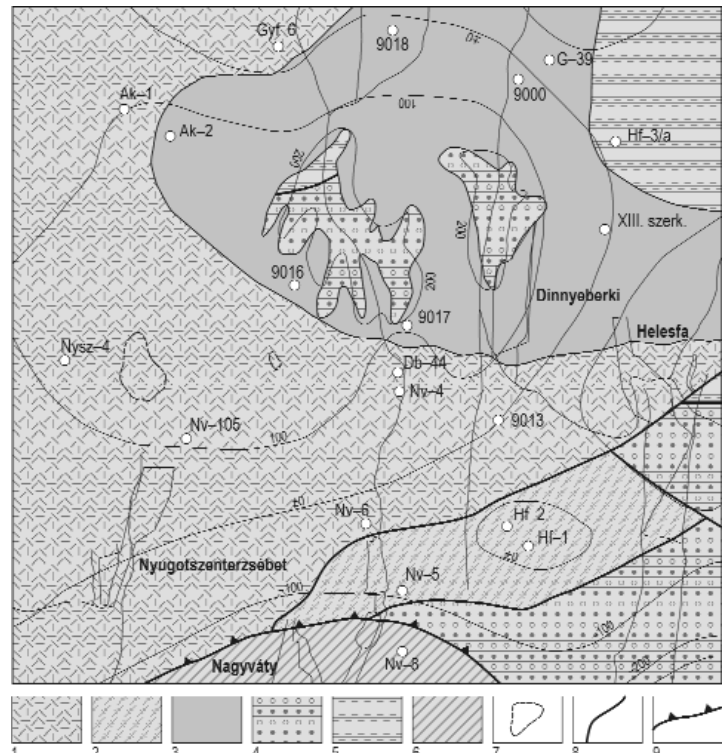
lepusztulási anyaga a perm homokkövek fő törmelékes összetevői, kutatási célként fogalmazódott meg, hogy e két formáció milyen mértékben és formában lehet a perm felhalmozódott uránkészlet forrása; valamint lehet-e valamilyen elsődleges uránércesedés hordozója? Nem volt kétséges, hogy a granitoid és riolit (kvarcporfír) törmelékanyagot szállító vízi közeg oldott uránt is tartalmazott (BARABÁS & VIRÁGH 1964, 1966; FAZEKAS 1978). Lepusztult ércásványosodás uránforrásként ALFÖLDI (1958) pegmatitos származású, az ércesedett homokkőben nyo-

mokban megjelenő uránásványokat (samiresit, thorianit, dumontit, davidit, brannerit) vélt felismerni; BARABÁS & KISS (1958), majd KISS (1961, 1966, 1971) — az ércben allotigén mechanikai törmelék-ként is kimutatott uránit alapján — hidrotermás Bi-Co-Ni formáció lepusztulásával számolt. A kén-savas technológiai feltárás maradványában feldúsult allotigénnek minősíthető U-oxid Ti-tartalmúnak bizonyult: elektronmikroszondás elemzéssel meghatározott összetétele az elsődleges pegmatitos eredetű branneritével (U-Ti-oxid) egyezett meg (GÁL-SÓLYMOS et al. 1993, GÁL-SÓLYMOS & PUSKÁS 1994).

A felszíni-felszínközeli feltárások (árkok, sekély-fúrások) és mélyfúrások révén körvonalazható volt a Ny-mecseki granitoid kőzetek térbeli elterjedése, mélységbeli elérhetősége. A külszíni kibúvásoktól (Nyugotszenterzsébet, Nagyváty) mélyfúrásokkal K-i irányban növekvő mélységben harántolt gránit erodált felszínét az alsó-perm törmelékes formációi és a Gyűrűfői Riolit (kvarcporfir) fedik (1. ábra).

A korszerű gránitgenetikának megfelelő anyagvizsgálatukat a MÉV részére BUDA (1984) végezte el, amelyhez a terepi dokumentációkat KÓSA (1982) készítette.

A MÉV terepi karotázs és nagy számban végzett radiometriai mérései — a granitoid tömegére jellemző emelkedett sugárzási szinthez viszonyítottan is — számos kisebb-nagyobb anomáliát jeleztek, 10–100 g/t közötti U-tartalommal. Közülük kiemelkedő volt a 9017. sz. mélyfúrás 512–516 m közötti mélységköze, ahol 200–300 g/t közötti U-csúcs is megjelent. Ilyen — már ércindikációnak minősülő — dúsulásnál feltétlenül tisztázandó volt, hogy kötődik-e valamilyen — makroszkóposan is látható — ércesedést jelző kőzetelváltozáshoz, netán ércásványosodáshoz? A fúrómagon közel függőleges irányultságú fekete erzet volt megfigyelhető, ami további



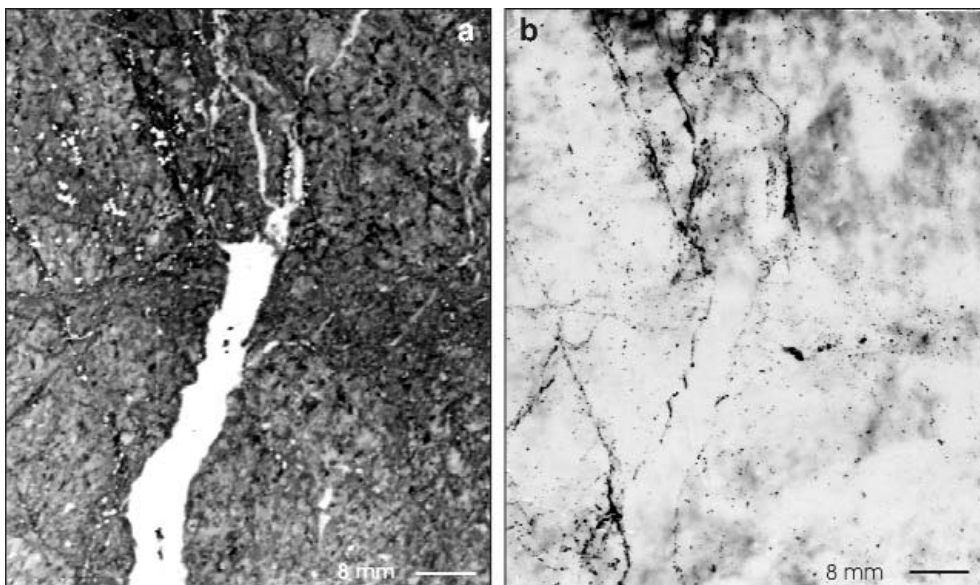
1. ábra. A Mecsek nyugati előterének mélyföldtani térképrészlete (MAJOROS 2001)

1 – Mórágai Gránit, 2 – Gyödi Szerpentinit, 3 – Gyűrűfői Riolit, 4 – Cserdi Formáció (konglomerátum, homokkő), 5 – Bodai Aleurolit, 6 – szerkezeti zóna, 7 – alaphegység felszíni elterjedése, 8 – szerkezeti vonal, 9 – takaró határ jellegű szerkezeti vonal

Figure 1. Geological map of the foreland in the Western Mecsek Mts (after MAJOROS 2001)

1 – Mórágai Granite Fm, 2 – Helesfa serpentinite, 3 – Gyűrűfői Rhyolite Fm, 4 – Cserdi Fm (conglomerate, sandstone), 5 – Boda Aleurolite Fm, 6 – tectonic zone, 7 – surface area of basement complex, 8 – tectonic line, 9 – tectonic line of thrust sheet

vizsgálatokat indokolta. A kőzetcsiszolatokról készített alfa-nyomdetektoros autoradiográfiák a mikroerek U-érc ásványosodására utaltak (2. ábra). Elkezdett ásványtani vizsgálatuk a MÉV földtani kutatásainak megszűntével — 1989 végén — abbamaradt. Az elvégzett ásványtani és egyéb vizsgálatok (radiometriai, optikai, színekép, kémiai, ólom-



2. ábra. a) Kalciteret (fehér) szegélyező és szétágazó (szétsep-rűződő) U-ásványosodott mikroér-hálózat (fekete) a 9017. sz. fúrás gránitjában (513,5 m). Felületi csiszolat, természetes nagyság. b) az a) ábrán bemutatott csiszolat  $\alpha$ -nyomdetektoros autoradiográfiája

Figure 2. a) Calcite vein (white) bordered by U-mineralization and ramifying microvein-network of U-mineralization (black) in the granite of borehole No. 9017, 513.5m. Macrophoto of polished section in natural size. b) Alpha-autoradiograph belonging to the a) polished section

izotóp) részeredményeit éves jelentések (FAZEKAS & VINCZE 1982–1985, VINCZE & ELEK 1985–1989), valamint a MÉV kutatásairól készült zárójelentés (MAJOROS 2000, VINCZE 2000) tartalmazza. A jelentés granitoidokkal foglalkozó fejezete (MAJOROS 2000) viszont nem utal az észlelt ércindikációra. Vizsgálata BUDA (1984) anyagából is kimaradt. Kedvező eredmény viszont, hogy a „csak” anomális szintű U-dúsulás mintájából elektron-mikroszondás elemzés is készült (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék), amely már 30–40 g/t-ás dúsultságnál uránásványosodást jelzett. A mikrotelérés ércesedés korszerű (elektron-mikroszondás és ércmikroszkópi) anyagvizsgálatának hiánypótlására 2007-ben az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén került sor.

E tanulmány megkísérli — a rendelkezésre álló adatok alapján — az ércindikáció geokémiai-ércteleptani értékelését és annak közreadását, utólagos hozzájárulásként az 1997-ben megszűnt uránérc-bányászat kezdetének 50. évfordulójáról 2005-ben tartott megemlékezéshez.

### A nyugat-mecseki granitoid U-anomáliáinak kőzettani-geokémiai háttere

A gránittömeget a sekély- és mélyfúrások  $\approx 800$  m hosszban harántolták. A mélyfúrások közül a legnagyobb

kőzettömeget a 9016. sz. (112–317 m, 205 m), a 9017. sz. (415,6–609 m,  $\approx 193$  m) és a XIII. szerkezetkutató (595–785 m, 190 m) fúrások tárták fel (1. ábra). A sugárzóanyag-tartalmat és összetételét a  $\gamma$ -karotázs mellett jóval több mint 1000 kőzetminta ún. „négykomponenses” (U, Th, Ra, K) radiometriai elemzéséből ismerjük. A 9017. sz. fúrás 159 mintájából  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  („karbonát”) meghatározás és  $\Sigma\text{RFF}$  elemzések, valamint 6 mintájából teljes kőzetelemzés is készült (I. táblázat). Az optikai színképadatok (II. táblázat) a nyomelemtartalomhoz nyújtanak némi támpontot.

A gránittömeg teljes vastagságát nem ismerjük. A 9017. sz. fúrás  $\approx 200$  m feltárási hossza nem elégséges a kemizmus mélységi változásának előrejelzéséhez (3. ábra). Az  $\text{SiO}_2$ -tartalom a szelvény aljáig csökkenő trendet mutat ugyan (mintegy 5–10%), de ez nem jár az egymással nyhén korreláló  $\text{K}_2\text{O}$ - és  $\text{Na}_2\text{O}$ -tartalom ilyen arányú növekedésével. A kőzettani szelvényben (KÓSA 1982) a biotitban gazdag xenolitos gránitpázták és az aplitbetelepülések mutatnak némi káliumtöbbletet (4–5,6%, ill. 4,7–5%  $\text{K}_2\text{O}$ ). Nagyobb a káliumtöbblet a 9016. sz. és a XIII. szerkezetkutató fúrás aplitjaiban.

KÓSA (1982) (makro)kőzettípusonként (U-anomális és nem U-anomális rózsaszínű gránit, zöldes granitoid, aplit, telérkőzet, telér mentén kifakult gránit, zöld-vörös foltos gránit, xenolitos gránit, vetőzónák) vizsgálta a fő- és

I. táblázat. Nyugat-mecseki gránit kőzetminták fő- és nyomelem összetétele (oxid t %)\*

Table I. Major and trace element contents of granite samples, Western Mecsek Mts (oxide weight percent)\*

Fúrás jele Minta jele Mintavétel helye	9017 Iz-85/1 513,5 m	9017 Iz-85/2 542,5 m	Nv-103 Iz-85/3 104,3 m	Nv-105 Iz-85/4 95,8 m	Db-203 Iz-85/5 78,7 m	Db-203 Iz-85/6 74,7 m
<b>A) Ny-mecseki gránit kőzetminták főelem összetétele (oxid t %)* – Major element contents of granite samples, W Mecsek Mts (oxide weight percent)*</b>						
$\text{SiO}_2$	59,5	65,0	72,5	66,5	65,5	53,0
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12,4	14,8	12,0	14,4	13,5	12,7
$\text{TiO}_2$	0,39	0,41	0,07	0,54	0,46	0,50
CaO	4,6	2,4	2,0	2,6	3,1	4,0
MgO	2,2	1,9	0,9	1,2	1,9	3,1
MnO	0,10	0,06	0,06	0,04	0,07	0,11
$\text{Na}_2\text{O}$	1,8	3,1	3,0	1,8	1,9	1,4
$\text{K}_2\text{O}$	5,7	5,8	5,5	5,3	5,1	4,5
FeO	3,1	2,4	1,2	1,4	2,6	4,5
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,17	0,83	0,46	0,58	0,30	1,50
Izz. veszt.	7,5	3,1	2,4	4,4	5,7	9,0
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,17	0,23	<0,10	0,33	0,31	0,33
$\text{CO}_2$	5,59	2,31	2,17	2,16	4,25	sok
<b>B) Ny-mecseki gránit kőzetminták nyomelem összetétele (g/t)* – Trace element contents of granite samples, W Mecsek Mts (ppm)*</b>						
U	250	5–7	30–35	60–70	25	20
U ekv. Ra	140	5–7	30–35	35	25	20
Th	35–40	45	25–30	35	25	25
U	257	7	28	79	21	19
Th	44	40	22	33	27	25
Pb	49	32	26	25	22	28
U	250	<10	36	76	24	22
Th	43	34	22	26	18	21
Pb	60	40	20	30	10	10
$\Sigma\text{RFF}$	290	260	52	170	135	140

\*MÉV Kémiai Analitikai és Radiometriai Laboratóriumok adatai

\*Analysed by the Chemical and Radiometric Laboratories of the Mecsek Ore Mining Company

II. táblázat. Az I. táblázat mintáinak félmennyiségi optikai szinképelemzési adatai (g/t)\*

Table II. Semiquantitative trace element contents of the samples presented in Table I (ppm)\*

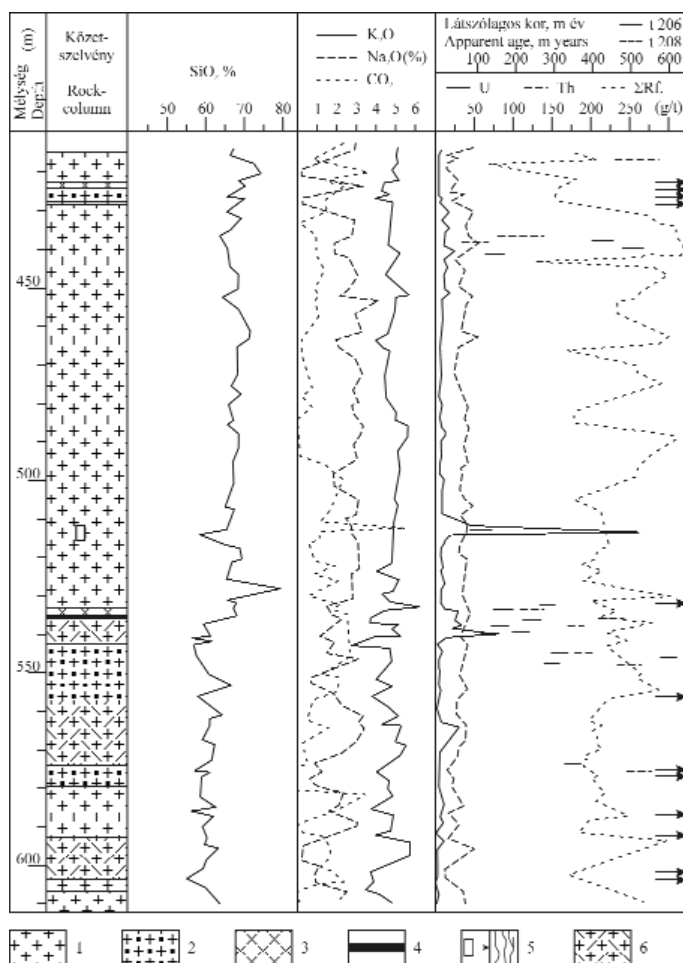
Fúrás jele Minta jele Mintavétel helye	9017 Iz-85/1 513,5 m	9017 Iz-85/2 542,5 m	Nv-103 Iz-85/3 104,3 m	Nv-105 Iz-85/4 95,8 m	Db-203 Iz-85/5 78,7 m	Db-203 Iz-85/6 74,7 m
Ba	~1000	sok	<300	300	~1000	1000
Be	~10	~10	~10	~10	~10	~10
Cr	100	>100	<100	~300	~300	~300
Co	>10	?	-	>30	>10	>10
Cu	<100	<100	<100	100	>30	100
Ga	>30	30	30	<100	30	<100
Mn	<1000	300	100	<100	<300	~1000
Mo	10	<10	<10	<10	?	<10
Ni	30	~10	<10	<30	30	30
Pb	100–300	~100	~100	~100	<100	<100
Ti	~3000	<1000	1000	>3000	>3000	>3000
V	>30	>30	?	30	>30	30
Zr	>300	>300	100	~300	>300	>300

\*MÉV Optikai Szinképlaboratórium elemzési adatai

\*Analysed by the Optical Spectroscopical Laboratory of the Mecsek Ore Mining Company

nyomelem komponensek kölcsönös korrelációit. A főkomponensek átlagértékei megfelelnek a kőzettani minősítésnek, de az adott kőzetváltozaton belül nincs összetételbeli különbség U-anomális és nem U-anomális kőzet között. Szemléltető példa az „élénk rózsaszínű gránit”

urános ( $U = 14,8$  g/t) és normál ( $U = 7,23$  g/t) változatának kemizmusa:  $SiO_2 = 67,3$  és  $67,1\%$ ,  $K_2O = 5,3$  és  $5,27\%$ ,  $Na_2O = 3,12$  és  $3,29\%$ . Figyelemre méltó viszont az urános változatban a karbonátosodás mértékének többlete ( $CO_2 = 0,91$ – $1,375\%$ ). Az utóbbi még erőteljesebb a zöld-vörös foltos, U-anomális ( $U = 25,6$  g/t) gránitban ( $CO_2 = 3,3\%$ ). Ellenpéldaként az applitbetelepülés és a szegélyező erősen karbonátosodott ( $6,6$ – $13,2\%$   $CO_2$ ) kőzettelér ( $427,2$ – $427,6$  m) egyáltalán nem U-anomális ( $2,2$ – $5,4$ , ill.  $1,9$ – $3,2$  g/t U). Bár a mikroeres U-ércesedés ( $512$ – $516$  m) környezete karbonátteléréses ( $6,7\%$   $CO_2$ !), mindkét eresség megjelenése a kőzetet átjáró töréses mikrotektonikához kapcsolható, és egymástól független is lehet. A kőzetváltozatokon belül — de a gránittömeg egészében sem — az U, Th és a RFF-ek nem mutatnak egymással és a fő vegyi összetevőkkel szignifikáns korrelációt (korrelációs tényező ( $K_t$ ) =  $0,01$ – $0,3$ , vagy negatív); a viszonylagos maximumot az U–Th korreláció a xenolitos gránitban adja ( $K_t = 0,64$ ), ahol dúlsátságuk is változékony ( $U = 3,8$ – $28$  g/t,  $Th = 18$ – $45$  g/t). Több kőzettypusban (zöldes gránitban, telérkőzetben, xenolitos gránitban) is megjelenik a  $\Sigma RFF$ –Th korreláció ( $K_t = 0,76$ – $0,56$ ), ami közös hordozó ásványt jelezhet. Átlagosan  $100$  g/t  $\Sigma RFF$  növekményhez  $\approx 4$  g/t Th, ill.  $10$  g/t Th növekményhez  $65$  g/t  $\Sigma RFF$  tartozik. Határozottan elválik egymástól — a gránittömeg egészében — az U,



3. ábra. A 9017. sz. mélyfúrással harántolt gránit kőzettani-geokémiai szelvénye

1 – gránitváltozatok, 2 – xenolitos, biotitban gazdag gránit, 3 – applitos kőzettelér, 4 – kvarctelér, 5 – karbonátos (kalcit) mikrotelér, ércásvány szegéllyel és mikroerekkel, 6 – zúzott granitoid kőzet (az utolsó oszlopban szereplő nyilak jelentése: a látszólagos koradatok meghaladják a 600 millió évet)

Figure 3. Petrographical column and geochemical profile of granite, intersected by borehole Nb. 9017

1 – granite varieties, 2 – xenolithic granite, rich in biotite, 3 – aplite dyke, 4 – quartz vein, 5 – carbonate (calcite) microvein, with ore minerals on the margin, and microveins, 6 – fractured granitoids

a Th és a  $\Sigma$ RFF-ek dúsultságának gyakorisági képe (III. táblázat).

A Th átlagos dúsultsága ( $\approx 35$  g/t) háromszorosa az uránénak ( $\approx 10$  g/t), de hiányoznak az uránnál megjelenő ércindikáció szintű feldúsulások. A tóriummal enyhén korreláló  $\Sigma$ RFF-ek eloszlásjellege — nagyobb dúsultsággal — a Th-hoz hasonló. Az U és Th eloszlásjellege hasonló a 9016. sz. és a XIII. fúrásban is: a Th dúsultsága kisebb ( $26\text{--}27$  g/t), viszont a XIII. fúrásban a gránit fő tömegében enyhén U-anomális: a gyakorisági maximum  $10\text{--}20$  g/t közötti, az U átlaga  $\approx 13$  g/t. A legkisebb U-tartalmak ( $U < 3$  g/t, Ra/U egyensúly mellett!) a gránittömeg paleo (pl. permi)

titanit = 0,2; opak ásvány = 0,7). Maximumot ér el a karbonátosodás is: 2,5%.

A legbázisosabb összetételű diorit–tonalit (mikroklin = 3%, plagioklász = 43%, kvarc = 19%) nagy biotit tartalmával (28%) részben megfelelhet a xenolitok gránitként leírt (KÓSA 1982) kőzetnek. Közepes a karbonátosodás (1,4%), a  $\Sigma$ RFF- (160 g/t) és a Th-tartalom is (21,4 g/t), és már nem anomális az urán sem (7,7 g/t).

Az akcesszória- és opak ásványok mennyisége az előző típuséhoz hasonló.

A mikroklinben gazdag (39%) mikrogránit és a pegmatoid gránitok (plagioklász = 30%, kvarc = 29%, klorit

III. táblázat. A nyugat-mecseki granitoidok U, Th és  $\Sigma$ RFF gyakorisága a g/t-ban megadott gyakorisági osztályok függvényében

Table III. Frequency distribution of U, Th and REE as a function of concentration classes (ppm) in the W Mecsek Mts granitoids

Gyakorisági Osztályok (g/t)	<3	3-10	10-20	20-30	30-50	50-100	100-150	150-200	200-250	250-300	300<
U gyakorisága	27	185	38	6	5	-	-	-	-	2	-
Th gyakorisága	-	-	18	57	188	-	-	-	-	-	-
$\Sigma$ RFF gyakorisága	-	-	-	-	-	5	12	55	128	36	27

lepusztulási tönkfelszínének 5–15 m-es kilúgzási övét jellemzik, ahonnan az U kimosódott, kisebb hányada pedig a gránitban deszcendens anomáliát alkot, de cementációs dúsulási öv nem alakult ki.

A granitoid közettömeg Th/U arányában 1–20 között minden érték előfordul: átlagosan 6, az anomális (10–30 g/t) U-tartalmaknál 1 és 0,5 közötti, az U-ércindikációknál  $< 0,2$ .

BUDA (1984) széleskörű anyagvizsgálatai tizenöt — mélyfúrással feltárt — nyugat-mecseki granitoid kőzetanyaga genetikai típusának (összehasonlítva azokat a Kelet-Mecsek és a Velencei-hegység granitoidjaival), utólagos elváltozásainak, elemdúsulásainak tanulmányozására irányultak. Megállapította a Kelet- és a Nyugat-Mecsek granitoidjainak kémiai rokonságát, de a nyugat-mecsekiek savanyúbbak a kelet-mecsekinél ( $SiO_2 = 65,6\%$ , ill.  $60,2\%$ ). Jellemző a viszonylag nagy  $K_2O$ -tartalom (5,1% és 4,7%), ami alkáli affinitásra utal, ill. K-metaszomatózist jelez. Texturális megfigyelései az utóbbit támogatják. A Nyugat- és Kelet-Mecsek granitoidjait azonos genetikai típusúnak tekintik: magmás–metaszomatikus, víztelített S-típusú olvadékból (azaz főleg üledékes eredetű kőzetek parciális olvadékából) kristályosodott, autochton katazónájú granitoidok. Körvonalazható egy granodiorit és egy monzonit trend, az utóbbi gyakorisági túlsúlyával: diorit–tonalit 11%, granodiorit–kvarcmonzonit 32%, monzogranit–granodiorit 53%. A különböző kőzettípusok és azok keverékei egyetlen fúrásban belül is előfordulnak.

A porfiroblasztos mikroklin-tartalmú monzogranit–granodioritban a legnagyobb a  $\Sigma$ RFF (278 g/t), a Th (40,8 g/t) és az U (15,5 g/t) átlagos dúsultsága, de az utóbbira jellemző az igen nagy változékonyság is (3,5–43,5 g/t). Itt a  $\Sigma$ RFF-ek spektrumában a nehéz lantanidák dúsultsága 24,6 g/t, a lantané 6,92 g/t, az itterbiumé 2,62 g/t, az euróriumé 1,33 g/t. A modális összetétel (térf.%): mikroklin = 15, plagioklász = 45, kvarc = 21, biotit = 14. Az akcesszóriák és opak ásványok mennyisége  $> 1\%$  (apatit = 0,7; cirkon = 0,1;

= 1%) akcesszórikus és opak ásványokat csak nyomokban tartalmaznak. Karbonátként kevés kalcit jelenik meg. Közepes Th-tartalom (28,8 g/t) mellett itt a legkisebb az U- (2,6 g/t) és a  $\Sigma$ RFF- (88 g/t) tartalom.

### A 9017. sz. mélyfúrás uránérc-indikációi és mikroeres (teléres) uránércesedése

Az anomális szintet (10–30 g/t) meghaladó urándúsulások (ércindikációk) az anomális szakasz felső szegélyén telérkőzet (533,8 m), és kvarctelér (534,8 m) betelepüléseit tartalmazó ( $SiO_2 = 83\%$ ) halvány rózsaszínű–vöröses, alsó részén zöldesszürke foltos, milonitosodott granitoid kőzetben jelennek meg 533,8 és 540,8 m mélységközben, 30–44 g/t-ás urán csúcserkéekkel (3. ábra). Jelentékeny a hordozó kőzet karbonátosodása is (0,94–4,58%  $CO_2$ ).

A mélyfúrás mintáinak vizsgálata szerint (BUDA 1984) a jellemző kőzetek, ásványos összetevőik és elváltozásaik a következőkben foglalhatók össze:

Kloritos granitoid (534,4 m). Zöldesszürke, morzsalékony, 1–2 mm-es dolomiterek járnak át. Erősen milonitos szövétű, kovásodással, karbonátosodással.

Kvarctelér (534,8 m). Szürkésfehér, finomszemű (20–5  $\mu$ m), zöld kloritfoltos. A bezáró gránit sötétszürke, közepes szemű, mállott. A kvarctelért karbonáterek szelik át. A gránit repedezett, karbonát- és kvarcérhálózattal átszőtt.

Milonitos granitoid (535,4 m). Rózsaszínű, finomszemű, foltokban és repedéskitöltésként karbonátosodott. A mikroszkóposan megfigyelhető kétféle opak ásvány egyik változata sárgásbarnán áttetsző, nagy fénytörésű, négyzet, vagy rombusz keresztmetszetű halmaz; a másik teljesen opak, négyzet keresztmetszetű vagy xenomorf (radioaktív ásványok?).

Kloritos monzogranit (538 m). Sötétszürke, milonitosodott (klorit kötőanyaggal). Jellemzőek a járulékos apatit,



valamint a Ti-ásványok — titanit utáni pseudomorfózák.

A két utóbbi (535,4 m és 538 m), U-dús kőzettípus elektron-mikroszondás elemzése (ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék) coffinit–pirit társulást mutatott ki, ahol a coffinit részben átszővi a piritesedett mezőt. Ritkaföldfém (Ce, La) hordozóként leukoxénben sávokba rendezett finomszemcsés (1–5 µm-es) idiomorf monacithintés volt kimutatható.

A mikrotelérés U-ércesedés a  $\gamma$ -karotázs alapján az 512–516 m-es mélységköz anomális szakaszához tartozik. A  $\gamma$ -csúcsot 515 m-nél mérték. A fúrómag mintázás mélységi dokumentációja alapján az elemzett urán-csúcsérték 515 m és 514 m közé esik. Ez a dúsulás közel nagyságrendnyivel (217–257 g/t) nagyobb az előzőekben bemutatott ércindikációkénál. Makroszkóposan uránércesedést jelző ásványosodás 513,5 m-ből gyűjtött 20 cm hosszú fúrómagon volt észlelhető (2. ábra). A fúrómag hossz tengelye mentén enyhén kanyargó, cm-nyi széles karbonátmikrotelért (az ábrán fehér) 0,1–1 mm-es sávban fekete U-ércásványosodás szegélyezi (2. ábra, a). A karbonátér fölfelé néhány mm széles elágazásokra bomlik, majd elhal. A szegélyező ércásványosodásból 1–2 mm széles, faagszerűen elágazó–szétseprűződő, további mikroeres ércesedést fejlődött ki, amely szakaszosan, ill. foltokban karbonátos is. A fekete, koromszerű U-ércásványosodáshoz — amelyet az autoradiográfia (2. ábra, b) egyértelműen igazol — piritesedett társul, amely a gránitban önálló hintésként is megjelenik. Ráeső ferde megvilágítású sztereomikroszkópi képen — és a hozzá tartozó  $\alpha$ -nyomdetektoros mikroradiográfia — a koromszerű ásványosodáson belül már fémes reflexiójú U-oxid (szurokérc) is észlelhető.

Az ércesedett gránit kemizmusáról és az ércesedést kísérő nyomelemgyűttesről az I. táblázatból tájékozódhatunk (Iz-85/1. minta, és további öt anomális minta adatai). Jelentős a  $K_2O$  többlet és a karbonátosodásra utaló  $CO_2$ , amelyhez a Ba dúsulása is társul. A Cu- és Pb-tartalmak a pirit melletti színesfém szulfidokra utalnak. A Ti dúsultsága — az előzőekben vázolt — U-Ti kapcsolatot támasztja alá az anomáliák és ércindikációk esetében, de az U-dúsulás ércszintre növekedésével (mikrotelérékben) már az oxidos U-ércásványosodás a meghatározó, az ércindikációban (535,4 m) elektronmikroszondával elemzett coffinit mellett.

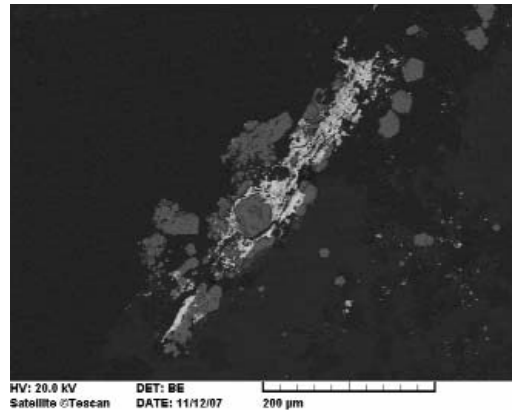
A makroszkóposan U-ércesedést mutató minták, azaz a 9017-es fúrás 513,5 m mélységből származó mintáinak részletes elektronmikroszondás vizsgálatára is sor került.

A vizsgálatokat AMRAY 1831 I/T6 típusú energiadiszperzív (ED) spektrométerrel felszerelt pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük 20 keV gyorsító feszültség mellett 1–2 nA alkalmazásával.

A csiszolatokról készült  $\alpha$ -nyomdetektoros autoradiográfia és a mikroszkópos kép alapján kirajzolódó uránércesedés részletesebb analízise jellegzetes ásványparagenezisre és eredetre utal.

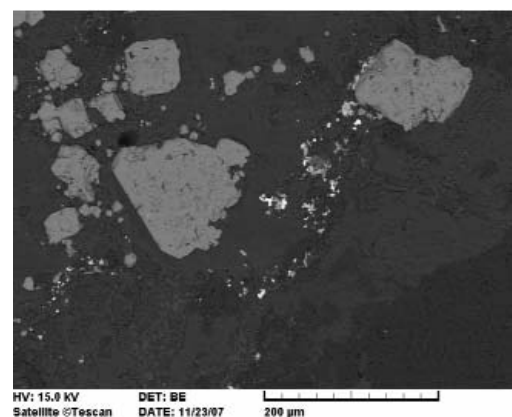
Az uránásványok kiválása szorosan kapcsolódik a pirit redukciós zónájához (4. ábra), megjelenésük főként karboná-

náterekhez kötődik (5. ábra). A fő uránhordozó ásványok a coffinit, urán-oxid (uraninit) és a változó urántartalmú urántitán-oxidok. A három ásványtípus sokszor egymás mellett, főként aprószemcsés formában jelenik meg, vagy finomszemcsés halmazt alkot, de önálló, elszórt kiválásai is megfigyelhetők. Az ásványegyüttesek megjelenési formái



4. ábra. Karbonátér szélén megjelenő urán-oxid-coffinit (fehér) finomszemcsés szövetű piritkristályokat (szürke) körülvevő (visszaszórt elektronkép)

Figure 4. Backscattered electron image (BEI) of fine grained U-oxide-coffinite aggregates (white) at the border of a carbonate vein along pyrite crystals (grey)



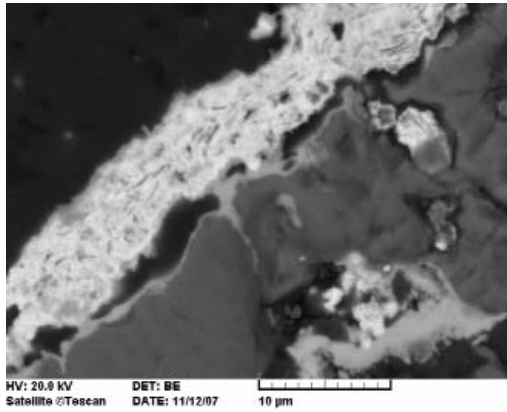
5. ábra. Karbonátérben U-ásványok (fehér) pirit (szürke) redukciós zónájában (visszaszórt elektronkép)

Figure 5. BEI of U-minerals (white) in a carbonate vein in the reduction zone of pyrite (grey)

igen változatosak. Leggyakrabban urán-oxid-coffinit fordul elő a vizsgált mintákban.

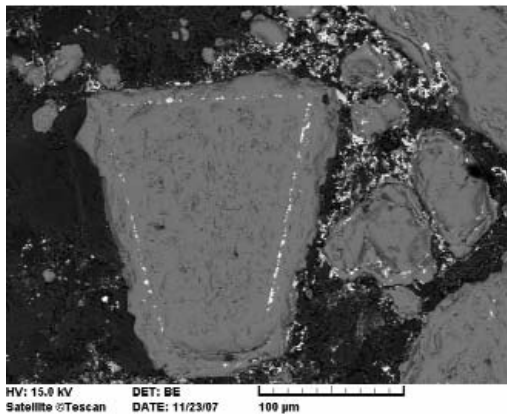
A coffinit a redukciós zónában szórtan, esetenként vékony szegélyként pirit kristályok peremén vált ki (6. ábra), néha keretként mutatva a pirit továbbnövekedési zónáját (7. ábra). Viszonylag nagyobb halmazai is megfigyelhetők piritet övezve, vagy más kőzetalkotó ásványok (pl. albit, kvarc) repedéseiben. A kisebb-nagyobb halmazok sokszor urán-oxid-coffinit szövetének bizonyultak.

A nagyobb coffinit szemcsékben urán-oxid-zárványosok is találhatóak. A zárványos coffinit karbonátérben, a pirit redukciós zónájában viszonylag gyakran előfordul (8. és 9. ábra). A zárványos coffinit többnyire 10–30 µm-es, de



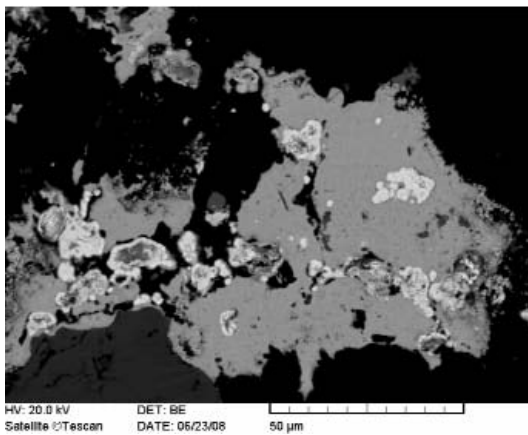
**6. ábra.** Pirit (sötétszürke) vékony coffinit-(szürke) bevonattal és urán-oxid-szegéllyel (fehér) (visszaszórt elektronkép)

*Figure 6. BEI of U-oxide precipitate (white) near a pyrite (dark grey) with a thin coffinite coat (grey)*



**7. ábra.** Pirit, továbbnövekedési zónát mutató coffinitkerettel (fehér) (visszaszórt elektronkép)

*Figure 7. BEI of pyrite (grey) with coffinite inclusions (white) showing its growing zone*



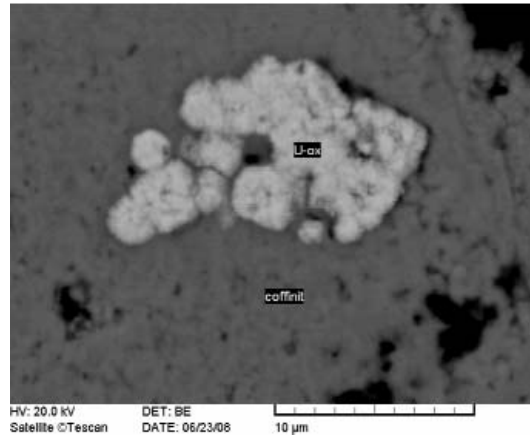
**8. ábra.** Coffinitben (szürke) finomszemcsés urán-oxid (fehér) (visszaszórt elektronkép)

*Figure 8. BEI of U-oxide (white) in coffinite*

mérete egyes helyeken a 100 µm-t is meghaladhatja. A kinagyított képen (9. ábra) jól látható az ásványok másodlagos eredetére utaló mikrokrisztályos szerkezet.

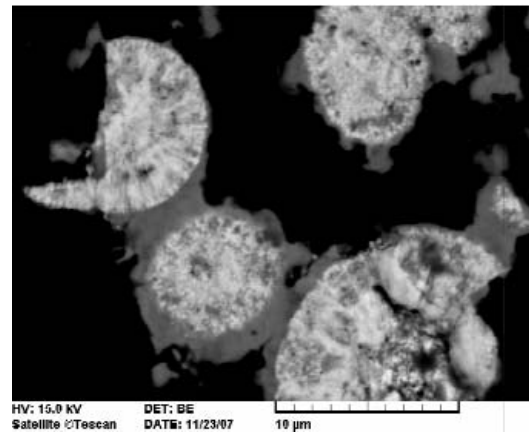
Sajátságos megjelenési forma a gömbös, legyezőszerű urán-oxid és a körülötte kiváló coffinit is (10. ábra). Megjegyzendő, hogy a felvett spektrum alapján itt (10. és 11. ábra), és esetenként a minta néhány más helyén keletkezett coffinitban itrium is kimutatható volt.

Jellemző uránhordozók még a változó U-tartalmú U–Ti-oxidok. Kis uránkoncentrációval rendelkeznek a másod-



**9. ábra.** Finomszemcsés urán-oxid (fehér) coffinitben (szürke), az előző kép kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)

*Figure 9. BEI of U-oxide (white) in coffinite (grey), enlarged part of Figure 8*

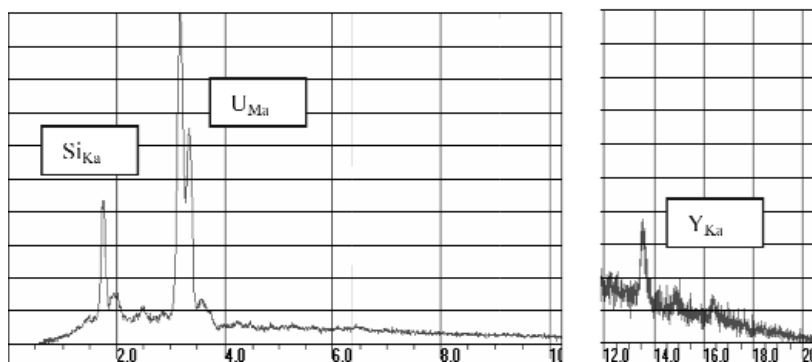


**10. ábra.** Karbonátérben található gömbös, legyezőszerű urán-oxid (fehér) körül coffinitkiválás (szürke) (visszaszórt elektronkép)

*Figure 10. BEI of coffinite precipitate (grey) around spherical U-oxide in a carbonate vein*

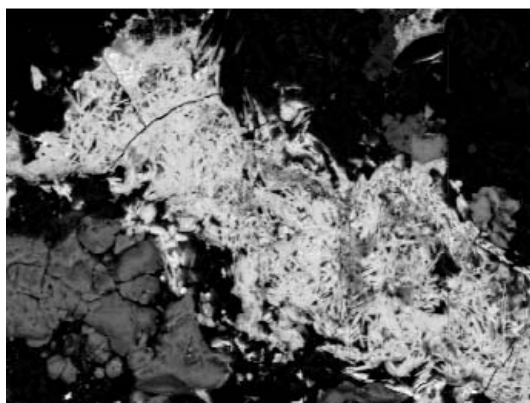
lagosan kivált Ti-oxidok, amelyeken könnyen adszorbeálódhat az urán. Az 12. ábra U–Ti-oxidok aprókrisztályos változatát mutatja be. A tús kristályokból álló halmazban az U-tartalom változó, összetétele alapján zömében braneritnek tekinthető. Itt jegyezzük meg, hogy a halmaz mellett egy 6–7 µm-es szemcséről felvett spektrum (13. ábra) RFF–Al-foszfat (florenicit?) jelenlétére utal.

Az U–Ti-oxidok sokszor urán-oxidokkal és coffinittel együtt kivált ásványegyüttest alkotnak, amelyek jellemzően



11. ábra. Y-tartalmú coffinitről (pl. 10. ábra) felvett ED-spektrum

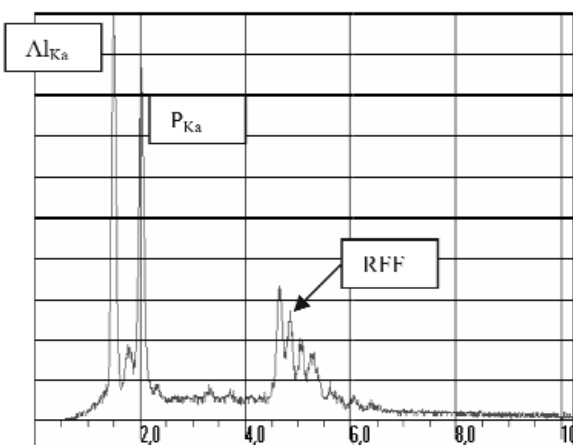
Figure 11. ED-spectrum of coffinite with Y-content (e.g. Figure 10)



12. ábra. A visszaszórt elektronképen U-Ti-oxidok pirit mellett kivált apró, tűkristályos halmaza látható, a halmaz mellett kis-méretű florencit(?) -szemcse (ED-spektrum: 13. ábra)

Figure 12. BEI of needle-like U-Ti-oxide aggregates and a small florencite (?) grain (ED-spectrum: Figure 13)

zetes szöveti képpel tűnnek ki (14–16. ábra). A bemutatott felvételeken a szegélyként megjelenő coffinit a fluidumok Si-tartalmának megnövekedését jelzi. Egy hasonló kiválás kinagyított, belső szerkezete (17. ábra) szintén a képződés inhomogenitását mutatja, illetve a kőzetet átjáró

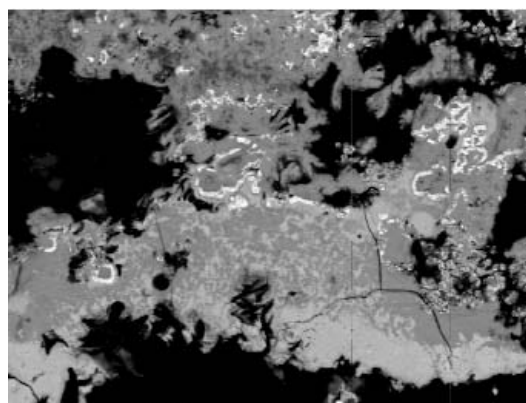


13. ábra. Florencit (?) (12. ábra) ED-spektruma

Figure 13. ED-spectrum of florencite (?) (see Figure 12)

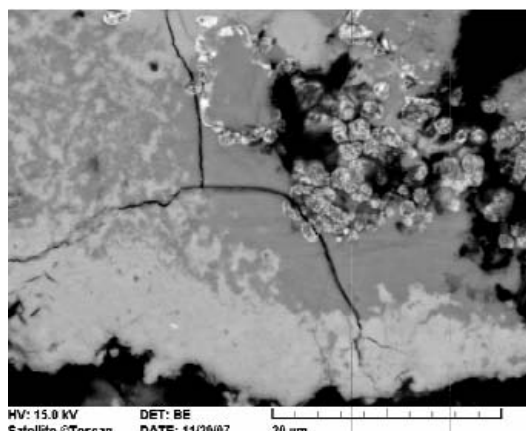
fluidumok időben és térben változó össetételére utal.

Az akcessóriák közül viszonylag nagyobb mennyiségben fordul elő a monacit. Gyakran repedések mellett figyelhető meg (18. ábra), ami hangsúlyozza másodlagos jellegét. A megelemzett szemcsékben nem volt kimutatható U-tartalom, ami arra enged következtetni, hogy nem az uránásványokkal egy időben keletkezett. A további járulékos ásványok közül a



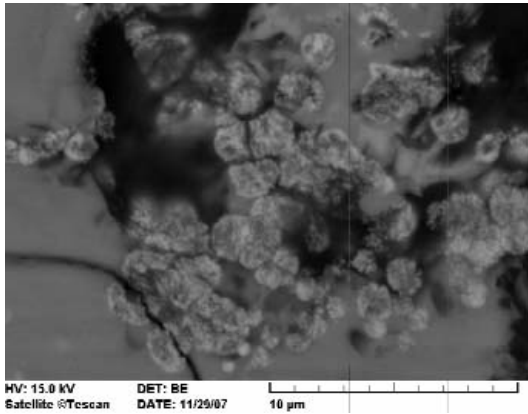
14. ábra. Urán-oxid (fehér), coffinit (világos szürke) és U-Ti-oxid (szürke) halmazának visszaszórt elektronképe

Figure 14. BEI of U-oxide (white), coffinite (middle grey) and U-Ti-oxide (grey) aggregate



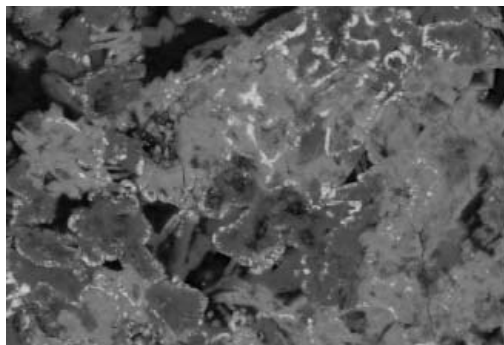
15. ábra. A 14. ábra kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)

Figure 15. Enlarged part of Figure 14



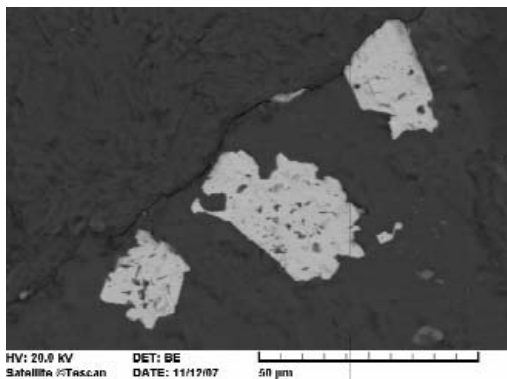
**16. ábra.** Urán-oxid (fehér) kezdődő, gömbszerű kiválása az 15. ábrán látható halmaz. U-Ti-oxid (szürke) részlegében (visszaszórt elektronkép)

*Figure 16. BEI of spheroidal U-oxide (white) in U-Ti-oxide, enlarged part of Figure 15*



**17. ábra.** Urán-oxid (fehér), coffinit (szürke) és U-Ti-oxid (sötétszürke) halmaz kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)

*Figure 17. BEI of an U-oxide (white), coffinite (middle grey) and U-Ti-oxide (grey) aggregate, showing the structure of coprecipitation*

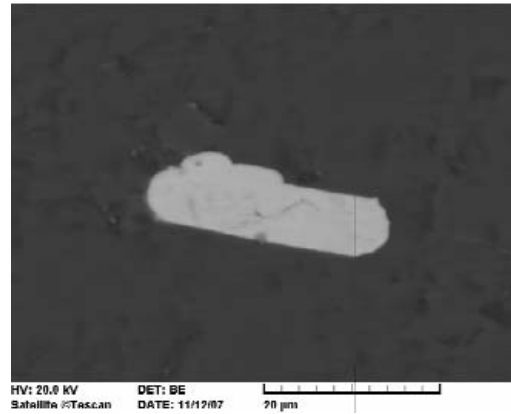


**18. ábra.** Repedés mentén kivált másodlagos monacit szemcsék visszaszórt elektronképe

*Figure 18. BEI of secondary monacite grains (white) along a crack*

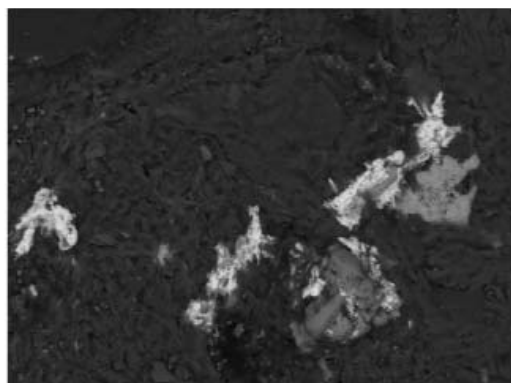
cirkon és a xenotim rendelkezik kimutatható U-tartalommal. A vizsgált mintákban a Th-tartalmú ásványok közül sajátalakú thorianit (19. ábra) és másodlagos kifejlődésű Th-szilikát (tórit?, 20. ábra) volt észlelhető.

Az elektronmikroszkopos vizsgálatok alapján szembe-tűnő, hogy a hidrotermás folyamatok során a másodlagos U-



**19. ábra.** Sajátalakú thorianit visszaszórt elektronképe

*Figure 19. BEI of euhedral thorianite*



**20. ábra.** Másodlagosan kivált Th-szilikát (tórit?) (fehér) visszaszórt elektronképe

*Figure 20. BEI of secondary Th-silicate (thorite?) (white)*

ásványok zömében karbonátokban, a pirit redukciós zónájában jelennek meg. Sokszor megfigyelhető a pirit szegélyén kiváló coffinit. MIN et al. (2005), illetve HEMINGWAY (1982) szerint a kiválás első lépcsője az  $\text{UO}_2^{2+}$  (VI) redukciója  $\text{UO}_2^+$  (V) ionná, amely utóbbi adszorbeálódhat egy szilikát-, vagy pirit szemcse határán. Összefoglalóan azt mondhatjuk, hogy a további redukciók során az oldat összetételétől (pl. a Si-, Ti- és a RFF-tartalom) és egyéb körülményektől (Eh, pH, hőmérséklet stb.) függően alakulhat ki a coffinit, urán-oxid, urán-titanát és egyéb, esetenként U-hordozó, járulékos ásványok együttese. Az ásványok pontosabb összetételét a karbonátos oldat Y- és RFF-tartalma is befolyásolhatja. Esetünkben pl. egyes coffinit szemcsékben Y-tartalom volt kimutatható, hasonló módon, mint pl. a Cseh-masszívum csehországi területén (RENÉ 2008), vagy az Új-Mexikó ÉNy-i részén található Grants U-telegen (HANSLEY és FITZPATRICK 1989, DEDITUS et al. 2008).

A vizsgált területen a másodlagos, sokszor bonyolult szöveteket alkotó uránásványok valószínűleg időben és térben változó összetételű fluidumokból alakulhattak ki, több egymást követő folyamat során.

IV. táblázat. A nyugat-mecseki gránit ólomizotóp összetétele és látszólagos koradatai az ólomizotóp szintképelemzések alapján

Table IV. Lead isotope analyses and apparent ages of the W Mecsek Mts. granitoids based on lead isotope spectrometry

Mélyfúrás	Minta jele	Röntgenszinkp-elemzés g/t				Pb-izotóp összetétel at%						Izotóparányok*				<sup>206</sup> Pb	Látszólagos koradatok**		
		U	Th	Pb		204	206	207	208	1	2	3	4	t <sub>206</sub>	t <sub>207</sub> (II)		t <sub>208</sub>		
9016	1011	33	24	9	1,20	30,70	18,70	49,40	1,00	0,0269	0,1513	0,0149	0,0226	173	146	306			
9016	1013	28	20	10	1,20	29,90	19,30	49,60	0,99	0,0323	0,2674	0,0214	0,0231	205	236	429			
9016	1020	28	51	20	1,30	28,30	19,70	50,70	0,95	0,0362		0,0049	0,0288	229	185	99			
9016	719	27	23	21	1,30	29,40	19,90	49,40	1,00				0,0480	310	305				
9016	724	59	33	22	1,30	29,20	18,90	50,60	0,95	0,0228		0,0076	0,0274	145	176	153			
9016	727	57	15	10	1,30	32,10	19,80	46,60	1,11	0,0166			0,0165	106	107				
9016	9K24259	147	20	9	1,45	29,01	20,36	49,18	1,00	0,0017			0,0094	11	61				
9016	261	29	32	25	1,37	26,19	21,21	51,24	0,92	0,0909	0,9247	0,0141	0,0501	561	419	283			
9016	262	104	26	12	1,15	34,66	18,89	45,30	1,18	0,0180	0,1553	0,0074	0,0145	115	94	150			
9017	1475	35	52	27	1,30	27,20	19,70	51,80	0,99	0,0290		0,0128	0,0212	186	137	259			
9017	1476	33	18	26	1,30	28,50	18,80	51,40	0,92	0,0413		0,0285	0,0439	264	280	586			
9017	1477	33	28	24	1,30	27,20	19,40	52,10	0,89	0,0272		0,0239	0,0233	175	150	483			
9017	1479	44	25	22	1,30	27,30	19,60	51,80	0,91	0,0193		0,0215	0,0151	125	98	437			
9017	1495	31	40	32	1,30	25,90	19,70	53,10	0,86	0,0234		0,0312	0,0129	151	84	627			
9017	1z-85/1	257	44	49	1,33	34,15	19,53	44,99	1,19	0,0214			0,0212	136	137				
Nv-3	85/3	28	22	26	1,25	29,33	20,21	49,31	1,00	0,0680	0,8810	0,0216	0,0420	424	267	433			
Nv-5	85/4	79	33	25	1,44	26,71	21,19	50,66	0,95	0,0008			5						
Db-203	85/5	21	27	22	1,37	26,98	20,43	51,22	0,93	0,0812			0,0148	137	96				
Db-203	85/6	19	25	18	1,25	26,69	20,78	51,28	0,93	0,0405	1,7600	0,0290	0,0006	256	4	570			
XIII szerk.	686	38	26	16	1,30	31,20	19,70	47,80	1,06	0,0321			0,0162	225	105				
XIII szerk.	704	40	24	44	1,30	27,60	21,00	50,10	0,97	0,0469	1,0532	0,0106	0,0280	295	180	214			
XIII szerk.	706	29	30	33	1,30	27,30	20,50	50,90	0,93	0,0445	0,1822	0,0162	0,0328	281	210	325			
XIII szerk.	710	31	24	67	1,30	26,60	20,50	51,60	0,91	0,0666	0,3434	0,0625	0,0442	415	284	1227			
XIII szerk.	711	32	34	70	1,30	26,00	21,00	51,20	0,93	0,0654	2,0944	0,0372	0,0277	408	178	740			
XIII szerk.	713	41	22	85	1,30	27,30	21,00	50,40	0,96	0,0812	1,9849	0,0353	0,0455	503	290	703			
XIII szerk.	714	50	30	79	1,30	27,10	21,20	50,40	0,96	0,0582	2,0166	0,0240	0,0271	364	174	482			
XIII szerk.	715	47	34	19	1,30	30,10	19,30	49,30	1,00	0,0289			0,0316	184	203				
XIII szerk.	718	59	23	16	1,30	31,60	19,10	48,00	1,06	0,0241			0,0267	154	172				
4766	1026	28	11	23	1,20	29,10	19,80	49,90	0,98	0,0658	1,2800	0,0960	0,0396	416	253	1866			

\* Izotóparányok: 1. = <sup>206</sup>Pb + <sup>207</sup>Pb/<sup>208</sup>Pb; 2. = <sup>206</sup>Pb(r)/<sup>208</sup>Pb; 3. = <sup>207</sup>Pb(r)/<sup>208</sup>Pb; 4. = <sup>208</sup>Pb(r)/<sup>208</sup>Pb; (r): az „elméleti” háttér; alapján számított radiogén összetevő; <sup>Δ</sup><sub>206</sub>Pb: a „gyakorlati” háttér; alapján számított radiogén összetevő

\*\* Látszólagos koradatok: t<sub>206</sub>, t<sub>207</sub>, t<sub>208</sub> = a, b, c, d oszlopok hányadosaihoz tartozó (hányadosainak megfelelő) koradatok; t<sub>206</sub>(II) = a <sup>Δ</sup><sub>206</sub>Pb értékeknek megfelelő koradatok (az izotóp koradatok teljes közövre vonatkoznak)

**A kőzetfejlődés és az U-dúsulás időbeliségének izotópgeokémiai értékelése**

Az urán feldúsulási folyamatának izotópgeokémiai értékeléséhez a nyugat-mecseki granitoidokat harántoló fúrások mintáiból 143 ólomizotóp-színkép (Nyevszkij Expedíció, Leningrád) és 14 tömegspektrométeres (ELTE Fizikai-Kémiai Tanszék) ólomizotóp elemzés készült. Közülük az anomális, ill. ércindikáció szintű minták elemzési adatait a IV. táblázat tartalmazza. Az izotóp-adatokhoz Rtg-fluoreszcenciás U-, Th- és Pb-elemzések is tartoznak. Összehasonlító háttérvizsgálatként az elemzések jelentős része (összesen 31 elemzés) a 4766. sz. fúrásból (a mecseki lelőhely DK-i pereme), a Mágocs–2 fúrásból (a Mecsek É-i előtere) és a Pörböly–1 fúrásból (a Kelet-Mecsek gránitjának ÉK-i pereme) készült.

A nem U-anomális minták viszonylag nagy száma (69) statisztikai alapul szolgált a nem uránfüggő háttér (nem radiogén) Pb-izotópszint meghatározásához. Így 5,9 g/t átlagos U-tartalomhoz 25,89 <sup>206</sup>Pb at%, 20,54 <sup>207</sup>Pb at% átlagok és ≈1,26 <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb háttérhányados tartozik. Az anomális U-tartalmakat is magában foglaló U – <sup>206</sup>Pb és U – <sup>207</sup>Pb regressziók Y-metszéspontjai alapján (pl. a XIII. fúrásból 36 adatpár) az urántól független összetételek (<sup>206</sup>Pb = 26,13 at%, <sup>207</sup>Pb = 20,78 at%) szintén ≈1,26 háttérhányadost adnak. A (<sup>206</sup>Pb + <sup>207</sup>Pb)/<sup>208</sup>Pb izotóphányados az ércindikációkban > 1 (az Iz–85/1. minta 257 g/t-ás U-tartalmánál 1,193), ami „valós” ércesedést jelez. Az U-anomális mintákban — a dúsultság szintjének megfelelően — ezen érték 0,9–1 közötti (IV. táblázat: „izotóparányok”, 1. oszlop).

A vázolatokból következően a mintánkénti „korvizsgálat” csak a háttérnél nagyobb izotóparányokból végezhető és a „csak” anomális U-tartalmakhoz tartozó koradatok háttérérzékenysége és az alapadatok (U-, Pb-izotóp összetétel) elemzési pontatlansága miatt igen nagy hibával (10–50%) terhelt. Abból kiindulva, hogy az eredeti törmelékes üledékek (JANTSKY 1975) a kora-karbonnál idősebbek (ami elvileg lehet akár prekambriumi is) minimálisan 350 millió év elméleti háttérkort kell felvennünk, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=18,398, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb= 15,692 és <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 38,142 háttérhányadosokkal.

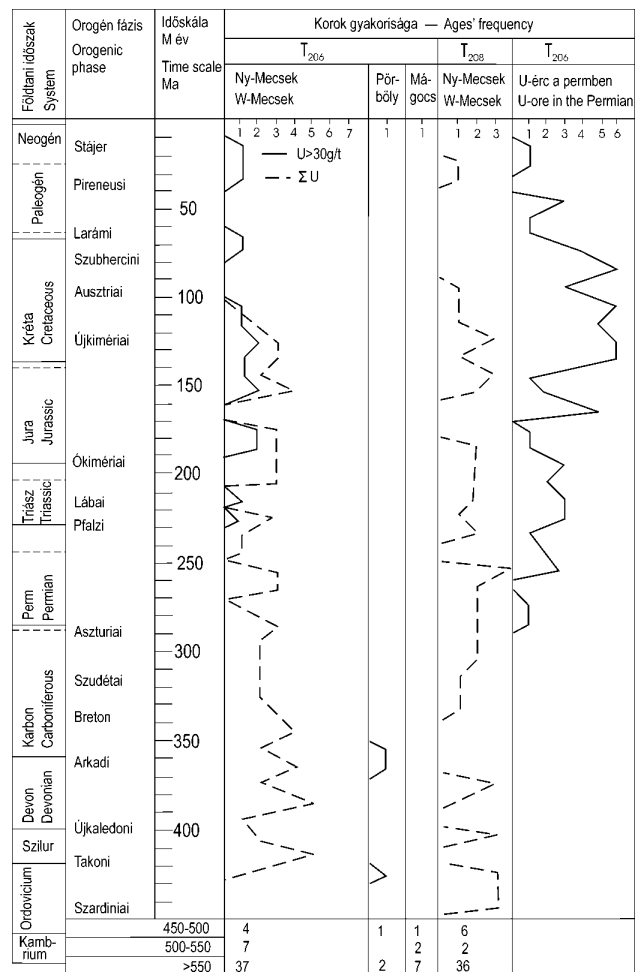
Az urán és tórium dúsulásának időbeli szakaszossága következtében még az ércindikációk esetében is nagy t<sub>206</sub> – t<sub>207</sub> – t<sub>208</sub> kordiszordanciak adódnak (IV. táblázat); a t<sub>206</sub> – t<sub>207</sub>, ill. t<sub>206</sub> – t<sub>208</sub> koradatok — az alapadatok hibahatárain belül — csak néhány esetben „konkordánsak”, vagy hasonlóak. A t<sub>206</sub> > t<sub>207</sub> és t<sub>206</sub> < t<sub>207</sub> koradatok váltakoznak. A nem, vagy enyhén anomális minták nagyobb hányadának látszólagos korára jellemző, hogy t<sub>206</sub> < t<sub>207</sub> és a t<sub>208</sub> korok az esetek többségében — így átlagosan is — idősebbek a t<sub>206</sub> koroknál.

Az utóbbi váltakozásait a szelvényben is szemléltethetjük (3. ábra). Mindez a korábban felhalmozódott U-készlet áthalmazódásait jelzi; valamint azt, hogy az U-dúsulás első fázisát a Th dúsulása is követi, de az U ércindikáció szintű további dúsulásai már nem jártak a Th-tartalom lényeges növekedésével.

Az U és Th dúsulásának — mint eseménysornak — az értelmezése megkísérelhető egyrészt a nagyszámú adatból felépített korhisztogramban — ahol az események gyakorisági csúcsokként hagynak nyomot (21. ábra), másrészt a kordiszordancia problémákat urán – radiogén ólom korrelációs izokron-diagramokkal (22. ábra, a–d) és az <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U konkordia diagrammal (22. ábra, e) lehetett feloldani.

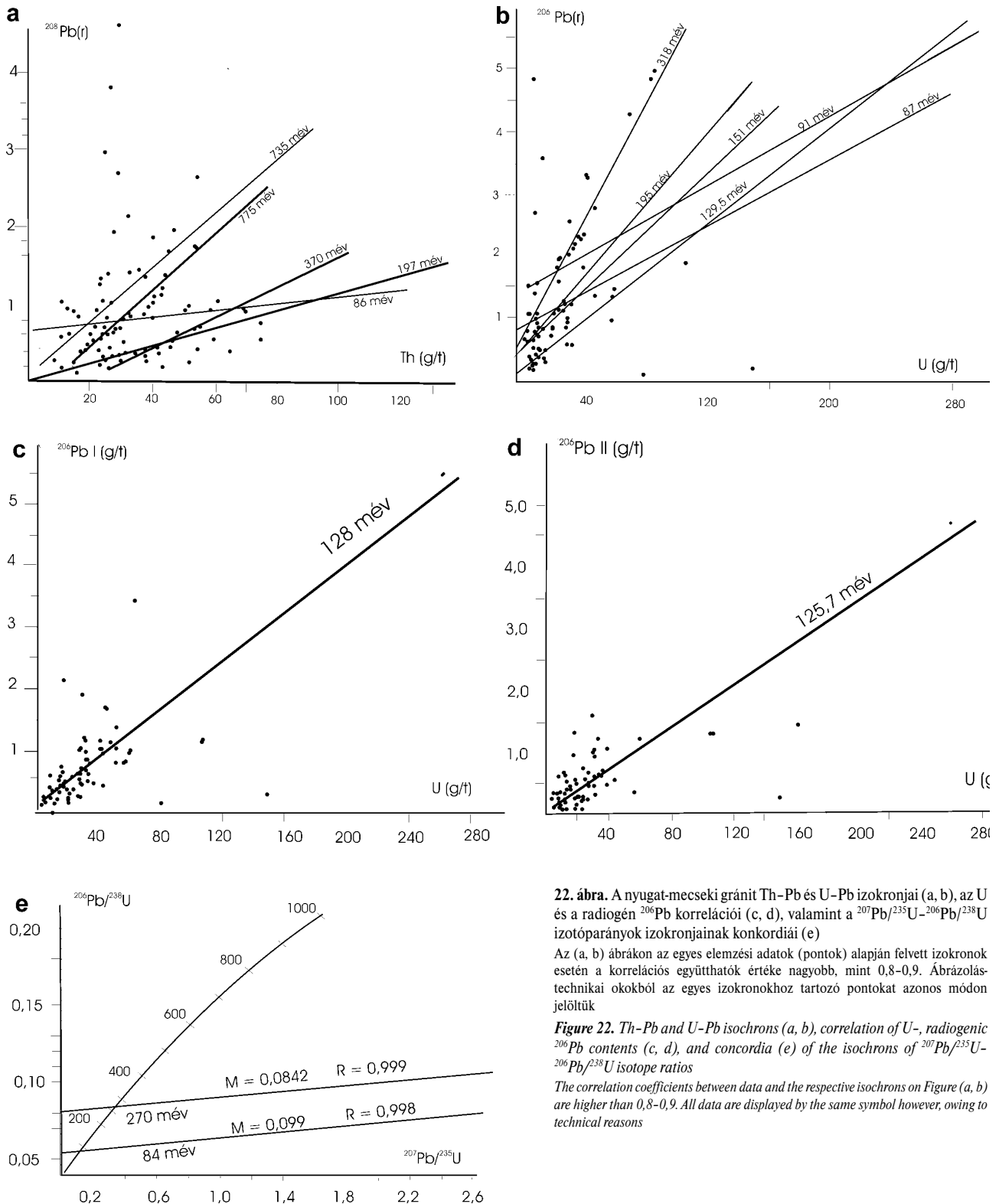
A t<sub>206</sub> korhisztogramon a nagyszámú >550 millió éves „koradat” — amely széles időskálán szóródva nem alkot gyakorisági csúcsokat — szelektív elemigrációt (U-vesztés, <sup>206</sup>Pb-szelekció) jelezhet. A gránitosodás folyamatában (425–435 millió év) történhetett a nem anomális szintű U-készlet első rögzülése, amelyen belül két kaledóniai súlyponti fázis lehet (420–400 és 370–360 millió év).

A 290–175 millió év közötti időintervallumban (késő-karbondtól a jura közepéig) végbement metasomatikus átalakulások U-többletet és átrendeződést hoztak. Az ércesedés szintjét elérő dúsulás már kifejezetten alpi jellegű (≈155–100 millió év) és egybevágh a permii U-érc lelőhely ércesedését beállító fő dúsulási fázisokkal. A t<sub>208</sub> korok



21. ábra. A t<sub>206</sub> és t<sub>208</sub> ólomizotópkorok eloszlásának gyakorisága a nyugat-mecseki gránitban

Figure 21. Frequency distribution of the t<sub>206</sub> and t<sub>208</sub> lead isotope ages in the W Mecsek granite



**22. ábra.** A nyugat-mecseki gránit Th-Pb és U-Pb izokronjai (a, b), az U és a radiogén  $^{206}\text{Pb}$  korrelációi (c, d), valamint a  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  izotóparányok izokronjainak konkordiái (e)

Az (a, b) ábrákon az egyes elemzési adatok (pontok) alapján felvett izokronok esetén a korrelációs együtthatók értéke nagyobb, mint 0,8-0,9. Ábrázolástechnikai okokból az egyes izokronokhoz tartozó pontokat azonos módon jelöltük

**Figure 22.** Th-Pb and U-Pb isochrons (a, b), correlation of U- and radiogenic  $^{206}\text{Pb}$  contents (c, d), and concordia (e) of the isochrons of  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  isotope ratios

The correlation coefficients between data and the respective isochrons on Figure (a, b) are higher than 0,8-0,9. All data are displayed by the same symbol however, owing to technical reasons

gyakorisági képét a nagy kőzettömegekre kiterjedő metasomatikus (prealpi) csúcsok jellemzik, az alpi gyakoriságok kevésbé jellegzetesek.

A korrelációs diagramokon (22. ábra, a-d) a korhisztogram gyakorisági csúcsai olyan pontsorokat alkotnak, amelyekhez illeszthető regressziós egyenesek (izokronok)

meredeksége (M) jelöli ki a dúsulási fázisokhoz tartozó korokat.

A Th- $^{208}\text{Pb}$  diagramon az y tengely mentén megjelenő, kiugró (2-5 g/t)  $^{208}\text{Pb}$  értékek nem Th-függők: szelektív elem (izotóp) migrációból adódnak. A (775)-735 millió év időtengelyhez lazán illeszkedő ponthalmaz a gránitosodás

előtti üledékösszetétel Th-tartalmának (allotigén Th-tartalmú ásványok) prekambriumi forrására utalhat. Kisebb mértékben a gránitosodás korai szakaszához (370 millió év), de főképpen a metasomatikus ásványosodás valamely fázisához (197 millió év) köthető a Th további (40–60 g/t-ás szintre) dúsulása (22. ábra, a).

Az U–<sup>206</sup>Pb korrelációs diagramon (22. ábra, b) is észlelhető a 10 g/t-nál kisebb urántartalmakhoz tartozó, U-független, kiugró (0,5–4,7 g/t) <sup>206</sup>Pb, de — a Th-tól eltérően — hiányzik a 700 millió évnél idősebb U-forrásra utaló izokron; az U–<sup>206</sup>Pb függés legkorábban a gránitosodás folyamatában észlelhető (318 millió év). Az U-dúsulás progressziója a korai (pre-)alpi metasomatózishoz (195–151 millió év) kapcsolható. A 30–50 g/t-ás dúsulást elérő ércindikációk pedig kifejezetten a fiatalabb alpi (új-kimériai és szubhercini) fázisokban jelennek meg, amely fázisokhoz tartozó átlagos dúsulási kor 129,5 millió év, de 91–87 millió éves dúsulási epizódok is lehetségesek.

A radiogén ólomtartalmak<sup>1</sup> U-függősége alapján az anomáliák és ércesedések átlagos regressziós izokronja 128, ill. 125,7 millió év (22. ábra, c, d), ami egybevág a 22. ábra b részének 129,5 millió éves izokronjával. A fiatal alpi idő-sávba esik a mikrotelérés ércminta (Iz–85/1; IV. táblázat) egyedi kora is (136–137 millió év). A két, csekély radiogén <sup>206</sup>Pb tartalmú (a diagramokon az x tengely mentén elhelyezkedő) ércindikáció (79 és 147 g/t U) 5 és 11 millió éves látszólagos kora (IV. táblázat) fiatal felhalmozódás, illetve szelektív ólomvesztés példája. A <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U–<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U „konkordia” diagramon (22. ábra, e) az izokronok metszéspontjai a konkordia időgörbével az anomális és az ércindikáció szintű dúsulások időbeli eltolódását (270 és 84 millió év) igazolja.

### Kőzetfejlődés és ércgenetikai következtetések

A granitoidkomplexum metamorf története összetett és a szakirodalomban az események kora is vitatott. A metamorfotok eredeti üledékes kőzetei nagyvastagságú törmelékes és agyagos üledékek voltak, amelyekbe bázisos, neutrális és savanyú effuzívumok települtek (JANTSKY 1975). Az üledékek korát pekambriuminak tartották. Ezt az összetételt érte még a prekambriumban egy amfibolit fációs regionális, majd ultrametamorfózis, migmatitos gránitosodás. Hasonló, de több kérdésben árnyaltabb SZEDERKÉNYI (1998) álláspontja. A metamorfózisnak a prekambriumban kezdődő (≈1150 millió év) többlépcsős voltát a radiometrikus korvizsgálat (Rb-Sr korok) is bizonyítja (KOVÁCH et al. 1968, KOVÁCS 1973), amely folyamat kiújulva kiegészült a ≈430 millió éves kaledóniai(?), majd variszkuszi átalakulási eseménysorral, amelyen belül a breton fázisban kőzet- és teléreképződés is végbement (350

millió év). A K–Ar kor (350–330 millió év) indikátorai (BALOGH et al. 1985) a biotit képződése és utolsó átkristályosodása (270–280 millió év). Az utóbbi már retrográd metamorfózis.

BUDA (1987) a granitoid kőzetek átalakulásainak és az U dúsulásának folyamatában három fázist határozott meg:

1. Nagyobb hőmérsékletű K-metasomatózis: mirmekitesedés, a plagioklász mikroklinesedés, mikroklin érkitöltés, amfibol részleges biotitosodása.

2. Kisebb hőmérsékletű átalakulások: a biotit kloritosodása (részlegesen baueritesedés), az amfibol szétesése klorit–kalcithalmazzá. Gyakori a plagioklász szericitesedés; a bázisosabb plagioklászoknál kalcit mellett zoisit is megjelenik. A titanit gyakran leukoxénesedett és U-tartalmú TiO<sub>2</sub>, kalcit–dolomit–agyagásványhalmazok képződtek.

3. Deszcendens(?) oldatokból kivált ásványok: pirit és coffinit dolomittal és leukoxén coffinittel, vagy U-titanáttal. Gyakoriak a repedéskitöltő karbonátok (kalcit, dolomit, sziderit?) és a kvarc.

Feltételezi, hogy a tektonizált, milonitos granitoidokban az U dúsulása (max: 40–50 g/t) másodlagos, a kőzetet átító deszcendens oldatokból redukív közegben (pirit) kivált coffinithez, vagy esetleg U-titanáthoz köthető.

Véleményünk szerint deszcendens dúsuláshoz U-forrásként egyrészt az egykori gránit tönkfelszín felső kilúgozó 10–20 m-es oxidációs öve (U<5 g/t), másrészt a rátelepülő Korpádi Formáció ércindikációiból (a 9016. sz. fúrásban 175–225 g/t U!) származó beszűremkedés jöhet szóba (az üde gránit határán észlelhető anomália), azonban ezekből nem vezethetők le a gránittömeg mélységi ércindikációi. Viszont, mivel az 1. és 2. kőzetátalakulási fázis RFF- és Th-tartalmú akcesszorikus ásványai (cirkon, apatit, monacit, titanit-leukoxén) jelentős mértékben tartalmaznak uránt is, a 3. fázisban az U-áthalmozódás, -dúsulás jelentős forrásai lehetnek.

A kelet-mecseki gránitok elektronmikroszkopos és optikai vizsgálata alapján (GÁL-SÓLYMOS & PUSKÁS 1994, PUSKÁS et al. 1994, 1995) kulcsfontosságú, korai kiválású, elsődleges RFF- és radioaktív elemhordozónak bizonyult az allanit is, amely a granitoid kőzetet ért hidrotermás (esetleg K-metasomatikus) fluorid- és karbonáttartalmú fluidumok hatására részben elbomlott, Th-tartalma másodlagos törítként helyben maradt. Részben hasonlóképpen viselkedtek a RFF-ek is: egy részük fluorkarbonátként megjelent a kőzetek repedéseiben. Az allanit lebontása U-tartalmának teljes felszabadulásával járt. (Az allanit másodlagos kiválásai már U- és Th-mentesek.) Mindebből arra következtethetünk, hogy a vázolt folyamat — az U-tartalom grániton belüli lokalizációjának átrendeződésével — a teléres-eres U-ásványosodás jelentős forrása lehet. Az ásványosodás mértékét és kiterjedését nem ismerjük (nincs megkutatva). Az U-oxid (szurokérc) – coffinit – pirit – kalcit ásványtársulás erősen redukív (U<sup>4+</sup>-túlsúly), kénhidrogénes közegben végbement (epitelemás) képződést jelez, ami aszcendens — U-többletet hozó — hidrotermás hatásra utal.

A nagyobb hőmérsékletű első átalakulási fázis még a gránitosodás folyamatához tartozhat (330 millió éves t<sub>206</sub>

<sup>1</sup>A kutatási gyakorlatban az ércindikációkat és U-anomáliákat minősítő „valódi” radiogén ólomot a mintában elemzett <sup>206</sup>Pb at% és a háttér <sup>206</sup>Pb at% különbségeként kapjuk (Δ<sup>206</sup>PbI), vagy pedig a mintában elemzett <sup>206</sup>Pb at%-ból kivonjuk a <sup>207</sup>Pb at% és a <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb háttérhányados szorzatát (Δ<sup>206</sup>PbII); majd az összólomtartalom ismeretében g/t-ra számoljuk.



izokron), a kisebb hőmérsékletű második fázis a riolitos (kvarcporfír) vulkánossággal összefüggő aktivizálódás lehet (270–250 millió év). Nem zárható ki, hogy a pegmatoid közzettelér képződéshez szintén ismeretlen mértékű pegmatitos Ti-dús U-ásványosodás is társult. A telérés-eres U-ásványosodás (3. fázis) pedig alpi (129 millió éves izokron) korával a pegmatoid ásványosodás késői hidrotermás megújulása lehet.

Bizonyos, hogy az utóbbi nem lehet a Kővágószőlősi Formáció U-érctelepének U-forrása — egybevágó ólomizotóp koraik miatt — viszont allotigén branneritként U-forrás lehet az U–Ti-oxidos (pegmatoid) ásványosodás

prealpi fázisa. Szálbanálló kvarcporfírban U-ércesedésre nincs adatunk.

A Kővágószőlősi Formáció éctelepének reduktív közegében pl. a vörös felzittörmelék helyben U-ásványosodott — esetenként törmelékes U-oxid ásvány benyomását keltő mértékben (VINCZE & FAZEKAS 1979).

A granitoid terület rétegtani–szerkezeti felépítését feltáró mélyfúrások egyikével csak véletlenszerűen harántolt mikrotelérés ércesedés elterjedtségének tisztázásához — amennyiben a jövőben erre igény lesz — a telérés telepszerkezeti viszonyokhoz igazodó célkutatás szükséges.

## Irodalom — References

- ALFÖLDI L. 1958: Jelentés a mecseki permii összlet mélyfúrásokkal harántolt rétegcsoportjainak részletes anyagvizsgálatáról. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 90 p.
- BALOGH K., ÁRVÁNE SÓS E. & PÉCSKAY Z. 1985: A K/Ar módszer hazai alkalmazásának eredményei — Ásványtan-geokémiai szemelvények. — *A MFT Kiadványa*, Budapest, 59–67.
- BARABÁS A. & KISS J. 1958: La genèse et la caractere pétrographique sédimentaire de l'enrichissement de minerai d' uranium dans la Montagne Mecsek. — *Actes de la deux. Conf. Int. a. Nations Un. Genève*, 15 p.
- BARABÁS A. & VIRÁGH K. 1964: Üledékes uránércképződés folyamata a mecseki lelőhely példáján. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 10 p.
- BARABÁS A. & VIRÁGH K. 1966: Mechanizmus obrazovania ossadochnih uranovih rud na primere Mecsekskovo messtorozhdenia (Vengria) — *Litologia i pol. Iskopaemie* **2**, 143–145.
- BUDA Gy. 1984: Jelentés a Ny-mecseki granitoidok ásvány-kőzettani vizsgálatáról. ELTE Ásványtani Tanszék. Jelentése a MÉV részére. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 33–260.
- BUDA Gy. 1987: Variszkuszi kori kollíziós granitoidok képződése Magyarországon a Nyugati-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáján — *Kézirat*, Kandidátusi értekezés, Budapest, 148 p.
- DEDITIUS, A. P., UTSUNOMIYA, S. & EWING, R. C. 2008: The chemical stability of coffinite,  $USiO_4 \cdot nH_2O$ ;  $0 < n < 2$ , associated with organic matter: A case study from Grants uranium region, New Mexico, USA. — *Chemical Geology* **251/1–4**, 33–49.
- FAZEKAS V. 1978: A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani, kémiai, valamint sugárzóanyag tartalmának vizsgálata (T-034 kutatási téma). — *Kézirat*, Kutatási jelentés, MÉV Adattár, 303 p.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1982–1985: A távlati földtani kutatás mintáinak komplex anyagvizsgálata (T-2 kutatási téma) — A műszaki-fejlesztési-kutatási és kísérleti témák éves zárójelentései. — *A MÉV Kutató-Fejlesztő Üzeme évkönyvei*, II. kötet, 1982: 247–251, 1983: 319–325, 1984: 298–302, 1985: 253–256. *Kézirat*, MÉV Adattár.
- GÁL-SÓLYMOS K. & PUSKÁS Z. 1994: Mórággyi granitoidok RFF-tartalmú és egyéb járulékos ásványainak elektron-mikroszkopos vizsgálata (IV). — *Kézirat*, Kutatási jelentés, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 30 p.
- GÁL-SÓLYMOS, K., KUBOVICS, I., PUSKÁS, Z. & VINCZE, J. 1993: Role of Ti-minerals in the South Mecsek U-deposit. — *Terra Nova* **5/1**, Abstract supplement, 437 p.
- GÁL-SÓLYMOS K., PUSKÁS Z., KUBOVICS I. & VINCZE, J. 1994: Electron microprobe study of the mineral paragenesis in the Mecsek U-ore deposit. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged*, **35**, 13–31.
- HANSLEY, P. L. & FITZPATRICK, J. J. 1989: Compositional and crystallographic data on REE-bearing coffinite from the Grants uranium region, northwestern New Mexico. — *American Mineralogist* **74**, 263–270.
- HEMINGWAY, B. S. 1982: Thermodynamic properties of selected uranium compounds and aqueous species at 298.15 K and 1 bar and at higher temperatures. Preliminary models for the origin of coffinite deposits. — *U.S Geological Survey Open-File Report* **82-619**, 90 p.
- JANTSKY B. 1975: A Mecsek hegységi kristályos alaphegység földtana — *Kézirat*, MTA doktori értekezés, Budapest, 250 p.
- KISS J. 1961: A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise — *Kandidátusi Értekezés*, Budapest
- KISS J. 1966: Constitution minéralogique, préprêtès et problémas de genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek I. — *Ann. Univ. Sci. Bud. de Rol. Eötv. Nom. Sec. Geol.* **9**, 139–188.
- KISS J. 1971: Constitution minéralogique, préprêtès et problémas de genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek II. — *Ann. Univ. Sci. Bud. de Rol. Eötv. Nom. Sec. Geol.* **14**, 220–240.
- KOVÁCH Á. 1973: A dunántúli perm kvarcporfírok geokronológiai vizsgálata a Rb-Sr módszerrel. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, ATOMKI, Debrecen.
- KOVÁCH Á., BALOGH K. & SÁMSONI Z. 1968: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek-hegység gránitjai korának kérdéséhez — *Földtani Közöny* **98/2**, 205–212.
- KÓSA L. 1982: A 9017. sz. mélyfúrás dokumentációs alapadatai és értékelésük. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 250 p.

- MAJOROS Gy. 2000: Mórággyi komplexum. — In: KONRÁD Gy. (szerk.): Zárójelentés a magyarországi uránérckutatósról és a Ny-mecseki uránérc bányászatról, I. kötet, 291–292.
- MAJOROS Gy. 2001: A Mecsek nyugati előterének mélyföldtani térképe (M = 1:100 000). — *Kézirat*, MÉV Adattár.
- MIN, M., FANG, C. & FAYEK, M. 2005: Petrography and genetic history of coffinite and uraninite from the Liueyiqi granite-hosted uranium deposit, SE China. — *Ore Geology Reviews* **26**, 187–197.
- PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K. & BUDA Gy. 1994: Alteration of REE-bearing accessories in granitoids from the Mecsek Mts. — IMA 16th General Meetings abstracts, p. 341.
- PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K. & BUDA, Gy. 1995: Accessories and their decomposition processes in granitoids from South Hungary — *Terra Nova* **7/1**, Abstract supplement, 340–341.
- RENÉ, M. 2008: Anomalous rare earth element, yttrium and zirconium mobility associated with uranium mineralization. — *Terra Nova* **20/1**, 52–58.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A DK-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — MOL Rt.–MÁFI kiadvány, 93–106.
- VINCZE J. 2000: Izotópgeokémiai uránérckutatósról. — In: KONRÁD Gy. (szerk.): Zárójelentés a magyarországi uránérckutatósról és a Ny-mecseki uránérc bányászatról, I. kötet, 118–127.
- VINCZE J. & ELEK I. 1985–1989: Izotópgeokémiai érckutatás (T-10 kutatási téma). — A műszaki-fejlesztési-kutatási és kísérleti témák éves zárójelentései (a MÉV Kutató-Fejlesztő Üzeme évkönyvei, II. kötet. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 1985: 257–260, 1986: 265–269, 1987: 294–302, 1988: 216–223, 1989: 161..
- VINCZE J. & FAZEKAS V. 1979: A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései. — *Földtani Közlöny* **109/2**, 161–198.
- WÉBER B. 1981: Javaslat a 9017. sz. fúrás lemélyítésére és egy sekélyfúrás háló lefúrására. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 4 p.
- Kézirat beérkezett: 2010. 12. 11.

## Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete

GYÓRI Orsolya<sup>1,2</sup>, POROS Zsófia<sup>1,2,\*</sup>, MINDSZENTY Andrea<sup>1</sup>, MOLNÁR Ferenc<sup>2</sup>, FODOR László<sup>3</sup>, SZABÓ Richárd<sup>2,\*\*</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK Földrajz és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, e-mail: gyori.orsi@gmail.com

<sup>2</sup>ELTE TTK Földrajz és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

<sup>3</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

\* jelenleg: MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

\*\* jelenleg: Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos utca 19.

### *Diagenetic history of the Palaeogene carbonates, Buda Hills, Hungary*

#### Abstract

The aim of this study is the characterization of diagenetic and hydrothermal processes which have affected the carbonate rocks of the Palaeogene (Late Eocene to Early Oligocene) transgressive sequence in the Buda Hills, Hungary. The sequence is built up by shallow marine algal-discocyclinal-nummulitic limestone (Szépvölgy Limestone) and overlying marl (Buda Marl) and shales.

The first result of tectonically-controlled subsidence and superimposed 4–5<sup>th</sup> order sea-level changes during the Late Eocene was the development of meteoric phreatic lenses below the exposed blocks of the limestone. Early karstification of the limestone resulted in bed-parallel, metre-scale, elongate cavities along the watertable — as described also by NÁDOR (1992) — and minor dissolution in the meteoric phreatic zone. Due to the large amount of dissolution residue, the cavities were instantaneously filled with laminated calcarenite and the infiltrating calcareous mud, with no coarse-grained cement.

Three distinct generations of calcite cemented the microkarstic pore space of the limestone. The first phase is a non-luminescent, pre-compaction cement with abundant fluid inclusions (calcite-I); the second phase (calcite-II) is a thin bright-luminescent zone; and the last phase (calcite-III) is a dull-luminescent, anhedral cement. Calcite-I was supposedly precipitated in the meteoric phreatic zone of the exposed area — based on the fluid inclusion and stable isotope study. The coexistence of all-liquid- and two-phase (liquid-vapour) inclusions in calcite-I with a moderately consistent phase ratio (visually determined L:V is around 95:5 or less) indicates metastability and/or partial thermal reequilibration after entrapment, during burial. Whereas all-liquid inclusions represent the original, low temperature (<≈50 °C) phreatic conditions with meteoric fluids of low salinity (0–1.9 NaCl equ. wt%), two-phase inclusions were most probably formed by the re-filling of primary inclusions at an elevated temperature (Th = 60 to 70 °C) during continued burial.

Non-recrystallized Pecten and Ostrea shell-fragments were measured in order to determine the isotopic composition of calcite precipitated in equilibrium with Late Eocene seawater ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0.45$  to  $0.87\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5.52$  to  $-1.76\text{‰}$ ). Stable isotope analysis of the phreatic cement shows slightly depleted C isotope values ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1.57$  to  $0.32\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -8.26$  to  $-6.87\text{‰}$ ) — i.e. minor meteoric influence — as compared to the values of the shell fragments.

The carbonate rocks in the Buda Hills were significantly affected by a Middle Miocene hydrothermal event. This resulted in large amounts of calcite cement in the Palaeogene sequence precipitated along fractures and brecciated zones. Stable oxygen isotope data may point to hydrothermal origin, i.e. temperatures higher than the surroundings and significant temperature fluctuation of the parent fluid of calcite. The habit of the calcite crystals is elongated scalenohedral in most cases but several other morphological types (rhombohedral and combinations of the two) were also distinguished. The greatest morphological variability was observed at places where the brecciated marl is cemented by calcite. Formation of the veins significantly reduced the fracture porosity of Palaeogene carbonates.

The Pannonian–Pleistocene neokarstic processes affected the Late Eocene to Early Oligocene limestone and marl. Fluids — migrating through Miocene fractures — dissolved the  $\text{CaCO}_3$  content of the marl, leaving a highly porous rock behind. Further dissolution in the limestone and marl resulted in the well-known cave system of the Buda Hills, which has already been described by several authors (e.g. KOVÁCS & MÜLLER 1980, LEÉL-ŐSSY 1995, ERŐSS et al. 2008).

*Keywords: Buda Hills, Szépvölgy Limestone Formation, karstification, Late Eocene seawater, calcite cementation, fluid inclusions, stable isotope*

#### Összefoglalás

Jelen munka a paleogén transzgressziós ciklus karbonátos tagjait (Szépvölgyi Mészke és Budai Marga Formációt) ért diagenetikus és hidrotermális folyamatok hatásait mutatja be.

A késő-eocén tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit stabilizotóp összetételét Pecten- és Ostrea-héjtöredékekből mért stabilizotóp-értékekkel közelítettük ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0.45$  to  $0.87\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5.52$  to  $-1.76\%$ ) és a további diagenetikai folyamatok során képződött fázisok izotópos összetételét ezen értékekhez viszonyítva értékeltük.

A felső-eocén sekélytengeri mészkövet negyed-, ötödrendű euszatikus tengerszintváltozások következtében korai karsztosodás érte, amely édesvízlenyce kialakulását eredményezte. A karsztvízszintnek megfelelően, a rétegződéssel párhuzamosan elnyúlt üregek oldódtak ki, amelyek szinte azonnal kitöltődtek a kőzet oldási maradékával és beszűrődő mészsizappal. A meteorikus freatikus zónában kioldódó mikrokarsztos üregeket kalcit cementálja, ami normál, betemetődési CL zonációt mutat. A fluidzárvány- és stabilizotóp vizsgálatok tanúsága szerint a nem lumineszkáló első kalcitfázis (kalcit-I) a meteorikus freatikus zónában képződött, ugyanis a kalcit-I elsődleges egyfázisú fluidzárványain végzett mikrotermometriai vizsgálatok  $50\text{ }^\circ\text{C}$ -nál kisebb bezáródási hőmérsékletet és nagyon híg (0–1,9 NaCl ekv. s%) anyagot tükröznek. Az eocén tengeri kalcitokhoz képest negatívabb szénizotóp-értékek ugyancsak meteorikus hatásra ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1,57\text{--}0,32\%$ ) utalnak. A betemetődés során a kőzet maradék pórusterét egyre redukтивabb oldatból kiváló kalcitcement (fényesen lumineszkáló kalcit-II majd tompán lumineszkáló kalcit-III) töltötte ki. A kalcit-I fázis fluidzárványainak egy része az eltemetődéssel járó nagyobb nyomás- és hőmérsékleti viszonyok között felnyílt és újratöltődött. Az így képződött kétfázisú zárványok homogenizációs hőmérséklete ( $60\text{--}70\text{ }^\circ\text{C}$ ) a betemetődés során jelenlevő fluidum minimum hőmérsékletét tükrözi.

A neogén fluidumáramlási esemény törések mentén és breccszónákban jelentős mértékű kalcit-cementációt eredményezett. A mészkövet és a márgát átszelő, döntően ÉÉNy–DDK-i csapású, tenziós kalcittelérek korát a MÁRTON & FODOR (2003) által felállított feszültségtér-fejlődési modell alapján kárpáti–középső-miocénre becsüljük. A fluidum, amely valószínűleg a befogadó kőzet tulajdonságaitól és a lokális deformációtól függően hozott létre breccsás zónát cementáló, ill. telérben kivált kalcitot, oxigén-izotóp adatai alapján ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -20,01\text{--}-9,15\%$ ) a környezeténél magasabb hőmérsékletű, azaz hidrotermális lehetett. A kalcitokhoz társulva (a Róka-hegyen, a Lapos-bányában és a Fenyőgyöngye-kőfejtőben) különböző szulfidfázisok (markazit, pirit, cink-szulfid) és barit jelenik meg. A szulfid a kalcitkiválás kezdeti szakaszához kapcsolható, míg a barit minden esetben a kalcitot követő fázis. A különböző leőhelyeken előforduló kalcittelérek egységes tulajdonságai — kapcsolódó paragenézis, telérek iránya, petrográfiai és geokémiai jelek — alapján kimondható, hogy a vizsgált területek hidrotermális kalcitteléreinek és hozzájuk kapcsolódó ásványparagenézisnek a létrejöttét egyazon, regionálisnak tekinthető hidrotermális fluidumáramlás okozta. A GÁL et al. (2008) által a Hárshegyi Homokkőben észlelt ugyancsak középső-miocén korú bariterek valószínűleg ugyanennek a regionálisan elterjedt ásványparagenézisnek a részét képezik.

A felső-eocén karbonátos kőzetek a pannóniai–pleisztocén neokarsztos fázis bélyegeit is magukon viselik. A miocén repedések mentén áramló fluidumok kioldották a márga  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát, ami egy nagyon porózus kőzet létrejöttét eredményezte. A Budai-hegység ismert barlangrendszerei további oldódási folyamatok révén jöttek létre, melyekkel többek között KOVÁCS & MÜLLER (1980), LEÉL-ÖSSY (1995) továbbá ERŐSS et al. (2008) részletesen foglalkozik.

*Tárgyszavak:* Budai-hegység, Szépvölgyi Mészkő Formáció, karsztosodás, késő-eocén tengervíz, kalcit cementáció, fluidzárványok, stabilizotóp

## Bevezetés, célkitűzések

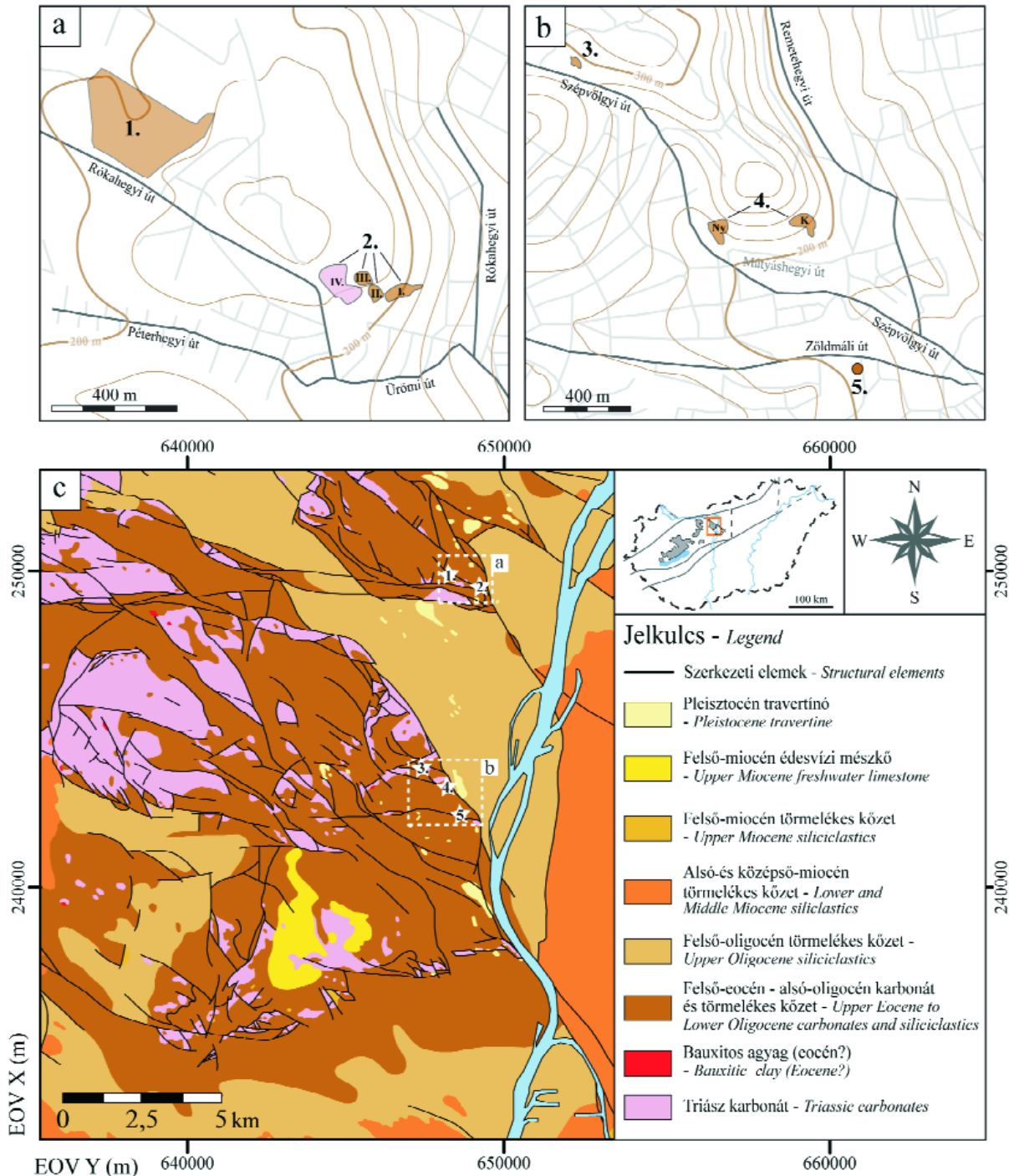
A hazai földtani szakirodalomban a Budai-hegység, és tágabb értelemben a Dunántúli-középhegység eocén süllyedéstörténetének vizsgálatakor egy képződmény kerül előtérbe, a hegység szinte teljes területén megtalálható felső-eocén Szépvölgyi Mészkő. Annak ellenére, hogy a kőzet szedimentológiai jellemzőivel, mikrofáciesével számos korábbi munka foglalkozott (KÁZMÉR 1985a, b, FODOR & KÁZMÉR 1989, FOGARASI 1991, FODOR et al. 1992), diagenézis-szemponitú feldolgozása a jelen munkát megelőzően nem történt meg. NÁDOR és KORPÁS ugyan érdemben foglalkoztak a képződmény korai diagenézisével és ennek kapcsán a negyed-, ötödrendű tengerszintváltozások feltételezett hatásával (NÁDOR 1992, KORPÁS 1998, KORPÁS et al. 1999), a késő-diagenetikus, hidrotermális és telogenetikus eseményeknek tulajdonítható oldódási/cementációs jelenségeket azonban egy szerző sem vizsgálta, pedig ezen folyamatok megértése elengedhetetlen az eocén képződmények betemetődés- és ezt követő kiemelkedés-történetének meg-rajzolásához.

Régóta ismert, hogy a Budai-hegység eocénnél fiatalabb képződményeit több ütemben is jelentős hidrotermális hatás érte (SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922, BÁLDI &

NAGYMAROSY 1976, legújabbán GÁL et al. 2008), mely nagymértékű cementációt és oldódást eredményezett. Munkánk során különös figyelmet szenteltünk az egyes hidrotermális események vizsgálatának és azok lehetséges elkülönítésének is.

Elsődleges célunk a paleogén transzgressziós ciklus kezdő tagjait, tehát a Szépvölgyi Mészkövet és az azt fedő Budai Márgát ért oldódási és cementációs események részletes jellemzése, továbbá az egyes cementfázisok relatív és — ha lehetséges — numerikus korának, valamint eredetüknek és kiválási körülményeiknek pontos meghatározása. A terepi észlelést és petrográfiát az ilyen munkák során általánosan alkalmazott fluidzárvány- és stabilizotóp-vizsgálattal egészítettük ki.

A részletes vizsgálatra választott feltárások közül a Fenyőgyöngye-kőfejtő, a Mátyás-hegy és a Szemlő-hegyi-barlang típusos Szépvölgyi Mészkövet tár fel (1. ábra, a és c). A Budai Márgát a Mátyás-hegy két kőfejtőjében és az ürömi Lapos-bányában (1. ábra, b és c) tanulmányoztuk. A mészkőben és a márgában egyaránt megjelenő, jellegzetes csapásiránnyal rendelkező kalcittelér-generációt a Róka-hegyi kőfejtőben is vizsgáltuk, ahol az eocén kőzetek diszkordánsan települnek a triász Dachsteini Mészkőre (1. ábra, b és c).



**1. ábra.** a) Róka-hegy és Péter-hegy környékének helyszínrajza, b) Mátyás-hegy és környékének helyszínrajza, c) A vizsgált lelőhelyek a Budai-hegység földtani térképén jelölve (módosítva FODOR in: MINDSZENTY et al. 2000 után)

1 – Lapos-bánya, 2 – Róka-hegy, 3 – Fenyőgyöngye-kőfejtő, 4 – Mátyás-hegy, 5 – Szemlő-hegyi barlang

**Figure 1.** a) Róka Hill and Peter Hill and its surroundings, b) Mátyás Hill and its surroundings, c) Location of studied outcrops indicated on the geological map of the Buda Hills (modified after FODOR in: MINDSZENTY et al. 2000)

1 – Lapos Quarry, 2 – Róka Hill, 3 – Fenyőgyöngye Quarry, 4 – Mátyás Hill, 5 – Szemlő-hegy Cave

### Földtani háttér

A Dunántúli-középhegység részét képező Budai-hegység legidősebb, felszínről is ismert képződménye a latin „diploporás dolomit” (Budaörsi Dolomit Formáció). A karni elején megindult a Dunántúli-középhegység egész

területére jellemző karbonátos self feldarabolódása. Ennek következtében a Budai-hegység területén két eltérő üledékképződési környezet jött létre. Az intraplatform medencékben tűzköves dolomitos-márgás kőzetek (Mátyáshegyi Formáció) képződtek, míg a sekélyplatformon mészköves-dolomitos (Fődolomit Formáció és Dachsteini

Mészke Formáció) rétegek rakódtak le (WEIN 1977, HAAS et al. 2000).

Jura és kréta üledékeket a Budai-hegység területéről nem ismerünk, ugyanakkor ebből nem következik egyértelműen, hogy a teljes említett időszakban szárazulat lett volna a terület. A Gerecséből, ill. a Bakonyból származó analógiák alapján feltételezhetjük, hogy a Budai-hegység területén a jurában kondenzált üledékek képződtek. Tényleges szárazulati kitértség a késő-krétától valószínűsíthető.

A Dunántúli-középhegységi-egység területét a késő-kréta (?) – kora-eocén szárazulati időszakot követően öntötte el a tenger. A transzgresszió késő-lutetiai–bartoni során érkező második hulláma a Budai-hegység északnyugati peremét érte el (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986). A triász karbonátos kőzetek agyaggal, agyagos bauxittal kitöltött karsztöbritek agyaggal, dolomitbreccsával és tarka agyaggal, helyenként kőszenes rétegekkel induló bázisképződmények fedték le, amelyek bizonyítékait a Nagykovácsi- és Solymári-medencében valamint Budakeszi környékén találjuk meg (ROZLOZSNIK 1935, SZÓTS 1948, KÓSA et al. 2003). A hegység DK-i része ekkor még nagy valószínűséggel szárazulat volt (WEIN 1977). A priabonaiban érkező harmadik transzgressziós hullám már a hegység teljes területét érintette (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986). E transzgressziós sorozat DK-en a felső-eocén abráziós alapkonglomerátummal, breccsával és homokkal indul. A törmelék anyaga dolomit, tűzköves dolomit, tűzkő és andezit (WEIN 1977). Ezt követően a hegység teljes területén megindult a sekélytengeri Szépvölgyi Mészke képződése. Az 50–80 m vastag, jól rétegzett képződmény mikrofáciését tekintve egy alsó, 5–20 m vastag, uralkodóan vörösalgás egységből és egy felső, 30–50 m vastag egységből áll, ahol már a nagyforaminiférák uralkodnak (KÁZMÉR 1985a, b). További ősmaradványai: mollusca (főleg *Pecten*), bryozoa, korall- és echinoidea-törmelék. A mészke faunája az üledékképződés előrehaladtával egyre növekvő vízmélységre utal (KÁZMÉR 1985a, b), melyet két kisvízi ciklus szakít meg (KORPÁS et al. 1999). A mélyüléssel a mészkeképződést fokozatosan meszes, bioklasztos, bryozoás márga felhalmozódása váltotta fel. Ebből szintén folyamatosan fejlődik ki a 60–120 m vastag, vékony-pados és gyakran rétegzetlen Budai Márga, amely a fauna tanúsága szerint már mélyebb vízben rakódott le (BÁLDI 1983). A márga agyag- és mésztartalma változó. Felső szakaszán néhol kalkarenit és sziliciklasztos rétegek is előfordulnak. Gyakoriak benne a mészanyagú turbiditok és a bioklasztos allodapikus mészke megjelenése. Faunájára jellemző a plankton foraminiférák, kokkolitok illetve az áthalmozott molluszcák, nagyforaminiférák, ostracodák, echinoidea és bryozoa jelenléte. A márga késő-eocén–kora-oligocén korú (NAGYMAROSY & BÁLDINÉ BEKE 1988).

Az oligocén kezdetén a hegység ÉNy-i része kiemelkedett, az erózió néhol a triász kőzetekig lepusztította az üledékeket („infraoligocén denudáció” —TELEGDI-ROTH 1927, JASKÓ 1979). DK-en a Budai Márgára üledékfolytonossággal az anoxikus körülmények között képződött sötétszürke Tardi Aggag települ, melynek vastagsága kb. 100 m. A BÁLDI & NAGYMAROSY (1976) által fáciesshatárként, FODOR et al. (1994)

által vak feltolódáshoz kapcsolódó kiemelkedésként értelmezett Budai-vonaltól ÉNy-ra eső területen, a kiscelli korszak végén, a padosan rétegzett, sekélytengeri–partvidéki, normális vízi Hárshegyi Homokkő felhalmozódása zajlott (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). A homokkő cementje a Budai-vonal környezetében kovás, máshol limonitos, meszes. A kovás kötőanyag hidrotermális eredetű (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, GÁL et al. 2008), feltehetőleg a környező területek paleogén vulkanizmusához köthető. Az ehhez kapcsolódó hidrotermális képződmények pontos korát legújabbán MOLNÁR F. et al. (2010) K-Ar vizsgálatok alapján kora-oligocénnek határozták.

A Hárshegyi Homokkő heteropikus képződménye a szürke, zöldesszürke, alig rétegzett, mélytengeri Kiscelli Aggag, amely a térség legmélyebb, leginkább nyíltvízi állapotát tükrözi (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). Az egri emeletben az üledékgyűjtő feltöltődésével a Kiscelli Aggagból folyamatosan fejlődik ki a sekély szublitorális Törökbalinti Homok. Utóbbit az eggenburgiban a litorális-szublitorális Budafoki Formáció követi. A badeni során képződött a hegységperemeken feltáruló Rákosi Mészke Formáció. A magasabb, kiemelt helyzetben lévő területeken megindult az oligocén–eocén képződmények eróziója.

A pannóniaiban a hegység DK-i részén agyag, homok, kvarckavics rakódott le (WEIN 1977). A forráskilépési pontokon, lefűződött tavakban már ekkor megindult a travertínképződés (MÜLLER & MAGYAR 2008).

A pleisztocén folyamán az egész hegység szárazra került. A kiemelkedést a mindenkori erózióbázis közelében feltört forrásokból lerakódott, ma különböző szintekben elhelyezkedő édesvízimészke-teraszok bizonyítják (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A negyedidőszakban a travertínon kívüli különböző lejtő- és völgykitöltő üledékek, eolikus és fluviális képződmények keletkeztek (WEIN 1977).

### Vizsgálati módszerek és eszközök

A mikropetrográfiai vizsgálatokat 30 µm vastag polírozott csiszolatokon végeztük, melyekhez a mintát előzőleg kék műgyantával itattuk át. A csiszolatokat a kalcit és dolomit (valamint Fe-gazdag kalcit és dolomit) elkülönítése céljából Dickson-féle oldattal festettük meg (DICKSON 1966). A mikropetrográfiai megfigyelések áteső és ráeső fénymentű, Nikon típusú polarizációs mikroszkópon történtek. A lüminoszkópos megfigyeléseket MAAS – Nuclide ELM-3 típusú, hideg katódos műszerrel végeztük (5–10 kV gyorsító-feszültség mellett).

A fluidzárvány-vizsgálatokhoz 80–100 µm vastag, két oldalán polírozott csiszolatokat használtunk fel. A mikrotometriai mérések Olympus BX51 típusú, hosszú gyújtótávolságú, 20x-os és 50x-es nagyítású objektívekkel felszerelt mikroszkópon, Linkam FTIR 600 típusú, hűthető-fűthető tárgyasztal segítségével történtek. A kalibrálást –56,6, 0 és 375 °C-on végeztük szintetikus fluidzárványok és desztillált víz felhasználásával. A reprodukálható pontosság fagyasztás során 0,1 °C, míg fűtésnél 1 °C-on belül volt.

A SEM és EPMA vizsgálatok Amray 1830i típusú berendezésen történtek, INCA energiadiszperzív rendszerben, 20 kV gyorsítófeszültség és 1 nA mintaáram mellett (detektálási idő: 100 sec).

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok Siemens D 5000 típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével,  $\Theta$ - $\Theta$  üzemmódban, Cu-K $_{\alpha}$  gerjesztő sugárzással készültek. Az adatokat EVA szoftver segítségével értékeltük ki.

A stabilizotóp mérések az MTA Geokémiai Kutatóintézetben történtek, Finnigan MAT delta S és Finnigan delta+XP tömegspektrométereken. Az elemzéseket a nemzetközi gyakorlatnak megfelelően nemcsak átlagmintákból, hanem a célnak megfelelően kiválasztott fázisokból mikrofüró berendezéssel vett mintákból is végeztük. A minták felvétele vízmentes foszforsavval vákuumban történt (MC-CREA 1950). A vákuumdesztillálással tisztított CO $_2$  gázt palackokba fagyasztották, majd tömegspektrométerrel meghatározták a  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  és  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  arányokat. Az eredményeket a V-PDB nemzetközi sztenderdhez viszonyítva,  $\delta$ -értékben adjuk meg, amelynek dimenziója ‰:  $\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{szender}} - 1) \cdot 1000$ , ahol  $R_{\text{minta}}$  és  $R_{\text{szender}}$  a mintában és a sztenderdben meghatározott  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  és  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  arányt jelölik. A teljeskörű mérések eredményeinek átlagos reprodukálhatósága jobb, mint  $\pm 0,15\%$ . A fűrt minták elemzése során a sztenderdek mért eredmények reprodukálhatósága jobb volt, mint  $0,1\%$ .

## Terepi észlelések és a cementáló fázisok ásványtani jellemzői

### A vizsgált kőzetfajták általános jellemzői

A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen és a Szemlő-hegyi-barlangban (1. ábra, a és c) a világossárga Szépvölgyi Mész-kő vörösalgás és nagyforaminiferás kifejlődése tárul fel. Makroszkópos méretű, nem törésekhez kapcsolódó kalcitcement csak a vörösalgás szakaszban látszik, az onkoidok között. A kőzetben, a Szemlő-hegyi-barlangban, jól fejlett, rétegzéssel párhuzamos, 0,1–1 cm vastag sztililitok figyelhetők meg. A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében a vörösalgás, nagyforaminiferás mész-kő folyamatos átmenetet mutat a bryozoás márga felé, amire a sárga színű, vékonyados Budai Márga települ.

A Lapos-bánya (1. ábra, b és c) Budai Márgát és azt súrűn átszelő kalcittelékeket tár fel. A kőzetben itt makrofossziliát nem figyeltünk meg (valószínűleg azért, mert az itteni kifejlődés a márga egy nyíltabb, mélyebb vízi változatának felel meg).

A róka-hegyi kőfejtők közül a 4. udvarban (1. ábra, b és c) triász Dachsteini Mész-kő, valamint vető menti kontaktussal, triász dolomit és mész-kő továbbá eocén mész-kő törmelékanyaggal jellemezhető, kalcittal cementált breccsa jelenik meg, ami ugyancsak tektonikus határral érintkezik oligocén agyagos kőzettel (FODOR et al. 1994).

A továbbiakban az észlelt jelenségeket az egymáshoz viszonyított koruk alapján tárgyaljuk.

### Paleokarsztos üregek

Oldódás (karsztosodás) nyomai a Szépvölgyi Mész-kőben a Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen, a Szemlő-hegyi-barlangban és a Róka-hegyen egyaránt megjelennek, nagyméretű üregek formájában.

A Fenyőgyöngyén és a Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében az eocén mész-kőben megjelenő paleokarsztos (üledékekkel kitöltött) üregek (*sensu* JAMES & CHOQUETTE 1988) a rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el, hosszuk 0,2–5 méter, magasságuk 0,1–1 méter között változik (I. tábla, 1. kép). Közös jellemzőjük a világosbarna színű, síklaminált, finom-aprőszemcsés üregkitöltés, melynek összetételét kvarc, kalcit és kaolinit-csoportbeli ásvány adja, (I. tábla, 2. kép). A laminák vastagsága 0,5–3 mm, a finomszemcsés vagy erősebben cementált részek helyenként kipreparálódtak. Az üregkitöltő anyagban megfigyelhető síklamináció a rétegdőléssel párhuzamos. Helyenként keresztamináció is előfordul. Az üledék legalsó tagja általában durvább szemcsés (1–2 mm) (I. tábla, 2. kép). A mellékkőzet felé az üregek határa éles, esetenként megfigyelhető, hogy az üregből kiágazó, oldott falú hasadékok mentén az üregkitöltő anyag a befogadó kőzetbe is beszivárgott (I. tábla, 2. kép). A Fenyőgyöngye-kőfejtő egyik üregében a durvaszemcsés kitöltésben néhány, 1–5 mm átmérőjű nummulitesz- és echinoida-törmelék ismerhető fel. A kitöltés minden esetben közvetlenül (kalcitcement közbeiktatása nélkül) érintkezik az üreg falával (I. tábla, 2. kép), anyaga röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján kvarc, kalcit és kaolinit-csoportbeli ásvány. Egyes fenyőgyöngyei üregekben az üregkitöltő anyag lamináival párhuzamosan vékony (max. 2–3 mm széles) kalciterek jelennek meg.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében a Szépvölgyi Mész-kőben megjelenik egy 2 méter széles, 1 méter magas üreg, amelyik annyiban különbözik az előzőleg leírtaktól, hogy kitöltése világosszürke, finomszemcsés, meglehetősen homogén, kevésbé litifikálódott, meszes üledék. Az üregkitöltést 0,5–1,5 cm vastag kalcit- és bariterék szelik át, melyek a befogadó kőzetben is követhetők. Erre a csak lokálisan megjelenő üregtípusra nem terjedtek ki a vizsgálataink.

A Róka-hegyen, a triász Dachsteini Mész-kőben megfigyelhető paleokarsztos üregek az eocén kőzetekben lévőkhöz hasonló megjelenést mutatnak.

### Repedéskitöltő ásványtársulás

A vizsgált területek mindegyikén megjelenik egy ÉÉNY-DDK-i (a Szemlő-hegyi-barlangban NYÉNY-KDK-i és KÉK-NyDNy-i) fő csapásiránnyal jellemezhető kalcitlér-generáció, ami átvágja a felső-eocén–alsó-oligocén mész-követ és márgát, valamint a triász Dachsteini Mész-követ is (Róka-hegy — 1. később 6. ábra). A telérek fiatalabb üledékekkel való kapcsolata nem tisztázott, mivel sem a barlang, sem a vizsgált kőfejtők eocénnél fiatalabb kőzetet

nem tárnak fel. A törés menti kiválások általában határozott csapásirányú, extenziós repedések mentén figyelhetők meg. Néhol a törések, hasadékok zezugos lefutásúak, utóbbiak többségükben vastagságtartók, falaikon helyenként kitöltődés előtti oldódás nyomát észleltük. Az erek-telérek vastagsága 5 mm – 1,5 méter között változik. Az erekben esetenként első kiválási fázisként néhány mm vastagságban limonit figyelhető meg, ezt követi a kalcit. A limonitos hamazok magjában helyenként üde szulfidszemcsék (pirit vagy markazit) is előfordulnak.

A vastagabb telérekben a kalcitkiválás sokszor sávossalagos és szimmetrikus megjelenésű, 0,5–5 cm vastag tejfehér és átlátszó zónák váltakozásából áll. A róka-hegyi Dachsteini Mészköben észlelt telérek az eocén kőzetekben felismertekkel nagy hasonlóságot mutatnak. A sávos-szimmetrikus érkitöltő jelleg itt különösen jellemző (I. tábla, 3. kép). Megállapítható, hogy a sávok vastagsága és a kristályok mérete a telér belseje felé növekszik. Az ér közepén a kristályok terminális lapjai összeérnek.

A legvastagabb, már BRUMMER (1936a, b, c) által is dokumentált — körülbelül 1–1,5 méter széles — telér a Fenyőgyöngye-kőfejtő bejáratánál figyelhető meg (I. tábla, 4. kép). A NyDNy felé meredeken dőlő telér (260/70°) a bányaudvar D-i részén 4–5 méter hosszán, míg a bánya É-i részén kipreparálva, 3–4 méter hosszán, a fal teljes magasságában követhető. A telér mindkét oldalán — további 30–50 cm szélességben — breccsazóna húzódik, amelyben az 1–50 cm átmérőjű, szögletes, a befogadó kőzetnek megfelelően mészkö-, illetve magasabb rétegtani szinthez tartozó márgaklasztokat 1–2 cm-es vastagságban, egyenletesen kalcitcement veszi körül. (Mivel a telérben is előfordul néhány darab a mellékkőzetből, ezért a 'breccsa' megnevezést akkor használjuk, amikor az anyagban a klasztkok dominálnak, a 'telér' megnevezést pedig akkor, amikor a kalcit az uralkodó.)

A Szemlő-hegyi-barlangban kétféle kalcit jelenik meg. A tejfehér, szkaloenoédes (néhol romboéder tompítólapokkal rendelkező) kalcit döntően az NyÉNy–KDK-i csapású repedéseket tölti ki. A másik kalcittípus áttetsző, felülete gyakran visszaoldott. Ez jellemzően az KÉK–NyDNy-i, azaz a barlang csapásával megegyező töréseket tölti ki.

A márgában a kalcit főleg breccsazónák cementjeként, valamint erekben fordul elő és nem vastag telérkitöltésként. A Lapos-bányában a bejárat után körülbelül 50 métert megtéve bal kéz felől (a kőfejtő ÉNy–DK-i csapású falának közepén) egy 10 méter széles breccsazóna látható. A zóna közepén a törmelékdarabok mérete 20–30 cm (ritkán elérheti az 1 m-t), a szélek felé 0,5–1 cm. A breccsa monomikt, szemcsevázú. A szögletes, nem koptatott, márgaklasztokat kalcit cementálja. Helyenként az erek egymást keresztezik. A breccsazónában a klasztkok szegélyén, illetve a zónán kívül a kalciterék szélén limonit jelenik meg. A bánya É-i részén lévő kalciterék rendszerint nem vastagságtartók, feltehetően nyírásos eredetűek, csapásuk a többi, vastagságtartó kalcitérhez viszonyítva kevésbé északias, döntően Ny–K-i irányt mutat (I. később 6. ábra). A kalcit nem minden esetben tölti ki a rendelkezésére álló teret a repedésekben.

A lapos-bányai breccsazónát cementáló kalcit esetén hat különböző morfológiai típust sikerült elkülöníteni: 1) Tejfehér, 0,5–2 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyek növekedését egy helyen hematitos zóna szakítja meg. Csak az általános helyzetű {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder forma jelenik meg (I. tábla, 5. kép). A felületükön helyenként sárgászöld bevonat figyelhető meg. Elterjedését tekintve a breccsazóna legnagyobb és központi részét ez a típus teszi ki. 2) Tejfehér, 1–3 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyeken az általános helyzetű {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder mellett megjelenik a tompító, {h0hl} helyzetű romboéder is (I. tábla, 6. kép). Ezen kristályok az egyszerű szkaloenoédes és a kis-sváb-hegyi típusú forma (BRAUN 1889) közötti átmenetet tükrözik. Ezt a formát a breccsazóna középső részén találjuk meg, de kisebb gyakorisággal, mint az 1. típust. 3) Áttetsző, halványsárga, 1–3 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyeknél az alap romboéder {h0hl} formát {hk̄l} helyzetű ditrigonális szkaloenoéder tompítja. A kristályok felületén visszaoldódás nyomai figyelhetők meg. (Ez a típus a kis-sváb-hegyi kalcitokhoz hasonlít, mivel ditrigonális szkaloenoéder tompító lapok jelennek meg az alap romboéder lapok által határolt formán.) (I. tábla, 7. kép). 4) Átlátszó, 5–10 mm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok melyeken {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder jelenik meg (I. tábla, 8. kép). A breccsazóna szélén fordulnak elő, pár m<sup>2</sup>-es felületen. A felszínükön helyenként fekete, néhány mm-es opak ásvány figyelhető meg. 5) Tejfehér, izometrikus, 1–3 cm-es kristályok. Az alap ditrigonális szkaloenoédes {hk̄l} formán tompító lapok jelennek meg, melyek két további kristályformát képviselnek (I. tábla, 9. kép). Az egyik a szintén általános helyzetű ditrigonális szkaloenoéder {hk̄l}, mely kevésbé nyúlt, mint a domináns szkaloenoéder forma. A másik forma a {h0hl} romboéder. A lapos-bányai kalcitkiválások közül ez a legbonyolultabb morfológiai típus (izometrikus típus), kizárólag a breccsazóna szélein figyelhető meg. 6) Áttetsző, 0,5–1 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok. Formájukat két különböző {hk̄l} indexű ditrigonális szkaloenoéder határozza meg, (I. tábla, 10. kép). Ezt az izometrikus és a szkaloenoéderek által dominált habitus közti átmeneti formának lehet tekinteni. Ez a legritkább típus.

A Lapos-bányában a kőfejtő mélyebb, frissen feltárt részéről, ahol a befogadó márga szürke színű, valamint a róka-hegyi triász mészköből kalcitérhez köthető, üde, makroszkóposan pontosabban nem meghatározható szulfidásványt (piritet vagy markazitot) tartalmazó minta került elő (I. tábla, 11. kép). A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében, a Róka-hegyen és a Lapos-bányában (I. tábla, 12. kép) a kalcitra helyenként sárga, táblás habitusú, 0,5–2 cm-es baritkristályok települnek.

A kalcittelérek az összes vizsgált területen átvágják a paleokarsztos üregeket.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjének keleti végében a márgában, törések és réteglapok mentén foltokban fehér-sárgászöld sávokban színezett, porózus kőzetestek jelennek meg, melyek szélessége akár 1–2 méter is lehet. A kőzet fajszálya kicsi, szövete sejtés, a bioklasztkok váza kioldódott (II.



tábla, 1. kép). A pórusok átmérője nem haladja meg a 2 mm-t. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján a kőzet fő ásványfázisai a következők: kvarc, 7 Å-ös és 10 Å-ös rétegszilikát, továbbá alunit. Helyenként a porózus zónák középső részén limonitér vagy baritér jelenik meg. A sárga, táblás baritkristályok mérete 0,5–1 cm.

### Neokarsztos jelenségek

Neokarsztos (üledékkel ki nem töltött) üregeket a Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegy keleti és nyugati kőfejtőjében és a Róka-hegyen is megfigyeltünk. Ezen üregek szélessége 0,2–2 méter, magassága 0,1–1,5 méter között változhat, elhelyezkedésük szabálytalan, nem szinthez kötött. Esetenként gömbfülke-maradványokat tárnak fel. Az üregek falán néhol 0,5–1 cm vastag kéregben borsó-kőkiválás figyelhető meg. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben feltárt üregek egyikében a fehér borsókóyszerű kiválás alatt, a mészkő szövete sejtes, oldódás nyomait észleltük (II. tábla, 2. kép).

A neokarsztos üregek gyakorta feltárják a paleokarsztos üregeket, az ásványosodott ereket, teléreket, továbbá helyenként a porózus márgában is felismerhetők.

### Mikropetrográfia

A vizsgált mintákban a mészkő szövete döntően biotrit packstone és biopátit grainstone kombinációjából áll (II. tábla, 3. kép), a vörösalga-domináns részekben bindstone és bafflestone szövet mutatkozott, amint azt már KAZMÉR (1985a, b) is leírta. A bioklasztokat szinttől függően főleg vörösalga, discocyclus, illetve nummulitesz alkotja, valamint megjelenik echinoidea-törmelék, bryozoa, és mollusca-héj is. A mészkőben és a márgában egyaránt detritális anyagként szögletes, 1–4 mm-es kvarcsezemcsék jellemzőek, melyek a kőzetnek körülbelül 1%-át alkotják.

Az ősmaradvány-töredékek felületén — elsősorban a márgában — helyenként mikrites anyaggal kitöltött, pár µm széles (kerekded átmetszetű) járatok, fúrásnyomok jelennek meg. A bioklasztok szinte minden esetben repedezettek, töredezettek (II. tábla, 3. kép). A váztöredékek felszínén enyhe visszaoldódás nyomai észlelhetők. A nagyforaminifera- és mollusca-vázakat általában rostos kalcit alkotja, ám helyenként mikritesek. Az intragranuláris tér nagy részét mikrit tölti ki, míg a maradék területen mikro- és durva-pátos kalcitcement jelenik meg (II. tábla, 3. és 4. kép). Az echinoidea-töredékek peremén minden esetben szintaxiális továbbnövekedési cement figyelhető meg (II. tábla, 4. kép).

A vázak többnyire nem érintkeznek egymással, de pontkontaktus vagy helyenként jelentősebb kompaktcióra utaló szutúraszerű kontaktus is észlelhető. Egyes mintákban a rétegződés párhuzamosan gyenge nyomási oldódás figyelhető meg. A sztililitok mentén agyagásványok, kalcit, illetve vas-oxi-hidroxid szemcsék jelennek meg. A sztililitos felszín amplitúdója maximum 3–4 mm.

Foraminifera- illetve gastropoda-vázakban 10–20 µm-es, négyzet átmetszetű hematitszemcsék fedezhetők fel, melyek feltételezésünk szerint pirit utáni pseudomorfozások.

Az intergranuláris és intragranuláris térben megjelenő kalcitkristályok mérete 50–100 µm, határfelületük általában sík. Luminoszkóp segítségével három különböző cementfázist lehet elkülöníteni ebben a generációban. Az ősmaradványvázak belső falára először szemcsés és lemezes habitus között átmenetet képviselő, nem lumineszkáló kristályok nőttek (kalcit-I). Ezeket egy vékony, intenzív, élénk narancssárga lumineszcenciájú fázis követi (kalcit-II), majd a maradék pórusteret szabálytalan alakú, tompa vörös lumineszcenciájú kalcitcement töltötte ki (kalcit-III) (II. tábla, 5., 6. kép). Az első fázisban gyakoriak a fluidzárványok, melyek a másik kettőben egyáltalán nem fordulnak elő. Dickson-oldattal történő festést követően az egyes szemcséken (főleg echinoidea-vázakon) fenn-nőtt szintaxiális kalcitcement rózsaszín, míg az intergranuláris tér középső részein a kalcitcement zónákban kékeslila színt kapott (II. tábla, 4. kép). Ez arra enged következtetni, hogy az első cementfázissal szemben a későbbi fázisok (kalcit-II, kalcit-III) helyenként nagyobb vastartalommal (Fe<sup>2+</sup>) rendelkeznek. Vadózus zónabeli cementfázis nem észlelhető.

A márgában intergranuláris cement nem figyelhető meg.

Az 1. típusú üregek laminált kitöltése finom-aprószemcsés kalkarenit, amelyben 1–2 mm-es nummulitesz-vázakat, illetve 0,5–1 mm-es echinoidea-törmelék fedezhetők fel.

A mészkőben és a márgában törések, repedések mentén valamint breccsát cementálva kalcit figyelhető meg. A Dickson-féle oldattal festett kalcit néhol zónás, máshol egyenesen lila színe ferrovas (Fe<sup>2+</sup>) beépülésére utal (II. tábla, 7. kép). A kristályok számos felnyílt fluidzárványt tartalmaznak, melyek szivacsos növekedési zónákat rajzolnak ki. Általában elmondható, hogy a telérkitöltő első fázis kalcitkristályai nem fejlődtek ki teljesen, kristályformájuk nem azonosítható, és a méretük maximum 1–2 mm. Ezt követően, a második fázisban áttetszőbb, tehát jóval kevesebb fluidzárványt tartalmazó kalcit képződött.

A különböző feltárások érkítéteiből származó kalcitminták katódlumineszcens képe nagy hasonlóságot mutat egymáshoz: keskeny (pár 10 µm-es), nem lumineszkáló, fényes, narancssárga lumineszcenciájú, illetve tompa lumineszcenciával jellemezhető növekedési zónák váltakoznak (II. tábla, 8. kép).

Mind a Róka-hegyen, mind a Lapos-bányában megfigyeltünk a repedéskitöltő kalcit-hoz kapcsolódóan vastartalmú szulfid és oxihidroxid ásványokat. Egy lapos-bányai mintában a kalcit mellett üde markazitot fedeztünk fel, mely két különböző formában jelenik meg (II. tábla, 9. kép). Az üde markazit (mrc-I) leggyakrabban hatszög alakú átmetszetekkel jellemezett, a szemcsék mérete akár az 1–2 mm-t is elérheti. A kalcitér szegélye mentén és annak belsejében egyaránt megjelennek. A „szivacsos” megjelenésű markazit (mrc-II) általában a repedés fala mentén jellemző, ahol az üde markazit szegélyén (és egyszerre a befogadó kőzet felőli határán) jelenik meg. Az üde markazittal általában éles

határ mentén érintkezik, néhol azonban a két megjelenési forma közötti folyamatos átmenet is megfigyelhető (II. tábla, 9. kép). A kalciterek szegélyén megjelenő vas-oxi-hidroxid fázis röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján hematit, goethit, lepidokrokit összetétellel jellemezhető. Ezek mellett a markazit csúcsai is megjelentek a felvételeken. Eből arra következtethetünk, hogy a vas-oxi-hidroxid másodlagos ásvány, a markazit oxidációs terméke. A lapos-bányai mintában két kalcitfázis között, alárendelt mennyiségben 2–3 mm-es, üde piritzemcsék jelennek meg.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok során a visszazárt elektronkép alapján két további ásványfázist is azonosítottunk a markazit mellett. Az egyik fázis az összetétel elemzése alapján cink-szulfidnak (szfalerit vagy wurtzit) bizonyult, kimutatható mennyiségben csak cinket és ként tartalmaz. A cink-szulfid a kalcitér és befogadó kőzet határán helyezkedik el (II. tábla, 10. és 11. kép). Szöveve szivacsos jellegű, a második markazit fázishoz hasonló. A másik azonosított fázis baritként értelmezhető, az üde markazit repedéseiben jelenik meg (II. tábla, 11. kép).

Egyes róka-hegyi kalcitmintákban megjelenő szulfidfázis erős, kékes-barnás anizotrópiája alapján markazitnak bizonyult.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjéből leírt porózus kőzet SEM képen detritális kvarcsemcsék ismerhetők fel, továbbá az oldott pórusokban romboédes alunitkristályok jelennek meg (II. tábla, 12. kép). A mátrix fő ásványa, az EDX mérés és a szemcsék 5  $\mu\text{m}$ -nél kisebb mérete alapján a kaolinitcsoportba tartozik. Az ugyanitt megjelenő táblás baritkristályok felszínén oldódás nyomait észleltük. Az anyagban megjelent még gipsz is. Egy ősmaradvány — feltehetőleg mollusca — vázának helyét kvarc tölti ki, amely magába zár vas-oxid-/vas-oxi-hidroxid- és baritszemcséket.

A Fenyőgyöngye-kőfejtőből leírt, feltehetőleg a neokarsztos fázisban képződött sejtés-likacsos kőzet inter- és intragranuláris pórusterét kitöltő kalcit nagy része kioldódott, az így keletkezett pórusok szabálytalan alakúak (II. tábla, 13. kép). Az üde kőzettel a felszínén található borsókószzerű kéreg felé haladva folyamatosan nő a kőzet porozitása. A megváltozott porozitációs zóna összvastagsága itt 4–5 cm (II. tábla, 13. kép).

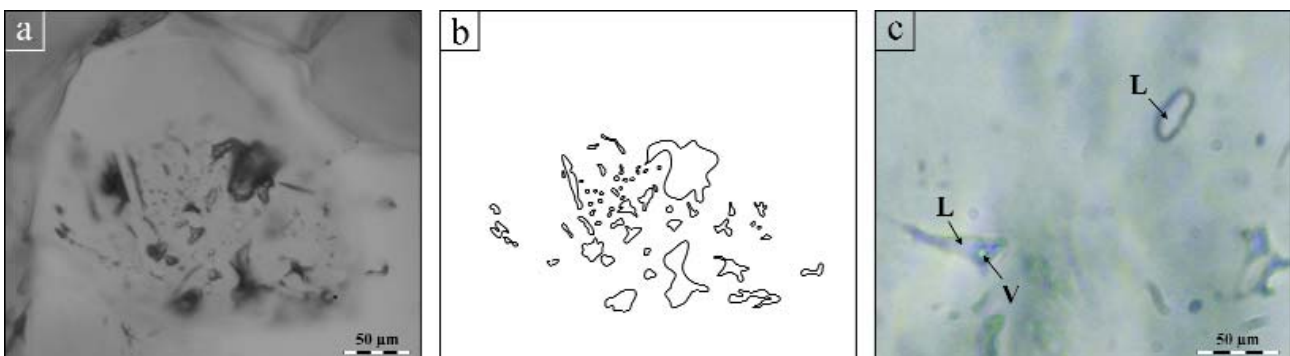
## Fluidzárvány-vizsgálatok

Fluidzárvány-vizsgálatokat az első, nem lumineszkáló cementfázison (kalcit-I) végeztünk, olyan Fenyőgyöngye-kőfejtőből és Szemlő-hegyi-barlangból származó mintákon, melyeket kalcitértől távol eső helyről vettünk. A szövetileg elsődleges generációba tartozó zárványok általában zárványfelhőket alkotva, ritkábban elszórtan helyezkednek el a kalcitban (2. ábra). Repedések mentén csapdázódott, azaz szövetileg másodlagos fluidzárványokat nem tartalmazott a vizsgált kalcitfázis.

Az elsődleges fluidzárványok 2/3-a szobahőmérsékleten egyfázisú folyadék (L), míg 1/3-a kétfázisú, folyadékgáz (L+V) összetételű (2. ábra). A zárványok mérete 5–15  $\mu\text{m}$  között változik, alakjuk általában enyhén nyúlt, határuk lekerekített. A kétfázisú zárványok közel azonos folyadékgőzfázis térfogataránnyal (L:V *cca.* 95:5) jellemezhetők (I. tábla, 6. kép). Ez a zárványegyüttes részleges termális kiegyenlítődesre utal (GOLDSTEIN 2001). A felszínhez közel csapdázódott zárványok felfűtése későbbi eltemetődés során változást okozhatott a csapdázódott zárványok térfogatában. A csapdázódást követő eltemetődés során a nyomás és hőmérséklet a zárvány izochorja mentén változik, ami ha meredekebb, mint a litosztatikus és a hidrosztatikus nyomásgradiens, akkor a zárványban fellépő nyomás meghaladja a környezetében lévő, vagyis túlnyomás jön létre a zárványban. Ennek következtében a zárványok egy része kitágulhat, esetenként felnyílhat és így termális egyensúlyba kerülhet a betemetődéskor fennálló körülményekkel. A felnyílás lehetővé teszi, hogy a betemetődéskor jelenlévő fluidumokkal újratöltődjön a zárvány. Tehát a betemetődés miatt az eredetihez képest megemelkedett homogenizációs hőmérsékletértékeket kaphatunk mind a kitágult, mind az újratöltött zárványok esetében. Az újratöltött zárványokban az eredetivel teljesen eltérő összetételű fluidumot is találhatunk (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

A kalcit-I fázis elsődleges zárványai esetében a termális kiegyenlítődes természetben lejátszódó folyamat eredményeként és nem a mintaelőkészítés következményeként értelmezzük.

A kétfázisú, szövetileg elsődleges, de a csapdázódás után termális hatásra módosult zárványokon homogenizáci-



2. ábra. A kalcit-I fázisban előforduló elsődleges folyadékzárványok (a, b); kétfázisú (L+V) és egyfázisú (L) fluidzárványok (c)  
 Figure 2. Primary all-liquid inclusions in calcite-I (a, b); two-phase (L+V) and all-liquid fluid inclusions in calcite-I (c)

ős vizsgálatokat végeztünk (I. táblázat). A homogenizáció minden esetben folyadék fázisban történt (L+V→L), az alábbi hőmérsékletintervallumon belül: 54–87 °C (3. ábra). Kiemelendő, hogy az adatok több mint 60%-a a 65–70 °C közötti intervallumba esik.

A kriozkópos (fagyasztásos) mérések során a kétfázisú zárványokban a gőzfázis rendkívül kis aránya nem tette lehetővé stabil olvadási hőmérséklet észlelését, ugyanis a fagyasztás során a keletkező jégfázis expanziója miatt eltűnt a gőzbuborék és 0 °C fölött sem jelent meg újra a zárványban, tehát a jégfázis olvadása gőzfázis hiányában, metastabil módon, 0 °C felett történt. A gőzfázis mesterséges előállítására céljából alkalmaztuk a „tágítás-módszert”. 140–150 °C-ra

**I. táblázat.** A kalcit-I fázis elsődleges fluidzárványain mért adatok összefoglaló táblázata (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből [a] és a Szemlő-hegyi barlangból [b])

**Table I.** Microthermometric data of primary fluid inclusions in calcite-I (samples from Fenyőgyöngye Quarry [a] and Szemlő-hegyi Cave [b])

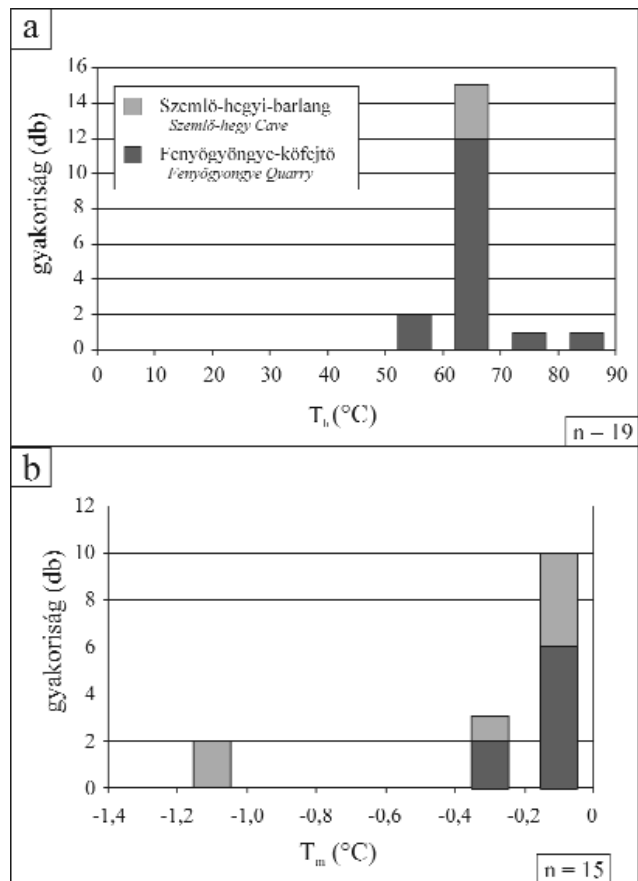
a	T <sub>h</sub> (°C)	T <sub>m</sub> (°C)	sótartalom salinity NaCl ekv. súly%
1.	70		
2.	55		
3.	69		
4.	69		
5.	69		
6.	87		
7.	54		
8.	69		
9.	69		
10.	74		
11.	65		
12.	64		
13.	66		
14.	63		
15.	63		
16.	65		
17.		0	0
18.		0	0
19.		0	0
20.		-0,2	0,35
21.		-0,2	0,35
22.		0	0
23.		0	0
24.		-0,1	0,17

b	T <sub>h</sub> (°C)	T <sub>m</sub> (°C)	sótartalom salinity NaCl ekv. súly%
1.	61		
2.	63		
3.	65		
4.		0	0
5.		-1,1	1,9
6.		-1	1,73
7.		-0,2	0,35
8.		0	0
9.		0	0
10.		-0,1	0,17

T<sub>h</sub> - homogenizációs hőmérséklet, T<sub>m</sub> - jégfázis végső olvadási hőmérséklete, sókoncentráció NaCl ekv. súly%-ban kifejezve.

T<sub>h</sub> - homogenization temperature, T<sub>m</sub> - final melting temperature of ice, salinity expressed in NaCl equiv. wt.%.

történő felfűtést követően, szobahőmérsékleten általában csak az eredetileg egyfázisú zárványokban képződött gőzfázis, a zárvány térfogatának a belső túlnyomás következtében fellépő megnövekedése következtében. A fagyasztás során metastabil állapotba került, eredetileg kétfázisú zárványokban ezt nem észleltük. A továbbiakban ezeken, azaz a befogódás után nagy valószínűséggel nem módosult, de mesterségesen 'tágított' zárványokon végeztünk fagyasztásos vizsgálatot (I. táblázat). E zárványokban a hűtés során keletkezett jégfázis stabil olvadáspontjai fenyőgyöngyei minták esetén 0 és -0,2 °C közé esnek, míg a szemlő-hegyi mintáknál 0 és -1,1 °C közötti hőmérsékleteket mértünk (3. ábra).



**3. ábra.** a) A kalcit-I fázisban előforduló kétfázisú, az elsődleges folyadékzárványok újratöltődése során keletkezett fluidzárványok homogenizációs hőmérséklet-értékeinek gyakoriságdigramja. b) A kalcit-I fázisban előforduló elsődleges, egyfázisú, tágított fluidzárványok végső jégolvadási hőmérséklet-értékeinek gyakoriságdigramja

**Figure 3.** a) Distribution of homogenization temperature values measured in calcite-I, on two-phase, primary, refilled/reequilibrated fluid inclusions. b) Distribution of final melting temperature values of stretched primary all-liquid fluid inclusions measured in calcite-I

A végső jégolvadási hőmérsékletből, NaCl–H<sub>2</sub>O rendszert feltételezve FLINCOR szoftver (BROWN 1989) segítségével számoltuk a zárványban csapdázódott fluidum sótartalmát. A számolt intervallum a Fenyőgyöngye esetén 0–0,35 NaCl ekvivalens súly%-nak adódott, azaz tiszta vízre vagy nagyon híg oldatra utalnak az adatok. A szemlő-hegyi mintán mért értékek 0–1,9 NaCl ekvivalens súly% között változnak.

### Stabilizotóp-vizsgálatok

Stabil oxigén- és szénizotóp mérések 35 mintából — kalciterekből, telérekből; a befogadó kőzetből és annak különböző alkotóelemeiből (ősmaradványhéj és korai cementfázisok) — készültek (II. táblázat).

Viszonyítási alapként szükségünk volt az eocén tenger vízzel egyensúlyban kivált kalcitizotóp összetételére. Erre legmegfelelőbbnek az eocén üledékekből előkerült, eredetileg is kalcitvázat kiválasztó *Pecten* és *Ostrea* kagylók vázteredőkei bizonyultak. A vizsgált mészkőben előforduló vörös-

alga- és echinodea-töredékek stabilizotópos összetételét nem mértük, mert azt feltételeztük, hogy az eredetileg Mg-kalcit anyagú héj átkristályosodhatott, így az anyaga nem reprezentálja az adott tengervíz összetételét.

Az inter- és intragranuláris teret kitöltő korai kalcitcement (kalcit-I,-II,-III) olyan kisméretű fázisokból áll, amelyeket a mintaelőkészítés során nem lehetett elkülöníteni a rendelkezésünkre álló fúró eszközzel. Így az ezekből származó

adatokat a három cementfázis együttes értékét mutatják, és feltehetően azoknak különböző arányú keverékei. A három cementfázis stabilizotópos összetétele a következő intervallumokon belül változik:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -1,57 - 0,32\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -8,26 - -6,87\text{‰}$ .

A telérekből származó kalcitminták  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  értéke erősen negatív ( $-20,01$  és  $-9,15\text{‰}$  között változik), míg a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  értéke a  $-0,61 - 2,43\text{‰}$  tartományba esik. Tehát az oxigénizotóp-arányban nagyobb változékonyság mutatkozik, mint a szénizotóp esetén.

Az adatokat  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  diagramon ábrázolva a kalcitminták adatpontjai jól elkülönülnek a mellékkőzetben mért értékektől (4. ábra).

## Diskusszió

Az értelmezés során az eocén kőzetekben észlelt oldásos és cementációs eseményeket időrendi sorrendben tárgyaljuk.

### Korai („karibi-típusú”) karsztosodás és sekély betemetődés

A Szépvölgyi Mészke képződése sekélytengeri környezetben zajlott az eocén végén (I. melléklet). A vízmélység 10–100 méter között változott (KÁZMÉR 1985a, b). A KÁZMÉR (1985a, b) által elvégzett fáciesanalízis helyenként jól mozgott környezetre utal, feltehetőleg ennek következménye, hogy a legtöbb bioklaszt repedezett, töredezett. Az elpusztult ősmaradványok vázát már a tengerfenéken megfúrhatták az algák, gombák, majd ezeket a járatokat mikrites anyag töltötte ki.

A késő-eocén tengerrel egyensúlyban levő kalcit stabilizotópos összetétele *Pecten* és *Ostrea* kagylók héjának stabilizotóp értékei alapján a következő értékekkel jellemezhető:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0,45 - 0,87\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5,52 - -1,76\text{‰}$ . Ez a tartomány átfedést mutat a KOLLÁNYI et al. (1997) által a Csatka–2 magfúrás középső- és felső-eocén nagyforaminiferáin mért stabilizotóp-értékekkel ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -3 - -1,5\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -7 - -2\text{‰}$ ).

A mészkőben megfigyelt 1. típusú oldási (paleokarsztos) üregeket a korábbi munkákhoz hasonlóan korai, „karibi-típusú” karsztosodás eredményének tekintjük (*sensu* JAMES & CHOQUETTE 1988; NÁDOR & SÁSDI 1991, NÁDOR 1992, NÁDOR et al. 1993, KÖRPÁS et al. 1993, KÖRPÁS 1998, KÖRPÁS et al. 1999). A negyed-, ötödrendű tengerszintcsökkenés következtében felszínre került, gyengén litifikálódott üledékben a karsztvízszinttel és a rétegződéssel párhuzamosan elnyúlt üregek oldódtak ki (BRETZ 1942, NÁDOR 1991) (I. melléklet). A szelektív oldódás során képződött oldási maradék (kalkarenit, kvarc, kaolinit), valamint a beszívargó mésziszap laminált üledék formájában majdnem teljesen kitöltötte a barlangokat. Az üregkitöltő anyag rétegesége többfázisú kitöltődést jelez, a rétegdőléssel párhuzamos lamináltsága korai (kibillenés előtti) kitöltődésre utal. A helyenként megfigyelhető keresztlamináltság jelzi, hogy az

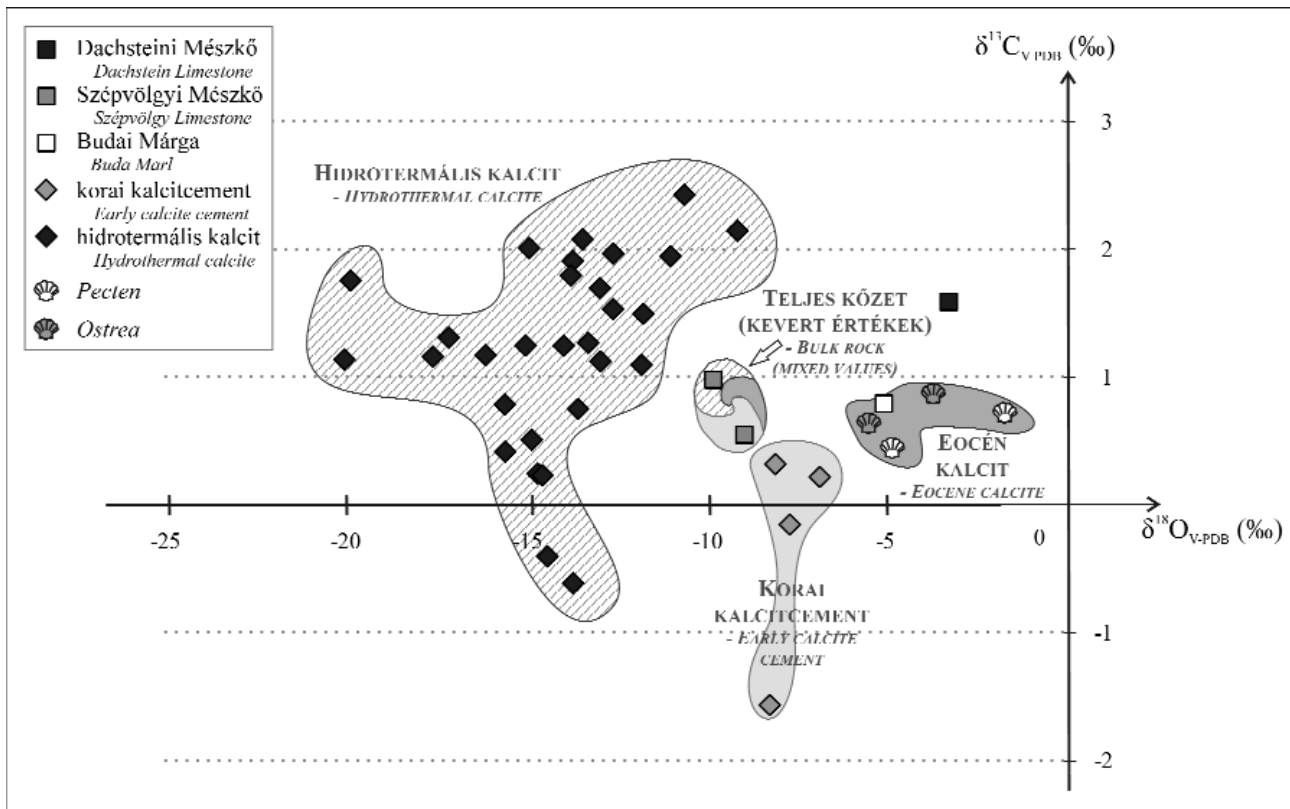
## II. táblázat. A stabilizotóp-mérés eredményei

Table II. Stable isotope data

Minta - Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$
Dachsteini Mészke - Dachstein Limestone (RH)	1,60	-3,30
Szépvölgyi Mészke - Szépvölgy Limestone (F)	0,56	-8,96
Szépvölgyi Mészke - Szépvölgy Limestone (MIT)	0,98	-9,80
Budai Márga- Buda Marl (I.B)	0,80	-5,10
Pecten (MI1)	0,45	-4,83
Pecten (SZ)	0,73	-1,76
Ostrea (SZ)	0,64	-5,52
Ostrea (SZ)	0,87	-3,71
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	0,32	-8,10
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	0,22	-6,87
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	-0,15	-7,71
korai kalcitcement - early calcite cement (SZ)	-1,57	-8,26
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,10	-11,80
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,50	-11,75
telérkalcit - vein calcite (LB)	2,43	-10,62
telérkalcit - vein calcite (LB)	0,51	-14,83
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,54	-12,59
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,91	-13,70
telérkalcit - vein calcite (LB)	1,97	-12,59
telérkalcit - vein calcite (RII)	1,95	-11,00
telérkalcit - vein calcite (RH)	2,15	-9,15
telérkalcit - vein calcite (RH)	1,80	-13,75
telérkalcit - vein calcite (RH)	2,08	-13,43
telérkalcit - vein calcite (RII)	0,76	-13,56
telérkalcit - vein calcite (RII)	0,79	-15,58
telérkalcit - vein calcite (RH)	0,42	-15,57
telérkalcit - vein calcite (F)	1,27	-13,27
telérkalcit - vein calcite (F)	1,70	-12,95
telérkalcit - vein calcite (F)	-0,40	-14,40
telérkalcit - vein calcite (F)	1,25	-13,95
telérkalcit - vein calcite (F)	2,01	-14,90
telérkalcit - vein calcite (MH)	1,18	-16,11
telérkalcit - vein calcite (MI1)	1,25	-15,00
telérkalcit - vein calcite (MI1)	1,76	-19,84
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,13	-12,93
telérkalcit - vein calcite (SZ)	0,25	-14,67
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,14	-20,01
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,31	-17,13
telérkalcit - vein calcite (SZ)	-0,61	-13,69
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,16	-17,57
telérkalcit - vein calcite (SZ)	0,24	-14,54

RH: Róka-hegy, F: Fenyőgyöngye-kőfejtő, MH: Mátyás-hegy, LB: Lapos-bánya, SZ: Szemlő-hegyi-barlang

RH: Róka Hill, F: Fenyőgyöngye Quarry, MH: Mátyás Hill, LB: Lapos Quarry, SZ: Szemlő-hegy Cave



4. ábra. A stabilizotóp-mérések eredménye  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  diagramon ábrázolva (a két tengely léptéke különböző)

Figure 4.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  values as the function of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  values (note that x and y axes are of different scales)

üregre kitöltő üledék egyes időszakokban áramló vízből ülepedhetett ki, amit az üregrendszer aktuális összességében biztosított. Az a tény, hogy az üregek falán nem látni cementfázist, a képződést követő szinte azonnali kitöltődésre enged következtetni (5. ábra).

A róka-hegyi Dachsteini Mészéből leírt paleokarsztos üreg megjelenése, valamint kitöltése alapján az eocén kőzetekben megfigyelt kifejlődésekhez hasonlatos, ám ez alapján még nem dönthető el, hogy ugyanezen karsztosodás eredménye, vagy egy korábbi karsztosodás eredménye.

A szindiagenetikus karsztosodás közben, a kített terület alatt, kialakult az édesvízleny. A meteorikus freatikus és alárendelten a keveredési zónában, a mészkő inter- és intragranuláris pórusterében oxidatív körülmények között kalcit (kalcit-I) vált ki (5. ábra, I. melléklet). Az ebben a fázisban befogódott, egyfázisú folyadékzárványok sajátosságai tükrözik az eredeti fluidum hőmérsékletét és összetételét. Egyfázisú voltak  $\approx 50$  °C alatti képződésre utal (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A „tágítást” követően a kriozópos vizsgálatok során kapott stabil jégfázis olvadási hőmérsékletértékei ( $-1,1-0$  °C) illetve az azokból számolt sótartalomadatok (0–1,9 NaCl ekv. s%) édesvíznek, ill., — a Szemlő-hegyi-barlangból származó minta esetén — kismértékben brakkvíznek feleltethetők meg. (Tengerszint összetételű, azaz 3,5 NaCl ekvivalens súly% sótartalmú oldat végső jégolvadási hőmérséklete  $-1,9$  °C; BODNAR 1992, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994.) Ez arra utal, hogy míg a Fenyőgyöngy-kőfejtő területe a meteorikus zónába eshetett, a Szemlő-

hegyi-barlangé már részben az édesvíz és tengervíz határán megjelenő keveredési zónát képviselheti. Ez összecseng FODOR et al. (1994) szerkezeti modelljével, amiben a Fenyőgyöngy-kőfejtőt magasabb szerkezeti-paleotopográfiai szintbe helyezte.

Az echinidea-váztöredékek peremén lévő szintaxiális,  $\text{Fe}^{2+}$ -szegény, oxidatív viszonyokra utaló cement ugyancsak korai diagenetikus folyamat során jöhetett létre.

A stabilizotóp-mérés során nem volt lehetőségünk az inter- és intragranuláris teret kitöltő cementfázis három zónájának (kalcit-I, -II és -III) az elválasztására, tehát a kapott eredmények a három zóna együttes összetételét tükrözik. Annyi bizonyos, hogy az első, nem lumineszkáló fázis tölti ki az inter- és intragranuláris tér nagy részét, tehát valószínű, hogy ennek a stabilizotópos összetétele dominál. A kapott értékek az eocén tengervíz  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  és  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  arányához képest negatív irányba tolódtak el, ami szintén meteorikus hatásra utal (4. ábra).

A mészkő képződését a tengerszint emelkedésével márga anyagú üledékképződés váltotta fel. Ezzel egyidejűleg, folyamatos süllyedés mellett, a mészkő diagenetikus cementációja sekély mélységben folytatódott, amint azt az intergranuláris térben található cement betemetődési CL zónációjára is mutatja. A korai, nem lumineszkáló, meteorikus cementet (kalcit-I) egy keskeny, fényes sárga színnel lumineszkáló fázis követi (kalcit-II), amely a  $\text{Mn}^{2+}$  beépülésére enged következtetni. A süllyedés, illetve tengerszint-emelkedés következtében tehát a kezdeti meteorikus (oxidatív)

Kor Age	Diagenézis fázisai Diagenetic phases	Felszínközeli környezet Near-surface realm		Sekély betemetődés Shallow-burial realm	Telogenézis Telogenetic phase
		meteorikus freatikus zóna meteoric - phreatic zone	keveredési zóna mixing-zone		
E <sub>3</sub>	korai karsztosodás (elnyúlt, rétegparallel üregek) early karstification (elongated, bed-parallel vugs)	—————			
	üregek kitöltődése az oldási maradékkal infilling of the vugs	—————			
	kalcit I (nem lumineszkál) calcite I (non-luminescent)	T <sub>h</sub> < 50 °C, sótart. 0–0,35 s% salinity 0–0.35 s%			
Ol?	kalcit II (fényesen lumineszkál) calcite II (brightly luminescent)	—————			
	kalcit III (tompán lumineszkál) calcite III (dull luminescent)	kalcit I újratöltődött zárványai refilled inclusions of calcite I		T <sub>h</sub> – 60–70 °C	
	nyomási oldódás pressure solution	—————			
M <sub>1</sub> ?	törések keletkezése fracturing	—————			
M <sub>2-3</sub>	repedéskitöltő ásványtársulás fracture-filling minerals	—————			
	emokarsztos folyamatok uplift, erosion, karstification	—————			

5. ábra. Az eocén Szépvölgyi Mészko diagenézisének fázisai. A szürke vonalak a porozitás növekedését, a fekete vonalak a porozitás csökkenését jelölik

Figure 5. Diagenetic phases of Late Eocene Szépvölgy Limestone. Processes that increase porosity are marked by grey lines, whereas porosity decreasing processes are marked by black lines

cementációt követően a pórufolyadék már helyenként redukív lehetett. A maradék pórusteret kitöltő, tompa vörös lumineszcenciájú kalcit (kalcit-III) Fe<sup>2+</sup> beépülését jelzi, tehát a Fe<sup>2+</sup>:Mn<sup>2+</sup> arány ekkor már a Fe<sup>2+</sup> javára dőlt el, azaz a pórufolyadék egyre redukívabbá vált. Dickson-oldattal történő festést követően az intergranuláris tér közepén (kalcit-III cementfázis) kirajzolódó kékeslila zónák szintén megemelkedett Fe<sup>2+</sup>-tartalomra utalnak a kalcit-I és II fázisokhoz képest.

A Szépvölgyi Mészko korai kalcitcementjében észlelt, szobahőmérsékleten kétfázisú zárványokban mért homogenizációs hőmérsékletértékek rendkívül szűk tartományba esnek le (több mint 60%-a a 60–70 °C közötti tartományba esik). Emiatt valószínűnek tartjuk, hogy ezek a zárványok nemcsak kitágultak a mélyben, hanem újra is töltődtek egyazon fluidummal. Amennyiben csak tágulás ment volna végbe, sokkal szélesebb homogenizációs hőmérséklet-tartományt látnánk, hiszen a különböző méretű zárványok eltérő mértékben tágultak volna (ULRICH & BODNAR 1988). Az újratöltődés döntő bizonyítéka lenne a sótartalomban esetlegesen észlelhető eltérés az egyfázisú zárványok sótartalmától, ám — amint arra a korábbiakban már utaltunk — a kétfázisú zárványok metastabil viselkedése miatt nem volt mód a végső jégolvadási hőmérséklet észlelésére, így sótartalmukat nem tudtuk meghatározni. Mivel a mért homogenizációs hőmérsékletértékek a minimális csapdázódási hő-

mérsékletet adják meg, ezért valószínűsíthető, hogy a Hármashegy-hegy vonulatában található felső-eocén kőzetek minimum 60 °C-os környezetbe kerültek az eltemetődés során. Amennyiben az újratöltődést arra az időre tesszük, amikor a mészko a legmélyebb betemetődésen esett, akkor a fedő üledékek vastagságát kb. 700 m-re becsülhetjük. 3–4 °C/100 méter geotermikus gradienssel számolva 700 méter mélységben csak körülbelül 40 °C-os hőmérsékletet kapunk, ami azt jelenti, hogy a zárványokon mért 60 °C-os hőmérséklet — bizonytalan kiindulási paraméterek esetén is — csak megemelkedett hőárammal magyarázható. A zárványokon mért minimum hőmérsékletnél jelentősen nagyobb hőmérséklet azért sem valószínű, mert DUNKL & NAGYMAROSY (1990) a Szépvölgyi Mészko fedőjében megjelenő Tardi Agyagba települő tufarétegek cirkon kristályain mért hasadványnyom-adatai nem mutatnak „fiatalodást”, azaz olyan nyomhossz-rövidülést, amely 60–70 °C-nál nagyobb hőhatást tükrözne.

#### Neogén hidrotermális esemény

A paleogén mészkoiban és márgában megfigyelt kalcit-teléreik csapásiránya és a kapcsolódó ásványparagenézis a vizsgált területeken nagymértékű hasonlóságot mutat. Ez alapján azt feltételezzük, hogy a teléreket egyazon fluidum-áramlási esemény hozta létre.

A telérekből származó kalcitminták oxigénizotóp-összetételének szokatlanul nagy szórása azt jelezheti, hogy a fluidum hőmérséklete ingadozott az ásványkiválás során (4. ábra). A frakcionációs egyenlet szerint minél magasabb az oldat hőmérséklete, annál több lesz a könnyű izotóp az oldatból egyensúlyi körülmények között kiváló karbonát fázisban (CRAIG 1965). A kalcitban mért negatív  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  értékek (4. ábra) a kőzet mindenkor környezetéhez képest megemelkedett hőmérsékletű fluidumra utalnak. Hiszen a kalcit-III fázis értékénél akár 8–10%-kal alacsonyabb  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  értékek a kalcit környezeténél magasabb hőmérsékletet jeleznek, ezáltal annak hidrotermális eredetét támasztják alá. Az előző megállapítás azzal a feltételezéssel élve igaz, hogy a kalcit-III fázis a mészkő maximális betemetődésekor keletkezett. A fenyőgyöngyei üregkitöltés laminái mentén megjelenő kalcit stabilizotópos értékei alapján ugyancsak hidrotermálisnak adódott. Tehát a teljeskörű elemzés során kapott stabilizotóp-értékek az ősmaradványokban (vörösalga, mollusca, echinodermata), valamint a cementfázisokban (kalcit-I, -II, -III és hidrotermális kalcit) mért stabilizotóp-összetétel kevert értékét tükrözik (4. ábra).

Az összes lelőhely hidrotermális kalcitkristályai hasonló lumineszcens tulajdonságúak. Az általunk vizsgált mintákban a lumineszcens zónák változó vastagsága, valamint az erek sávos jellege miatt a nyílt rendszerű kristályosodás valószínűsíthető. A finoman zónás lumineszcencia arra utal, hogy a kalcit képződése során az oldat redukációs-oxidációs viszonyai változtak. Az sem kizárt, hogy egy oxidatívabb és egy redukatívabb oldat keveredése okozza az ilyen típusú lumineszcens zonációt (SUCHY et al. 2000).

A három vizsgált terület közül a Lapos-bányában jelent meg a kalcit mellett a legteljesebb és legváltozatosabb ásványparagenezis, ezért az ásványkiválás sorrendjét az itteni megfigyeléseink alapján adjuk meg. Megfigyelhető egy, a breccsasodás és a kalcit kiválása előtti repedéskitöltő ásvány, amely eredetileg Fe-szulfid volt és későbbi folyamatok során oxidálódott, így ma limonitként jelenik meg.

A breccsasodásban történő kalcitkiválás — a teléres megjelenéssel szemben — magyarázatot adhat a lapos-bányai kalcitkristályok morfológiai változékonyságára. Ugyanis előbbi esetben változatosabb lehet a kitölthető tér mérete és alakja. Megfigyeléseink arra utalnak, hogy a rendelkezésre álló tér csökkenésével változhatott a fluidumáramlás sebessége és iránya, ami azt eredményezte, hogy a kristályok formája egyre izometrikusabbá vált.

A kalcitot megelőző fázisként markazitot (Lapos-bánya, Róka-hegy) és cink-szulfidot (Lapos-bánya), kalcittal együtt képződő szulfidfázisként piritet (Lapos-bánya) észleltünk. A Róka-hegyről említenek még kalcittal együtt megjelenő cinnabaritot, metacinnabaritot is (NAGY & PELIKÁN 1976). Továbbá a Fenyőgyöngye-kőfejtőből BRUMMER által leírt (1936a, b, c) pirit, pirit utáni limonit pszeuromorfóza és barit hasonló paragenezisre enged következtetni. Az a tény, hogy a kalcit helyenként markazit, máshol pirit társul, valamint, hogy szulfid- és szulfát-ásványokat is találunk a paragenezisben ugyancsak arra enged következtetni, hogy a hidrotermális fluidum pH-, Eh-

értéke, illetve a hőmérséklete változott a rendszer fejlődése során. A markazitot követő pirit egyre lúgosabb fluidumra utal. A hidrotermális oldat pH-értékének változását valószínűleg a kőzettel való kölcsönhatás okozhatja. A szulfidok a telérkitöltő szakasz kezdetére korlátozódnak, míg a barit az összes általunk vizsgált területen utolsó repedéskitöltő fázis (I. melléklet), ami arra utalhat, hogy rendszer idővel oxidatívabbá vált. Ezt támasztja alá a szulfidok oxidálódása is — goethitté, hematittá.

GÁL et al. (2008) a Hárshegyi Homokkőben megfigyelt (kalcedonereket átszelő) bariterezést — szerkezetföldtani megfontolások alapján — középső-miocén korúnak határozták. A homokkőben észlelt baritkiválások nagymértékű hasonlóságot mutatnak az eocén karbonátokban találhatóakkal. A Hárshegyi Homokkőben megfigyeltünk hasonló csapású, főleg barittal és alárendelten kalcittal kitöltött repedéseket is (pl. Ezüst-hegy).

A tenziós törések csapása a vizsgált területeken közel egységes, ÉÉNy–DDK-i (5. ábra) és megegyezik a Hárshegyi Homokkőben észlelt bariterek csapásával, amiből arra lehet következtetni, hogy a kalcit-bariterek a különböző korú kőzetekben, egyazon feszültségmezőben, egy időben jöhettek létre. MÁRTON & FODOR (2003) rekonstrukciója alapján ilyen feszültségmező a kora-miocén végén és a középső-miocén elején, a kárpáti-középső-badeniben, mintegy 17–15 millió éve hatott a Budai-hegységben. Ez a telérképződési esemény megfelelt FODOR et al. (1999) első szín-rift fázisának. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben tanulmányozható 1–1,5 méter széles telér csapása ÉÉNy–DDK-i, tehát megegyezik a kőfejtőtől K-re található 6 km hosszú, már WEIN (1977) által térképezett, miocénre nézve szinszediment normálvető csapásával, ami a telérral párhuzamos törés miocénbe sorolását támasztja alá.

Az általánosan megjelenő ÉÉNy–DDK-i csapású telérek mellett azonban ettől eltérő irányú ereket is megfigyeltünk. A lapos-bányai törések csapásértékeinek bimodális eloszlása van (ÉÉNy–DDK és É–D), ahol az északi csapású erek a fiatalabbak. Az ugyanitt alárendelten megjelenő K–Ny, illetve KDK–NyÉNy irányú, nyírással jellemezhető törések a húzásos eredetű repedések felnyílásával egy időben, a középső-miocén feszültségterben reaktiválódhattak, jobbos kinematikával. A Róka-hegyen szintén megjelenik egy közel É–D-i csapású, azaz fiatalabb generáció. Ezek MÁRTON & FODOR (2003) továbbá FODOR (2008) adatai alapján a középső-miocén végén, a késő-badeni–szarmata során, 14–11 millió év között képződhettek, bár nem kizárt a késő-miocén korbesorolás sem. Ezen esemény a késői szín-rift fázisnak feleltethető meg (FODOR et al. 1999). A két esemény között megfigyelhető egy 20–30°-os csapásváltozás, amely a tenziós feszültség tengely változását is jelenti; ezt a MÁRTON & FODOR (2003) alapján paleomágnesesen igazolt, badeniben lejátszódó forgással hozhatjuk összefüggésbe. FODOR & BERGERAT (publikálatlan adatok) Üröm–Csillaghegy területén, ásványosodott ereken végzett szerkezetföldtani méréseket. A mért erek kétféle csapásiránya jó egyezést mutat a megfigyeléseinkkel: a középső-miocénben bekövetkező forgási esemény itt is nyomon követhető (6. ábra).

A Szemlő-hegyi-barlangban mért telérek csapásirányainak két maximuma van: NyÉNy–KDK és KÉK–NyDNy — ezen törések kialakulását BENKOVICS et al. (1999) értelmezésében egy eltolódásos feszültségmező eredményezhette. Ennek aktivitása az ottnangi előttrre tehető, de a telérek kialakulása ehhez képest későbbi is lehet.

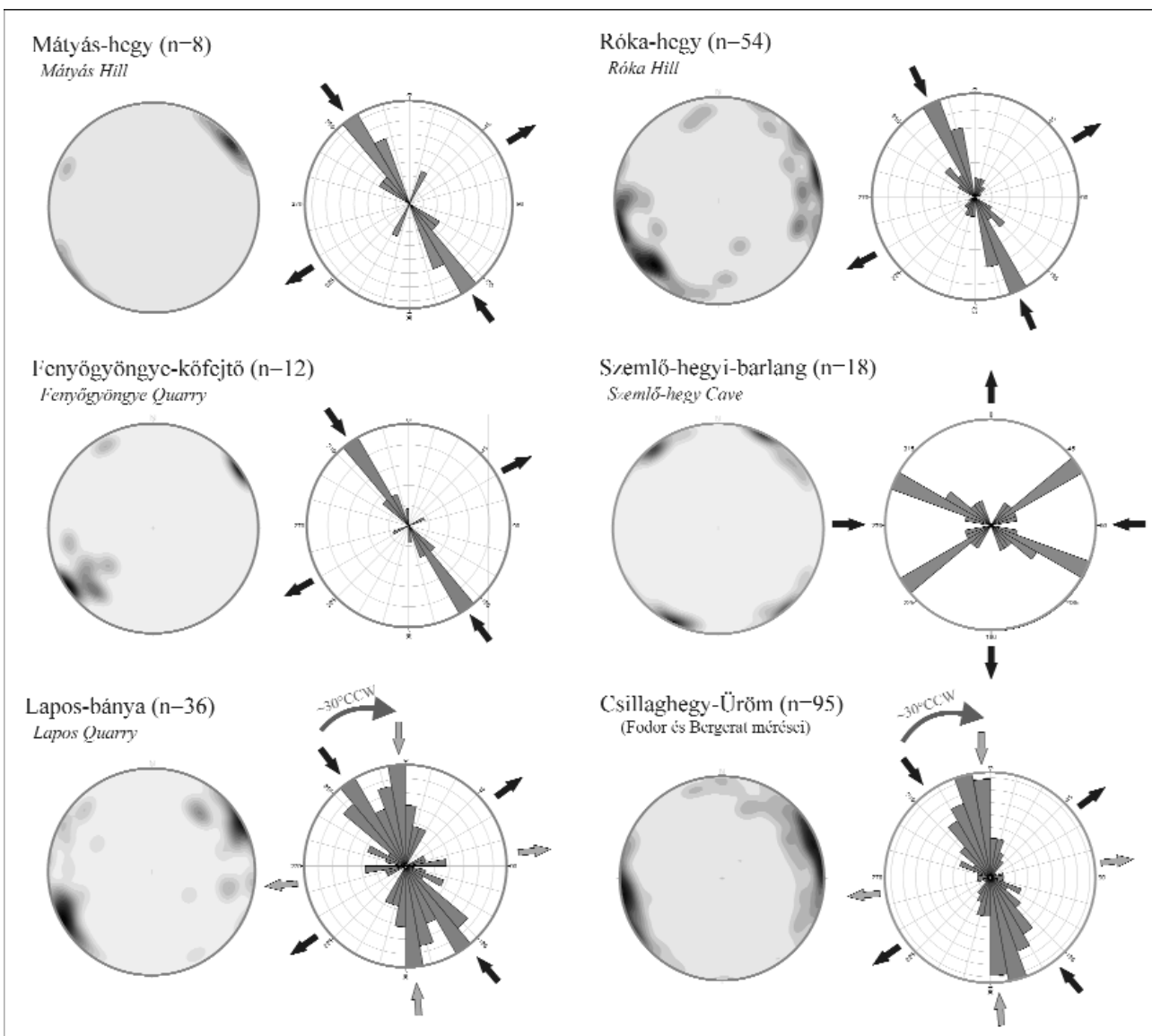
A hidrotermális oldatokat vezető repedések legvalószínűbb kora tehát kárpáti–középső-miocén (5. ábra). Tehát a töréseket cementáló kalcit kora ugyancsak kárpáti–középső-miocénre, de legkésőbb a korai késő-miocénre tehető (5. ábra). Valamivel fiatalabbak lehetnek azok a kalcittelérek/erek, amelyek esetében a cementációt megelőzően oldódás nyomát észleltük.

A kalcittelérek és kalcittal cementált breccsazónák gyakorisága és eloszlása alapján regionális, az egész Budai-hegységben ható fluidumáramlás valószínűsíthető. A La-

pos-bányában a breccsazóna szélesebb, mint a másik két lelőhelyen és a kalcitkristályok morfológiai változékonysága is itt a legnagyobb. A Róka-hegyen és a Fenyőgyöngye-kőfejtőben a teléreket övező breccsazónák ugyan kevésbé kiterjedtek, ám a kalcittelérek sokkal szélesebbek, mint a Lapos-bányában. Ebből arra következtethetünk, hogy míg a mészkőben (a Fenyőgyöngyén, a Mátyás-hegyen, a Szemlő-hegyi-barlangban és a Róka-hegyen) a fluidumot főleg a törések vezették, addig a márgában (a Lapos-bányában) a breccsaklasztok közötti térben áramlott a legnagyobb mennyiségű oldat.

### Neokarsztos fázis

A pannóniai–pleisztocén neokarsztos fázisra az oldódás és a barlangi ásványok kiválása jellemző (LEÉL-ŐSSY 1995).



6. ábra. A vizsgált területeken mért kalciterek dőlés- és csapásiránya pólussűrűség szerint és rózsadiagramon ábrázolva, FODOR és BERGERAT nem publikált eredményeivel kiegészítve

Figure 6. Strike and dip direction of calcite veins plotted on pole density (left) and rose diagrams (right) (own data supplemented with unpublished data of BERGERAT and FODOR)



A híres, budai-hegységi barlangok oldódása repedések és réteghatárok (kiemelten a mészkő és a márga határa) mentén zajlott (LEÉL-ŐSSY 1995). A Szemlő-hegyi barlang fő csapásával megegyező kalcittelérek visszaoldott felszíne arra utal, hogy a barlangképző oldatok döntően a miocén törések mentén áramlottak.

A sokszor barittelérekhez kötődő oldott zónák megjelenése a márgában arra enged következtetni, hogy a miocén repedések mentén később áramló fluidum eredményezte a márga elváltozását. A márga jellegzetes sejtes, porózus szövetére egyes szerzők már a 20. század elején felhívták a figyelmet (SCHRÉTER 1912), ugyanakkor sokan — feltehetőleg sósavas próbát követően — kovásnak minősítették a kőzetet. SEM vizsgálatok során — egyetlen ősmaradványvázat kivéve — cementfázisként kivált kovát nem találtunk. Ez alapján, továbbá a kőzet jelentős porozitása alapján SÁSDI-hoz hasonlóan azt feltételezzük, hogy nem kovásodás történt, hanem kioldódott a márga  $\text{CaCO}_3$ -tartalma (SÁSDI 1993). A visszamaradt oldhatatlan fázisok — azaz a kőzet detritális kvarc- és agyagtartalma — egy könnyű, nagy porozitású kőzetet alkotnak. A másodlagos pórusokban megjelenő fenn-nőtt alunit ( $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ) kristályok és az anyagban talált gipsz ( $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ) a  $\text{CaCO}_3$ -ot oldó fluidum S-tartalmára utal, ami a márga ásványfázisainak Ca (kalcit) és K (földpát, illit?)-tartalmával hozta létre a fent említett fázisokat. Utóbbi esetben a reakció során felszabadulhat  $\text{SiO}_2$ , ami lokálisan cementként csapódhat ki a nagyobb pórusokban (pl. kagylóhéjak helyén).

A kéntartalmú oldat eredetére nézve az egyik lehetséges magyarázat szerint a márga pirittartalma oxidálódva savas környezetet alakított ki, ami lokálisan a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom kioldódásához vezetett. A törések mentén áramló kénhidrogéntartalmú fluidum szintén oldó hatást fejthet ki a márgára (vö. MOLNÁR 1869 és ERŐSS 2010)

A márga repedések menti oldódása biztosan a miocén kalcit- és barittelérek képződését követően, ugyanakkor azok mentén áramló fluidum hatására történt, ellenkező esetben a baritnak (és kalcitnak) az oldott márga pórusaiban kellene megjelennie. A porózus kőzetet feltáró barlangüregek arra utalnak, hogy az oldódás megelőzhette a neokarsztos fázis fő barlangképződési eseményeit.

A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen és a Róka-hegyen megjelenő, neokarsztos üregeket a pannóniai–pleisztocén barlangképződés hozhatta létre (5. ábra, I. melléklet). Ezek az üregek magasabb topográfiai helyzetben, a közismert, nagy, száraz barlangok (pl.: Szemlő-hegyi-barlang, Pál-völgyi- és Mátyás-hegyi-barlang) fölött található, tehát nagy valószínűséggel idősebbek azoknál, hiszen a hegység folyamatosan emelkedik (WEIN 1977, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005, SZANYI et al. 2009). Képződésük az utóbb felsorolt barlangokéhoz hasonló módon történhetett — az alulról érkező, regionális betáplálású hidrotermális vízáramlási rendszer és az intermedier vagy lokális áramlás freatikus zónabeli meteorikus eredetű — az előbbihez képest alacsonyabb hőmérsékletű — vízének határán keveredési korrózió, vagyis oldódás ment végbe (KOVÁCS & MÜLLER 1980, ERŐSS et al. 2008, ERŐSS 2010).

A fenyőgyöngyei megfigyeléseink azt bizonyítják, hogy a mészkőben az oldódás a barlang üregein kívül, a közvetlenül azt övező mellékkőzetben is éreztette hatását — a könnyebben oldható cementfázisok kioldódtak, ami a kőzet sejtes, likacsos megjelenését eredményezte. A beforduló kőzet átalakulása fokozatos, azaz a kőzet az üreg felé haladva egyre sejtesebbé, porózusabbá válik. Ez a jelenség körülbelül 5 cm-en belül figyelhető meg, ami azt jelenti, hogy a barlangok környezetében, pár cm-es sávban, többek között egyenletesen egy nagyobb porozitással rendelkező zóna jelölhető ki. A paleokarsztos üregektől tehát ez a meg-növekedett porozitású zóna különbözteti meg valamint az, hogy a neokarsztos üregek általában nem töltődtek ki üledékekkel és nem szigorúan a rétegzéshez, hanem sokkal inkább törésekhez kötötten jelennek meg. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a neokarsztos üreget kitöltő borsókőszérű kiválás azt bizonyítja, hogy az oldódást részleges cementáció követte.

### Következtetések

Az ismert tény, hogy a Budai-hegységi felső-eocén Szépvölgyi Mészkő leülepedését követően korai karsztosodáson ment keresztül, pontosítottuk és további információkkal egészítettük ki. A platform tektonikusan vezérelt monoton süllyedését megszakító, negyed-, ötödrendű tengerszintváltozásoknak köszönhetően, a szárazra került terület alatt kialakult édesvízlenyce felső határán, kisebb-nagyobb méretű üregek keletkeztek, amelyeket szinte azonnal kitöltött az oldási maradékból és a beszűrődő mészkőiszapból származó finomszemű üledék. A mészkő inter- és intragranuláris pórustereinek egy részét korai diagenetikus kalcit cementálta. A fluidzárvány mikrotermometriai és stabilizotóp vizsgálatai együttesen rámutattak arra, hogy az első cementfázis (kalcit-I), az akkori paleotopográfiai helyzettől függően meteorikus vagy brakk-vízből, freatikus zónában vált ki. Az ezt követő két kalcitfázis (kalcit-II, -III) a betemetődés során egyre redukívabbá váló fluidumokból csapódott ki. A fluidzárvány petrográfia során a korai kalcitcement zárványain észlelt termális kiegyenlítő-dés és újratöltődés lehetővé tette, hogy megadjuk a körülbelüli hőmérsékletet (60 °C), amit a Szépvölgyi Mészkő a maximális betemetődés során elérhetett.

A kárpáti–középső-miocén hidrotermális esemény nyomai mind a Szépvölgyi Mészkőben mind Budai Márgában megjelennek, széles, kalcittal cementált breccsazónák és erek, telérek formájában. A teléreket jellemző ásványparagenezis (pirit, markazit, szfalerit, barit) arra utal, hogy az oldat fizikai-kémiai tulajdonságai (redox-viszonyok, hőmérséklet, ionkoncentráció) folyamatosan ingadoztak. A telérek iránya alapján a folyamat a kora-miocén végétől (17 M év) legalább a középső-miocén végéig (11 M év) tarthatott. Az eocén karbonátokban és az oligocén Hárshgyi Homokkőben — a kalcittelérekkel megegyező, ÉÉNy–DDK-i irányban — megjelenő barittelérek (GÁL et al. 2008) ugyanezen hidrotermális esemény eredményé-

nek tekintjük, ugyanakkor a Visegrádi-hegységben és a Börzsönyben zajló miocén vulkanizmussal (BALLA & KÖRPÁS 1980) való közvetlen kapcsolatot nem látjuk bizonyítottnak.

A neokarsztos fázisban a márgában hidrotermális barit-telérekként mentén zajló oldódás porózus zónákat eredményezett. A fluidum-kőzet kölcsönhatás következtében, folyamatos kén-hozzáadódás mellett, a porózus zónákban alunit, gipsz és kis mennyiségben kova vált ki. Az ezt követő, a fő barlangképződési fázis a mészkövet és a márgát egyaránt érintette. A mészkőben található üregek esetében — a paleokarsztos üregekkel ellentétben — a mellékkőzet felé fokozatos porozitás-csökkenést észleltünk.

## Köszönetnyilvánítás

Hálásak vagyunk KÁZMÉR Miklósnak és SCHUBERT Félixnek az alapos és szakszerű bírálataikért. Köszönettel tartozunk ERŐSS Anitának, HIPS Kingának, Paola RONCHINAK, LEÉL-ŐSSY Szabolcsnak, VELLEDETS Felicitásznak, WEISZBURG Tamásnak és KRAUS Sándornak hasznos tanácsaikért, továbbá TÓTHNÉ KIRÁLY Juditnak a röntgen-por-diffrakciós, PEKKER Péternek és BENDŐ Zsoltnak az elektronmikroszkópos, valamint az MTA Geokémiai Kutatóintézet munkatársainak a stabilizotópos vizsgálatokban nyújtott segítségével. Köszönet illeti SZENTE Istvánt, aki az ELTE Természettudományi Múzeumának gyűjteményéből rendelkezésünkre bocsátotta az eocén *Pecten* mintákat. KÁZMÉR Miklósnak és MONOSTORI Miklósnak köszönjük a tanulmányozásra bocsátott vékonycsiszolatokat. A földtani térkép szerkesztésében GÁL Benedek és VADAS Ádám segítette.

A kutatás anyagi hátterét az ENI SPA 470006937/ST1 szerződés és az OTKA 72590 sz. témája biztosította.

## Irodalom — References

- BALLA Z. & KÖRPÁS L. 1980: A Börzsöny-hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. — *A MÁFI Évi Jelentése 1978-ról*, 75–101.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshégyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106/3**, 257–275.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T. & BÁLDINÉ BEKE M. 1986: A Magyar Paleogén Medencék fejlődése. — *Őslénytani Viták* **33**, 95–145.
- BENKOVICS L., OBERT, D., BERGERAT F., MANSY J. L. & DUBOIS, M. 1999: Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary) — *Geodinamica Acta (Paris)* **12/3–4**, 201–211.
- BODNAR, R. J. 1992: Revised equation and table for freezing-point depressions of H<sub>2</sub>O-salt fluid inclusions. — *PACROFIV (1992), Program and Abstracts*, 15.
- BODNAR, R. J. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions. — In: SAMSON, I., ANDERSON, A. & MARSHALL, D. (eds) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral Assoc. Canada, Short Course* **32**, 213–230.
- BRAUN Gy. 1889: *A Budai hegyek ásványai különös tekintettel a calcitra*. — Pallas Részvénytársaság Nyomdája, Budapest 23 p.
- BRETZ, J. H. 1942: Vadose and phreatic features of limestone caverns. — *Journal of Geology* **50/6**, 675–811.
- BROWN, P. E. 1989: FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. — *American Mineralogist* **74/11–12**, 1390–1393.
- BRUMMER E. 1936a: Mátyás-hegyi kőfejtők ásványairól. — *Földtani Értesítő* **1/2**, 52–58.
- BRUMMER E. 1936b: A szépölgői kőfejtők ásványai. I. Hármashatárhegy. — *Földtani Értesítő* **1/3**, 92–100.
- BRUMMER E. 1936c: A szépölgői kőfejtők ásványai. II. A Guger (Látó) hegy környéke. — *Földtani Értesítő* **1/4**, 111–117.
- CRAIG, H. 1965: The measurements of oxygen isotope paleotemperatures. — In: TONGIORGI, E. (ed): *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. — Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratoria de Geologia Nucleare, Pisa, 161–182.
- DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **36**, 491–505.
- DUNKL I. & NAGYMAROSY A. 1990: Új adatok az eocén/oligocén határkérdésben: fission track kormeghatározások az alsóoligocén Tardi Agyag tufarétegein. — *Ált. Földtani Szemle* **25**, 151–162.
- ERŐSS A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary — *PhD Dissertation*, Eötvös L. University, 171 p.
- ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J. & CSOMA A. É. 2008: Characteristics of Discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary — *Central European Geology* **51/3**, 267–281.
- FODOR L. 2008: Szerkezetföldtan. — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 145–202.
- FODOR, L. & KÁZMÉR, M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. — In: CSÁSZÁR G. (ed): *10<sup>th</sup> IAS Regional Meeting Excursion Guidebook* — Hungarian Geological Institute, Budapest, 227–259.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary) Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal újraértelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and ne-

- ighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications **156**, 295–334.
- FOGARASI A. 1991: Evidence for carbonate slope environment during Late Eocene time in Budapest, Hungary. — *European Union of Geosciences VI Meeting, Strasbourg, Terra Abstracts* **3**, 346.
- GÁL B., POROS Zs. & MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolata a regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlemények* **138/1**, 49–60.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. — *SEPM Short Course* **31**, 199 p.
- GOLDSTEIN, R. H. 2001: Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. — *Lithos* **51**, 159–193.
- HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDI-FILÁCZ E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. — *Földtani Közlemények* **130/3**, 371–421.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. 1988: Palaeokarst. — Springer-Verlag, New York / Berlin / Heidelberg / London / Paris / Tokyo, 416 p.
- JASKÓ S. 1979: Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben. — *Földtani Közlemények* **109/2**, 199–210.
- KÁZMÉR M. 1985a: A budai felső eocén mészkő mikrofácies modellje. — *Őslénytani Viték* **31**, 59–65.
- KÁZMÉR, M. 1985b: Microfacies pattern of the Upper Eocene limestones at Budapest, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **25**, 139–152.
- KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. — *Földtani Közlemények* **127/1–2**, 111–126.
- KORPÁS, L. 1998: Paleokarst studies in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **195**, 139 p.
- KORPÁS, L., DOSZTÁLY, L., DUDKO, A., GÓCZÁN, F., GYURICZA, Gy., HÁMOR-VIDÓ, M., HERTELENDI, E., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K., LANTOS, M., LELKES, G., NAGYMAROSY, A., ORAVECZ-SCHEFFER, A., PIROS, O. & RÁKOSI, L. 1993: The composite palaeokarst systems of the Buda Hills. — *Kutatási Jelentés*. Magyar Állami Földtani Intézet.
- KORPÁS, L., LANTOS, M. & NAGYMAROSY, A. 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal palaeokarst system of Buda Hills, Hungary. — *Sedimentary Geology* **123/1–2**, 9–29.
- KÓSA G., MINDSZENTY A., MOHAI R. 2003: Roncskarszt térszínre progradáló eocén törmelékű Budakeszin. — *Földtani Közlemények* **133/2**, 271–285.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1982 II**, 93–98.
- LEÉL-ÓSSY SZ. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 363–432.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analyses from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the ALCAPA unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *The Journal of Chemical Physics* **18**, 849–857.
- MINDSZENTY A., MÁDL-SZÓNYI J., PETHŐ S., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring Optimalizálás. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról — *Kutatási jelentés*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- MOLNÁR, F., BAJNÓCI, B., PÉCSKAY, Z., PROHÁSZKA, A. & BENKÓ, Zs. 2010: Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotopes (O, H) in a porphyry and related epithermal system of the Palaeogene volcanic belt of the Alp-Carpathian Orogen (Velence Mts., W-Hungary) — *20<sup>th</sup> General Meeting of the International Mineralogical Association 2010, Abstract Book*, 289.
- MOLNÁR J. 1869: A hévizek Buda környékén — *Math. és Term. tud. Közlemények* **7**, 165–244.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 2008: A budai pannóniai képződmények. — *Földtani Közlemények* **138/4**, 345–354.
- NAGY B. & PELIKÁN P. 1976: Metacinnabarit és cinnabarit a csillaghegyi Róka-hegyen. — *A MÁFI Évi Jelentése 1973-ról*, 51–55.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDINÉ BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard Nannoplankton zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **28**, 3–25.
- NÁDOR A. 1991: A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük. — *Doktori dolgozat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 171 p.
- NÁDOR, A. 1992: Paleokarstic features in Triassic-Eocene carbonates. — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **11**, 1317–1330.
- NÁDOR A. & SÁSDI L. 1991: A Budai-hegység termális paleokarsztjai és fejlődéstörténetük 1. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. — *Karszt és Barlang I–II füzet*, 3–10.
- NÁDOR, A., KORPÁS, L. & JUHÁSZ, E. 1993: Paleokarsts controlled by high-frequency sea level changes, Buda Mountains, Hungary. — *A MÁFI Évi Jelentése 1991-ről*, 111–127.
- ROZLOZSNIK P. 1935: Adatok a Buda-kovácsi hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez — *MÁFI Évi Jelentése 1925–1928-ról*, 65–86.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., DUNAI, T. J., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005: Middle to Late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend (Pannonian Basin), using in situ produced <sup>3</sup>He. — *Tectonophysics* **410**, 173–187.
- SÁSDI L. 1993: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük II. Termális hatást tükröző paleokarsztok — *Karszt és barlang I–II*, 39–46.
- SCHAFARZIK F. 1921: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — *Hidrológiai Közlemények* **1**, 9–14.
- SCHERF E. 1922: Hévíforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Budai és Pilisi-hegységben. — *Hidrológiai Közlemények* **2**, 19–75.
- SCHUEER Gy. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, 123 p.
- SCHRÉTER, Z. 1912: A budapesti hévíforrások földtani fejlődéstörténete. — *Magyar Balneológiai Értesítő* **5/1**, 2–4.
- SUCHY, V., HEIJLEN, W., SYKOROVA, I., MUCHEZ, P., DOBES, P., HLADIKOVA, J., JACKOVA, I., SAFANADA, J. & ZEMAN, A. 2000: Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian Basin (Czech Republic): evidence for widespread post-Variscan

- fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. — *Sedimentary Geology* **131**, 201–219.
- SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ. & VARGA Z. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlemények* **139/4**, 353–366.
- SZÓTS E. 1948: Jelentés a nagykovácsi és pilisvörösvári medence eocén képződményeinek rétegtani viszonyairól. — *MÁFI Évi Jelentése 1948-ról*, 39–46.
- TELEGDI-ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. — *Földtani Közlemények*, 32–41.
- ULRICH, M. R. & BODNAR, R. J. 1988: Systematics of Stretching of Fluid Inclusions II. Barite at 1 Atm Confining Pressure. — *Economic Geology* **83**, 1037–1046.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *MÁFI Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2010. 09. 06.

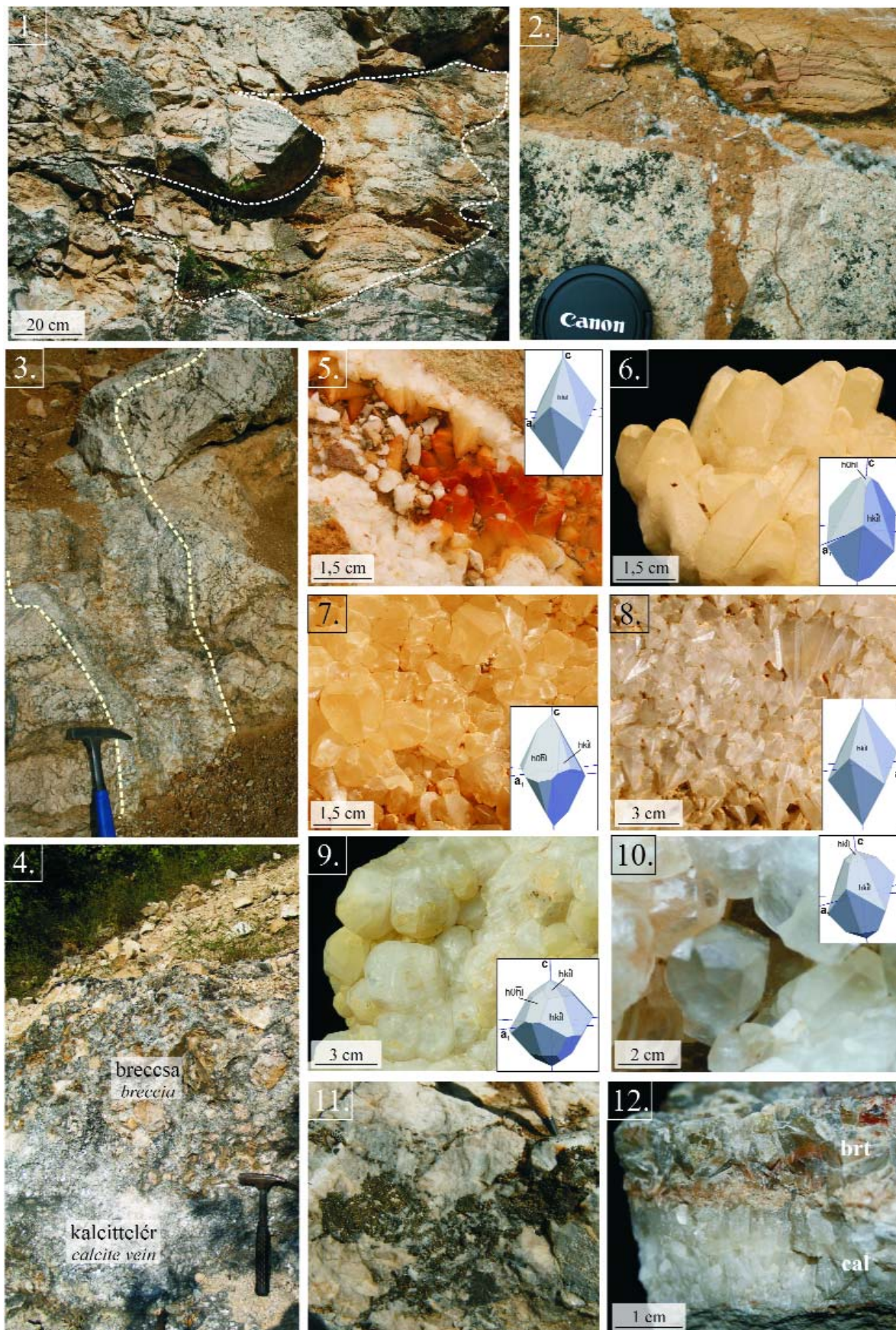
### I. tábla — Plate I

1. Laminált üledékkel kitöltött, rétegpárhuzamos paleokarsztos üreg, Fenyőgyöngye-kőfejtő — *Bed-parallel palaeokarstic cavity filled by laminated internal sediment, Fenyőgyöngye Quarry*
2. Paleokarsztos üregkitöltő anyag a befogadó kőzetbe szivárog (2. képen látható üreg alsó határa), Mátyás-hegy — *Infiltration of the infilling sediment into the host rock, Mátyás Hill*
3. Sávos kalcittelér Dachsteini Mészköben, Róka-hegy — *Banded calcite vein hosted in Dachstein Limestone, Róka Hill*
4. Kalcittelér és az azt övező breccaszóna, Fenyőgyöngye-kőfejtő — *Breccia zone in contact with calcite vein, Fenyőgyöngye Quarry*
5. Szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (1. típus), Lapos-bánya — *Scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 1), Lapos Quarry*
6. Szkalenoéderez, romboéder lappal tompított kalcit és kristályrajza (2. típus), Lapos-bánya — *Scalenoedral calcite combined with rhombohedral faces and its theoretical crystal shape (type 2), Lapos Quarry*
7. Kis-sváb-hegyi (3. típusú) kalcit és kristályrajza, Lapos-bánya — *Kis-sváb-hegy-type calcite and its theoretical crystal shape (type 3), Lapos Quarry*
8. Átlátszó, szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (4. típus), Lapos-bánya — *Transparent, scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 4), Lapos Quarry*
9. Izometrikus kalcit és kristályrajza (5. típus), Lapos-bánya — *Equant calcite and its theoretical crystal shape (type 5), Lapos Quarry*
10. Dupla szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (6. típus), Lapos-bánya — *Double-scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 6), Lapos Quarry*
11. Markazit kalcit mellett, Dachsteini Mészköben, Róka-hegy — *Marcasite and calcite vein hosted in Dachstein Limestone, Róka Hill*
12. Táblás baritkristályok kalciton, Lapos-bánya — *Tabular barite crystals postdating calcite, Lapos Quarry*

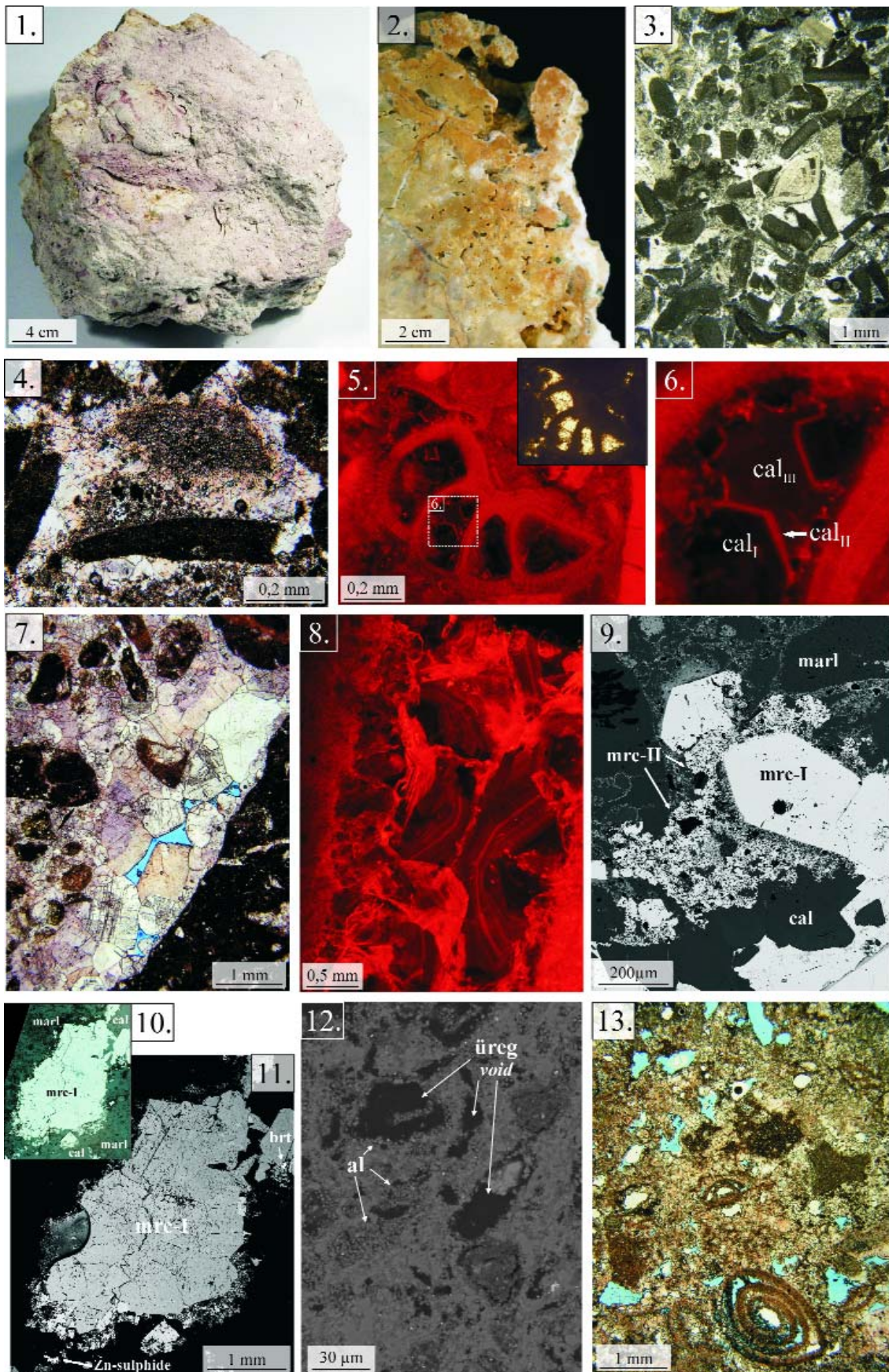
### II. tábla — Plate II

1. Oldott márga biomold üregekkel, Mátyás-hegy — *Biomold porosity in leached marl, Mátyás Hill*
2. Neokarsztos üreg határa és a felszínén található borsó-kiválás vágott felületén (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Cave popcorn on the wall of neokarstic vug (cut surface)(sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
3. Intergranuláris kalcitcement bioklasztos Szépvölgyi Mészköben, 1N (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Intergranular cement in bioclastic Szépvölgy Limestone, 1N (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
4. Vasat nem tartalmazó és vasgazdag kalcit a Szépvölgyi Mészkö intergranuláris pórussterében, festett csiszolat, 1N (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Iron-free and iron-rich intergranular calcite in the Szépvölgy Limestone. Stained thin section, 1N (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
5. Belső üledék és betemetődési CL zonációt mutató intragranuláris kalcitcement geopetális szerkezetként gastropoda-vázban (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Internal sediment and normal CL zoned intragranular calcite cement showing geopetal structure in a Gastropod shell (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
6. Nem lumineszkáló (kalcit-I), fényesen (kalcit-II) és tompán lumineszkáló (kalcit-III) cement gastropoda-vázban — *Non-luminescent (calcite-I), bright luminescent (calcite-II) and dull luminescent (calcite-III) phases cementing the intragranular porespace of a Gastropod shell.*
7. Fe-gazdag (lila) mag a breccsát cementáló hidrotermális kalcitban, festett csiszolat, kék gyantával kezelt minta 1N, (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Iron-rich core of the hydrothermal calcite cementing breccia. Stained thin section impregnated with blue-dyed resin (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
8. Fenyőgyöngyei paleokarsztos üregkitöltés laminával párhuzamosan húzóódó hidrotermális kalcit lumineszcens zonációja — *Cathodoluminescent zonation of hydrothermal calcite veinlet that occurs parallel to the laminae of the infilling sediment of a palaeokarstic cavity, Fenyőgyöngye Quarry*
9. Visszaszórt elektronkép a két különböző megjelenésű markazitról (mrc-I: üde markazit, mrc-II: szivacsos markazit) (minta a Lapos-bányából) — *BSE image of marcasite of two different appearances (mrc-I: fresh marcasite, mrc-II: spongy marcasite)(sample from Lapos Quarry)*
10. Visszaszórt elektronkép üde markazitról (mrc-I) Zn-szulfiddal és barittal (minta a Lapos-bányából) — *BSE image of marcasite (mrc-II) associated with barite and a Zn-sulphide phase (sample from Lapos Quarry)*
11. Fenn-nőtt alunit kristályok az oldott márga pórusaiban, visszaszórt elektronképen (minta a Mátyás-hegyről) — *BSE image of alunite in the pore space of the leached marl (sample from Mátyás Hill)*
12. Másodlagos porozitás a mészkőben egy neokarsztos üreg határán, kék gyantával kezelt minta, 1N (2. képen látható mintából készült csiszolat) — *Secondary porosity of the limestone on the margin of a neokarstic cavity 1N (sample on picture 2, impregnated with blue-dyed resin)*

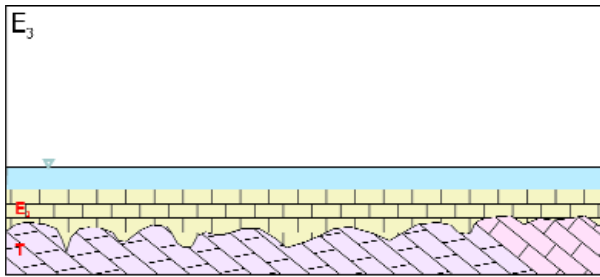
I. tábla — Plate I



## II. tábla — Plate II

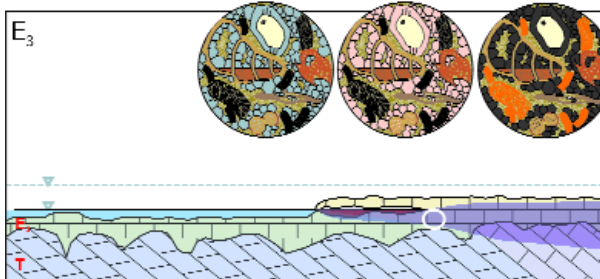


**I. melléklet — Appendix I**

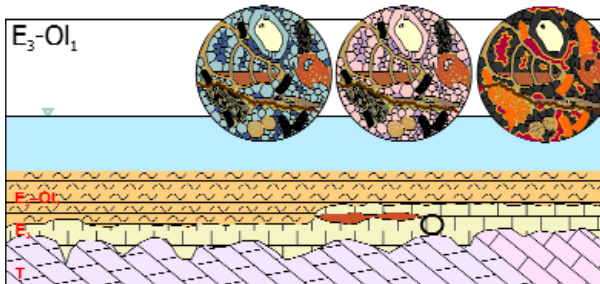


**Eocén (*Eocene*)**

- sekélytengeri mészkőképződés  
*limestone sedimentation in shallow marine environment*

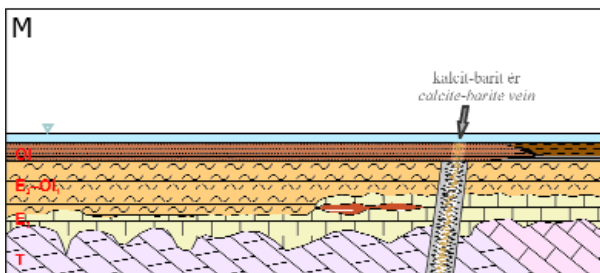


- az eocén mészkő korai karsztosodása  
*early karstification of the Eocene limestone*
- karsztos üregek kitöltődése az oldási maradékkal  
*infilling of the cavities by the dissolutional residue of the limestone*
- a mészkő cementációja meteorikus íreatikus és keveredési zónában (kalcit I)  
*cementation of the limestone in the meteoric phreatic and mixing zone*



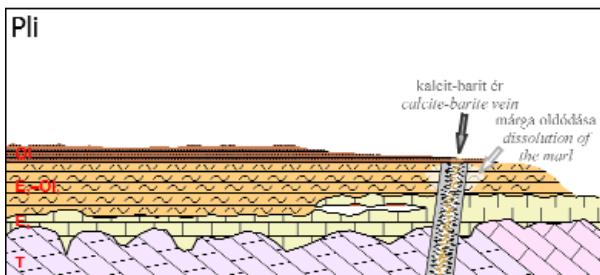
**Eocén–oligocén (*Eocene Oligocene*)**

- transzgresszió  
*transgression*
- a mészkő sekélydiagenetikus cementációja (kalcit II és III)  
*cementation of the limestone in shallow burial realm (calcite-II and III)*
- nyomási oldódás  
*pressure solution*



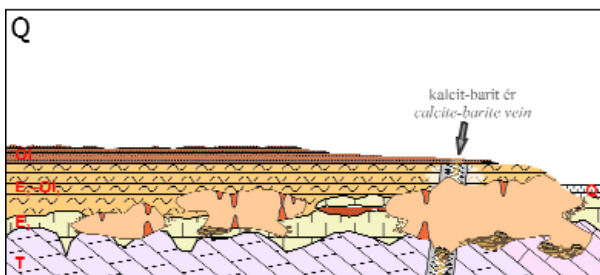
**Miocén (*Miocene*)**

- hidrotermális erezés (kalcit, barit, szulfidok)  
*formation of hydrothermal veins (calcite, barite, sulphides)*



**Pliocén? (*Pliocene?*)**

- erózió  
*erosion*
- márga oldódása (alunit kiválás)  
*leaching of marl along Miocene veins (precipitation of alunite)*



**Pliocén–holocén (*Pliocene-Holocene*)**

- barlangképződés  
*formation of caves*
- travertínó képződés  
*formation of travertines*
- speleotémák kiválása  
*precipitation of speleothems*

## Késő-miocén–pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében

UHRIN András<sup>1</sup>, SZTANÓ Orsolya<sup>2</sup>, CSILLAG Gábor<sup>1</sup>, HÁMORI Zoltán<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

<sup>3</sup>Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4.

---

### *Reconstruction of Late Miocene – Pliocene rivers in south-eastern foreland of the Vértes Hills*

#### Abstract

During Late Miocene to Pliocene times, following the gradual infill of Lake Pannon, a widespread alluvial plain was formed throughout the Pannonian Basin, depositing a thick alluvial succession over large areas. The outcrops of these deposits, however, can only be seen at a few locations, chiefly along the rims of the recent mountainous areas. In this paper, the Late Miocene to Pliocene fluvial sedimentary environments are reconstructed on the basis of field observations taken in several outcrops in the south-eastern foreland of the Vértes Hills, a part of Transdanubian Range. Due to poor outcrop conditions, the field observations were supplemented with borehole data and electrical resistivity ground imaging; the latter is a geophysical method recently introduced for applications in fluvial sedimentology.

Besides some silt and mud, it is mainly trough, cross-stratified sand that has been deposited in the ancient fluvial channels which appear in the outcrops. Boreholes and geoelectric profiles, however, prove that the bulk of the alluvial deposits consists of floodplain silt and mud that surrounds isolated channel sandbodies. In most of the reconstructed channels, the sedimentary accretions are mainly vertical, demonstrating the lateral stability of the channel paths. Signs of point bar formation (lateral accretion) were recognized at only one location. This palaeoenvironment is very similar to the facies model of anastomosing rivers, although the presence of coexisting interconnected channels cannot be proven in the case considered here. From one of the studied outcrops, a large-scale planar cross-bedded sand is described, and this has been interpreted as the sediment of a braided channel.

The measured palaeocurrents and the orientation of a channel sandbody mapped in 3D from geoelectric profiles indicate that the Latest Miocene to Pliocene rivers of the study area flowed chiefly from north-west to south-east, across an alluvial plain with a very gentle slope. The very flat palaeotopography is suggested by the presence of laterally stable channels with low sinuosity. However, structural activity could have resulted in significant alternations of flow direction and river form in certain locations, even creating a braided channel in the vicinity of a presumed synsedimentary fault. The maximum depth of the ancient channels was probably 4 to 7 m, on the basis of the size of bedforms visible in the outcrops. This supports the assumption that the Late Miocene to Pliocene alluvial sediments of the Vértes foreland were deposited by rivers significantly smaller than the recent Danube. Palaeoflow directions and magnitudes of the channels suggest that these rivers drained only the Western Carpathians, located 150–250 km west and north of the study area.

*Keywords: sedimentology, fluvial deposits, Pliocene, Vértes Hills, Vértesacsza Formation*

---

#### Összefoglalás

A Pannon-tó feltöltődése során a miocén legvégére és a pliocénre kiterjedt alluviális síkság alakult ki a Pannon-medencében, sokfelé vastag folyóvízi rétegsort létrehozva. A felszínen azonban csak kevés helyen, elsősorban közép-hegységeink peremén tanulmányozhatók ezek a képződmények, melyek a Dunántúlon Vértesacsai Formációként ismeretesek. Munkánkban a Vértes délkeleti előterében lévő feltárások részletes szedimentológiai leírása és értelmezése alapján rekonstruáljuk a késő-miocén–pliocén folyóvízi üledékképződési környezeteket. A gyenge feltártság miatt a terepi észleléseket fúrású rétegsorokból összeállított szelvények értelmezésével, valamint a folyóvízi üledékek vizsgálatában újdonságnak számító geofizikai módszerrel, a multielektrodás geoelektromos szelvényezéssel egészítettük ki.

A vizsgált feltárásokban kevés agyag és aleurit mellett főként vályús keresztretegzésű homok jelenik meg. A fúrású rétegsorok és a geoelektromos szelvények tanúsága szerint azonban a Vértesacsai Formáció nagy részét pelit alkotja, melyen belül elszigetelt homoktestek fordulnak elő. A jelentősebb homoktesteket mederüledékként értelmeztük, megállapítva, hogy az egykori medrek általában hosszú időn át stabil helyzetűek voltak, üledékük elsősorban felfelé gyarapodott; övzátónyépülésre utaló jelek csupán egyetlen helyen mutatkoztak. Ez a környezet jól megfelel a szövedékes



folyók fáciesmodelljének, habár az e folyótípus nevét adó elágazások jelenlétét nem igazoltuk. Egy feltárásban (Pátka közelében) sík-táblás keresztarétegzett homokot észleltünk, ami fonatos meder üledékeként értékelhető.

A feltárásokban mért szállítási irányok, ill. a geoelektromos szelvények segítségével térképezett mederhomoktest orientációja szerint a terület késő-miocén–pliocén folyói északnyugatról délkelet felé tartottak, a stabil helyzetű, kis kanyargósságú medrek alapján igen kis esésű alluviális síkságon keresztül. A pátikai feltárás példája azonban azt mutatja, hogy közeli vetők aktivitása helyenként mind a folyásirányt, mind a folyóástílust jelentősen befolyásolhatta. A folyók maximális mélysége rétegformáik vastagsága alapján 4–7 méterre tehető, tehát a Vértesacsai Formáció üledékeit a mai Dunánál kisebb, nagyságrendjük és folyásirányuk alapján vélhetően a Nyugati-Kárpátokból eredő vízfolyások rakhatták le.

*Tárgyszavak: szedimentológia, folyóvízi üledék, pliocén, Vértes, Vértesacsai Formáció*

## Bevezetés

A késő-miocén végén, mintegy 9,5 millió évvel ezelőtől az Alpok és a Kárpátok által körülvevett Pannon-tó területe viszonylag gyors ütemben zsugorodni kezdett (MAGYAR et al. 1999). Az uralkodóan északnyugati és északkeleti irányból érkező deltarendszerek az addigi tó egyre nagyobb részét töltötték fel üledékükkel, így a mély nyílt víz helyét előbb a medence északi pereme mentén, később dél felé terjeszkedve egyre többfelé deltasíkság, majd alluviális síkság vette át (JUHÁSZ & MAGYAR 1992). A pliocénben így a Pannon-medence legnagyobb részén már folyóvízi üledékképződés zajlott (MAGYAR et al. 1999). A késő-miocén–pliocén folyóvízi képződmények — litosztatigráfiai egységként Zagyvai Formáció, Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció és Vértesacsai Formáció — a Kisalföldön és az Alföldön több száz méter vastagságban fordulnak elő (JUHÁSZ 1994). Felszíni feltárásokban ugyanakkor csak középhegységeink peremein jelennek meg, ahol a pliocén–kvarter medenceinverzió (HORVÁTH 1995) következtében ezek az üledékek újra kiemelkedtek, ill. részben erodálódtak.

Az említett folyóvízi összlet lerakódásakor fennálló öskörnyezeti viszonyok — így az alluviális síkságon áthaladó folyók típusai, lokálisan jellemző folyásirányai — mindmáig kevésbé ismertek. Részletesebb szedimentológiai tanulmányok eddig csupán a Gödöllői-dombság területén lévő előfordulásokról készültek (UHRIN 2005, UHRIN & SZTANÓ 2007). A pontosabb öskörnyezeti rekonstrukció ugyanakkor mind az üledékképződéssel egy időben végbe menő tektonikai folyamatok, mind a medence belsőbb területein egyidejűleg zajló üledékképződés részleteinek megismeréséhez hozzájárulhat. Számolnunk kell viszont azzal, hogy a folyóvízi üledékek szegényes ősmaradvány-tartalma miatt korhatározásuk igen bizonytalan, az egyes előfordulások kora, ill. időrendi sorrendje a késő-miocén–pliocén intervallumon belül sokszor nem határozható meg.

A Vértes délkeleti előterében a triász medencealjzatra közvetlenül vagy szárazföldi és sekélytengeri szarmata képződményeket követően viszonylag vastag (100–200 m) pannóniai–pliocén törmelékeny összlet települ (CSILLAG et al. 2004, BUDAI & FODOR szerk. 2008). A finomszemcsés, majd felfelé fokozatosan durvuló, a jellegzetes fauna alapján jól elkülöníthető pannon-tavi üledékek felett jelenik meg a

szárazföldi összlet, amit TÓTH (1971) még a pleisztocénbe sorolt és tavi eredetűnek minősített, JÁMBOR (1980) már a pannóniaiba helyezte, mai ismereteink szerint pedig a folyóvízi eredetű Vértesacsai Formációba sorolható. A Vértesacsai Formáció üledékei nagy területen megtalálhatók a felszínen, vagy legfeljebb néhány méternyi kvarter fedő alatt (CSILLAG et al. 2003, FODOR et al. 2008). Vastagságuk az általunk vizsgált terület (1. ábra) nyugati részén, Zámoly–Magyaralmás környékén feltehetően meghaladja, másutt megközelíti a 100 métert (cf. CSILLAG 2008). Jelen munkánkban az e területen folytatott vizsgálataink alapján kívánjuk bővíteni a Pannon-medence késő-miocén–pliocén folyóvízi üledékképződéséről rendelkezésre álló képet. Ehhez a terepi szedimentológiai megfigyelések és fúrású rétegsorok vizsgálata mellett az e célból végzett geoelektromos mérések eredményeit is felhasználjuk.

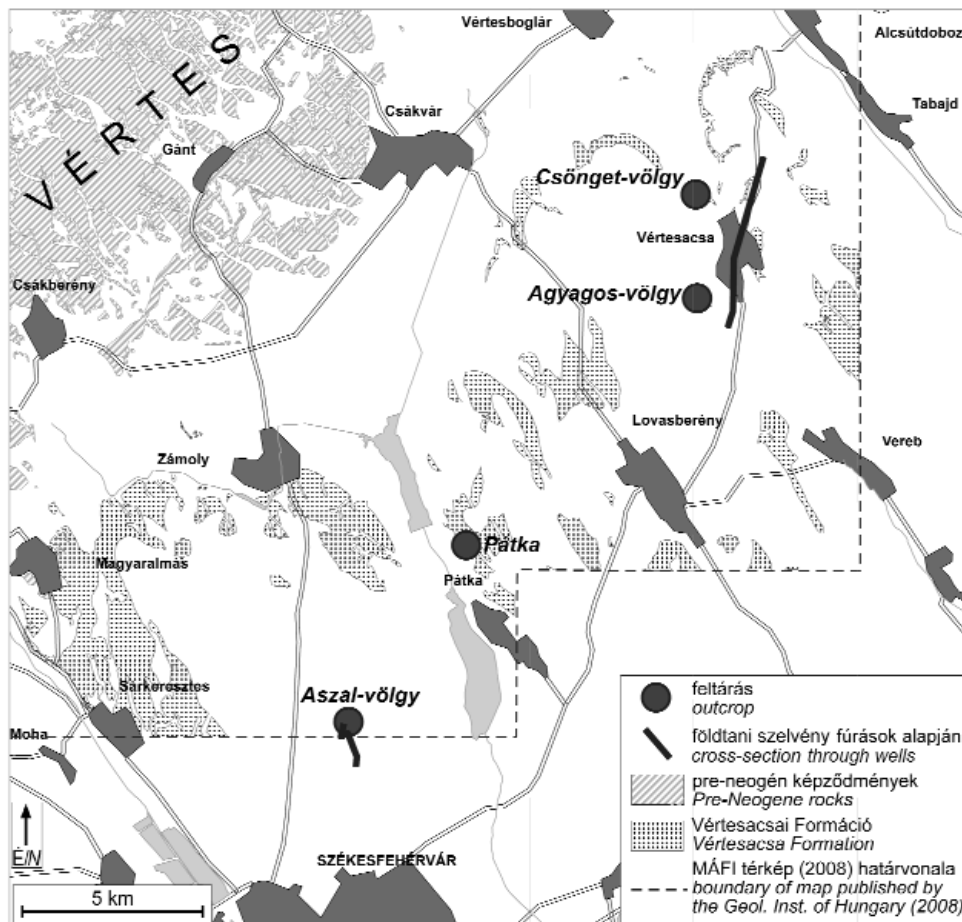
## Alkalmazott módszerek

### *Rétegformák és fáciesegységek vizsgálata*

A területen előforduló feltárások (1. ábra) vizsgálatánál a szedimentológiai irodalomban általánosan (pl. MIALL 1988, GARCÍA-GIL 1993, JO & CHOUGH 2001) alkalmazott fáciesosztályozás módszerét követtük: a szemcseméret, ill. az üledékszerkezetek alapján meghatározott litofáciesek mindegyikét az egykori üledékképződési környezet egy-egy elemének feleltettük meg. Ezek kombinációiból állnak össze a fáciesegyüttesek, melyek azonosítása már elvezet az egyes folyótípusok fáciesmodelljeihez.

Amennyiben az egykori medrek üledékében keresztarétegzéssel találkozunk, az előforduló legnagyobb keresztarétegzett kötegek (azaz a legkevésbé erodált egykori dűnék) vastagsága alapján az üledéket lerakó vízfolyás mélységét is megbecsülhetjük ALLEN (1968) empirikus képletével, mely szerint  $H=(h \cdot 11,628)^{0,84}$  ( $h$ : dűnemagasság,  $H$ : vízmélység). A keresztarétegzés dőlése, azaz a dűnék épülésének iránya ugyanakkor az egykori folyásiránynak felel meg.

Mivel kutatási területünkön a vizsgált képződmény fel-tárttsága gyenge, közvetlenül csupán a fáciesegyüttesek szórványos elhelyezkedésű, kisebb részletei tanulmányozhatók. Ezért ahol lehetséges volt, a feltárások közelében lévő, néhányszor tíz méter mély vízkutató fúrások rétegsorait



1. ábra. A kutatási terület térképvázlata, a felhasznált feltárások és szelvények helyének megjelölésével

Figure 1. Overview map of the study area with the locations of the studied outcrops and subsurface (geoelectric and borehole) sections

és karotázsszelvényeit is megvizsgáltuk, ezáltal a különböző szemcseméretű egységek határai nagyobb léptékben váltak követhetővé. Fúrási adatok hiányában ugyanezt a célt a folyóvízi rétegsorok vizsgálata terén újdonságnak számító geofizikai módszerrel, a multielektrodás geoelektromos szelvényezéssel (BAINES et al. 2002) értük el.

### Multielektrodás geoelektromos mérés

A geoelektromos kutatási módszerek az egyes kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának különbözőségén alapulnak. A fajlagos ellenállást elsősorban a kőzet ásványos összetétele, porozitása, kötött, ill. szabad víztartalma és a víztartalomban lévő ionok mennyisége határozza meg. A pelites képződményekre általában 2–20 Ohmm közötti érték jellemző, míg homokban és kavicsban akár több száz Ohmm-ig emelkedhet a fajlagos ellenállás (SALÁT & SZABADVÁRY 1970).

A multielektrodás geoelektromos szelvényezés elve a régóta ismert vertikális elektromos szondázásra (VESZ) vezethető vissza. Ez utóbbi során egy elektródapáron keresztül egyenáramot vezetünk a földbe, és egy másik

elektródapárral mérjük a kialakuló potenciálkülönbséget, mely az áramelektrodák közötti térrész átlagolt (látszólagos) fajlagos ellenállásával lesz arányos. Az áramelektrodák távolságának növelésével az áram egyre nagyobb mélységben elhelyezkedő rétegekbe hatol be, így az észlelt potenciálkülönbséget már nemcsak a felszínhez közeli, hanem a mélyebben fekvő rétegek fajlagos ellenállása is befolyásolja. Az egyre nagyobb elektródátávolságokkal végzett mérések eredményét értékelve így egyre mélyebb szintek ellenállásáról kapunk információt.

A multielektrodás mérés esetében — melynek lehetőségeit a hazai földtani irodalomban PALOTAI et al. (2006) és CSILLAG et al. (2010) ismertették — egy szelvény vonalában nagyszámú, kábellel összekötött elektródát helyezünk el, melyekből egy elektronika választ ki két-két áram- és mérőelektródát. Ezáltal tulajdonképpen az elektródátávolságnak megfelelő lépésként egy-egy vertikális szondázást végzünk. A kapott adatokból a számítógépes feldolgozás során megkaphatjuk az egyes kőzettestek vastagságát és valódi fajlagos ellenállását. A mérés felbontóképessége a használt elektródátávolságtól, míg a behatolási mélység a kihelyezett elektródák számától függ.

Az alkalmazott ARS-200 (GF Instruments, Brno) típusú műszerhez 5 darab egymással összeköthető, nyolcelektrodás kábelrakat tartozik, melyek a használt 4 méteres elektródátávolsággal közvetlenül 156 méteres terítési távolságot tesznek lehetővé. Ezek a paraméterek megszabták az adott mérés behatolási mélységét (esetünkben 35–40 méter), a szelvény hosszát viszont nem. Ez utóbbi tetszőlegesen növelhető, ha az első kábelrakatot rendre felszedve a lefektetett kábelszakasz másik végéhez csatlakoztatjuk. A szelvény végeihez közeledve adott pontokra egyre kisebb elektródátávolságú elemi mérések vonatkoznak, ezért a maximális behatolási mélységet a szelvény végpontjaitól számított fél terítési hossz után érhetjük el.

A mért adatok számítógépes feldolgozását — a fajlagos ellenállásokat ábrázoló, a felszín domborzatával korrigált ún. invertált szelvény elkészítését — a Geotomo Software (LOKE & BARKER 1996) Res2DInv programjával végeztük. A kapott szelvények értelmezésekor a felbontás változása mellett a módszer és a feldolgozás egyéb hibalehetőségeit is figyelembe kell venni. Több esetben számolnunk kell az ún. oldalhatással is: a szelvény nyomvonala közelében, de azon kívül eső kőzeteken szintén keresztülhalad az áram, így azok tulajdonságai is hatással vannak az eredményre. A végeredményként kapott invertált szelvény végpontjai közelében a mérési pontosság már jelentősen lecsökken, így az itt látszólag kirajzolódó kőzettesteket is fenntartásokkal érdemes kezelni.

## Észlelések és értelmezésük

### Vértesacsca, Csönget-völgy, feltárás

A Vértesacscai Formáció legnagyobb feltárását a Csönget-völgy nyugati szakaszának átlagosan 7–8 m magas, közel függőleges természetes falai alkotják (2. ábra, a). A völgy e része elsősorban homokba vágódik be, a meredek falakon agyag csak a völgytalp közvetlen közelében jelenik meg. A völgyfőttől 100 m-re keletre a völgy oldalai már talajréteggel és növényzettel borítottak: néhány itteni kibúvás alapján ez a szakasz a nehezebben erodálható agyagba mélyült. A feltárásban a litológiai jellemzők és az üledék-szerkezetek alapján három fáciesegységet különítettünk el (3. ábra).

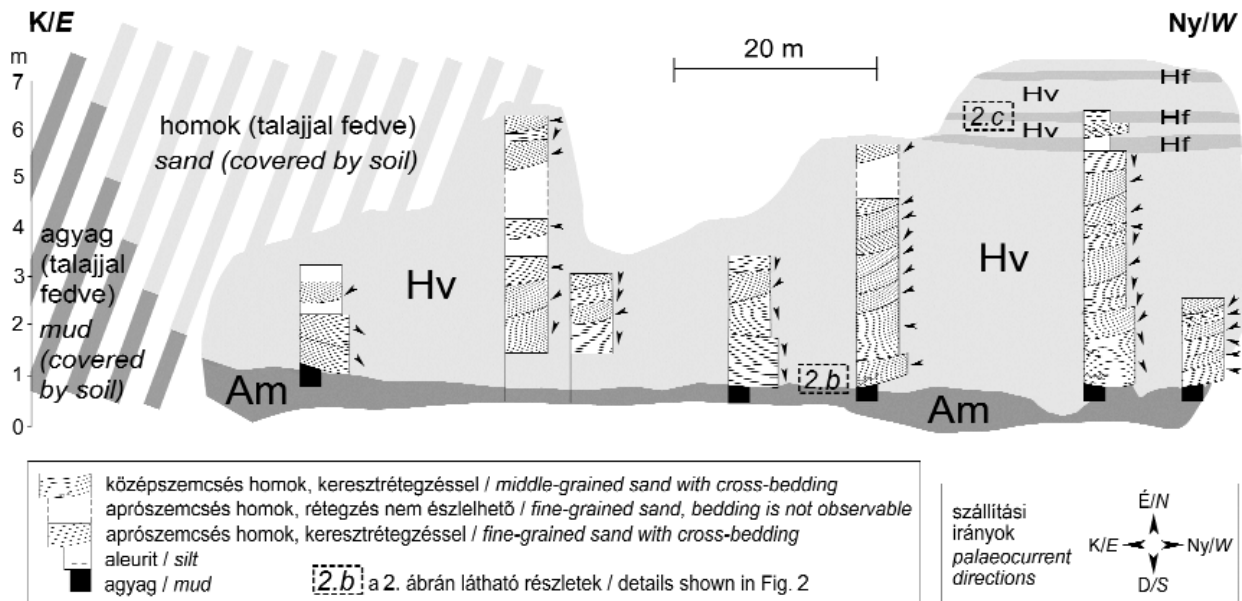
#### Am: rétegtetlen, mészfelhalmozódásos agyag

A völgy falainak legalsó részén jelenik meg, a feltárást uraló homokos üledékek (Hv és Hf fáciesegység) fekéjében. Látható vastagsága legfeljebb 1–1,5 méter, ám lefelé természetesen ennél tovább is folytatódhat. Uralkodóan morzsalékos, sötétszürke agyag alkotja, amiben helyenként — elsősorban a feltárás nyugati részén — 1–2 cm átmérőjű mikrites mészkonkréciók fordulnak elő. A völgy kevésbé meredek falú, emiatt rosszabb feltártságu keleti folytatása már teljes egészében ebbe a fáciesegységbe vágódott be.



2. ábra. A vértesacscai Csönget-völgy látképe (a), a feltárás vályús kereszt-rétegzésű homokjának az agyagba vágódó eróziós felület feletti szakasza (b), és a vályús kereszt-rétegzésű homok felső szakaszán betelepülő aleuritszintek egyike (c). Az ábrázolt részletek elhelyezkedését lásd a 3. ábrán

Figure 2. View of Csönget Valley (a). Trough cross-bedded sand (unit Hv) overlying an erosional surface cutting into mud (unit Am) (b). One of the silty horizons (unit Hf) intercalating within the upper part of trough cross-bedded sand (unit Hv) (c)



3. ábra. A vértessacsi Csönget-völgy feltárásának vázlatja. A vázlaton a fáciesegységek (Hv: vályúsan keresztretegzett apró- és középszemcsés homok, Hf: aleurit és finomszemcsés homok, Am: agyag) elhelyezkedése mellett láthatóak a felvett szelvények és az ezek mentén keresztretegzett kötegenként mért szállítási irányok  
 Figure 3. Sketch of the Csönget Valley outcrop indicating the facies units (Hv: trough cross-bedded fine- to medium grained sand, Hf: silt and very fine grained sand, Am: mud) and seven logs with palaeocurrent directions measured in each cross-set of them

**Hv: apró-és középszemcsés, vályúsan keresztretegzett homok**

Alulról éles, enyhén hullámos eróziós felület választja el az Am egységet felépítő agyagtól (2. ábra, b). Változó mértékben meszesen cementált, a cementáció egyes helyeken kivehetetlenné teszi a rétegformákat. Anyaga közepesen osztályozott, aprószemcsés, az alsó eróziós felület közelében néhol középszemcsés homok. Az eróziós felületre közvetlenül települő rétegformákban sok szabálytalan formájú, viszonylag koptatott, 2–5 mm átmérőjű mészcsozó fordul elő, melyek koptatottságuk alapján a homokkal együtt szállíthatottak. Az egység alsó részén a keresztretegzett kötegek vastagsága átlagosan 50 cm, de helyenként a 80–90 cm-t is eléri, míg feljebb a 20–30 cm vastag kötegek a leggyakoribbak, és a legnagyobbak sem haladják

meg az 50–60 cm vastagságot. Az egységet alulról határoló eróziós felszín felett 5 méterrel már a közbetelepülő finomhomokos–aleuritos szintek (Hf egység) is megjelennek.

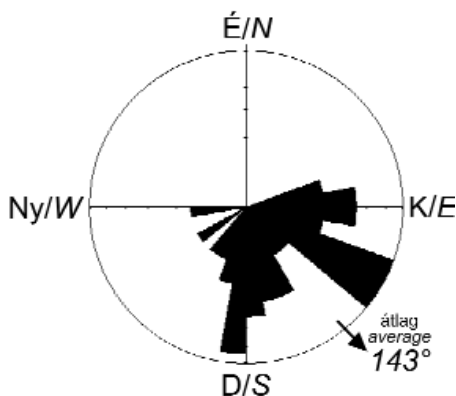
A keresztretegzés dőlésirányai — melyek az egykori üledékszállítás irányának felelnek meg — a feltárás mentén mindenütt uralkodóan délkelet felé mutatnak (4. ábra), szórásuk viszont jelentős, különösen a fáciesegység legalsó 1–1,5 méterében (3. ábra).

**Hf: aleurit és finomszemcsés homok**

A már bemutatott vályúsan keresztretegzett (Hv) fáciesegység felső részén belül oldalirányban több tíz méteren át is követhető három, környezeténél jóval finomabb szemcseméretű üledékből álló, 20–30 cm vastagságú szint (2. ábra, c). Ezeket elsősorban aleurit, helyenként keresztlemezes finomszemcsés homok építi fel; alsó és felső határuk éles, megközelítőleg egyenes, vízszintes felület. A legalsó ilyen képződmény 5 méterrel a Hv egység alsó határa felett jelenik meg (3. ábra).

*A feltárás értelmezése*

A völgy nagy része olyan homoktestet tár fel, melyben a rétegformák mérete, ill. a szemcseméret egyaránt felfelé csökkenő tendenciát mutat. Az előforduló legnagyobb keresztretegzett kötegek, vagyis egykori víz alatti dűnék 80 cm-es magassága alapján ALLEN (1968) képletével számítva az üledéket lerakó vízfolyás legnagyobb mélysége 6–7 méternek adódik. A felfelé csökkenő kötegméret tanúsága szerint ez a mélység az üledékképződés során fokozatosan egyre kisebbé vált. Az egykori folyásirány a keresztretegzés dőlésirányai (4. ábra) alapján északnyugatról délkelet felé

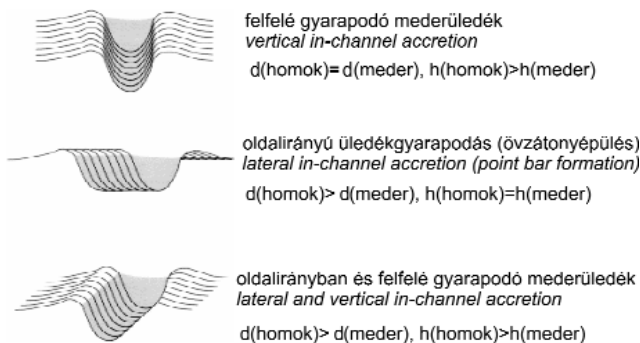


4. ábra. A szállítási irányok összesített megoszlása (53 mérés alapján) a vértessacsi Csönget-völgy feltárásában

Figure 4. Overall distribution of palaeocurrent directions (from 53 data) in the Csönget Valley outcrop

mutatott. Látható, hogy a homoktestet keleti irányból és alulról agyag határolja, más irányokban viszont kiterjedése a feltárás alapján nem állapítható meg, így vastagságára is csak alsó korlátot jelent az itt megjelölt 7,5 méter.

A folyóvízi üledékképződés során kialakuló, a látotthoz hasonló nagyságrendű homoktestek mederüledékeknek feleltethetők meg, míg az ezeket körülvevő, élesen elkülönülő pelites képződmények valószínűleg ártéri környezetben halmozódtak fel. A mederüledékek felhalmozódási ütemében, gyarapodási irányában azonban jelentős különbség mutatkozik különböző típusú folyók között (5. ábra; MAKASKE 2001, GIBLING 2006), az üledékes rétegsorokból is lehetővé téve a fosszilis folyók típusának meghatározását. A meanderező folyók övzatonyai a kanyarulatok fejlődése nyomán jellemzően oldalirányban épülnek, a felfelé gyarapodó mederüledékek pedig az ún. szövedékes folyótípusra (*anastomosing river*, SMITH & SMITH 1980) jellemzőek. Természetesen a jól definiálható folyótípusok közötti átme-



**5. ábra.** Különböző szélesség/vastagság ( $d/h$ ) arányú mederüledék-testek kialakulása (MAKASKE 2001 nyomán). A keletkező homoktest kiterjedése felfelé való üledékgyarapodás esetén függőlegesen, oldalirányú gyarapodás esetén oldalirányban haladja meg az eredeti meder méretét, ám a kétféle épülési irány együttesen is előfordulhat

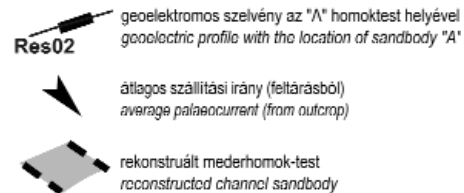
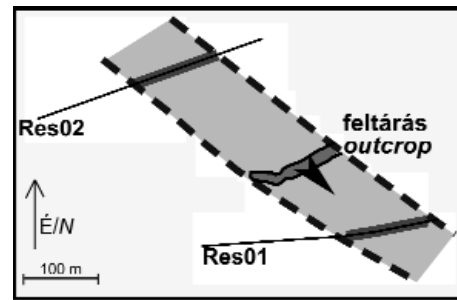
**Figure 5.** Formation of channel sandbodies with different width/thickness ( $d/h$ ) ratio (after MAKASKE 2001). In case of vertical accretion, the vertical extent of the sandbody exceeds the size of the original channel, while lateral accretion forms a sandbody horizontally larger than it. However, the two types of accretion can occur together

netekkel, tehát oldalirányú és felfelé történő mederüledékgyarapodás együttes jelenlétével is gyakorta találkozhatunk.

A fentiekből kiderül: a Csönget-völgyben látott üledékeket létrehozó folyó típusának megállapításához szükségünk van arra, hogy a homoktestet a feltárást jelentő kis völgyön túl is lehatároljuk. Ezt teszi lehetővé a már bemutatott geofizikai módszer, a geoelektromos szelvényezés.

### Vértesacsca, geoelektromos szelvények

Az előzőekben bemutatott feltárástól 100 m-re délre és 170 m-re északra, a völgyfalakkal közel párhuzamosan került felvételre egy-egy 312 m hosszúságú geoelektromos szelvény (6. ábra). Az alkalmazott 4 méteres elektródátávolsággal 35–40 méteres behatolási mélység volt elérhető, azaz még a kb. 20 méter mély Csönget-völgy talpánál mélyebben lévő rétegekről is képet kaphattunk. Az ilyen



**6. ábra.** Az egymással korrelált mederhomok-előfordulások helyzete a geoelektromos szelvényekben és a feltárásban, ill. az ezek alapján rekonstruált, ÉNy–DK irányban elnyúló mederhomok-test becsült körvonalai

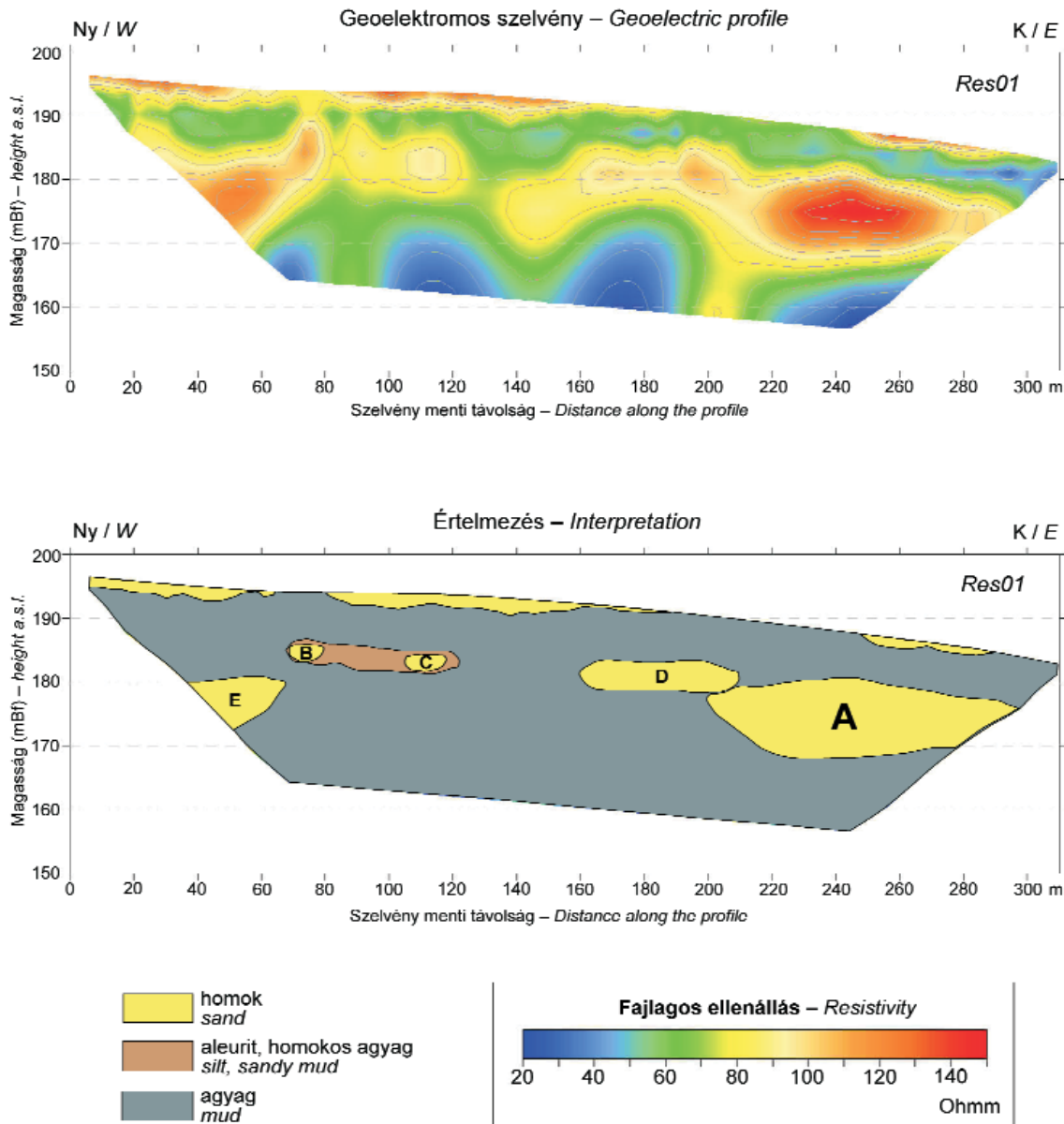
**Figure 6.** Locations of the correlated occurrences of channel sands in Csönget Valley outcrop and the nearby geoelectric profiles. Connecting these locations, a NW–SE trending ribbon of sand (ancient channel) can be reconstructed

elektródátávolsággal járó felbontás lehetővé teszi a folyóvízi rétegsorban várható, legalább néhány méteres nagyságrendű homoktestek azonosítását. A szelvények nyomvonalának kijelölésekor feltételeztük, hogy az ott mért szállítási irányoknak megfelelően a feltárásban megjelenő mederüledék — azaz homoktest — ÉNy–DK irányban nyúlik el. Várható tehát, hogy folytatása a kijelölt szelvényekben megjelenik.

A szelvényekben jól elkülönülnek a különböző ellenállású üledékek: a nagyobb ellenállású, homoknak megfeleltethető testeket jóval kisebb ellenállású, pelitesként értelmezett üledék veszi körül.

### Déli (Res01) szelvény

A szelvény legszembetűnőbb eleme a keleti részén, a tengerszint feletti 170–180 m között elhelyezkedő nagy ellenállású, vélhetően homokból álló forma (7. ábra, „A”). Ezt a formát alulról és felülről közel vízszintes felületek mentén jóval kisebb ellenállású, agyagosnak tekintett rétegek határolják. A határoló felületek szelvényen látható egyenetlenségét megmagyarázhatja, hogy a homoktest legnagyobb ellenállású része a feldolgozás során kisebb kivastagodásként jelenhet meg. E formával látszólag összefügg a tőle nyugatra (a szelvény menti 160–205 m közt) és pár méterrel magasabban látható, mintegy 3 m vastagságú, szintén homoknak minősíthető részlet (7. ábra, „D”), ám fontos megjegyeznünk, hogy a két homoktestet esetlegesen elválasztó keskeny, kis ellenállású zóna a szelvényben nem feltétlenül jelenik meg.



7. ábra. A csönget-völgyi feltárástól délre felvett geoelektromos szelvény (Res01) és földtani értelmezése  
 Figure 7. Geoelectric profile (Res01) south of Csönget Valley outcrop, with geological interpretation

A szelvény nyugati részén, szintén a tengerszint feletti 170–180 m között is egy nagy ellenállású folt látható (7. ábra, „E”). Ez egy szélesebb, a szelvénytől nagyrészt nyugatra húzódó homoktest elvégződését jelezheti. Kissé keletebbre, a szelvény menti 65–80 m közt lévő, a tengerszint feletti 180 m fölé emelkedő „folytatása” azonban már kisméretű (10–15 m széles, néhány méter vastag) homoktestként (7. ábra, „B”) értelmezhető, amely kelet felé mintegy 50 m hosszan a környező agyagnál némileg nagyobb ellenállású szintben folytatódik. Ez a szint vélhetően aleuritből vagy homokos agyagból áll, 105–115 m közötti szakaszán az ottani nagyobb ellenállás alapján ismét a homok uralkodóvá (7. ábra, „C”).

A felsorolt durvább szemcseméretű üledéktesteket körülvevő agyagban észlelhető inhomogenitásoknak — így

a szelvény legalsó részén látszó, 40 Ohmm alatti fajlagos ellenállású „réteg” erősen hullámos felső határának — nincs földtani jelentősége. Ezt a hatást felszínközeli rétegek és a domborzati változások hatására hozza létre a számítógépes inverzió.

#### Északi (Res02) szelvény

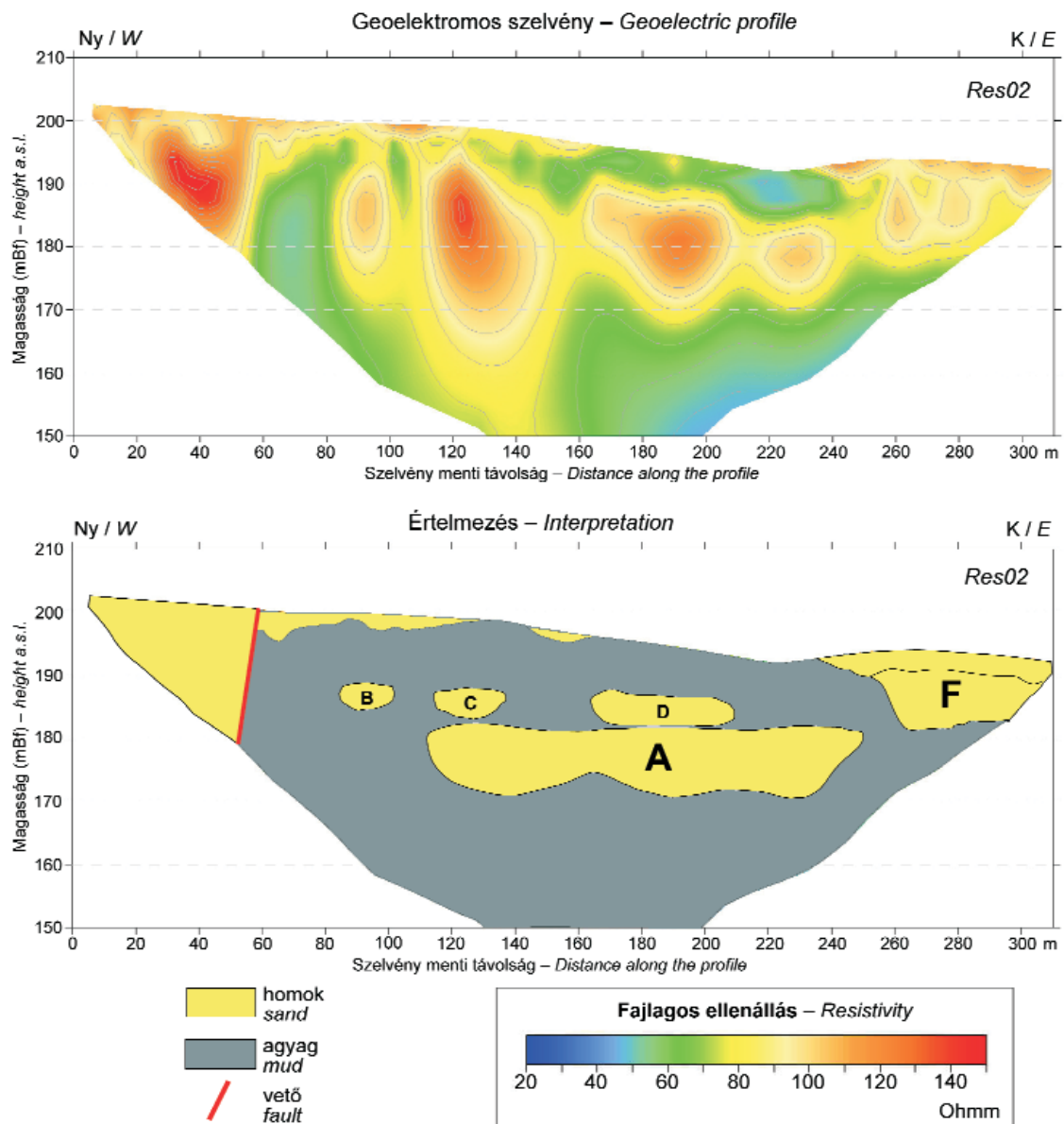
A szelvény középső szakaszán a tengerszint feletti 170–190 m közötti szintben négy nagy ellenállású folt rajzolódik ki. Ezek közül a szelvény menti 120–240 m között elhelyezkedő három folt egységes homoktestnek tekinthető (8. ábra, „A”), melynek a feldolgozott szelvényen látszó háromszatú jellegét a felette elhelyezkedő üledékek változó ellenállása idézi elő. A homoktest középső részének (szelvény menti 170–210 m között) felfelé való kivas-

tagodását valós jelenségnek tekintjük, mivel a felszíntől alig 10 m-re a mérés felbontása mindenképpen elegendő ekkora részletek megjelenítéséhez. A földtani háttér ismeretében (miszerint a homoktestek mederüledékek) ugyanakkor valószínűbb, hogy ez a „kivastagodás” valójában egy, az „A” jelű fölé települő újabb, legfeljebb 3–4 m vastagságú homoktest („D”) megjelenése.

Még nagyobb vastagságú és ellenállású foltként jelenik meg az „A” homoktest nyugati, a szelvény menti 120–150 m között elhelyezkedő része. Feltűnő azonban, hogy ezt egy keskeny, földtanilag nehezen értelmezhető, 80 Ohm körüli ellenállásúnak látszó sáv köti össze a felszíni (negyedidőszaki) nagy ellenállású réteggel. Az értelmezéskor így számolnunk kell azzal a lehetőséggel, hogy a mélyben lévő homoktest a felszíni rétegek hatása, tehát mérési effektus miatt tűnik a valóságnál vastagabbnak. A 8. ábrán

látható értelmezés szerint a kérdéses nagy ellenállású alakzatot is együttesen alakítja ki a kiterjedt „A” és a fölötte települő, jóval kisebb „C” homoktest. A nagy ellenállású foltnak a tengerszint feletti 170 m alá nyúló része ugyanakkor valószínűleg a már említett mérési effektus eredménye.

A felszíni nagy ellenállású rétegek által előidézett torzítás lehetőségét figyelembe kell vennünk a 85–100 m közötti nagy ellenállású foltnál is. Ez alapján valószínű, hogy itt csupán egy néhány méter vastag durvább szemcseméretű üledéktest (8. ábra, „B”) található. A szelvény menti 50 méternél élesen kirajzolódik egy közel egyenes, meredek szögben nyugat felé dőlő felület: ettől nyugatra legalább 20 méter vastagságban nagy ellenállást látunk. Ez a felület értelmezésünk szerint valószínűleg vető, amely mentén a 20 métert meghaladó függőleges elmoz-



8. ábra. A csönget-völgyi feltárástól északra felvett goelektromos szelvény (Res02) és földtani értelmezése

Figure 8. Geoelectric profile (Res01) north of Csönget Valley outcrop, with geological interpretation

dulás eredményeként egy igen vastag, oldalirányban ismeretlen kiterjedésű homoktest került a mai felszín közelébe. Ez a homoktest a vetőtől keletre azonosított, előzőekben tárgyalt formák egyikével sem hozható kapcsolatba.

A szelvény legkeletibb részén, a felszín közvetlen közelében szintén megfigyelhető egy 10 métert elérő vastagságú, nagy ellenállású képződmény („F”). Ez egy, a leképezett szakasztól kelet felé is folytatódó, függőleges kiterjedése alapján az „A” jelűhöz hasonló homoktestként értelmezhető, ami közvetlenül érintkezik a felszín menti vékony, ám még kiugróbb ellenállású negyedidőszaki összlettel.

### A geoelektromos szelvények és a csönget-völgyi feltárás együttes értelmezése

A geoelektromos szelvényezés fő célja az volt, hogy lehetőség nyíljon a csönget-völgyi feltárásban vizsgált homoktest felszín alatti folytatásának azonosítására. Mivel mederüledékről van szó, az egykori folyásirányban, vízszintesen elnyúló üledéktestre lehetett számítani. A várt jellemzőknek jól megfelel a Res01 szelvény keleti részén azonosított „A” jelű homoktest, hiszen alsó határa egy szintbe esik a feltárásban látható vályúsan keresztretegzett homok alsó, eróziós határával. Szélessége (100 m) és magassága (10 m) eléri, ill. meghaladja a feltárásban látható (100 m széles, 7,5 m magas) részlet nagyságát. Ugyanebben a szintben helyezkedik el a Res02 szelvény „A” homoktestje, melynek 10 méteres vastagsága és 120 méteres szélessége szintén megengedi, hogy megfeleltessük a csönget-völgyi mederüledékeknek. A két szelvényben azonosított részletek és a feltárás összekötésével északnyugat–délkelet irányú egykori meder rajzolódik ki (6. ábra).

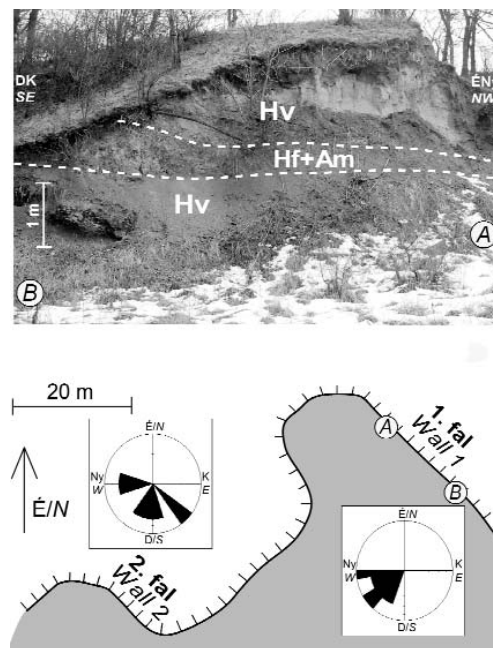
A szelvényekben látható kisebb homoktesteket („B”, „C”, „D”) vizsgálva szembetűnik, hogy ezek 180–190 m tengerszint feletti magasság között mindkét szelvényben szinte azonos elrendeződést mutatnak. Ez valószínűvé teszi, hogy a felsorolt alakzatok a két szelvény között szintén megfeleltethetők egymásnak, tehát a nagy mederüledéktesthez („A”) hasonlóan ÉNy–DK irányban hosszan elnyúló, pelittel körbevett testek. Kis méretük azonban arra utal, hogy más módon keletkeztek: valószínűleg nem a fő folyómederhez, hanem azzal kapcsolatban álló kisebb medrekhez köthetők. Ilyen medrek jellemzően az ún. ártéri hordalékkelebek (JORGENSEN & FIELDING 1996), vagyis az áradás idején a mederből az ártérre kilépő víz által lerakott üledéktesteken jelennek meg. Ebben az esetben az sem meglepő, hogy az egyes csatornák homokja között a hordalékkelebek fő tömege is megjelenik az ártéri agyagokét kissé meghaladó ellenállással, azaz kissé durvább szemcsemérettel (aleurit vagy homokos agyag) — ahogyan azt a Res01 szelvény „B” és „C” homoktestjei között látjuk. A szelvényekkel csupán részben leképezett 10 m körüli vastagságú homoktestek („E”, „F”) jelenléte azt valószínűsíti, hogy a vizsgált összletben egy nagyobb területre kiter-

jedő vizsgálat több, az „A” jelűhöz hasonló mederüledéktestet is kimutathatna.

Összességében tehát megállapítható, hogy a Csönget-völgyben egy körülbelül 100 méter széles, mintegy 10 m vastagságú, pelites ártéri üledékekkel körülvett mederüledék-test jelenik meg, melyet jóval vékonyabb, vélhetően ártéri hordalékkelebeknek tulajdonítható homok- és aleuritfelhalmozódások kísérnek. A mért üledékszállítási irányok és a homoktest megnyúltsága alapján a mederben a víz északnyugatról délkelet felé áramlott. A mederüledék legnagyobb rétegformáinak méretéből számítható 6–7 méteres vízmélység jelentősen elmarad a homoktest vastagságától. A feltárásban látott 7,5 méter vastagságú részlet egyenes felfelé finomodó (ill. felfelé egyre kisebb rétegformákat mutató) tendenciája mindazonáltal alátámasztja, hogy a homok egyetlen mederhez tartozik, tehát nem két, egymás fölé települő mederüledék-testet látunk — azaz mindenképpen jelentős volt a felfelé történő üledékgyarapodás.

### Vértesacsca, Agyagos-völgy, feltárás

Az Agyagos-völgyben lévő kis homokfejtés több falán is megjelennek a Vértesacscai Formáció üledékei és az ezeket fedő pleisztocén löszös homok. A feltártsági viszonyok két falon tették lehetővé a részletes észlelést és a szállítási irányok mérését (9. ábra). A Vértesacscai Formáción belül a Csönget-völgy feltárásából már ismert fáciesegységek jelennek meg, ezek elrendeződése és jellemzőik azonban némileg eltérnek az ott látottaktól.



9. ábra. Az Agyagos-völgy (Vértesacsca) feltárásának vázlatos térképe, az egyes falakon mért szállítási irányok megoszlásával és az 1. fal fotójával, melyen kirajzolódik a mederhomok-testek (Hv fáciesegység) közé települő pelites szint (Hf+Am fáciesegységek)

Figure 9. Overview map of Agyagos Valley outcrop, with the distribution of palaeocurrent directions on each wall. On the photo of wall 1, a pelitic level (units Hf and Am) is intercalating between two channel sandbodies (unit Hv)



### Hv: apró-és középszemcsés, vályúsan keresztarétegzett homok

Az 1. falon (9. ábra) annak délkeleti részén kb. 1 m magasságig, majd egy pelites szintet (Hf és Am egység) követően egy látszólag ÉNy felé dőlő eróziós felület és a pleisztocén képződmények alsó határa között, 1–3 m vastagságban figyelhető meg. A 2. falon — amely teljes egészében, vagyis 2–3 m vastagságban ezt az egységet tárja fel — az előbbiektől a magasabb helyzetű homokos egység folytatása látható.

Ennek anyaga jellemzően aprószemcsés, csupán egyetlen keresztarétegzett köteget alkot középszemcsés homok. A keresztarétegzett kötegek vastagsága 10 és 90 cm között változik. Ezen belül tendencia csupán az 1. fal magasabb helyzetű homoktestjében észlelhető, melynek alsó határa közelében fordulnak elő a legnagyobb rétegformák, míg 2–3 méterrel magasabban a kötegvastagság már nem haladja meg az 50 cm-t. Az alsó homoktest látható részében 45 cm a maximális kötegvastagság.

Az 1. falon a keresztarétegzés dőlésirányai, azaz az egykori szállítási irányok átlagosan délnyugat (239°) felé mutatnak, viszonylag kis szórással (9. ábra). A 2. falon mért adatok szórása már nagyobb, mivel a délnyugati–nyugati dőlésirányú kötegek között déli–délkeleti dőlésűek is megjelennek, így az átlagos dőlésirány is délnek (179°) adódik.

### Hf: finomszemcsés homok

Az 1. fal két homoktestjét elválasztó, uralkodóan pelites szinten belül egy kb. 70 cm vastag, vízszintesen települő réteg anyagát adja. Alsó határa éles, míg felfelé egy néhány centiméter vastag átmeneti szakaszon keresztül olvad bele az Am egység agyagjába. Üledékszerkezetek nem figyelhetők meg benne.

### Am: rétegmentes, mészfelhalmozódásos agyag

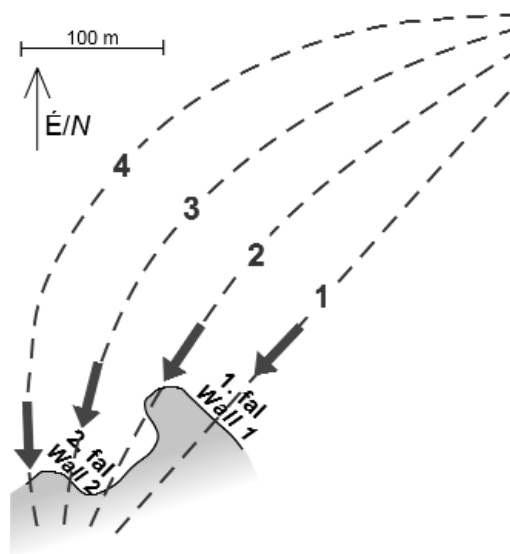
Az 1. fal két homoktestje közötti, már említett pelites szint fő tömegét alkotó, javarészt sötétszürke agyag tartozik ebbe a fáciesegységbe. A Hf egység szintje alá eső szakasz elszórtan 1–3 cm átmérőjű mikrites mészkonkréciókat tartalmaz.

### Értelmezés

Az ártéri üledékként értelmezhető finomszemcsés, ill. pelites fáciesegységek két különálló, vályús keresztarétegzésű homoktest között találhatóak, azaz két meder üledékeit választják el egymástól. Az idősebb, az 1. fal alsó részén kibukkanó homoktestet létrehozó meder a rétegformák vastagsága alapján legalább 4 m mély volt, vize a dőlésirányok tanúsága szerint délnyugat felé folyhatott. A fiatalabb homoktestet egy, eleinte 6–7 m mélységű, majd a kötegméret felfelé való csökkenése alapján 4–5 méteresre sekélyedő meder rakhatta le. A vízfolyás sekélyedésének ez a jele a meder alját jelentő eróziós felülethez jóval közelebb válik egyértelművé, mint a Csönget-völgyben. Ez felveti, hogy a tendencia övzátanyépülés, vagyis oldalirányú

üledégyarapodás eredményeként alakult ki. Erre utaló jelnek tekinthetjük a homoktest két falon mért szállítási irányai közti eltérést is, amit jól megmagyaráz, ha egy folyókanyarulat fejlődése, és az ezzel járó, a mederbevágódás helyétől (a homoktestet alulról határoló eróziós felületről) ÉNy felé történő övzátanyépülés nyomán fordult délnyugatról déliesre az egykori folyásirány (10. ábra).

A két mederhomok-test között elhelyezkedő agyagos szintben előforduló mészkonkréciók az egykori ártéren zajló talajképződés jelei. Arid klíma, illetve tartós száraz időszakok esetén a talajba leszivárgó víz párolgása folytán bizonyos mélységben kalcium-karbonátra nézve túltelítetté



10. ábra. Északnyugat felé épülő övzátany fejlődésének lépései (felülnézetben) az ennek során létrejövő folyásirányokkal

Figure 10. Subsequent steps of the formation of a point bar accreting north-westwards (in flat view) with the changes of flow direction

válík, így megkezdődik a mészfelhalmozódás. E folyamat során előbb kisebb-nagyobb meszes gumók, majd összefüggő meszes kérgek, ún. caliche-ok alakulnak ki. Az utóbbiak képződéséhez szükséges időtartam különböző vizsgálatok szerint néhány ezer (pl. HAY & REEDER 1978, KHADKIKAR et al. 2000) és néhány tíz- vagy akár százezer év (pl. REEVES 1970, GILE 1975, HUBERT 1978, CANDY et al. 2004) között alakul. A mészfelhalmozódás ütemét a tapasztalatok szerint elsősorban a hőmérséklet befolyásolja (RESTALLACK 1990; I. táblázat). Tízezer évnél rövidebb idő alatt létrejövő fejlett mészkonkréciókra vagy caliche-okra elsősorban 20 °C körüli évi középhőmérséklet mellett számíthatunk, a Pannon-medence késő-miocénjére és pliocénjére jellemző 13–14 °C-os értékek (NAGY 2005, ERDEI et al. 2007) esetén több tízezer évre becsülhető a kialakulásukhoz szükséges időtartam. Az egykori karbonátellátottság nehezen számszerűsíthető mértéke természetesen bizonytalansággal terheli a becslést.

Ez az érték arra utal, hogy esetünkben az ártéri üledék-képződés üteme igen lassú lehetett, több tízezer év során legfeljebb 1–2 métert tehetett ki, hiszen ennél gyorsabb

I. táblázat. A mészfelhalmozódás üteme különböző éghajlati viszonyok mellett jelenleg képződő talajokban (RETALLACK [1990] adatai). A képződési idő kiszámításához a meszes szintek  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát  $300 \text{ mg/cm}^3$ -nek tekintettük (Soil Survey Staff [1996] nyomán)

**Table I.** Recent rates of pedogenic carbonate accumulation under different climatic conditions (data of RETALLACK [1990]). For calculating the duration of the formation of calcic horizons, their  $\text{CaCO}_3$  concentration was regarded as  $300 \text{ mg/cm}^3$  (based on the definition of Soil Survey Staff [1996])

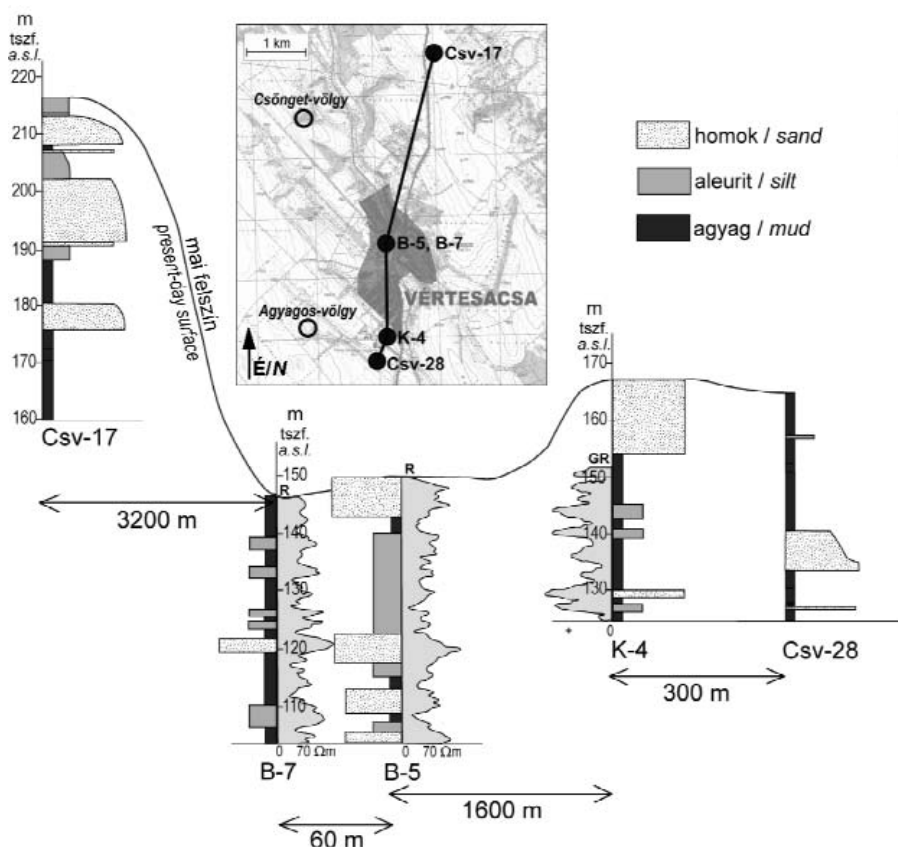
	Évi középhőmérséklet Annual mean temperature	Évi csapadékösszeg Annual precipitation	Mészfelhalmozódás üteme, $\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{év})$ Rate of carbonate accumulation $\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{year})$	20 cm vastag meszes szint számított képződési ideje Calculated duration of the formation of a 20 cm thick calcic horizon
Roswell (New Mexico, USA)	17,2 °C	320–355 mm	0,51	11 800 év/years
Las Cruces (New Mexico, USA)	15,5 °C	204 mm	0,26	23 100 év/years
Boulder (Colorado, USA)	9,7–11,0 °C	376–472 mm	0,09	66 700 év/years

üledékfelhalmozódás esetén a mészfelhalmozódás zónája — mely a talajfelszínhez képest közel állandó mélységben helyezkedik el — már a mészkonkréciók kialakulása előtt elhagyta volna az üledék adott szintjét. Az agyagon belül megjelenő finomszemcsés homokbetelepülés ugyanakkor arra utal, hogy a lassú üledékképződést egy ízben a mederből kilépő ártéri hordalékkelebezy homokjának lerakódása szakította meg.

### Fúrású rétegsorok Vértesacsai térségében

A feltárások, ill. a geoelektromos szelvények vizsgálata után felmerül a kérdés, hogy az ezekben látott rész-

letek alapján tett megállapítások mennyiben jellemzőek a Vértesacsai Formáció itteni kifejlődésére. Ennek megválaszolására érdekében áttekintettük a Vértesacsai közeli mélyült víz- és bauxitkutató fúrások rétegsorát. Az ezekből összeállított É–D irányú szelvényen (11. ábra) szembevetendő, hogy a Vértesacsai Formáció üledékeinek túlnyomó része, a vizsgált rétegsorok összesítése alapján 73%-a agyag, ill. aleurit, amin belül elszigetelt homokos szintek jelennek meg. Ez utóbbiak nagy része 5–10 m vastagságú, de néhány jóval vékonyabb homokbetelepülés is előfordul. Figyelemre méltó, hogy a vastag homokos szintek is csupán egy helyen, az egymástól mindössze 60 méterre lévő B–7 és B–5 jelű fúrások között (a tengerszint



11. ábra. A Vértesacsai Tagozat litológiai összetétele Vértesacsai közelében mélyült vizkutató fúrások rétegsorában, néhány geofizikai szelvény (B–7, B–5: ellenállás, K–4: természetes gamma) feltüntetésével

Az 5–10 méter vastagságú homokszintek mederüledékként értelmezhetők, az egymástól távolabb lévő fúrások közti korreláció hiánya miatt kis oldalirányú kiterjedéssel

**Figure 11.** Lithological composition of Vértesacsai Member in the successions of water exploration wells, with some well-logs (B–7, B–5: resistivity, K–4: gamma-ray)

Sandbodies with thickness of 5–10 m can be interpreted as channel deposits; the lack of their correlation between boreholes further than 100 m to each other suggests that they are relatively narrow ribbons of sand

felett kb. 120 méterrel) feleltethetők meg egymásnak. Hasonló korreláció sem ugyanezen két fúrás többi homoktestje esetében, sem az egymástól távolabb (a K-4 és a Csv-28 esetében csupán 300 méterre) elhelyezkedő fúrások között nem lehetséges.

A fúrások rétegsorában megjelenő különböző vastagságú homoktesteket a geoelektromos szelvények esetében már látott módon értelmezhetjük: a vékonyabbak vélhetően ártéri hordaléklebenyeken rakódtak le, míg a vastagabbak mederüledékeknek tekinthetők. Az, hogy a mederüledéktetek egymáshoz közeli fúrások között is ritkán korrelálhatók, e képződmények korlátozott (legfeljebb 100 m körüli) oldalirányú kiterjedésére utal; a nagyobb méretű övzátányok épülése tehát nem lehetett jellemző a folyóvízi környezetre.

### Székesfehérvár, Aszal-völgy, feltárás

A Székesfehérvártól északra lévő Aszal-völgy keleti oldalában egy 100 méter hosszú, 5 méter magas, ÉÉK–DDNy csapású mesterséges fal tárja fel a Vértesacsai For-

mációt, ami e helyen kizárólag vályús kereszttrétegzésű homok, vagyis az előző feltárásokból leírt Hv fáciesegység formájában jelenik meg (12. ábra).

Ez a homok jellemzően közép szemcsés, csak elvétve fordulnak elő apró- vagy nagyszemcsés anyagból álló kereszttrétegzett kötegek. A szemcseméretben sem függőlegesen, sem vízszintesen nem láthatunk tendenciaszerű változást, eltekintve attól, hogy a köteghatárok mentén néhol 0,5–3 cm közötti átmérőjű, erősen meszes agyagklastok jelennek meg. A kereszttrétegzett kötegek vastagsága a feltárás bármely szintjében egyaránt 10 és 60 cm között szóródik. A homokban mért szállítási irányok (13. ábra) jelentős szórás mellett átlagosan kelet-délkelet (109°) felé mutatnak, a feltárás különböző részei között ebben sem mutatkozik eltérés.

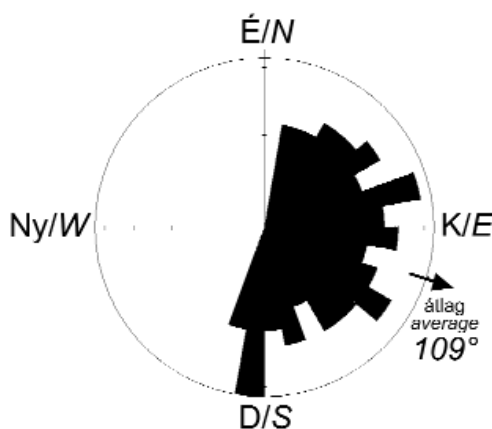
### Értelmezés

A feltárásban látott vastag homoktest anyaga egyértelműen mederüledéknek minősíthető. A köteghatárokon



12. ábra. Vályús kereszttrétegzésű homok (Hv fáciesegység) a székesfehérvári Aszal-völgyben

Figure 12. Trough cross-bedded sand (unit Hv) in the Aszal Valley outcrop



13. ábra. Szállítási irányok összesített megoszlása (79 mérésből) a székesfehérvári Aszal-völgy feltárásában

Figure 13. Overall distribution of palaeocurrent directions (from 79 data) in the Csönget Valley outcrop

itt-ott megjelenő meszes agyagklastok arra utalnak, hogy ez a meder is ártéri pelites üledékbe vágódott, ám sem maga a bevágódást jelző felület, sem annak közelségére utaló bélyegek (pl. az agyagklastok jelentősebb feldúsulása) nem figyelhetők meg a falon. Szintén hiányoznak a meder fokozatos elsekélyesedésének, közelgő felhagyásának, ill. eltolódásának jelei: még a feltárás legfelső szakaszán sem csökken a kötegvastagság és a szemcseméret. Mindez valószínűvé teszi, hogy a mederüledék alsó és felső határa nincs a feltárt rész közvetlen közelében, így a homoktest teljes vastagsága jóval meghaladhatja a közvetlenül észlelhető 5 métert. Mivel az észlelt kötegméreteken alapján a vízfolyás maximális mélysége is csupán 5 m körüli, valószínű, hogy a vértesacsai Csönget-völgyhöz hasonlóan itt is jelentős volt a felfelé való üledékgyarapodás.

A szállítási irányok tanúsága szerint a feltárás közel merőleges az egykori folyásirányra, így a fal 100 méteres

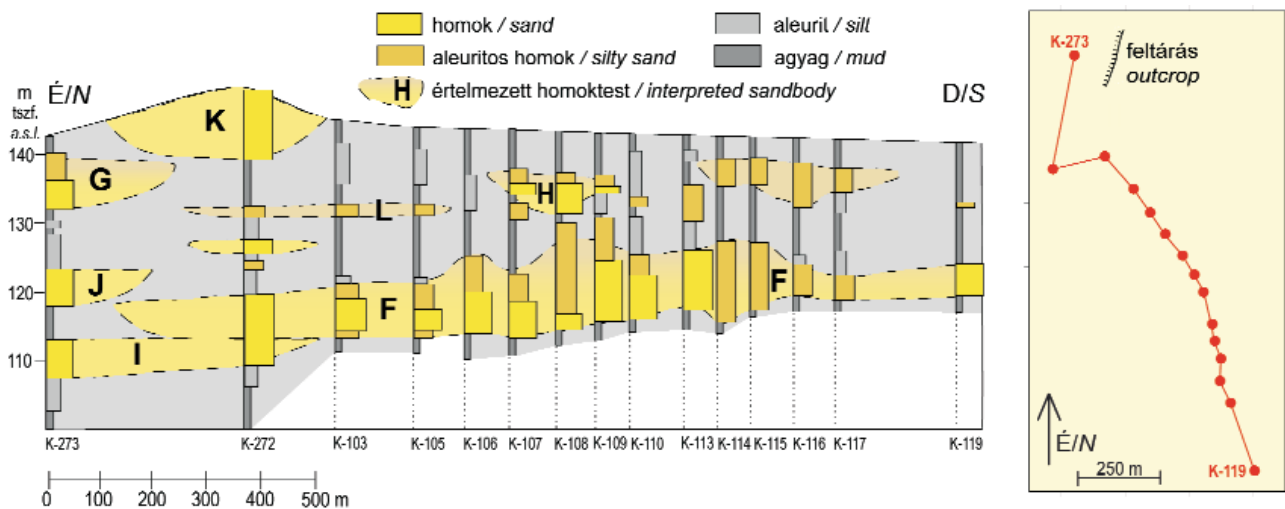
hossza a homoktest lehetséges szélességének alsó határát mutatja meg. Ezáltal az esetleges oldalirányú üledékgyarapodás mértéke közvetlenül nem derül ki, ám jelentősebb övzátanyépülés esetén (ahogyan a vértessacsi Agyagos-völgyben) ilyen méretű feltárásban már megjelenhetne a szállítási irányok fokozatos változása, esetleg az övzátanyépülés lépéseit jelző ún. laterálakkreciós felületek (COLLINSON 1986, GARCÍA-GIL 1993, WILLIS 1993) is láthatóvá válnának, hasonlóan a Nagyalföldi Formáció folyóvízi homokjának egyes Gödöllő környéki feltárásaihoz (UHRIN & SZTANÓ 2007). Esetünkben viszont a fenti bélyegek egyike sem figyelhető meg, így mindent egybevetve viszonylag stabil helyzetű, üledékeit elsősorban felfelé építő, kelet-délkeleti folyásirányú mederben rakódhatott le az itt látott homok.

### Fúrasi rétegsorok a székesfehérvári Aszal-völgyben

A Vértessacsi Formáció általános összetételének, a homoktestek kiterjedésének megállapításában ezen a területen is vízkutató fúrások rétegsorából összeállított szelvény volt segítségünkre (14. ábra). A nagyrészt ÉÉNy–DDK irányú szelvényben szembevetendő a pelit túlsúlya (összességében a rétegsorok 63%-a agyagból, ill. aleuritből áll), amin belül jól körülhatárolható, aleuritos

Több, olyan 5–10 m vastagságú homoktestet is találunk, ami csupán egyetlen fúrásban jelenik meg, vagy legfeljebb pár száz méteren át követhető. Ezek egy részének üledéke felfelé finomodik („G”, „H”), másutt ilyen tendencia nem mutatkozik („I”, „J”, „K”). Néhány, alig 1–2 m vastag homok-, ill. aleuritos homokszinttel is találkozunk a fúrásokban, melyek közül csak egyet („L”) lehet több fúrásán át (mintegy 300 m távolságon keresztül) korrelálni.

A vértessacsi szelvényhez hasonlóan a vastag homoktestek itt is mederüledékek lehetnek, míg a vékonyabbak (egyúttal gyakran aleuritosabbak) ártéri hordalékkelebe nyeken keletkezettek. Mivel a legalább 5 m vastagságot elérő 6 homoktest közül csupán egyetlen („F”) követhető pár száz méternél nagyobb távolságon, általánosságban itt sem feltételezhetünk jelentős mértékű övzátanyépülést. Az „F” homoktest kivételesnek látszó kiterjedését az is magyarázhatja, ha ez a meder a szelvényvel közel párhuzamos volt, vagyis az általa létrehozott hosszam elnyúló „homokszalagot” nem kereszt-, inkább hosszszelvényben látjuk. Természetesen az övzátanyeredet sem vethető el (a felfelé finomodó üledék is megfelelne ennek), ám ez esetben is inkább oldalirányú és felfelé való üledékgyarapodás együttes jelenlétével számolhatunk, hiszen utóbbi hiányában ilyen vastag üledéktestet csak 10 m-nél mélyebb vízfolyás építhetett volna fel. Ez a mederméret ugyanakkor a feltárásban



14. ábra. Vízkutató fúrások rétegsorából összeállított szelvény a székesfehérvári Aszal-völgy mentén. Az ártéri pelit jól körülhatárolható mederüledék-testeket vesz körül

Figure 14. Section along Aszal Valley, based on the successions penetrated by water exploration wells. Channel sandbodies are surrounded by large amount of floodplain silt and clay

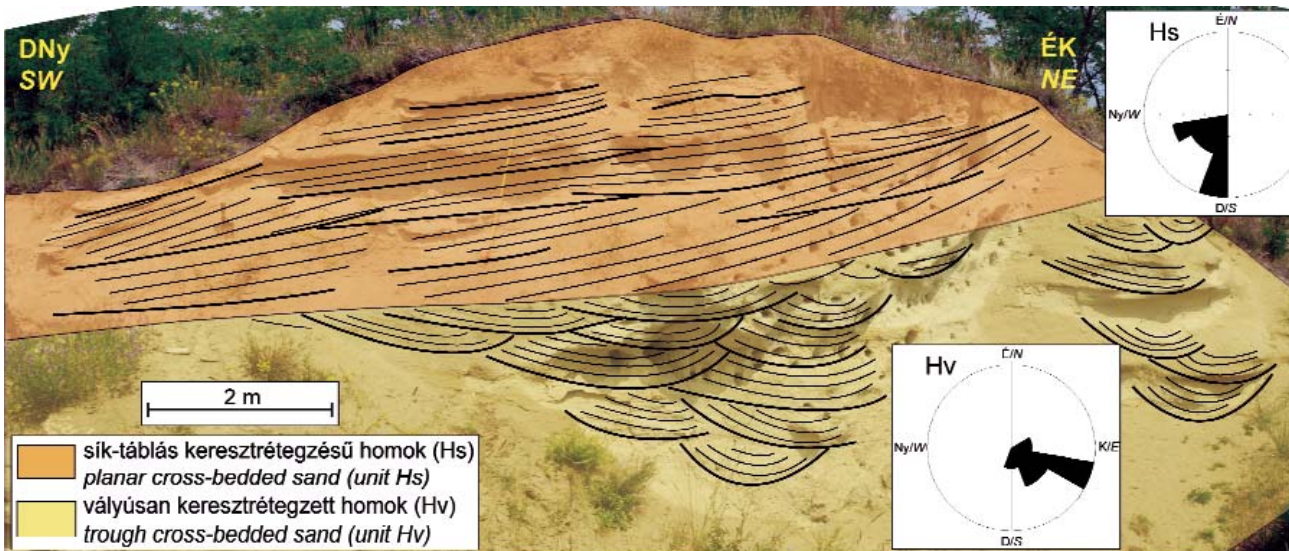
homokból, ill. homokból felépülő testek rajzolódnak ki. Ez utóbbiak közül az egyik legvastagabb („F”) a szelvény szinte teljes hosszában végighúzódik; vastagsága 10 m körüli, de felső határának helyzete bizonytalan, mert üledéke felfelé finomodva többé-kevésbé fokozatosan megy át a fedő pelitbe. A homoktest aleurittartalma déli irányban némileg növekszik, ezzel együtt helyzete is néhány méterrel magasabbra kerül a szelvény északi részéhez képest.

látottak és a fúrászelvény többi homoktestjének nagysága alapján nem volt jellemző a területen. Ha az üledék dél-délkelet felé és felfelé egyidejűleg épült, az a homok bázisának észak felé való lejtését is megmagyarázza az 5. ábrán vázolt eset mintájára. Ez utóbbi jelenség tektonikai kibillentéssel nem indokolható, miután a területre vízszintes településű rétegek, illetve a Dunántúli-középhegység felől az előtér irányába, dél-délkelet felé mutató, igen lapos (1–2°) szögű rétegdőlések jellemzőek.

### Pátka, feltárás

A Pátkától 2 km-re északra található kis homokfejtésben a Vértesacsai Formáció egyöntetűen homok formájában jelenik meg, ezen belül azonban a rétegformák alapján két, markánsan elkülönülő fáciesegységet jelölhetünk ki, melyeket egy délnyugat felé dőlő, sík eróziós felület választ el (15. ábra).

kelet-délkeleti folyásirányú, a 45 centiméteres maximális kötegvastagság alapján kb. 4 méter mély folyómederben történt. A feltárás kis mérete és a felszín alatti adatok hiánya miatt itt a homoktest térbeli kiterjedésére, épülési irányára nem tehetünk becslést. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a két fáciesegységet elválasztó felszín a folyó tulajdonságainak gyökeres átalakulására utal. Nemcsak a folyásirány fordult délnyugattira, hanem a folyó jellege is megvál-



15. ábra. A pátkai feltárás fáciesegységei és az ezekben mért szállítási irányok diagramja

Figure 15. Facies units of Pátka outcrop, with the distribution of palaeocurrent directions in each unit

**Hv:** középszemcsés, vályúsan kereszttrétegzett homok

A fent említett eróziós felület alá eső részen a többi feltárásból is leírt vályús kereszttrétegzésű homok látható, 10 és 45 cm közötti vastagságú kötegekkel. Anyaga szinte egyöntetűen középszemcsés homok, csupán egyes köteghatárok mentén jelenik meg néhány milliméter vastagságban aleurit, ill. finomszemcsés homok. A fáciesegységen belül a rétegformák nagysága csupán véletlenszerűen változik. Az egykori üledékszállítás iránya viszonylag kis szórással kelet-délkeleti (átlagosan 128°).

**Hs:** középszemcsés, sík-táblás kereszttrétegzésű homok

Az eróziós felület fölé eső szakaszon a „vályúk” helyett több méter hosszúságban elnyúló, 20–30 cm vastag táblás kötegek láthatóak, melyek jellemzően délnyugati dőlésű mellső lemezei csupán néhány fokban zárnak be a kötegeket határoló, 10–15°-os szögben szintén délnyugat felé dőlő sík felületekkel. E fáciesegység anyaga kizárólag középszemcsés homok.

### Értelmezés

A vályús kereszttrétegzésű homok lerakódása az előző feltárásokból rekonstruálthoz hasonló körülmények között,

tozott: a vályús kereszttrétegzéssel szemben a sík-táblás rétegformák kifejlődése nem a meanderező vagy stabil medrű (klasszikusan „szövedékesnek” tekintett), hanem a fonatos medrű folyók sajátossága (COLLINSON 1986). Utóbbiak vízmélységéről azonban a táblás kereszttrétegzett kötegek mérete nem ad információt, mivel ezeket nem az aljzaton kialakuló egyedi dűnék, hanem a fonatos meder zátonyainak közel folyásirányban épülő mellső lemezei hozzák létre (MIALL 1977).

### A késő-miocén–pliocén folyók jellemzése

Habár a Vértesacsai Formáció felszíni feltárásaiban nagyrészt homok jelenik meg, a fúrási rétegsorok és a geoelektromos szelvények alapján kiderül, hogy képződményeinek nagy részét az ártereken lerakódott pelites üledékek alkotják. Ezen belül kisebb arányban, elszigetelten jelennek meg az egykori medrekhez köthető homoktestek, ill. néhol az árterei hordalékkelebek homokja által alkotott kisebb üledékformák.

A rekonstruált medrek általában a rétegformák méretéből megállapított egykori vízmélységüknél nagyobb vastagságban raktak le homokot, jelezve üledékük felfelé történő gyarapodását. Övzátonyok viszont a homoktestek kis széles-

sége alapján, ill. a feltárások tanúsága szerint csak kevés helyen épültek. A felfelé történő üledékgyarapodás e túlsúlya azzal magyarázható, hogy a medrek helyzete oldalirányban viszonylag stabil lehetett (5. ábra). Ezt támasztja alá a homoktestek szélesség/vastagság aránya is. FRIEND (1983) szerint a 15-nél nagyobb szélesség/vastagság aránnyal jellemezhető homoktestek döntően oldalirányú épülést valószínűsítenének, míg az ennél kisebb arányok viszonylag állandó helyzetű medreket jeleznek. Természetesen a típusok közötti átmenetek fokozatosak, ám a Csönget-völgnél megfigyelt 8–12 körüli szélesség/vastagság arány (80–120 méter széles, 10 m vastag homoktest) már egyértelműen állandó mederhelyzetre utal, és a fúrások tanúsága szerint a hasonlóan keskeny, ám vastag homoktestek a területen általánosan jellemzik a Vértesacsai Formációt.

Miután a fonatos és a meanderező folyók medrei egyaránt folyamatosan változtatják helyzetüket, az állandó lefutású, üledéküket elsősorban felfelé építő medrek e folyótípusokra nem jellemzőek. Jól megfelel viszont a kép a szövedékes folyók klasszikus fáciesmodelljének (SMITH & SMITH 1980). A munkánkban azonosított homoktestek tágabb környezete nem ismert, ezért nem állapíthatjuk meg, hogy jelen vannak-e a folyótípus nevét adó, egyidejűleg aktív, egymásból elágazó medrek. Az elmúlt egy-két évtizedben világszerte kutatott számos recens és fosszilis folyóvízi környezet rekonstrukciója azonban világossá tette, hogy a medrek oldalirányú stabilitását, üledékeik felfelé való gyarapodását nem feltétlenül kíséri az elágazások jelenléte (NANSON & CROKE 1992, MAKASKE 2001). A vértesacsai Csönget-völgy és a székesfehérvári Aszal-völgy helyén rekonstruált medrekről tehát így is kijelenthető, hogy kis kanyargósságú, stabil helyzetű vízfolyásokhoz tartozhattak, melyek vize a szállítási irányok, ill. a Csönget-völgy esetében a geoelektromos szelvényekből adódó nyomvonal alapján nyugat-északnyugatról kelet-délkelet felé áramlott.

A hosszú időn át stabil medrű (klasszikusan szövedékesnek tekintett) folyók által lerakott üledékes összletek további jellegzetessége a homok kis mennyisége az ártéri pelitekhez viszonyítva (BRIDGE & LEEDER 1979). A Vértesacsai és a székesfehérvári Aszal-völgy térségében mélyült fúrások rétegsorának kis homok/agyag aránya (előbbi területen a rétegsor 27%-át, utóbbi helyen 37%-át alkotja homok) is alátámasztja a stabil helyzetű medrek jelenlétét.

A fenti általános képnek a vértesacsai Agyagos-völgyben azonosított meanderfejlődés sem mond ellent, hiszen miután a folyótípusok közötti átmenet fokozatos, néhol az alapvetően stabil medrű folyók mentén is megjelenhetnek övzónák. A pátkai feltárás sík-táblás keresztregesztett homokjárt lerakó, délnyugat felé áramló, vélhetően fonatos medrű folyó viszont jelentősen eltérő feltételek között jöhetett létre.

### Ősföldrajzi következtetések

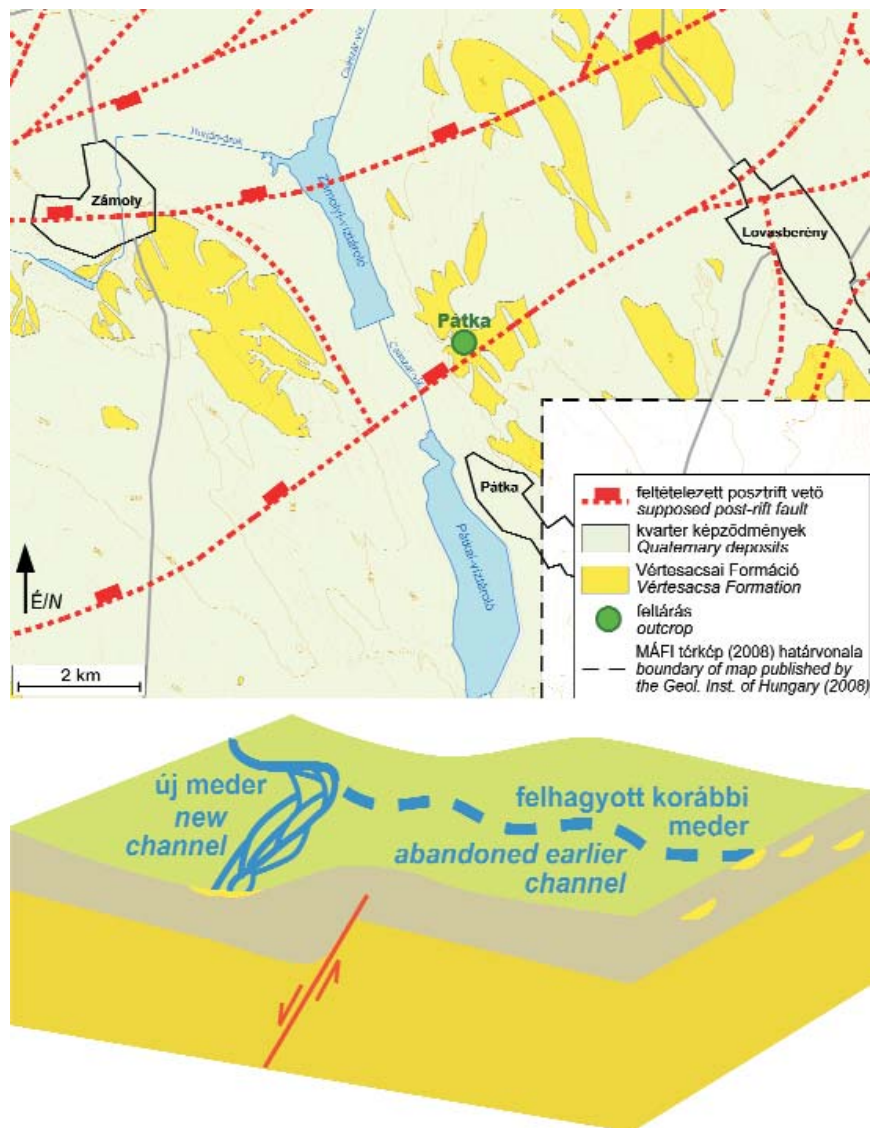
Az előzőekben jellemezhető hasonló, stabil medrű folyók, ill. szövedékes folyóhálózatok általában más (mean-

derező és fonatos) folyótípusokhoz képest kis esésű térszíneken, a vízfolyások ebből következően csekély energiája mellett fejlődnek ki (SCHUMM & KHAN 1972, KNIGHTON 1984). A medrek helyzetét tovább stabilizálja, ha az árterek üledéke az ottani talajképződésnek, ill. növényzetnek köszönhetően nehezen erodálható (FRIEND et al. 1979, GIBLING & RUST 1990, HUANG & NANSON 1997). A Vértes előterében ilyen tényező volt az ártéri agyagokban megfigyelt mészfelhalmozódás, ami jelentős időszükséglete miatt arra is utal, hogy a területen a medencealjzat sülyedésének üteme (amivel az ártéri üledékképződés lépést tart) nem haladta meg az 1–2 métert néhány tízezer év alatt. Tehát a Pannon-medence más részeihez viszonyítva kimondottan lassan sülyedő területről volt szó, ahol a Pannon-tó ottani részének feltöltődését követően kialakult alluviális síkságon — a rekonstruált medrek kis esésének tanúsága szerint — még a mai, főként meanderező folyók járta Alföldhöz viszonyítva is csekély szintkülönbségek lehettek jellemzőek.

A különböző helyeken egymással jó összhangban lévő szállítási irányok valószínűvé teszik, hogy a terület késő-miocén–pliocén medreinek vize döntően délkeleti irányban folyt. Ez összhangban van a Pannon-medence feltöltődéséről alkotott elképzelésekkel (JUHÁSZ & MAGYAR 1992, MAGYAR et al. 1999), melyek szerint a terület folyói a medence északi és nyugati peremét jelentő hegységkeret felől a medence belső, ill. déli, délkeleti területei felé tartottak.

Ezt a képet azonban egyes helyeken olykor jelentősen átalakíthatják a helyi tektonikai hatások. A pátkai feltárásból rekonstruált fonatos meder kialakulásához a vízfolyás energiájának lényeges növekedésére volt szükség, ami elsősorban az esés növekedésének lehet a következménye. A folyóirány itt megfigyelt délnyugatra fordulását szintén az egykori topográfia átalakulása okozhatta. Felmerül azonban a kérdés: mi idézhetett elő ilyen átalakulást az általánosságban véve lassan sülyedő síksági területen? A választ a Vértes közelmúltban végzett földtani térképezése (FODOR et al. 2008) során feltételezett „posztrift” (tehát a pannóniában, ill. esetleg még azt követően is aktív) vetők nyomvonala adhatja meg. A 16. ábrán jelzett, a pátkai feltárás közvetlen közelében futó vető esetleges hosszabb (a sík topográfia kialakulását lehetővé tevő) inaktív állapot utáni reaktivációja a délkeleti szárny relatív kiemelésével ugyanis létrehozhatta azt a tereplépcsőt, ami a vízfolyás számára akadályt jelentve annak irányát a vetővel párhuzamosan délnyugat felé terelte (16. ábra). Az északnyugati szárny sülyedése egyúttal megnövelhette a folyó esését, előidézve a meder fonatossá válását (vö. SCHUMM & KHAN 1972, OUCHI 1985).

A rekonstruált medrek 4–7 méteres mélységét mai folyókkal összevetve kiderül, hogy méretük a Tisza nagyobb mellékfolyói (Körös, Maros) alföldi szakaszának nagyságrendjébe esik. Ebből látható, hogy a hasonló nagyságrendű folyók a jelenlegi klímaviszonyok mellett is kiterjedt vízgyűjtő területtel rendelkeznek. A Vértesacsai Formáció képződésének idejére a paleotalaj-eredetű ártéri mészfelhalmozódások — a pliocénre vonatkozó korábbi megállapításokkal (NAGY 2005, VAN DAM 2006) egybe-



**16. ábra.** A normálvető menti elmozdulás a felszín addigi sík topográfiáját megváltoztatva eltérítheti a folyó folyásirányát és megnövelheti annak esését, utóbbival fonatos meder kialakulásához vezetve. Az egyszerűsített földtani térkép a pátikai feltárás térségében feltételezett posztrift szerkezeti elemek helyzetét jelzi, FODOR et al. (2008) nyomán

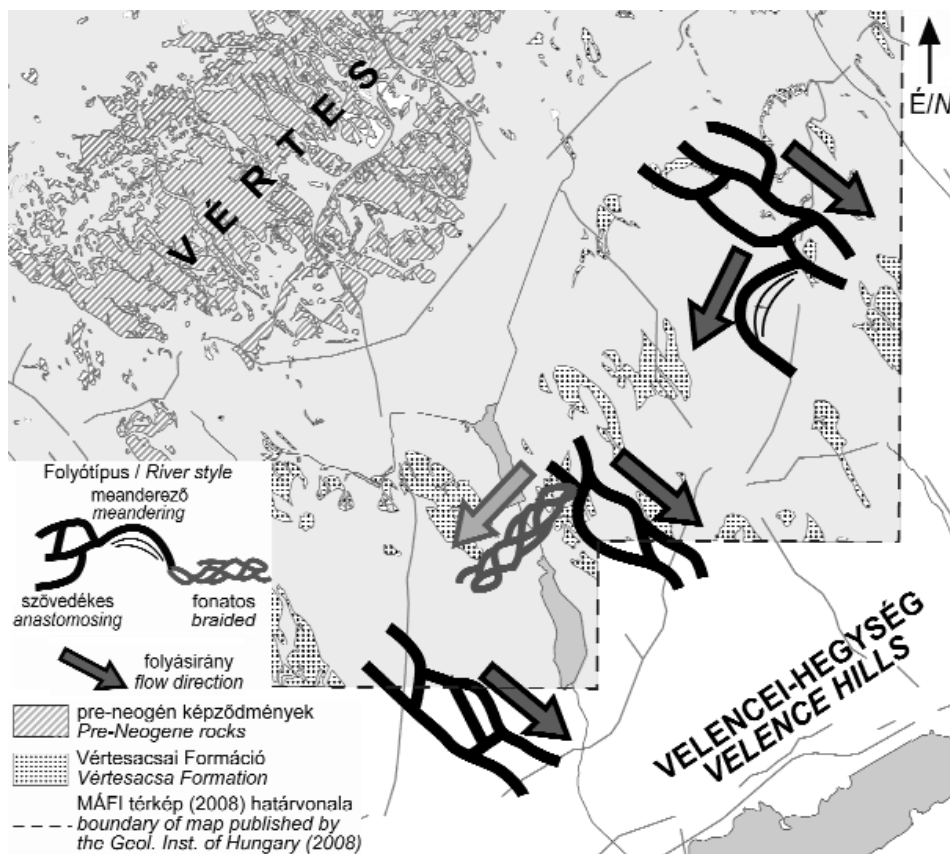
**Figure 16.** Movement along a normal fault changes the previously flat topography of the surface, resulting in the shift of flow direction and the increase of channel slope. The latter can lead to the formation of braided channel. The simplified geological map indicates the presumed post-rift (Late Miocene and younger) structural elements in the vicinity of Pátka outcrop, based on FODOR et al. (2008)

hangzóan — a mainál aridabb éghajlatot (magasabb átlaghőmérséklet mellett ugyanannyi vagy kevesebb csapadékot) valószínűsítene, ezért adott vízhozamú folyó kialakulásához még a maihoz képest is nagyobb vízgyűjtőterületre lehetett szükség. Emiatt feltételezhető, hogy a vizsgált vízfolyások jelentős távolságból — a megállapított folyásirányokat (17. ábra) figyelembe véve valószínűleg az Északnyugati-Kárpátokból — kiindulva, a mai Dunántúli-középhegység területén keresztül érthették el a jelenlegi Vértes-előtér területét, ahol már kis eséssel, kis energiával haladtak át, nagy kiterjedésű árterekkel övezett, csekély kanyargósságú, hosszú időn át stabil helyzetű medreket kialakítva. A mai Dunához hasonló méretű, ill. a Duná-

éhoz fogható vízgyűjtő területtel rendelkező folyó jelenlétére utaló jelet azonban nem találunk a Vértesacsa Formációban. Ugyanakkor (amint a pátikai feltárás jelzi) helyi tektonikai hatások eredményeként néhol a felvázolt általános képtől jelentősen eltérő típusú és folyásirányú medrek is megjelenhettek.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk FODOR Lászlónak és SELMECZI Ildikónak ötleteikért, hasznos tanácsaikért. A geofizikai mérések a Geomega Kft. önzetlenségének, illetve MOLNÁR



17. ábra. A Vértessacsi Tagozat feltárásaiból rekonstruált folyótípusok és folyásirányok

Figure 17. River styles and flow directions reconstructed on the basis of the studied outcrops and profiles

Péter Pál és PART Róbert terepi közreműködésének köszönhetően valósulhattak meg. A mérési eredmények értékelésében nagy segítséget nyújtottak DÖVÉNYI Péter (†) javaslatai. A csönget-völgyi feltárás szelvényeinek felvételében REGÖS Szilárd működött közre.

Köszönjük az alapos munkát a kézirat bírálóinak, MAGYAR Imrének és JÁMBOR Áronnak, mellyel pontosabbá és közérthetőbbé tették eredményeink közlését.

Munkánk elkészítését az OTKA T.037724 és K.81530 számú pályázatai támogatták.

## Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1968: *Current Ripples*. — North Holland Publishing Co., Amsterdam, 433 p.
- BAINES, D., SMITH, D. G., FROESE, D. G., BAUMAN, P., NIMECK, G. 2002: Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. — *Sedimentology* **49**, 441–449.
- BRIDGE, J. S. 2003: *Rivers and Floodplains*. — Blackwell Publishing, 491 p.
- BRIDGE, J. S. & LEEDER, M. R. 1979: A simulation model of alluvial stratigraphy. — *Sedimentology* **26**, 617–644.
- BUDAI T., FODOR L. 2008: A Vértessacsi hegység földtana. Magyarázó a Vértessacsi hegység földtani térképéhez (1:50 000). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 368 p.
- CANDY, I., BLACK, S. & SELLWOOD, B.W. 2004: Quantifying time scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria. — *Sedimentary Geology* **170**, 177–187.
- COLLINSON, J. D. 1986: Alluvial sediments. — In: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, 20–62.
- CSILLAG G., SELMECZI I. & SÜTŐ-SZENTAI M. 2003: Stratigraphic studies in the Upper Miocene of the South-Eastern foreland of the Vértess Mountains. — 6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc. Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető, 9–10.
- CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. & SIPOS-BENKŐ, K. 2004: Denudation surfaces, development of Pannonian formations and facies distribution indicate late Miocene to Quaternary deformation of the Transdanubian Range. — *Geolines* **17**, *Proceedings of the 2nd Meeting of the Central European Tectonic Group, Lucenec, Slovakia*, 26–27.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140**, 183–196.



- ERDEI, B., HABLY, L., KÁZMÉR, M., UTESCHER, T. & BRUCH, A.A. 2007: Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **253**, 131–156.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T. & SELMECZI I. 2008: A Vértes hegység földtani térképe, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FRIEND, P.F. 1983: Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. — In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell, Oxford, 345–354.
- FRIEND, P. F., SLATER, M. J. & WILLIAMS, R. C. 1979: Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. — *Journal of the Geological Society of London* **136**, 39–46.
- GARCÍA-GIL, S. 1993: The fluvial architectures of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. — *Sedimentology* **40**, 125–143.
- GIBLING, M. R. 2006: Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. — *Journal of Sedimentary Research* **76**, 731–770.
- GIBLING, M. R. & RUST, B. R. 1990: Ribbon sandstones in the Pennsylvanian Waddens Cove Formation, Sydney Basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry. — *Sedimentology* **37**, 45–65.
- GILE, L. H. 1975: Holocene soils and soil geomorphic relations in a semi-arid region of southern New Mexico. — *Quaternary Research* **7**, 112–132.
- HAY, R. L. & REEDER, R. J. 1978: Calcretes of Olduvai Gorge and the Ndolanya Beds of Northern Tanzania. — *Sedimentology* **25**, 649–673.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HUANG, H. Q. & NANSON, G. C. 1997: Vegetation and channel variation: a case study of four small streams in southeastern Australia. — *Geomorphology* **18**, 237–249.
- HUBERT, J. F. 1978: Paleosol caliche in the New Haven Arkose, Newark Group, Connecticut. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **24**, 151–168.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 1–259.
- JO, H. R. & CHOUGH, S. K. 2001: Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. — *Sedimentary Geology* **144**, 307–334.
- JORGENSEN, P. J. & FIELDING, C. R. 1996: Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: Three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. — *Sedimentology* **43**, 479–495.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemény* **124**, 341–365.
- JUHÁSZ Gy. & MAGYAR I. 1992: Pannóniai litofáciesek és molluszka-biofáciesek korrelációja. — *Földtani Közlemény* **122**, 167–194.
- KHADKIKAR, A. S., CHAMYAL, L. S. & RAMESH, R. 2000: The character and genesis of calcrete in Late Quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **162**, 239–261.
- KNIGHTON, A. D. 1984: *Fluvial forms and processes*. — Arnold, London, 218 p.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. 1996: Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection using a quasi-Newton method. — *Geophysical Prospecting* **44**, 131–152.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAKASKE, B. 2001: Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. — *Earth Science Reviews* **53**, 149–196.
- MIALI, A. D. 1977: A review of the braided river depositional environment. — *Earth-Science Reviews* **13**, 1–62.
- MIALI, A. D. 1988: Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. — *AAPG Bulletin* **72**, 682–697.
- NAGY, E. 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **205**, 120 p.
- NANSON, G. C. & CROKE, J. C. 1992: A genetic classification of floodplains. — *Geomorphology* **4**, 459–486.
- OUCHI, S. 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. — *Geological Society of America Bulletin* **96**, 504–515.
- PALOTAI M., CSONTOS L., DÖVÉNYI P. & GALÁCS A. 2006: Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmazott tömbjei. — *Földtani Közlemény* **136**, 325–346.
- REEVES, C. C. Jr. 1970: Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico. — *Journal of Geology* **78**, 352–362.
- RESTALLACK, G. J. 1990: *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. — Allen & Unwin, London, 520 p.
- SALÁT P. & SZABADVÁRY L. 1970: A geoelektromos módszerek fizikai és földtani alapjai. — In: STEGENA L. (szerk.): *Geofizikai kutatási módszerek III. — Felszíni geofizika*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 413 p.
- SCHUMM, S. A. & KHAN, H. R. 1972: Experimental study of channel patterns. — *Geological Society of America Bulletin* **83**, 1755–1770.
- SMITH, D. G., & SMITH, N. D. 1980: Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. — *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 157–164.
- Soil Survey Staff 1996: *Keys to soil taxonomy*, 7th Edition. — Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 644 p.
- TÓTH K. 1971: A Vértes hegység délkeleti előterének pannón képződményei. — In: GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (szerk.): *A magyarországi pannónkori képződmények kutatásai*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345–361.

- UHRIN A. 2005: Pliocén folyók szedimentológiai rekonstrukciója a Gödöllői-dombságon. — *Általános Földtani Szemle* **29**, 5–23.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2007: Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Gödöllő Hills, Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 291–300.
- VAN DAM, J. A. 2006: Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- WILLIS, B. 1993: Interpretation of bedding geometry within ancient point-bar deposits. — *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* **17**, 101–114.
- Kézirat beérkezett: 2011. 01. 12.

## A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása

UHRIN András

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14. E-mail: uhrin@mafi.hu

---

### *Salt and water budget calculations for the Late Miocene Lake Pannon*

#### Abstract

The water body which once covered a large area of the Pannonian Basin in the Late Miocene is commonly referred to as 'Lake Pannon'. However, up until now it has never been proved that it had any direct connection with the sea. Although the high level of faunal endemism suggests a long-lived lake (GEARY et al. 2000, MAGYAR 2009), some of its described features are difficult to explain if the environment was nothing other than lacustrine. Besides the occurrence of marine microfossils and some (albeit debated) seismic stratigraphic results, the most important sign of a possible marine connection is the fact that the salinity of the water body appears to have remained permanently within a narrow interval (8–15‰).

Given the above, the modelling of the water and salt budget of the ancient water body could contribute to providing an answer as to whether the environment was lacustrine or marine. In the current study, such a model is introduced after assembling the necessary parameters: (i) extent of the lake surface and the discharge area, (ii) run-off factor, (iii) precipitation and salinity of the lake and (iv) the inflowing water. The results of the calculations show that the known salinity could have remained steady and without a marine connection if the lake had an outflow of a few 10 m<sup>3</sup>/s. However, the variability of the level of Lake Pannon would have caused large fluctuations in the discharge of an outflowing river; given this fact, the effects of a temporary cessation and an increase of the outflow on the salinity were also tested. Based on the model, a period with no outflow would cause the salinity to exceed 15‰ after about 100 kyr. However, the presence of a major outflowing river (with a discharge of a few 1000 m<sup>3</sup>/s, like the modern Danube) would reduce the salinity to below a level of 8‰ within several hundred years. Therefore the outflow of Lake Pannon probably did not occur in a river, but through subsurface water. This possibility is also supported by some modern analogues.

The uncertainty of the numerical results was assessed using the Monte Carlo simulation; the uncertainty proved to be small enough to show that there had been no weakening or anything to affect the palaeogeographical implications. Overall, the model of the water and salt budget confirms that the known brackish salinity of Lake Pannon could have been stable even if the water body remained continuously lacustrine with no seawater inflow.

*Keywords: Lake Pannon, Late Miocene, water budget, salinity, outflow, marine connection*

---

#### Összefoglalás

A késő-miocénben a Pannon-medence nagy részét elborító víztömeget általában Pannon-tó néven említ a szakirodalom, azonban máig nem tekinthető bizonyítottnak, hogy ez a képződmény fennállása során nem állt közvetlen kapcsolatban a világtengerrel. Habár élővilágának nagyfokú endemizmus miatt valószínűleg hosszú életű tóról van szó (GEARY et al. 2000, MAGYAR 2009), bizonyos jelenségek ebben az esetben nehezen magyarázhatók. A tengeri mikroszervezetek pannon-medencebeli előfordulása és egyes (bár vitatott) szeizmikus rétegtani eredmények mellett elsősorban az utal tengeri kapcsolatra, hogy a víztömeg sótartalma mintegy 6 millió éven keresztül egy szűk tartományon (8–15‰) belül maradt.

A „tó vagy tenger” kérdés megválaszolását nagyban segíthetné az egykori víztömeg só- és vízháztartásának modellezése. Ez a tanulmány erre tesz kísérletet: a szükséges paraméterek — a tó és a vízgyűjtő kiterjedése, a lefolyási tényező, a csapadékmennyiség, valamint a tó és a beömlő vizek sótartalma — összegyűjtése, ill. ősföldrajzi adatokra támaszkodó becslése után bemutatásra kerül a Pannon-tóra felállított só- és vízmérleg. A számítások szerint az ismert sótartalom tengeri összeköttetés nélkül is tartósan állandó maradhatott abban az esetben, ha a tó néhány tíz m<sup>3</sup>/s vízhozamú (a térség mai folyói közül pl. az Ipoly vagy a Hernád középvízi hozamának megfelelő) lefolyással rendelkezett. A Pannon-tóból kivezető folyó vízhozama a tó vízszintjének ingadozása miatt nem maradhatott stabil, ezért megvizsgáltam, miként reagált volna a sótartalom a lefolyás átmeneti megszűnésére, ill. fokozódására. A

modellszámítás alapján az esetleges lefolyástalan időszakok mintegy százezer év után növelték volna az ismert értékek fölé a sókoncentrációt, a mai Duna vízhozamát elérő lefolyás viszont már néhány száz év alatt 8‰ alatti sótartalomhoz vezetett volna. Ezért valószínűbb, hogy a Pannon-tó lefolyása valószínűleg nem kiömlő folyón, hanem a felszín alatti vizeken keresztül valósult meg; ennek lehetőségét mai analógiák is tanúsítják.

A modellszámítások eredményében fennálló, a felhasznált paraméterek becslési hibájából eredő bizonytalanság mértékét Monte Carlo-szimulációval állapítottam meg. Ez alapján kiderül, hogy a számszerű értékek bizonytalansága nem éri el azt a mértéket, ami az ősföldrajzi következtetésekre kihatással lenne. A só- és vízháztartás bemutatott modellje tehát igazolja, hogy a Pannon-tó sótartalma akkor is stabil maradhatott, ha a víztömeg fennállása alatt egyszer sem vált beltengerré, vagyis nem jutott be tengervíz a Pannon-medencébe.

*Tárgyszavak: Pannon-tó, késő-miocén, vízmérleg, sótartalom, kifolyás, tengeri kapcsolat*

## Bevezetés

Habár a késő-miocén (11,6–5,3 millió év) folyamán a Pannon-medence nagy részét kitöltő víztömeget általánosan Pannon-tóként nevezi meg a szakirodalom, máig vitatott annak kérdése, hogy ez a víztömeg tó vagy beltenger volt. A kérdés jelentőségét az adja, hogy amennyiben létezett a világtengerrel annak szintjén megvalósuló összeköttetés, akkor a mindenkori vízszint az euszatikus változásokat követte — ezt a jól ismert tényezőt figyelembe véve pedig viszonylag könnyen rekonstruálhatóvá válnak a medencében lezajlott tektonikus emelkedések és süllyedések. Ha viszont valóban tóról volt szó, akkor vízszintjét az euszázia helyett a térség éghajlata befolyásolta. Természetesen az is elképzelhető, hogy a késő-miocén során az ősföldrajzi helyzet akár többször is megváltozott, és a medence egyes szakaszokban tóként, máskor tengerként viselkedett.

A világtenger szintjén megvalósuló összeköttetésre elsősorban őslénytani megfigyelések alapján, így a tengeri mikroszervezetek pannon-medencebeli előfordulásából (ANDREEVA-GRIGOROVICH et al. 2007, BAKRAČ 2007) vagy a Keleti-Paratethys pontusi emeletbeli puhatestű-faunájának a Pannon-medence faunájához való hasonlóságából (NEVESSKAJA et al. 1987) következtettek. Több szeizmikus rétegtani munkában is megjelenik az az elképzelés, mely szerint egyes, harmadrendű ciklushatároknak tekintett üledékhézagok kora jó egyezést mutat a világméretű euszatikus vízszintesések idejével (POGÁCSÁS et al. 1989, 1992, VAKARCS & VÁRNAI 1991, UJSZÁSZI & VAKARCS 1993, VAKARCS 1997), bár ez nem feltétlenül jelenti a tengeri összeköttetés közvetlen bizonyítékát, hiszen a ciklusok korrelációját áttételes hatások (a tengerszintet is alakító globális éghajlatingadozások helyi hatása, vagy a tóból kiömlő folyó hátravágódása, lásd TARI et al. 1992) is előidézhették. A közvetlen tengeri kapcsolat arra is magyarázatot adna, miként maradhatott több millió éven keresztül közel állandó, 8–15 ezrelék körüli értéken (KLEB 1971, KÖRÖSI-HÓDI 1983, KÖRECS 1985) a medence vízének sótartalma.

Más őslénytani érvek ugyanakkor cáfolják a közvetlen tengeri összeköttetést. A késő-miocén Pannon-medence faunájának magas fokú endemizmusa szárazföldi környezetben kizárólag szigetekre, vízi környezetben pedig az azoknak megfelelő hosszú életű tavakra jellemző (MAGYAR 2009). A Dáciai-medence pontusi emeletéből és a Pannon-tóból ismert fauna hasonlóságát MÜLLER &

MAGYAR (1992) a Pannon-medence endemikus fajainak folyóvízi összeköttetésen keresztül történő migrációjával magyarázták, a legfrissebb rétegtani eredmények — a pontusi emelet korának meghatározása VASILIEV et al. (2004) és SNEL et al. (2006) munkájában — pedig arra világítanak rá, hogy ez a faunakapcsolat is csupán a késő-miocén legvégén, mintegy 6 millió éve jött létre. A Pannon-medence beltenger volta ellen szól az is, hogy újabb szeizmikus rétegtani kutatások eredményeként a korábban euszatikus vízszinteséseknek megfelelően harmadrendű ciklushatárok kora, sőt több esetben léte is kérdésessé vált (JUHÁSZ E. et al. 1996, SZTANÓ et al. 2007)

Amennyiben a víztömeg tónak bizonyul, további kérdésként merül fel, hogy ez a tó lefolyástalan volt, vagy folyóvízi kapcsolatban állt a tengerrel, amint azt MÜLLER & MAGYAR (1992) felvetették. A Pannon-medencéből kiömlő folyó meglétére a pliocén elejéről már közvetlen bizonyítékot szolgáltat a Dáciai-medencében azonosított, a Pannon-medence irányából épülő, tehát onnan érkező folyó által táplált Gilbert-delta (CLAUZON 2005). A késő-miocén folyamán viszont csupán az teszi valószínűvé ilyen vízfolyás létét, hogy ennek hiányában a Pannon-tó sótartalma növekedésnek indult volna (KÁZMÉR 1990). MENKOVIĆ & KOSCAL (1997) elképzelése szerint ugyanakkor felszín alatti, karsztos üregrendszereken keresztül is jelentős mennyiségű víz távozhatott a tóból.

A „tó vagy tenger” kérdésének megbízható eldöntése elsősorban a Pannon-medence késő-miocén víz- és sóháztartásának leírásától lenne várható (MAGYAR 2009), ám erre még csak elvétve történtek próbálkozások. GEARY et al. (1989) aragonitvázú puhatestűek héjainak izotóparányai alapján kívánták pontosítani az egykori sótartalomra vonatkozó adatokat, megállapítva, hogy a késő-miocén elején közel állandó  $\delta^{18}\text{O}$ - és  $\delta^{13}\text{C}$ -értékek később negatív irányban tolódtak el. E változásból a szerzők az előzőleg stabil sótartalom hirtelen csökkenésére következtettek. Modelljük azonban tenger- és édesvíz keveredésére vonatkozott, tehát nem érvényes akkor, ha a Pannon-tó elzárt víztömeg volt, amely nem tengervíz-beáramlás, hanem a párolgás miatt vált sóssá. A tanulmány nem indokolta meg azt sem, hogy az izotóparányok miért nem jelzik a szarmatá-pannóniai határon bekövetkezett sótartalom-csökkenést. E problémákra MÁTYÁS et al. (1996) hívták fel a figyelmet, számításokkal igazolva, hogy a viszonylag elzárt tómedencék esetében az onnan elpárolgó és elfolyó vízmennyiség arányának igen csekély változása — ami az izotóparányokra

még nem gyakorol kimutatható hatást — is nagymértékben módosítja a sótartalmat. MÁTYÁS et al. (1996) munkája emiatt a megfigyelt izotóparány-változásokat nem a vízmérleg, hanem az éghajlat ingadozásával magyarázza: a bemutatott modellszámítások szerint elsősorban a levegő páratartalma az a tényező, aminek változása szorosan összefügg a  $\delta^{18}\text{O}$ - és  $\delta^{13}\text{C}$ -értékekkel.

MÁTYÁS et al. (1996) megállapításai a fenti szempontból is fontosak. Számításaikból ugyanis kiderül, hogy közvetlen tengeri kapcsolat hiánya esetén a Pannon-tóban feltételezett brakkvízi (8–15‰ körüli) sókoncentráció akkor maradhatott fenn tartósan, ha a tó mindenkori vízvesztésének 90–95 százalékát a párolgás tette ki, és csupán a hiányzó 5–10 százalékért voltak felelősek az onnan kiömlő vizek. LEEVER et al. (2010) szerint ugyanakkor kétséges, hogy a Pannon-tó felülete elég nagy volt-e ahhoz, hogy számottevő lefolyás hiányában a beömlő vízmennyiséget elpárologtassa: az általuk közölt vízmérlegszámítások azt mutatják, hogy ez sem a medence jelenlegi éghajlati viszonyai és a beömlő folyók jelenlegi vízhozamai mellett, sem a késő-miocénre BÖHME et al. (2006) által feltételezett, a mainál csapadékosabb klíma esetén nem lenne lehetséges. Emellett — MÁTYÁS et al. (1996) eredményeivel ellentétben, bár saját számításokkal nem igazolva — a Pannon-tó brakkvízi sótartalmát is a kiömlő folyó melletti érvnek tekintik.

E tanulmány célja a Pannon-medence késő-miocén vízháztartásával kapcsolatba hozható adatok összefoglalása, és felhasználásával az eddig hiányzó vízháztartási modell felállítására. Az eredmények újszerű ösföldrajzi következtetések levonására is lehetőséget adnak a medence lefolyásának és esetleges tengeri kapcsolatának kérdésében. A modell felállításakor abból a lehetőségéből indultam ki, hogy a Pannon-medencét tó töltötte ki; a tengeri összeköttetést így az jelezheti, ha a feltételezett tó az eredmények alapján instabilnak bizonyul, ahogyan az LEEVER et al. (2010) munkájában is felmerült. A számítások leírása során ezért a „Pannon-tó” megnevezést használom.

### A vízmérleg elemei

Mivel a magyar földtani irodalomban korábban nem jelentek meg egykori felszíni víztömegek vízháztartására vonatkozó számítások, a Pannon-tóra vonatkozó modellezés bemutatása előtt célszerű áttekinteni, hogyan épül fel általánosságban egy tó vízmérlege.

A számítások általában azon a feltételezésen alapulnak, miszerint a vízmérleg egyensúlyban van, tehát egységnyi idő alatt a víztömeghez hozzáadódó és az onnan távozó térfogat egyenlő. Természetesen ez a valóságban nem valósul meg, hiszen a tavak vízszintje kisebb-nagyobb mértékben ingadozik. Hosszabb időtávon azonban a különbségek jellemzően kiegyenlítődnek, így a vízbevitel és a vízvesztés közötti átmeneti eltéréseket a számítások során elhanyagolhatjuk. Ez a helyzet a Pannon-tóra vonatkozó modellezésnél is. Habár tudjuk, hogy a Pannon-tó felülete, vízszintje, így vélhetően víztömegének nagysága is jelentős változásokon

ment át a késő-miocén során, az ismert és jelen munkában tárgyalt változások több százezer vagy több millió éves skálán zajlottak le. Látni fogjuk viszont, hogy a vízbevitel, ill. a vízvesztés mennyisége mindössze néhány száz év alatt elérhette a Pannon-tó teljes térfogatát, tehát a vízmérlegnek az egyensúlytól való számottevő eltérése már hasonlóan rövid időtávon előidézte volna a tó jelentős zsugorodását vagy terjeszkedését.

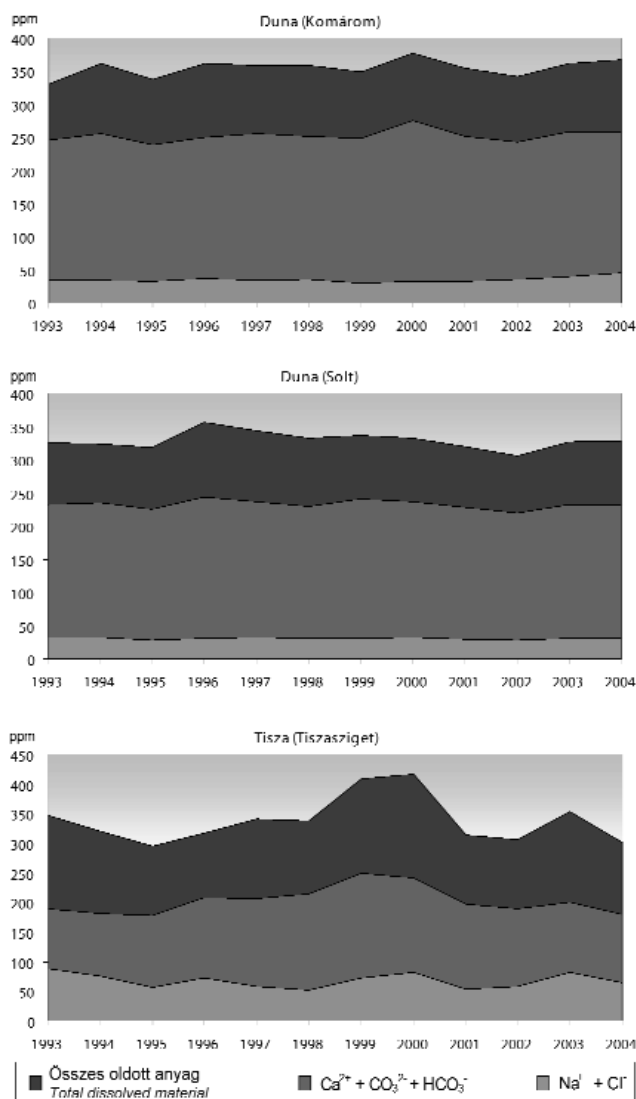
Vegyük sorra, milyen tényezők adódnak össze egy tó vízmérlegének két oldalán! A vízbevitel egyik összetevője a tó felületére hulló csapadék: ennek éves térfogata a felület és az évi csapadékmennyiség szorzata. A vízbevitelhez járul hozzá a tó vízgyűjtőjén lehulló csapadék is, melynek éves térfogata a vízgyűjtő területe és az ottani átlagos évi csapadékmennyiség szorzataként határozható meg. E mennyiségnek azonban egy része még a vízgyűjtőn elpárolog (részben közvetlenül, részben a növényzet által); hogy mekkora hányada jut be a tóba, azt az ún. lefolyási tényező mutatja meg, ami minden esetben 0 és 1 közötti érték. (0,4-es értéknél pl. a lehulló csapadékvíz 40%-ának bejutásával számolhatunk a tó vízmérlegében.)

A vízvesztés egy részéért a tó felületének párolgása felelős. Ennek mértékét a csapadékhoz hasonlóan milliméterben szokás megadni, jelezve, hogy a párolgás mennyivel csökkenti egy év alatt a kitett vízszint magasságát. Az elpárologó térfogat tehát a párolgás értékének és a vízfelszín nagyságának szorzata. A vízvesztés másik eleme a tóból elfolyó vízmennyiség, ami a kivezető vízfolyások összesített vízhozamából számítható ki. Mivel a tavak a környező felszín alatti vizekkel is kapcsolatban állnak, elfolyás ezeken keresztül is lehetséges, bár ez csak kevés esetben lép elő a vízmérleg számottevő elemévé (pl. ISIORHO et al. 1996, YAN et al. 2002). Hasonlóképpen előfordul felszín alatti hozzáfolyás is, ami végső soron jórészt a vízgyűjtőre hulló csapadékból ered, mértéke tehát része a lefolyási tényezőnek.

### A stabil sókoncentráció feltételei

Ha elfogadjuk a Pannon-tó tengerektől való elzártága mellett szóló érveket, különös hangsúlyt kap a már mások által is felvetett kérdés: miként maradhatott mintegy 6 millió éven keresztül állandó a tó vizének sókoncentrációja? A választ a sóháztartás modellezése adhatja meg, amit MÁTYÁS et al. (1996) elvégeztek ugyan, eredményeik azonban nem váltak általánosan elfogadottá (lásd LEEVER 2007, MAGYAR 2009, LEEVER et al. 2010). Ez valószínűleg annak tudható be, hogy a munka fő célja nem a fenti kérdés megválaszolása volt, így a sóháztartásra vonatkozó modellszámítások részletes bemutatása nem történt meg. Emellett a modell fontos bemenő adatának, a tóba beömlő vizek sótartalmának becslése vitatható módon történt: a szerzők a térség jelenlegi nagy folyóinak (Duna, Don) általuk 800 ppm-nek tekintett sókoncentrációjával számoltak. Valójában ugyanakkor a Duna és a Tisza teljes oldottanyag-tartalma magyarországi szakaszokon csupán 300–400 ppm között alakul (OKIR, 2010), és

ennek nagy részét is kalcium- és hidrogénkarbonát-, ill. karbonátionok teszik ki (1. ábra), melyek felhalmozódásával a Pannon-tó vízében a karbonátkiválasztó élőlények tevékenysége miatt még lefolyástalan víztömeget feltételezve sem kell számolnunk. A modellszámításokban sótár-



1. ábra. Oldott anyagok átlagos koncentrációja a Dunában és a Tiszában az 1993 és 2006 közötti évek során, az Országos Környezetvédelmi Információs rendszer adatai alapján (<http://okir.kvvm.hu/fevi/>)

Figure 1. Annual average concentration of dissolved material in rivers Danube and Tisza between 1993 and 2006, from the data of National Environmental Information System (<http://okir.kvvm.hu/fevi/>)

talomként célszerűbb a nátrium- és kloridionok együttes koncentrációját alkalmazni, hiszen a fauna összetételét (ami alapján a Pannon-tó sótartalmának legtöbb becslése készült) elsősorban ez az érték szabja meg. A faunán alapuló vizsgálatok során analógiaként gyakorta használt csökkent sós vízű Fekete-tenger és Kaszpi-tó oldottanyag-tartalmának is több mint 80 százaléka NaCl, hasonlóan a világ-tengerhez (DREVER 2005). A Duna NaCl-tartalma napjainkban jellemzően 30–45 ppm körüli, a Tiszáé 50–90 ppm (1. ábra).

A sóháztartás modellje a vízmérleghez hasonlóan építhető fel, abból a feltevésekből kiindulva, hogy a vizsgált

víztömeg sótartalma állandó volt. A Pannon-tó esetében ezt mind őslénytani (KORPÁS-HÓDI 1983, KORECZ 1985), mind a porúsvizek összetételén alapuló (KLEB 1971) érvek alátámasztják, az egykori sótartalmat 8–15% közé helyezve. A vízbevitel elemei közül a tó felületére hulló csapadék sótartalma elhanyagolhatóan csekély, a betorkolló folyókból érkező vízé pedig a mai Duna és Tisza összetétele alapján legfeljebb 60 ppm-nek becsülhető. A Tisza sótartalmát napjainkban az Erdély területén erózió alatt álló evaporitok növelik, melyek azonban csak a pliocén–kvarter medence-inverzió nyomán kerültek kiemelt helyzetbe. A vízvesztésen belül az elpárolgó és a kifolyással távozó vizet kell megkülönböztetnünk. A párolgással só egyáltalán nem hagyja el a tavat, a kifolyó víz sótartalma pedig megfelel a tóra jellemző átlagos értéknek, feltéve, hogy a víztömegben nem állt fenn tartósan a sótartalom szerinti rétegzettség. Ez utóbbi feltételezést az teszi valószínűvé, hogy a fauna alapján végzett sótartalom-becslésekben nem különböztek el a sekély- és a mélyvízi taxonok segítségével meghatározott értékek (KORECZ 1985), emellett — ellentétben például a sótartalom szerint rétegzett mai Fekete-tengerrel — a Pannon-tó mély régiójának aljzatán képződött üledékek sem jeleznek teljesen anoxikus képződési környezetet, legfeljebb időszakosan csökkent oxigéntartalmat. A teljes anoxia lehetőségét a mélyvízi eredetű Endrődi Formációban tapasztalható, valódi anoxikus üledékekhez viszonyítva mérsékelt szervesanyag-dúsulás mellett a mélyvízi endemikus puhatestű-fauna folyamatos jelenléte is kizárja.

A sótartalom állandósulásának feltétele az, hogy a tóba beérkező és onnan távozó sómennyiség — csakúgy, mint a vízmérleg esetében a vízmennyiség — egyenlő legyen. Tehát (a jelölések magyarázatát lásd az I. táblázatban):

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} \cdot c_{\text{hozzáfolyás}} = Q_{\text{kifolyás}} \cdot c_{\text{tó}}$$

A fenti egyenletet átrendezve:

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} / Q_{\text{kifolyás}} = c_{\text{tó}} / c_{\text{hozzáfolyás}}$$

vagyis a vízgyűjtőről befolyó és a tóból kifolyó vízmennyiség aránya megfelel a tóban uralkodó, ill. a hozzáfolyó vízre jellemző sótartalom arányának. A tavi sótartalom-értékekre vonatkozó becslések középértékét (12‰) és a befolyó vizekre fentebb becsült sókoncentrációt (60 ppm) felhasználva:

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} / Q_{\text{kifolyás}} = 0,012 / 0,000060 = 200,$$

vagyis a Pannon-tó sótartalmának állandósulásához a vízgyűjtőről érkező vízmennyiségnek csupán 1/200-ad része (0,5 százaléka) távozhatott a lefolyás révén, 99,5 százalékának a tó felületéről kellett elpárolognia. A teljes vízvesztésen belül (ami a vízmérleg egyensúlya miatt a tófelületre hulló csapadék és a vízgyűjtőről beérkező mennyiség összegével egyenlő) még kisebb lehetett a lefolyás aránya. Érdekes azt is megvizsgálni, hogy ez mekkora lefolyó vízhozamot jelent, hiszen a vízhozam értékét recens

I. táblázat. A só- és vízháztartási egyenletekben használt jelölések  
 Table I. List of labels used in the equations of salt and water budget

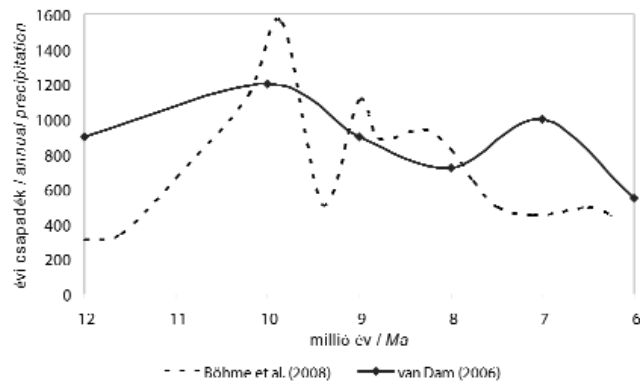
$A_{\text{vízgyűjtő}}$	teljes vízgyűjtő terület (szárazulat és tófelszín együttvéve) total discharge area (land + lake surface)
$A_{\text{tó}}$	a Pannon-tó vízfelülete surface of Lake Pannon
$Q$	Vízhozam discharge
$c$	sókonzentráció salinity
$C$	lefolási tényező runoff coefficient
$h_{\text{csapadék}}$	évi csapadékmennyiség (vízszlop-magasságként) annual precipitation
$h_{\text{párolgás}}$	évi párolgás (vízszlop-magasságként) annual evaporation

folyókéval összevetve képet kaphatnánk arról, mekkora vízfolyás léphetett ki a Pannon-tóból. A lefolyó vízhozam számszerűsítéséhez először a vízgyűjtőről érkező hozam nagyságát kell megbecsülnünk. Az alábbiakban vegyük sorra az ezt alakító tényezőket!

A Pannon-tó vízgyűjtőjét LEEVER (2007) és LEEVER et al. (2010) a mai Duna Vaskapu feletti — tehát a Pannon-medencéből való kilépésig tartó — szakaszának vízgyűjtőjével tekintették azonosnak. A késő-miocénre ősföldrajzról alkotott képünk alapján ez a becslés részben megalapozottnak tekinthető, hiszen a mai vízváltakozók közül az Alpok és a Kárpátok vonulata már kiemelt helyzetben volt környezetéhez képest, legfeljebb egykori magasságuk kérdéses (FRISCH et al. 1999, SPIEGEL et al. 2001, KVAČEK et al. 2006). Az Alpoktól északra eső területen azonban valószínű, hogy az Északi-tenger (vagyis az „Ős-Rajna”) vízgyűjtője a késő-miocén óta jelentősen bővült a Pannon-medence felé irányuló „Ős-Duna” vízgyűjtőjének rovására (BERENDSEN & STOUTHAMER 2001). Jelen munkában emiatt a Vaskapu feletti Duna-szakaszra érvényes 571 721 km<sup>2</sup> (DOMOKOS & SASS 1985) helyett 700 000 km<sup>2</sup>-nek becsüljük a Pannon-tó vízgyűjtő területét. Ez az érték ugyanakkor magában foglalja a tó területét is, ami a MAGYAR et al. (1999, 2007) és MAGYAR (2009) térképei és ősföldrajzi leírásai alapján a késő-miocén elején 100 000 km<sup>2</sup> körül alakult, 9,8 millió éve elérte 240 000 km<sup>2</sup>-es maximumát, majd a késő-miocén legvégéig 80 000 km<sup>2</sup>-re zsugorodott. Mivel azonban a hivatkozott térképek a rendszeres, a tavat szegélyező self széles sávjára kiterjedő elöntéseket nem jelölik, közelítő becslésként a szélsőértékek átlaga helyett 200 000 km<sup>2</sup>-rel számolhatunk.

A vízgyűjtőre jellemző lefolási tényező becslése már jóval bizonytalanabb alapokon nyugszik. A mai Duna vízgyűjtőjének magashegyi részein ez az érték 0,4–0,7 között alakul (DOMOKOS & SASS 1985), ám az ilyen arányú lefoláshoz számos tényezőre van szükség, így meredek lejtőkre, csekély növényborítottságra (KENESSEY 1930) és

arra, hogy az évi csapadék jelentős része hó formájában hulljon — hiszen a hó víztartalma olvadáskor számottevő párolgási veszteség nélkül jut a befogadó folyóba. Ismert azonban, hogy az Alpok és a Kárpátok emelkedése a pliocén és a kvarter során is folytatódott (KVITKOVIČ 1975, CEDERBOM et al. 2004), a hegylancok morfológiáját pedig sok helyütt a pleisztocén eljegesedések tették tagoltabbá, meredekebbé. A késő-miocénben tehát a mainál kisebb magasságokkal, lankásabb morfológiával, a mainál enyhébb éghajlat (pl BÖHME 2003, NAGY 2005) miatt pedig dúsabb növénytakaróval, kevesebb hóval és erőteljesebb párolgással kell számolnunk a környező területeken. Mindezek a tényezők együttesen inkább a mai Duna és Tisza dombvidéki részvízgyűjtőihez hasonló, 0,25 körüli lefolási tényezőt (lásd PÉCSI 1969, DOMOKOS & SASS 1985) tesznek valószínűvé. A vízgyűjtő évi átlagos csapadékmennyiségére vonatkozó rekonstrukciók olykor egymásnak is ellentmondanak, emellett a késő-miocén során jelentős időbeli változások is történhettek, ám a publikált adatok (2. ábra) középértéke 800 mm közelében van.



2. ábra. Őslénytani adatok alapján készült csapadékbecslések a Pannon-medence késő-miocénjére (VAN DAM 2006 és BÖHME et al. 2008 nyomán)

Figure 2. Different estimations of the annual precipitation of Pannonian Basin during Late Miocene, based on palaeontological data (after VAN DAM 2006 and BÖHME et al. 2008)

A fentiek alapján a vízgyűjtőről a Pannon-tóba érkező vízhozam becslése:

$$\begin{aligned}
 & (A_{\text{vízgyűjtő}} - A_{\text{tó}}) \cdot h_{\text{csapadék}} \cdot C = \\
 & = (700\,000 \text{ km}^2 - 200\,000 \text{ km}^2) \cdot 800 \text{ mm/év} \cdot 0,25 = \\
 & = 10^{11} \text{ m}^3/\text{év} = 3167 \text{ m}^3/\text{s}.
 \end{aligned}$$

A sóháztartás modellje alapján a tóból kifolyó vízhozam ennek 0,5 százaléka, vagyis mintegy 16 m<sup>3</sup>/s. Ezt az eredményt természetesen jelentős hiba terhelheti, hiszen a számítás viszonylag csekély pontossággal meghatározható adatok alapján készült.

A lehetséges hiba mértékének megállapítását Monte Carlo-szimulációval végeztem. E módszer lényege, hogy az eredményt befolyásoló tényezőket valószínűségi változóknak tekintjük, és ezek eloszlásgörbéit véletlenszerűen megmintázva kellően sokszor megismételjük a számítást.

Végeredményként egy újabb eloszlásgörbét kapunk, melyből megállapítható, hogy meghatározott valószínűségek mellett milyen határok között alakul a keresett mennyiség, esetünkben a kifolyó vízhozam. A szimuláció során a sóháztartási modell bemenő adatait az ösföldrajzi ismereteink alapján reálisnak tekinthető tartományokon belül (II. táblázat) egyenletes eloszlásúként kezeltem. A 3. ábra bemutatja a kapott eredmények gyakorisági görbéjét a számítás 10 000 alkalommal, különböző paraméterértékek mellett történő elvégzése nyomán. A kapott eredmények  $3,1 \text{ m}^3/\text{s}$  és  $98,7 \text{ m}^3/\text{s}$  között változnak, 95 százaléuk pedig  $7,1 \text{ m}^3/\text{s}$  és  $56,8 \text{ m}^3/\text{s}$  közé esik. Tehát a bemutatott modell szerint a Pannon-tóból kifolyó vízhozam 95 százalékos valószínűséggel az utóbbi határok között lehetett. Ezek az értékek nagyságrendekkel elmaradnak a jelenlegi nagy európai

folyók több ezer  $\text{m}^3/\text{s}$ -es vízhozamától, inkább a jóval kisebb vízfolyások, mint a Zagyva ( $8 \text{ m}^3/\text{s}$ ), az Ipoly ( $19 \text{ m}^3/\text{s}$ ) vagy a Hernád ( $29 \text{ m}^3/\text{s}$ ), legfeljebb a Rába ( $53 \text{ m}^3/\text{s}$ ) középvízi hozamaihoz (BULLA 1964) hasonlíthatók.

### A kifolyás módja és időbeli változékonysága

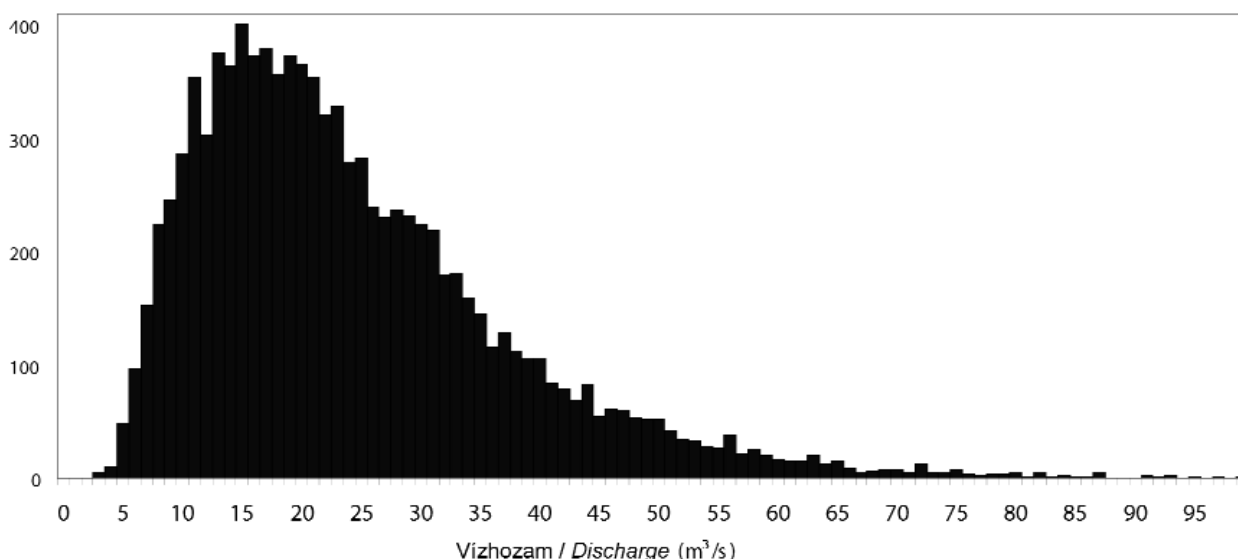
Valószínűtlen azonban, hogy a Pannon-tó több millió éven át hasonlóan kis méretű folyón keresztül kapcsolódott volna a világtengerhez. Ilyen esetben ugyanis már a tó néhány méteres (a folyómeder mélységét elérő) vízszintcsökkenése is az összeköttetés megszűnéséhez vezetne, míg hasonló mértékű vízszintemelkedés nagyságrendekkel növelné a vízhozamot — miközben ismert, hogy a Pannon-tóban ennél jóval nagyobb vízszintingadozások is rendszeresen történtek (pl. JUHÁSZ Gy. et al. 2007, UHRIN et al. 2007, 2009). Hasonlóképp igen érzékenyen reagálna a vízhozam a meder bevágódására vagy feltöltődésére, ami a folyófejlődés természetes velejárója. Felmerül tehát annak lehetősége, hogy a kapott kifolyó vízhozam nem tartósan fennálló állapotként, hanem kifolyás nélküli és jelentős kifolyású időszakok váltakozásából eredő átlagként értékelendő. Egy ilyen forgatókönyv viszont csak akkor reális, ha a kifolyás nélküli periódusok hossza nem elegendő ahhoz, hogy a sótartalom a brakkvízi értékek fölé emelkedjen — mint ahogy a számítottnál jelentősebb kifolyás is csak korlátozott ideig állhat fenn a tó túlzott kiédesedése nélkül.

Ezek az időkorlátok a kifolyás megszűnésével, ill. annak intenzívebbé válásával jellemzett időszakokra egyaránt kiszámíthatók. Megvizsgálhatjuk például, hogy a kifolyás teljes leállása esetén mennyi idő alatt növekedne  $8\text{‰}$ -ról  $15\text{‰}$ -re (a becslések szerint előforduló tartomány alsó határáról annak felső határára) a Pannon-tó sótartalma. A Pannon-tó vizének térfogata  $200\,000 \text{ km}^2$  területet és  $500 \text{ m}$  átlagos mélységet feltételezve (utóbbira a többek közt

**II. táblázat.** A só- és vízháztartással kapcsolatos számítások során felhasznált egyenletes eloszlású valószínűségi változók szélsőértékei

**Table II.** Minimum and maximum values of the uniform distributed probability variables used as parameters for calculating the salt and water budget

Paraméter <i>Parameter</i>	Minimális érték <i>Minimum value</i>	Maximális érték <i>Maximum value</i>
A Pannon-tó felülete <i>Surface of Lake Pannon</i>	$80\,000 \text{ km}^2$	$240\,000 \text{ km}^2$
A vízgyűjtő összterülete <i>Total discharge area</i>	$570\,000 \text{ km}^2$	$900\,000 \text{ km}^2$
Lefolyási tényező <i>Runoff coefficient</i>	0,15	0,4
Évi csapadékmennyiség <i>Annual precipitation</i>	550 mm	1400 mm
A Pannon-tó sótartalma <i>Salinity of Lake Pannon</i>	$8\text{‰}$	$15\text{‰}$
A befolyó vizek sótartalma <i>Salinity of the inflowing water</i>	30 ppm	80 ppm



**3. ábra.** A Pannon-tóból kifolyó vízhozamra vonatkozó Monte Carlo-szimuláció eredménye: a vízhozam gyakorisági eloszlása 10 000 különböző megoldás alapján  
**Figure 3.** Histogram showing the results of Monte Carlo simulation (10,000 runs) of the discharge outflowing from Lake Pannon



MAGYAR [2009] által bemutatott, néhány száz méter mély vízbe épülő selfperemi lejtők adnak alapot) közelítőleg  $10^{14}$  m<sup>3</sup> lehetett. A befolyó víz hozamát a már felvázolt becslés szerint tekintjük 3167 m<sup>3</sup>/s-nak ( $=10^{11}$  m<sup>3</sup>/év), sótartalmát 60 ppm-nek. Ebben az esetben a Pannon-tóba évente  $6 \cdot 10^6$  tonna só jut be ( $10^{11} \cdot 0,00006$ ), ami a tó vízmennyiségének 0,00006%-ét teszi ki — tehát az elzáródás tartama alatt, amíg sóvesztés gyakorlatilag nem lép fel, évente körülbelül ennyivel növekszik a tó sókoncentrációja. Ez alapján belátható, hogy a 8%-ról 15%-ra való töményedéshez a fenti peremfeltételek mellett 117 000 évig tartó elzáródásra van szükség. Monte Carlo-szimuláció alkalmazásával (melynek eredményét a 4. ábra mutatja be) az is megállapítható, hogy ezen érték nagyságrendje akkor sem módosul, ha a tó méretét és a befolyó víz mennyiségét, ill. sótartalmát bizonytalanságuk miatt az előző számításokban reálisnak tekintett határok (II. táblázat) között megváltoztatjuk. A tó esetleges teljes elzáródásai tehát nagy valószínűséggel legfeljebb 100–150 ezer évig állhattak fenn.

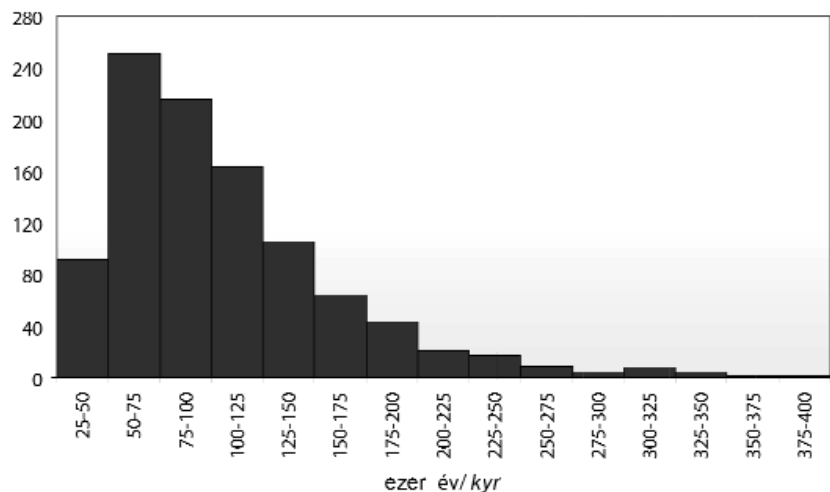
Az intenzívebb kifolyás sótartalom-csökkentő hatásának vizsgálatához tételezzük fel, hogy a  $10^{14}$  m<sup>3</sup> térfogatú, kezdetben 15% sótartalmú Pannon-tóból 2500 m<sup>3</sup>/s vízhozamú (azaz a Duna magyarországi szakaszának meg-

felelő nagyságú) folyó lép ki. Ez évente  $7,9 \cdot 10^{10}$  m<sup>3</sup> vizet, ezzel együtt 1,183·10<sup>9</sup> tonna sót ( $7,9 \cdot 10^{10} \cdot 0,015$ ) vezetne el a tóból, miközben a befolyó vízzel csupán a fentebb is kiszámított kb.  $6 \cdot 10^6$  tonna érkezne be oda. Az éves sóvesztés tehát 1,177·10<sup>9</sup> tonnát tenne ki, ami a tó egészére vetítve a sókoncentráció 0,0118%-nyi csökkenését jelenti. Természetesen ahogy a tó, úgy a kifolyó víz sótartalma egyre kisebb lesz, ezáltal a sóvesztés évről évre mérséklődik, de a 8%-ra való felhíguláshoz ennek figyelembevételével is mindössze 802 évre(!) van szükség (5. ábra). Ezt az eredményt a befolyó víz sótartalmának és mennyiségének a bizonytalansági tartományon belül történő változtatása sem befolyásolja számottevően, hiszen az évente a tóba jutó sómennyiség (mely az említett paraméterek függvényében változhat) mindenképp eltörpül a feltételezett kifolyással távozó sómennyiséghez képest.

Mivel a fenti számítással kapott kb. 800 évnél a Pannon-tóból ismert negyedrendű ciklusok nagyvízi időszakai is jóval hosszabb ideig tartottak, valószínű, hogy jelentősebb folyó ilyenkor sem alakult ki. A nagy vízhozamú kifolyás rövid időszakokra való megjelenését még inkább valószínűtlenné teszik GARCÍA-CASTELLANOS (2006) számításai, melyek szerint a korábban lefolyástalan tavakból kivezető

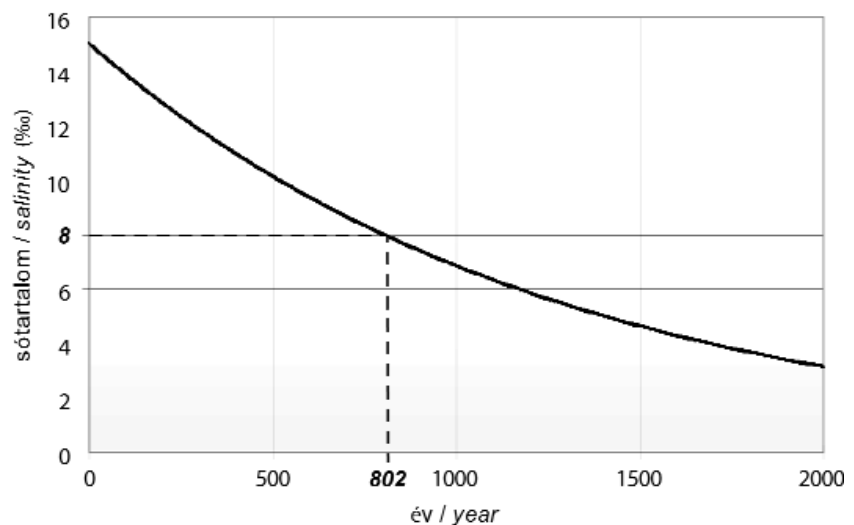
**4. ábra.** A lefolyástalan Pannon-tó sótartalmának 8%-ról 15%-ra való növekedéséhez szükséges időtartam gyakorisági eloszlása a számítás 1000 alkalommal, a bizonytalanul ismert peremfeltételek (II. táblázat) különböző értékei mellett történő elvégzése alapján

**Figure 4.** Frequency distribution of the time span needed for the salinity of Lake Pannon to increase from 8% to 15% after a hypothetical cessation of all outflow. The calculation was done 1000 times, using random values of the parameters listed in Table II



**5. ábra.** A Pannon-tó sótartalmának változása 15% kiindulási értékről, 2500 m<sup>3</sup>/s vízhozamú folyó kilépését feltételezve, figyelembe véve a kifolyó víz sótartalmának évről évre bekövetkező csökkenését

**Figure 5.** Decrease of the salinity of Lake Pannon from an initial value of 15%, assuming the presence of an outflowing river with discharge of 2500 m<sup>3</sup>/s, considering the permanent decrease of salinity in the outflowing water



folyók kialakulásuk után elég gyorsan bevágódnak ahhoz, hogy ezzel lehetetlenné tegyék a tó újbóli elzáródását.

Kiömlő folyó hiányában a Pannon-tónak a vízmérleg alapján adódó, néhányszor 10 m<sup>3</sup>/s nagyságrendű vízvesztését a felszín alatti vizekbe történő kiáramlással kell magyaráznunk. MENKOVIĆ & KOSCAL (1997) felvetése alapján karsztos üreghálózatokon keresztül is jelentős mennyiségű víz távozhatott a tóból mai Vaskapu térségében, de az így lehetséges kifolyás nagyságrendjét korábban nem vizsgálták. A Pannon-tónál jóval kisebb méretű mai Csád-tó 315 m<sup>3</sup>/s-re becsült felszín alatti vízvesztése (ISIORHO et al. 1996) azonban jelzi, hogy a Pannon-tó esetében a számítással kapott veszteség felszín alatti távozása reálisnak tekinthető. Ezt támasztja alá az is, hogy a Kaszpi-tó vízmérlegében szintén jelentős a felszín alatti vízből való beáramlás szerepe: feltételezések szerint ott a vízbevitel 2–9%-a származik ebből a forrásból (CLAUER et al. 2000). A fenti példák alapján a Pannon-tó esetében számított mértékű felszín alatti elfolyás akár közepes vízvezető képességű kőzeteken keresztül is létrejöhet, vagyis még a karsztos perem egyébként nehezen igazolható megléte sem szükségszerű feltétel. Fontos leszögezni azt is, hogy a tóban felhalmozódó üledék pórusterébe bezáródó vízmennyiség nem elegendő ahhoz, hogy a sótartalom egyensúlyban tartásához számottevően hozzájáruljon. A 6 millió év alatt lerakódott üledék teljes tömege ugyanis a Pannon-medence 250 000 km<sup>2</sup>-es területén átlagosan 2 km vastagsággal számolva 5·10<sup>8</sup> km<sup>3</sup>-re tehető, ami évente 80–90 km<sup>3</sup>, másodpercenként csupán 2–3 m<sup>3</sup> üledék képződését jelenti. Az ennek pórusterébe kerülő víz tehát a tó számára mindössze 1 m<sup>3</sup>/s körüli vízvesztéséget jelenthetett.

## Következtetések

Habár néhány korábbi munkában (MÁTYÁS et al. 1996, LEEVER 2007, LEEVER et al. 2010) már történtek próbálkozások annak meghatározására, milyen vízháztartási paraméterekkel rendelkezett a Pannon-tó (esetleg „Pannon-tenger”), és miként maradhatott hosszú ideig szűk tartományon belül a víz sótartalma, a jelen tanulmányban bemutatott modellt az első, amely ősföldrajzi érvekkel alátámasztott adatokból kiindulva, az ezek becslésében rejlő hibalehetőségeket felmérve és lehetséges hatásukat számításba véve rekonstruálta az egykori só- és vízháztartást. A bemutatott modellszámítások eredménye azt támasztja alá, hogy a Pannon-tó a késő-miocén során a világtengerrel sem közvetlen, sem folyóvízi összeköttetésen át megvalósuló kapcsolatban nem állt; a sótartalom brakkvízi értékének állandósulásához szükséges, mindössze néhány 10 m<sup>3</sup>/s vízhozamú lefolyás valószínűleg a felszín alatti vizeken keresztül valósult meg.

## Köszönetnyilvánítás

A munka a szerzőnek az Eötvös Loránd Tudományegyetem Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén végzett doktori kutatómunkája keretében készült. A tanulmányban megvizsgált problémák felvetéséért, valamint az eredmények eléréséhez nagyban hozzájáruló konzultációkért MAGYAR Imrét (Mol Nyrt.) és SZTANÓ Orsolyát (ELTE) illeti köszönet.

## Irodalom — References

- ANDREEVA-GRIGOROVICH, A. S., KOVÁČ, M., HALÁSOVÁ, E. J., HUDÁČKOVÁ, N. J. & ZLINSKA, A. J. 2007: Nannoplankton and foraminifera of Miocene (Badenian-Pannonian) sediments of Intracarpethian Neogene basins of Slovakia and Ukraine (biostratigraphy and paleoecology). — *Geological Journal* **2007**, 77–91.
- BAKRAČ, K. 2007: Middle and Upper Miocene palynology from the south-western parts of the Pannonian basin. — *Joansea Geologie und Paläontologie* **9**, 11–13.
- BERENDSEN, H. J. A. & STOUTHAMER, E. 2001: Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. — Assen: Koninklijke Van Gorcum, 286 p.
- BÖHME, M. 2003: Miocene climatic optimum: Evidence from lower vertebrates of Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **195**, 389–401.
- BÖHME, M., ILG, A., OSSIG, A. & KÜCHENHOFF, H. 2006: New method to estimate paleoprecipitation using fossil amphibians and reptiles and the middle and late Miocene precipitation gradients in Europe. — *Geology* **34**, 425–428.
- BÖHME, M., ILG, A. & WINKLHOFF, M. 2008: Late Miocene „washhouse” climate in Europe. — *Earth and Planetary Science Letters* **275**, 393–401.
- BULLA B. 1964: *Magyarország természeti földrajza*. — Tankönyvkiadó, Budapest. 420 p.
- CEDERBOM, C., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. 2004: Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* **32**, 709–712.
- CLAUER, N., CHAUDHURI, S., TOULKERIDIS, T. & BLANC, G. 2000: Fluctuations of Caspian Sea level: beyond climatic variations? — *Geology* **28**, 1015–1018
- CLAUZON, G., SUC, J-P., POPESCU, S-M., MARUNTEANU, M., RUBINO, J-L., MARINESCU, F. & MELINTE, M-C. 2005: Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. — *Basin Research* **17**, 437–462.

- DREVER, J. I. 2005: *Surface and ground water, weathering and soils*. — Elsevier, 626 p.
- DOMOKOS M. & SASS J. 1985: A Duna-medence sokévi átlagos vízmérlege. — *Vízügyi Közlemények* **67**, 440–453.
- FRISCH, W., BRÜGEL, A., DUNKL, J., KUHLEMANN, I. & SATIR, J. 1999: Postcollisional large-scale extension and mountain uplift in the Eastern Alps. — *Memorie di Scienze Geologiche (Padova)* **51**, 3–23.
- GARCIA-CASTELLANOS, D. 2006: Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins. — In: WILLETT, S.D., HOVIUS, N., BRANDON, M.T. & FISHER, D.M. (szerk.): *Tectonics, Climate and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper* **398**, 283–294.
- GEARY, D. H., RICH, J., VALLEY, J. W. & BAKER, K. 1989: Stable isotopic evidence of salinity change: Influence on evolution of melanopsid gastropods in the Late Miocene Pannonian Basin. — *Geology* **17**, 981–985.
- GEARY, D. H., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 2000: Ancient Lake Pannon and its Endemic Molluscan Fauna (Central Europe; Mio-Pliocene). — In: ROSSITER, A. & KAWANABE, H. (eds): *Ancient Lakes: Biodiversity, Ecology, and Evolution*. — Academic Press, *Advances in Ecological Research* **31**, 463–482.
- ISIORHO, S. A., MATISOFF, G. & WEHN, K. S. 1996: Seepage relationships between Lake Chad and the Chad aquifers. — *Ground Water* **34**, 819–826.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High resolution sedimentological and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 129–152.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, Gy. MAGYAR, I. & VAKARCS, G. 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202**, 72–95.
- KÁZMÉR, M. 1990: Birth, life and death of the Pannonian Lake. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79**, 171–188.
- KENESSEY B. 1930: Lefolyási tényezők és retenciók. — *Vízügyi Közlemények* **12**, 55–76
- KLEB B. 1971: A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémiai vizsgálata. — In: BARTHA F., KLEB B., KÖRÖSSY L., KILÉNYI É., SZATMÁRI P., SZÉLES M., SZÉNÁS G. & TÓTH K. (szerk.): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 173–197.
- KVITKOVIĆ, J. 1975: Movement tendencies of the West Carpathians in the Quaternary. — *Tectonophysics* **29**, 369–375.
- KORECZ, A. 1985: Die Ostracodenfauna des Zsámbéker Beckens. — In: PAPP, A., JÁMBOR, Á., STEININGER, F. F. (szerk.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys VII, M6, Pannonien*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 173–177.
- KORPÁS-HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai molluszkafaunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **66**, 1–141.
- KVAČEK, Z., KOVÁČ, M., KOVAR-EDER, J., DOLÁKOVÁ, N., JECHOREK, H., PARASHIV, V., KOVÁČOVÁ, M. & SLIVA, L. 2006: Miocene evolution of landscape and vegetation in the Central Paratethys. — *Geologica Carpathica* **57**, 295–310.
- LEEVEER, K. A. 2007: Foreland of the Romanian Carpathians: controls on late orogenic sedimentary basin evolution and Paratethys paleogeography. — PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam. 180 p.
- LEEVEER, K. A., MATENCO, L., GARCIA-CASTELLANOS, D. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2010: The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record. — *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2010.01.003
- MAGYAR I. 2009: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben őslénytani és szejzmikus rétegtani adatok alapján. — MTA doktori értekezés, Budapest, 132 p.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MÁTYÁS, J., BURNS, S. J., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1996: What can stable isotopes say about salinity? An example from the Late Miocene Pannonian Lake. — *Palaios* **11**, 31–39.
- MENKOVIĆ, L. & KOSCAL, M. 1997: Geomorphological features and morphogenesis of Djerdap gorge. — In: GRUBIC, A. & BERZA, T. (eds): *International Symposium on Geology in the Danube Gorges 25. Geoinstitut, Donji Milanovac/Orsova*, 89–98.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992: Continuous record of lacustrine cardiid bivalves in the Late Miocene Pannonian Lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36**, 353–372.
- NAGY, E. 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **205**, 120 p.
- NEVESSKAJA, L. A., GONCHAROVA, I. A., ILJINA, L. B., PARAMONOVA, N. P., POPOV, S. V., VORONINA, A. A., CHEPALYGA, A. L. & BABAK, E. V. 1987: History of Paratethys. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 337–342
- OKIR (Országos Környezetvédelmi Információs Rendszer) 2010: <http://okir.kvvm.hu/index.php?content=fevi> (2010. november 11.)
- PÉCSI M. 1969: *A tiszai Alföld. Magyarország tájfeldrajza, 2. kötet*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 381 p.
- POGÁCSÁS Gy., JÁMBOR Á., MATTICK, R. E., ELSTON, P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. 1989: A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szejzmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. — *Magyar Geofizika* **30**, 41–62.
- POGÁCSÁS, GY., SZABÓ, A. & SZALAY, J. 1992: Chronostratigraphic relations of the progradational delta sequence of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **35**, 311–327.
- SNEL, E., MÁRUNȚEANU, M., MACALEȚ, R., MEULENKAMP, J. E. & VAN VUGT, N. 2006: Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 107–124.

- SPIEGEL, C., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & FRISCH, W., 2001: Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo-Miocene times. — *Tectonophysics* **341**, 33–47.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — European Geosciences Union, General Assembly, Vienna. *Geophysical Research Abstracts* **9**, p. 05425
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203–219.
- UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2007: Sediment supply as the controlling factor of sequences in the Late Miocene Lake Pannon (Hungary) — *25th IAS Meeting of Sedimentology, Patras, Greece. Abstracts Book*, p. 177.
- UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2009: Shelf margin evolution and lake level changes in the Late Miocene Lake Pannon. — *6th Annual Conference of SEPM-CES, Kraków, Poland. Abstracts and Field Guide*, 40–41.
- UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the South Transdanubian region, Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **38**, 69–87.
- VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei-árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–51.
- VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary. — Manuscript, PhD Thesis, Rice University, Houston (Texas), 386 p.
- VAN DAM, J. A. 2006: Geographic and temporal patterns in the Late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: the use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C. G., PANAIOTU, C. E., MATENCO, L., BERTOTTI, G. 2004: Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio–Pliocene sedimentary sequences of the Focșani basin (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **227**, 231–247.
- YAN, J. P., HINDERER, M., EINSELE, G. 2002: Geochemical evolution of closed-basin lakes: general model and application to Lakes Qinghai and Turkana. — *Sedimentary Geology* **148**, 105–122.
- Kézirat beérkezett: 2010. 11. 26.

## Platóhelyzetű eolikus üledékek és formák az Agár-tető bazaltfennsíkján (Déli-Bakony)

SEBE Krisztina<sup>1</sup>, CSILLAG Gábor<sup>2</sup>, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit<sup>2</sup>

<sup>1</sup> PTE Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság ú. 6.; krisztina.sebe@gmail.com

<sup>2</sup> Magyar Állami Földtani Intézet; 1143 Budapest, Stefánia út 14.; csillag@mafi.hu, bozso@mafi.hu

---

### *Mountain-top aeolian deposits and ventifacts on the basalt plateau of Agár-tető (Southern Bakony, Hungary)*

#### Abstract

Mountain-top or cliff-top aeolian deposits are a special type of aeolian sediment, which are transported upwards along steep or even vertical slopes by the wind. Most of the published occurrences are of Holocene age. In Europe, they have been reported from a few sites along the western margin of the continent. Here we describe aeolian deposits covering the extensive basalt plateau of Agár-tető in the Transdanubian Range (Southern Bakony).

The deposits have a thickness of around 0.5 m on horizontal surfaces, while in wind shadow they can be several metres thick. They are mainly medium-sorted, with grain sizes ranging from clay to fine gravel but the dominant type is fine sand. The majority of the grains are quartz and probably originated from the north — i.e. from Lake Pannon sediments underlying the basalt. The sediment material itself must have been transported onto the plateau by strong winds during the Pleistocene glacials. Trapping was most probably caused by the coarse surface roughness (i.e. a surface strewn with basalt blocks), by vegetation cover and, in the case of thick accumulations, by the topographical position. Strong aeolian activity is indicated by wind-fluted basalt blocks as well.

*Keywords: mountain-top aeolian sediments, basalt, ventifact, Transdanubian Range (Hungary), Pleistocene, periglacial*

---

#### Összefoglalás

A platóhelyzetben található eolikus homokok a szél által lerakott üledékek egy különleges fajtáját alkotják, amit a szél meredek, akár függőleges lejtő mentén szállít fel a tetőre. Az irodalomban főleg holocén példákról olvashatunk, hiszen ezen üledékek megmaradásának és felismerésének valószínűsége elég kicsi. Európában eddig csak néhány helyen, a kontinens nyugati peremén írtak le ilyen eredetű üledéket. Most nagy kiterjedésben találtuk meg ezeket a Déli-Bakonyban, az Agár-tető fennsíkján.

Az eolikus üledék a sík felszíneken 0,5 m körüli vastagságú, míg szélárnyékos helyeken több méteres vastagságban halmozódott fel. Közepesen osztályozott, szemcsemérete agyagtól aprókavicsig terjed, uralkodóan aprószemű homok. Anyaga főleg kvarc, északról, a bazalt fekéjében található pannon-tavi üledékekből származtatható. A pleisztocén glaciálisok viharos szelei halmozhatták a fennsíkra, csapdázódását a durva felszínérdesség, azaz a bazaltblokkokkal szórt felszín, a növényborítás, valamint a vastagabb felhalmozódások esetében a domborzati helyzet okozhatta. Az erős szelek hatását bizonyítják a szélmarás által barázdált bazalttömbök is.

*Tárgyszavak: eolikus homok, bazalt, éleskavics, Dunántúli-középhegység, pleisztocén, periglaciális*

#### Bevezetés

A Bakonyban és a Balaton-felvidéken a miocén–pleisztocén bazaltvulkáni képződmények többségének fekéjét adó pannon-tavi képződmények lerakódása kb. 8 millió évvel ezelőtt fejeződött be (BUDAI et al. 1999), amit helyenként vékony folyóvízi összlet felhalmozódása követett (SZTANÓ & MAGYAR 2010), bár utóbbinak a nyomát az

Agár-tető közvetlen környékén nem mutatták még ki. A vulkanizmus az így kialakult igen enyhe domborzatú felszínen indult meg, termékeit a Tapolcai Bazalt Formációba soroljuk. A vulkáni formák domináns típusa, az egykori terepszint alá mélyülő maarok mellett összesen két olyan nagyméretű vulkánt ismerünk, melyek a felszínre települtek: a Kab-hegy és az Agár-tető bazalttesteit. Terepbejárásaink során azt tapasztaltuk, hogy az

Agár-tető fennsíkját nagy területen homokos üledék borítja. Korábban innen csak PEREGI (1974a, b) írt le néhány homokfoltot, ezeket részben pannóniai korúnak határozta, az egyik kis előfordulásról pedig felvetette, hogy futóhomok lehet.

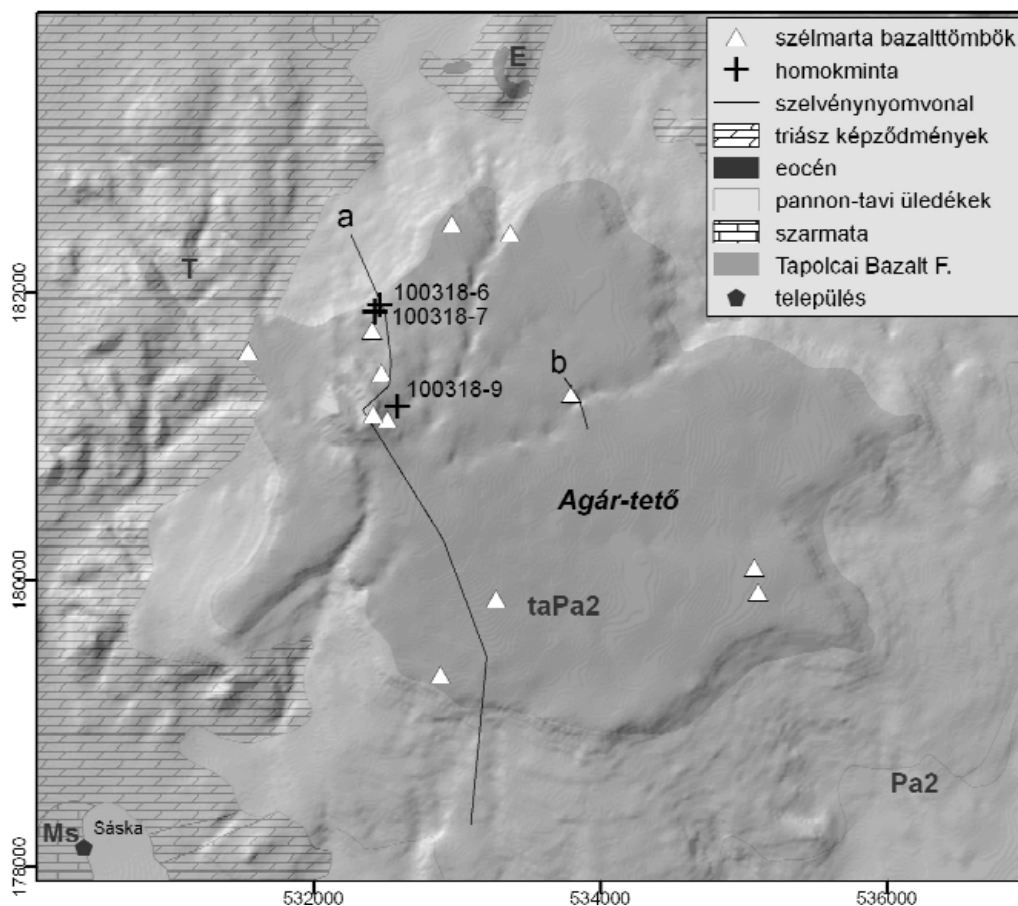
A homok lerakódása folyóvízi tevékenységgel nem magyarázható, mivel a hegy mindig kiemelkedett környezetéből. Ismert azonban az eolikus üledékeknek egy speciális fajtája, amely a domborzat kiemelt felszíneire települ homoklepel vagy bucka formájában. Ezt többféle névvel illetik, a homoklepeknek, illetve általánosságban ezeknek az eolikus üledékeknek az angol elnevezése *ae-olian cliff-top/mountain-top/plateau-top deposits* (pl. BALLANTYNE 1998, HÉTU 2006, GERMAIN et al. 2009, PYE & TSOAR 2009), a buckákat pedig általában *cliff-top dunes* vagy *perched dunes* (pl. MARSH 1990, SAYE et al. 2006) néven említik; magyarral talán eolikus platóhomoknak fordíthatnánk. Munkánk célja az Agár-tető fennsíkján található homok előfordulásának előzetes dokumentálása, valamint az eolikus eredet lehetőségének vizsgálata volt. E célból kerestük a szélrózsió egyéb nyomait is, kiemelten a szélmarásos sziklafelszíneket, melyek jelenléte a tágabb

környezet számos szélciszszolta kavicsa és kőzetfelszíne (JÁMBOR 2002, CSILLAG et al. 2008) alapján elméletileg elvárható volt, de bazaltokon eddig nem kerültek elő.

### Vizsgálati terület és módszerek

A Déli-Bakonyban, Monostorapátitól 5 km-re ÉNy felé elhelyezkedő Agár-tető kb. 5 km átmérőjű bazaltfennsíkját több hasadékból kiömlő láva hozta létre (MARTIN & NÉMETH 2004) (1. ábra). A vulkáni aktivitás hosszú ideig (5,25–2,8 Ma), több periódusban zajlott (BALOGH et al. 1986). A fennsíkon található a vulkán legfiatalabb része, a 2,8 millió éve képződött, 80 m magas és 600 m átmérőjű csúcsi salakkúp, valamint több kis salak- és lávafröccskúp is (MARTIN & NÉMETH 2004).

Az itt bemutatott vizsgáldások során bejártuk a fennsík területét, hogy adatokat nyerjünk a homok elterjedéséről és települési viszonyairól, illetve hogy szélmarás bazaltfelszíneket keressünk. A homokból szemeloszlás- és SEM-vizsgálatok céljából mintákat vettünk. A szemeloszlási vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézet laborató-



1. ábra. Az Agár-tető és környéke egyszerűsített földtani térképe (BUDAI et al. 2000 alapján) a szélmarás bazaltömbök helyével és a 2. ábra szelvényeinek nyomvonalával

T – triász képződmények; E – eocén; Ms – szarmata; Pa2 – pannon-tavi üledékek; taPa2 – Tapolcai Bazalt F.

Figure 1. Simplified geological map of Agár-tető (based on BUDAI et al. 2000)

T – Triassic; E – Eocene; Ms – Sarmatian; Pa2 – Lake Pannon deposits; taPa2 – Tapolca Basalt Fm.; triangles – basalt ventifacts; crosses – sand samples; solid line – location of the sections in Figure 2 solid pentagon: settlement

riumában szitalással és Frich Analysette 22 típusú lézeres szemcseméret-meghatározóval készültek.

## Eredmények

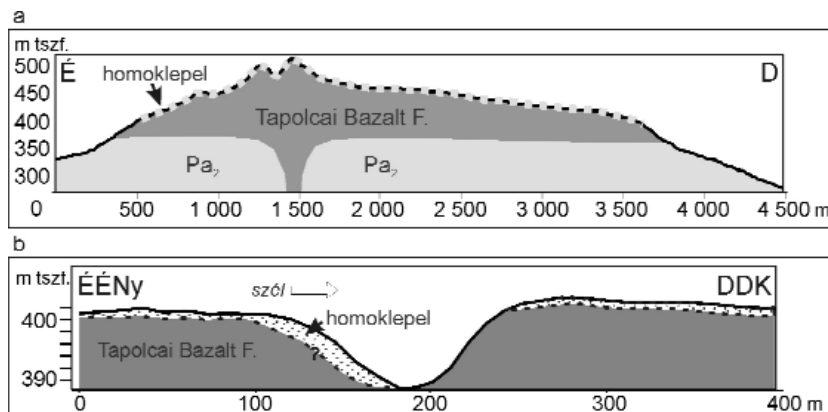
### A homokos üledék elterjedése és jellemzői

A terepbejárások alapján megállapítható, hogy az Agár-tető teljes fennsíkját befedi a kvarchomokos üledék. Sík vagy ahhoz közeli felszíneken 0,5–0,8 m vastagságú, és nem mutatható ki benne oldalirányú vastagságváltozás, míg a lejtős felszíneken, elsősorban a fennsíkba vágódó völgyek oldalain több m vastagságot is elér. Deciméteres átmérőjű bazalttömbök közé, illetve rájuk települ. A homok rétegzetlen, üledékes szerkezetek nem figyelhetők meg benne; felső néhány decimétere a recens talaj alapkőzetét alkotja.

A homok domborzati helyzetét a 2. ábra szelvényei mutatják. A terület legnagyobb részén a homok lepelként fed be a kisebb domborzati formákat, így például megtalálható a csúcsi salakkúptól ÉÉNy felé húzódó lávafolyás

vagy fekete színű. Ez alatt sík felszínen, ahol a vékony homokos öszlet bazaltmálladékkal keveredik, sötétvörös, míg a lejtős felhalmozódások talaj alatti része sárga vagy világosszürke. Az üledék a sík felszíneken közepesen osztályozott, a domináns frakciója az aprószemű homok, számottevő kőzetlisztet, kevés agyagot és 5–10 mm közötti szemcséket is tartalmaz. Az eddig vizsgált minták közül a legdélebbi a legfinomabb szemcseméretű (3. ábra). A vastagabb, völgyoldali öszletek jól osztályozottak, a homoknál finomabb frakciók aránya elenyésző bennük. A szemcsék kb. harmada-fele jól kerekített, néhány szemcsén polírozottság is látszik.

A 100318-6. sz. minta ásványos összetételéről az előzetes mikroszkópos vizsgálatok alapján megállapítható, hogy benne a kvarc dominál, de sok bontott, valamint kevés üde földpátot, és csak néhány százaléknyi bazalt törmelékanyagot tartalmaz. Nehézásványai között a gránát a leggyakoribb, lényegesen ritkábbak a magnetit-ilmenit, az amfibolok és a piroxének. Kevés zoizit, sztauroilit, sillimanit, epidot, kianit, turmalin, rutil, apatit, leukoxén és klorit is előfordul benne. A nehézásványok nagy része,

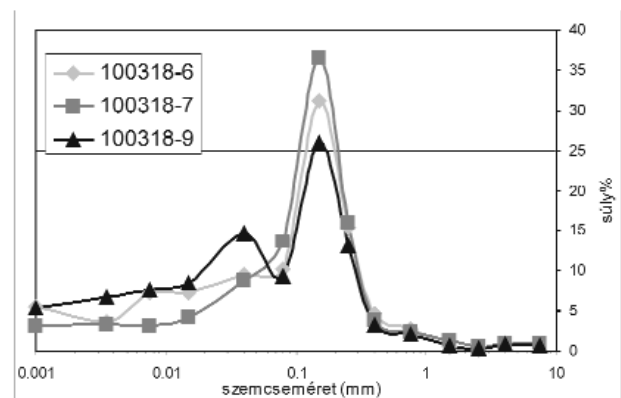


2. ábra. A homokos üledék morfológiai helyzete. a – vázlatos szelvény az Agár-tető nyugati részén keresztül; b – szelvény a Ráskói-patak forrásának völgyén át. A szelvények nyomvonala az 1. ábrán látható.

Figure 2. Geomorphological position of the sandy sediment. a – simplified section across the western part of Agár-tető; b – section across the largest, roughly W-E trending valley. The location of the sections is shown in Figure 1

mindkét oldalán és tetején is. Nagyobb domborzati elemek erősebb hatással voltak a felhalmozódásra. A K–Ny-i vagy ahhoz közeli csapású, a bazaltba erősen bevágódott, merdek oldalú völgyek északi lejtőin több, akár 6–8 méter vastagon halmozódott fel homok, míg a déli lejtőn csak kevés homok keveredik a bazalttömbök között a szálkőzetet fedő vékony bazaltnyirokba (2. ábra, b). A csúcsi salakkúp É-i oldalán és keskeny gerincén a homokos fedő igen vékony, a felszínt itt is szétszórt bazalttömbök tartják, a déli lejtőkön ellenben még 0,6–0,8 m mélységben is alig találunk néhány cm-nél nagyobb bazaltdarabot, a felszínt salaktörmelékéből és -málladékból, valamint kvarchomokból álló üledék fedte.

Az üledék főként kvarc anyagú, karbonátmentes homok, helyenként szervesanyagdús, talajosodott. Felső néhány dm-e a talajosodás miatt sötétbarna, sötétszürke



3. ábra. Néhány homokminta szemeloszlása. A minták helye az 1. ábrán látható

Figure 3. Grain size distribution of some sand samples. Sampling sites are shown in Fig. 1

kb. négyötöde jól kerekített. Ez a nehézsúlyos összetétel sok hasonlóságot mutat a közelből, Monostorapáti és Kapolcs környékéről (JÁMBOR 1973, SOLTI 1973) vizsgált felső-pannóniai homokok összetételével, de azokban általában a klorit is a gyakori nehézsúlyosok közé tartozik.

#### Szélmarásos kisformák bazalton

Az Agár-tető fennsíkján több helyen találtunk olyan bazalttömböket, melyeken egyértelműen láthatók a szélvéste barázdák (1. ábra). Ezek részben a felszínen heverték, részben a felszín alól, a homokos üledékből vagy bazaltnyirokból kerültek elő. A szélcsiszolta tömbök a felszínt borító, illetve a közvetlenül a felszín alatt található bazalt-daraboknak csak igen kis részét adják, és nem gyakoribbak a fennsík északi peremén, mint máshol.

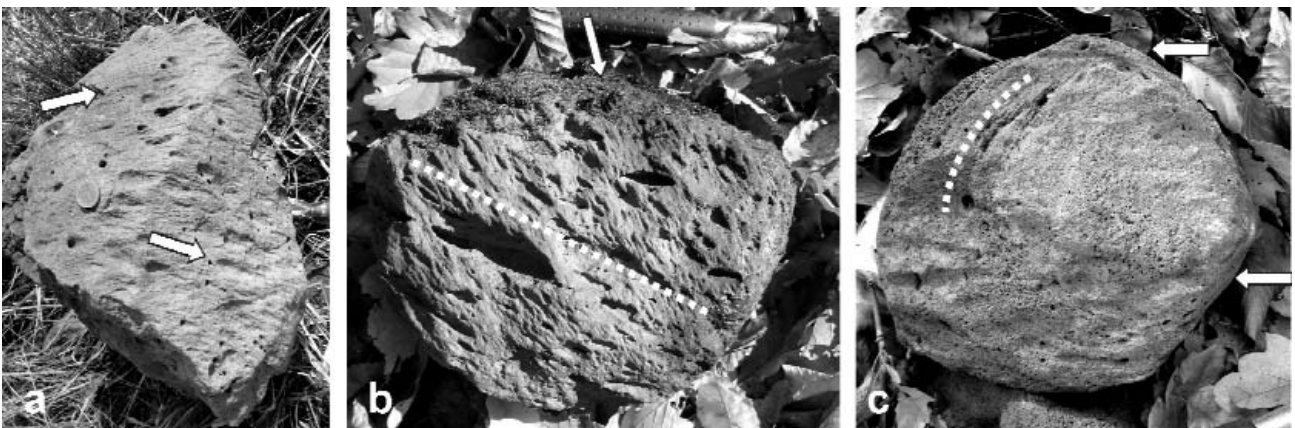
A szélmarásra jellemző kisformák (BOURKE & VILES 2007, KNIGHT 2008) közül síkra csiszolt lap (*facet*) és gödörke (*pit*) ritkán fordul elő, illetve a sík felszínének eredete a kőzet mállottsága miatt általában nem állapítható meg. Bár a szélcsiszolta barázdákat viselő kőzetfelszínnek viszonylag sima tapintásúak, a szélmarásra legjellemzőbb polírozott felület sehol sem volt látható, ami a kőzetfelszínnek utólagos mállásának eredménye. A leggyakoribb és legjellegzetesebb formák a szélcsiszolta barázdák (4. ábra), melyek több cm szélesek és mélyek és akár 20 cm hosszúak is lehetnek. Gyakran zárt végűek (angolul ezeket *flute* néven különböztetik meg), a bazalt hólyagüregeiből indulnak ki, onnan keskenyednek és sekélyednek, de vannak párhuzamos oldalú, egyenletes mélységű, egyenes vagy enyhén hullámos, mindkét oldalon nyitott végű barázdák (*groove*) is. Bár a zárt végű formák *in situ* kőzettömbök esetében egyértelműen jeleznek a szélirányt, itt nem nyerhettünk ilyen adatot, mert csak biztosan többször átmozgatott bazalttömbökön találtunk barázdákat. Sok tömb esetében ugyan valószínűsíthető a szél általi felszínalakítás, de főleg a folyásos, irányított szerkezetű lávaanyagon gyakran nem

állapítható meg egyértelműen, hogy a barázdák elsődleges, vulkáni vagy másodlagos, eróziós eredetűek-e. Emiatt csak azokat a bazaltdarabokat tekintettük biztosan eolikusan megmunkáltnak, ahol a felszíni barázdák szöveget zártak be a folyásos szerkezet irányítottságával (4. ábra b, c), vagy ahol a kőzetanyag irányítatlan szerkezetű volt.

#### Értelmezés

A platóhelyzetű eolikus üledékek az uralkodó szél irányába néző, meredek — 45 fok feletti dőlésű, akár függőleges — lejtők fölötti fennsíkokon halmozódnak fel (PYE & TSOAR 2009). Kialakulásukat annak köszönhetik, hogy ilyen domborzat esetén a szél a sík terepen mért sebességének több mint másfélszeresére is felgyorsul, így képes nagy-méretű szemcséket is felfelé szállítani (BOWEN & LINDLEY 1977). A szemcsék közt nem ritkák az 1 cm fölötti méretűek, a recens viharokban megfigyelt legnagyobb felszállított palatörmelék 13,4 cm hosszú volt (HÉTU 2006). A szakirodalom viszonylag kevés platóhelyzetű eolikus üledékről tudósít, vélhetőleg az ilyen típusú üledékek rossz megőrződési esélyei miatt. Néhány jellemző előfordulás adatait az I. táblázat foglalja össze. A platóhelyzetű eolikus üledékek esetében közös tulajdonságként a következőket vehetjük számba:

- változatos képződési környezetekben, de speciális morfológiai és földtani helyzetben jönnek létre;
- anyaguk rendszerint a szirtfalból származik, amire települnek;
- rövid távon, a szirt élétől csak kis távolsáig szállítódnak, emiatt gyakran rosszul osztályozottak és szemcséik alig koptatottak;
- dűnéket vagy szerkezet nélküli homokleplet alkotnak;
- lehetnek rétegzetek és rétegzetlenek, talajok tagolhatják őket.



4. ábra. Szélcsiszolta bazalttömbök

A szélmarás véste barázdák irányát nyíl (a), az elsődleges, vulkáni kőzetszerkezet irányítottságát pontozott vonal jelzi (b, c). A c ábra egy koncentrikus szerkezetű vulkáni bomba keresztirányú törési felületét mutatja, amit a szél a törés után megmunkált

#### Figure 4. Basalt ventifacts

Wind-carved grooves and flutes are indicated by arrows (a), while the orientation of the primary, volcanic rock structure by dotted lines (b, c). Part c of the figure shows the broken surface of a volcanic bomb of concentric structure, which became wind-carved after the bomb had been broken



I. táblázat. Platóhelyzetű eolikus üledékek jellemző adatai

Table I. Typical features of mountain-top/cliff-top aeolian sediments

Hely	Hivatkozás	Topográfiai helyzet	Homok vastagsága	Max. távolság a szirtperemtől	Üledék jellege	Homok anyaközete (szirtfal anyaga)	Üledékképződés kiváltó oka	Kor (év)
The Storr, Skye, Skócia	Ballantyne 1998	tengerparti szirt	2,9 m	100 m	rétegzetlen lepel	bazalt	hegycsuszamlás	6500-0
Mountain River, NWT, Kanada	Bégin et al. 1995	glaciofluvialis terasz	13 m	60 m (dűne), 110 m (lepel)	parabolaszerű dűne talajszintekkel	glaciofluvialis üledék	felgyorsult folyóbevégyódás	900-0
Grand Sable and Sleeping Bear Dunes, Nagytavak, USA	Marsh, Marsh 1987; Marsh 1990	tóparti szirt/ glaciofluvialis terasz	30-40 m	1,5 km	szabálytalan dűnék	glaciofluvialis üledék	tószint emelkedése	5000-0
Anticosti-sz., Quebec, Kanada	Germain et al. 2009	kiemelt abrázios terasz	0,3 m	100 m	lepel	abrázios homok/kavics	tengerszintezés	1560-0
White River Badlands, SD, USA	Rawling et al. 2003	folyóparti szirt	1-3 m	20 m	lepel, keskeny sáv, talajkezdeményekkel	aleurit-homok-kavics	égghajlatváltozás	7900-2900
Rubjerg Knude, Jutland, Dánia	Saye et al. 2006	tengerparti szirt	40 m	150 m (dűne), 2-3 km (lepel)	vonalszerű, szimmetrikus dűne	glaciofluvialis üledék	parthátrálás	270-0 (1885 óta épül?)
Gaspésie, Quebec, Kanada	Hétu 2006	tengerparti szirt	11,4 mm/ esemény	20 m	lepel	pala	parthátrálás?	Aktív
Big Horn Mts., WY, USA	Sharp 1949	pediment	nincs adat	nincs adat	dűnék talajszintekkel	durva hordalékkúp	glaciális égghajlatváltozás	Pleisztocén
Muckish Mountain, Írország	Wilson 1989	fennsík			lepel	metamorf kvarcit	égghajlatváltozás	5300-2600, ill. 1900-0
Porcupine River, Kanada	Lauriol et al. 2002	folyóterasz	3-10 m	<100 m	lepel, gipszkonkréció-szintekkel	dolomit, kvarcit, palák, terasz-kavics	égghajlatváltozás	14860, 11640-8200, ill. 4600-0

A leírt üledékek kora a legtöbb esetben holocén, jelentős részük felhalmozódása ma is zajlik.

Összevetve ezeket az agár-tetői homokról írtakkal megállapíthatjuk, hogy utóbbiak is eolikus lerakódásnak tekinthetők. A homok anyaga mind helyzete, mind nehézsúlyösszetétele alapján elsősorban a hegytől északra található és a bazalt fekéjét is alkotó pannontavi üledékekből (2. ábra, a) származtatható. Lényegesen kisebb klorittartalmát a szállítás közbeni osztályozódás eredményezhette, melynek következtében a kisebb méretű, kisebb sűrűségű és lemezes vagy oszlopos szemcsék messzebbre jutnak el, mint a nagyobb méretű, nagyobb sűrűségű és izometrikus alkotórészek (PETTIOHN 1975). Mivel a klorit lemezes, és a többi nehézsúlyhoz képest közepes sűrűségű, ezért a jelentős klorittartalmú pannontavi homok áthalmazása során a kloritot messzebbre szállította a szél, illetve kifújta a közelebbi lerakott homoktestekből. A homokos üledéket az erős, északias pleisztocén szelek (LÓCZY 1913, CSILLAG et al. 2010) szállíthaták fel a fennsíkra. A viszonylag nagy felső szemcseméretű (5–10 mm), az összességében gyenge koptatottság és polírozottság közeli forrásterületre utal. A fennsík északi peremén több fosszilis csuszamlás látható,

amik okozhatták a homokszállítás megindulását. Mivel azonban a defláció a pleisztocén több szakaszában igen erős volt, nem feltétlenül szükséges hegycsuszamlást feltételezni az üledékforrás feltáródásához, hiszen a fennsíktól közvetlenül északra ma is pannontavi képződmények találhatóak (1. ábra). A csuszamlások azonban mindenképpen hozzájárultak az északi, szélfelőli platóperem meredek oldalának kialakításához. A szélfújta homok megőrződését a bazaltplatón talán a gyér növényzet is elősegíthette, ahogy azt pl. Skóciában leírták (BALLANTYNE 1998), de a durva felszínérdeesség — tehát az, hogy a légáramlás felszíni határretegébe különböző mértékben benyúló bazaltblokkok hevernek elszórtan a felszínen — lehetett a csapdázódás egyik fő oka. Speciális domborzati helyzetben, szélárnyékos lejtőn (2. ábra, b) pedig több méter vastagon halmozódhatott fel a homok.

Az eolikus tevékenység pontos korát jelenleg még nem ismerjük, azonban többféle adat utal arra, hogy a széléróziós időszak már lezárult. A szélcsiszolta bazaltfelszínnek mállottak, polírozottság egyikén sem látszik. A tömbök sok helyen a homokban eltemetve találhatóak, és a homokot az egyik előfordulásnál PEREGI (1974b) szerint lösz fedí, bár

ezt a lösz terepbejárásaink során nem találtuk meg. Ez alapján, valamint a hazai futóhomokos üledékek és szélcsiszolta felszínnek kormeghatározási eredményei alapján (pl. GÁBRIS 2003, NOVOTHNY et al. 2010, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011) az eolikus homok és a szélmarta bazaltblokkok képződése előzetesen a pleisztocén glaciális szakaszaira tehető. A hazai analógiák alapján a homokszállítás és a szélmarás a pleisztocén során többször ismétlődhetett. A pleisztocén kor mellett szól az is, hogy a deflációhoz legkedvezőbb éghajlati és növényzeti viszonyok a periglaciális körülmények közt álltak fenn. A képződmények korát a jövőben OSL-mérésekkel szeretnénk pontosítani.

### Következtetések

Vizsgálataink alapján az Agár-tető fennsíkját lepelként borító homokos üledék egy speciális üledékképződési környezetről tanúskodik, ahol a szél fölfelé, a platóra halmozta át a bazalt fekéjéből származó anyagot. A homok elsősorban pannon-tavi üledékekből származtatható, amit az erős, északias szelek a pleisztocén során szállítottak el. E homok segítségével csiszolta a szél meg a bazaltfelszíneket is, a szélmarás nyomát barázdált felszínű bazalttömbök őrzik.

Bár a keletkezésük óta kiemelt helyzetben lévő bazaltfennsíkok esetében várható volt az eolikus képződmények és elsősorban a széléróziós formák megjelenése, ezeket eddig mégsem írták le a vizsgált területről, ami több okkal magyarázható:

- a területen leggyakoribb felszíni kőzettípusok (hólyagos bazalt, gyorsan málló „kukoricaköves” bazalt, salak) nem kedveznek a csiszolt felszínnek és szélmarásos kisformák keletkezésének és a jelenlegi éghajlaton megőrződésének sem;
- ha keletkeztek is szélcsiszolta barázdák, sokszor nehezítik megkülönböztetni a láva elsődleges üregeitől;
- a csiszolt kőzettömbök részben eltemetődtek;
- a kvarter fedőüledékeket nem vizsgálták alaposan ilyen szempontból.

Ennek tudható be, hogy csak a célirányos keresés és vizsgálat hozott eredményt.

A folyamatban lévő vizsgálatok reményeink szerint a közeljövőben pontosítani tudják majd ismereteinket a homok települési viszonyairól és a széléróziós időszak koráról is.

### Köszönetnyilvánítás

A munkát a 62478 számú OTKA projekt támogatta. Köszönettel tartozunk RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiának és SZTANÓ Orsolyának alapos lektori munkájukért.

### Irodalom — References

- BALLANTYNE, C. K. 1998: Aeolian deposits on a Scottish mountain summit: characteristics, provenance, history and significance. — *Earth Surface Processes and Landforms* **23/7**, 625–641.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica, Szeged* **28**, pp. 75–94.
- BÉGIN, C., MICHAUD, Y. & FILION, L. 1995: Dynamics of a Holocene cliff-top dune along Mountain River, Northwest Territories, Canada. — *Quaternary Research* **44/3**, 392–404.
- BOURKE, M. C. & VILES, H. A. 2007: Aeolian Features. — In: BOURKE, M. C. & VILES, H. A. (eds): *A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments*. Planetary Science Institute, Tucson, 6–22.
- BOWEN, A. J. & LINDLEY, D. 1977: A wind-tunnel investigation of the wind speed and turbulence characteristics close to the ground over various escarpment shapes. — *Boundary-Layer Meteorology* **12/3**, 259–271.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadvány* **197**, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., GYALOG L. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 2000: A Dunántúli-középhegység terület prekvarter (negyedidőszaki képződményektől mentes) fedetlen földtani térképe, M=1:100 000. — *Kézirat*, MÁFI-MOL Rt.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P. M., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2008: Deflációs formák és folyamatok a Dunántúli hegységi területein és környezetükben. — *4. Magyar Földrajzi Konferencia*, Debrecen, 2008. november 14–15., 84–90.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A szélérózió szerepe a Dunántúli hegységi és dombvidéki területeinek felszínfejlődésében. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 445–468.
- GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127/1–4**, 1–14.
- GERMAIN, D., LAVOIE, M. & FILION, L. 2009: Cliff-Top Eolian Sedimentation Reflecting Mid- to Late-Holocene Environmental Changes at Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada. — *Journal of Coastal Research* **25/2**, 324–335.
- HÉTU, B. 2006: Coarse cliff-top aeolian sedimentation in northern Gaspésie, Québec (Canada). — *Earth Surface Processes and Landforms* **17/1**, 95–108.

- JÁMBOR Á. 1973: Monostorapáti, Mat-2. számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 9 p.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlemények* **132**, 101–116.
- KNIGHT, J. 2008: The environmental significance of ventifacts: A critical review. — *Earth-Science Reviews* **86/1–4**, 89–105.
- LAURIOL, B., CABANA, Y., CINQ-MARS, J., GEURTS, M.-A. & GRIMM, F. W. 2002: Cliff-top eolian deposits and associated molluscan assemblages as indicators of Late Pleistocene and Holocene environments in Beringia. — *Quaternary International* **87/1**, 59–79.
- LÓCZY L. sen. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, 1. kötet, 1. szakasz. — M. Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 617 p.
- MARSH, W. M. 1990: Nourishment of perched sand dunes and the issue of erosion control in the Great Lakes. — *Environmental Geology* **16/2**, 155–164.
- MARSH, W. M. & MARSH, B. D. 1987: Wind Erosion and Sand Dune Formation on High Lake Superior Bluffs. — *Geografiska Annaler* **69**, Ser. A., 379–391.
- MARTIN, U. & NÉMETH K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26**, 184 p.
- NOVOTHNY Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., KRBETSCHKEK, M. & TSUKAMOTO, S. 2010: Infrared stimulated luminescence and radiofluorescence dating of aeolian sediments from Hungary. — *Quaternary Geochronology* **5**, 114–119.
- PEREGI Zs. 1974a: Földtani alapadatok Taliándörögd, Kapolcs, Monostorapáti és Sáska 10 000-es térképeihez. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 615 p.
- PEREGI Zs. 1974b: A taliándörögdi, kapolcsi, monostorapáti és sáskai 1:10 000-es térképlapok területének földtani leírása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 213 p.
- PETTJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks*. — Harper and Row Publishers, New York, 628 p.
- PYE, K. & TSOAR, H. 2009: *Aeolian Sand and Sand Dunes*. — Springer, Berlin–Heidelberg, 458 p.
- RAWLING, E. J., FREDLUND, G. G. & MAHAN, S. 2003: Aeolian cliff-top deposits and buried soils in the White River Badlands, South Dakota, USA. — *The Holocene* **13/1**, 121–129.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G., BOURLÉS, D. & MÜLLER, P. (2011): Dating pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic <sup>10</sup>Be. — *Quaternary Geochronology* **6/6**, 515–529.
- SAYE, S.E., PYE, K. & CLEMMENSEN, L.B. 2006: Development of a cliff-top dune indicated by particle size and geochemical characteristics: Rubjerg Knude, Denmark. — *Sedimentology* **53/1**, 1–21.
- SHARP, R.P. 1949: Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming. — *Journal of Geology* **57/2**, 175–195.
- SOLTI G. 1973: Kapolcs, Kpt-2. számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 13 p.
- SZTANÓ O. & MAGYAR I. 2010: A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana. — *Földtani Közlemények* **140/2**, 163–166.
- WILSON, P. 1989: Nature, origin and age of Holocene aeolian sand on Muckish Mountain, Co. Donegal, Ireland. — *Boreas* **18/2**, 159–168.
- Kézirat beérkezett: 2011. 03. 11.

## Az infravörös mikroszkópia alapjai és alkalmazása opak ásványok fluidumzárvány vizsgálatában

TAKÁCS Ágnes, MOLNÁR Ferenc

ELTE, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék; 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

---

### *Basic principles of infrared microscopy and its application in fluid inclusion studies of opaque minerals*

#### Abstract

Nowadays fluid inclusion petrography and microthermometry are widely applied techniques for investigating various geological processes. The most common minerals in the process of fluid inclusion microthermometry are primarily quartz, calcite and other transparent minerals. However, many minerals in the 400–700 nm wavelength (visible light) range are opaque. The IR radiation has lower energy than the visible light and therefore its energy is not large enough to excite the movement of an electron from the valence band to the conduction band; thus the light is not absorbed by the mineral. Consequently, the mineral is transparent in IR light. Several opaque minerals — such as pyrite, enargite, stibnite, molybdenite, haematite, etc. — have been found to be transparent in IR light. Microthermometric studies on these minerals have indicated that their fluid inclusions acted in such a way as to preserve certain stages of the geological processes; otherwise, these could not have been reconstructed on the basis of conventional studies of fluid inclusions in transparent minerals. The IR microscopy and microthermometry have recently been introduced into routine practice in the fluid inclusion laboratory of the Department of Mineralogy at the Eötvös Loránd University. The calibration measurements indicate that the “green house effect” on fluid inclusions in enargite — which is caused by the thermal energy of the IR radiation — does not reach the extent of that limit which could effect the geological interpretations of microthermometry data. This can be explained by the properties of the analytical system, given that all the instruments have been optimized for the transmission of the IR radiation.

IR microscopy and microthermometry represent a powerful new field for fluid inclusion microthermometry and could open up new areas for the study of various geological processes.

*Keywords: infrared microscopy and microthermometry, opaque minerals*

---

#### Összefoglalás

A normál fehér fényben átlátszó ásványok fluidumzárványainak mikrotermometriai vizsgálatát a földtani kutatások számos területén alkalmazzuk. Opak ásványokon azonban egészen az utóbbi időig nem lehetett rutinjelleggel ilyen vizsgálatokat végezni. Az infravörös sugárzás kisebb energiájú, mint az emberi szem számára látható normál fény (400–700 nm), ezért a kicsi tiltott sáv energiával rendelkező opak ásványokban nem indukál elektronátmenetet, azaz nem abszorbeálódik. Az ilyen tulajdonságú opak ásványok (például pirit, enargit, antimonit, hematit, molibdenit stb.) tehát átlátszóak infravörös fényben. Az opak ásványok infravörös fényben végzett mikrotermometriai vizsgálatainak eredményei bizonyították, hogy ezen ásványok fluidumzárványai egy-egy földtani folyamat olyan hőmérséklet, nyomás és oldatösszetétel jellemzőit is őrzik, melyeket nem ismerhetnénk meg, ha az adott földtani környezetben csak átlátszó ásványok fluidumzárványait tanulmányoznánk.

Az infravörös mikroszkópia és mikrotermometria eddig kizárólag külföldi intézményekben volt hozzáférhető, azonban az ELTE Ásványtani Tanszékének fluidumzárvány laboratóriumában a 2010-es év elején beüzemeltünk egy olyan új mikrotermometriai berendezést, melynek segítségével már itthon is lehet ilyen irányú vizsgálatokat végezni. Az újonnan felállított rendszeren elvégzett kalibrációs mérések alapján kizárható, hogy a vizsgálatnál jól ismert „üvegházhatás” jelentősen befolyásolná az eredményeket, és ezáltal az adatok földtani értelmezését. Ez az „üvegházhatás” abból a termálisenergia-többletből ered, mellyel a fény infravörös tartománya rendelkezik, és amit az általa átvilágított zárvánnyal közöl. Szemben számos külföldi laboratórium infravörös rendszerével, jelen esetben elhanyagolható a mérési eredmények direkt korrekciója, mivel az „üvegházhatás” okozta hőmérsékletkülönbség a valós és a mért értékek között

nem éri el azt a határt, ami már befolyásolná a földtani értelmezést. Ennek feltételezhetően az oka az, hogy az itthon felállított rendszer az infravörös fény átengedésére optimalizált műszerekből áll.

Az infravörös mikroszkópia és mikrotermometria új utakat nyithat a hazai kutatásokban is, melyhez az ELTE Ásványtani Tanszékén felállított rendszer hatékony és megbízható műszeres hátteret biztosít.

*Tárgyszavak: infravörös mikroszkópia és mikrotermometria, opak ásványok*

## Bevezetés

Az ásványok fluidumzárványainak mikrotermometriai vizsgálata Magyarországon az 1970-es évek végétől kezdve a földtani kutatások számos területén (nyersanyag-, és szénhidrogén telepek kutatása, fluidáramlási rendszerek modellezése, diagenetikus folyamatok jellemzése, köpeny- és olvadékszárványok vizsgálata) sikeresen alkalmazott vizsgálati módszer. A fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata során a hőmérsékletváltozás hatására bekövetkező fázisátalakulásokat figyeljük meg a kristályokban csapódódott fluidumzárványokban. A hőmérséklet emelésével a zárványban bezáródott fluidum homogenizációs hőmérsékletére vagyunk kíváncsiak, azaz arra a hőmérsékleti pontra, ahol a zárványban lévő, eltérő halmazállapotú fázisok egyetlen halmazállapotú fázissá alakulnak ( $T_{\text{hom}}$ ). Ez az érték általában a fluidum csapódódási hőmérséklet minimum értékét adja meg. Ha mélyebb földtani környezetben ment végbe a befogódás, szükség van a kapott hőmérséklet nyomáskorrekciójára. Ez a korrekció a felszín közeli befogódás, illetve heterogén fázisállapotú anyagra esetén elhanyagolható, illetve nem szükséges (ROEDDER 1984).

A hőmérséklet csökkentésével (krioszkópos vizsgálat) a zárványokat fagyáspontig hűtjük, majd lassan elkezdjük visszamelegíteni. Sólidos zárványok esetében az első olvadékcsepp (elektrolit-hidrát megolvadása) az eutektikus hőmérsékleten jelenik meg. Az eutektikus hőmérséklet alapján a zárvány oldatának összetételére lehet következtetni. A zárványt tovább melegítve megfigyeljük az utolsó jégkristály elolvadásának pillanatát is ( $T_{\text{melt}}$ ). Ebből a hőmérsékletből a fluidum sókoncentrációja számolható ki (BROWN 1989). Egyéb (pl.  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  stb) komponenseket tartalmazó fluidumzárványok esetében a krioszkópos vizsgálatok során szintén összetétel- és koncentrációfüggő, de bonyolultabb fázisátalakulási jelenségeket tapasztalhatunk.

A mikrotermometria alkalmazhatóságának egyik korlátját az ásványok átláthatósága adja, mivel eddig csak olyan ásványokon lehetett fluidumzárvány vizsgálatokat végezni, melyek normál fényben átlátszóak. Az utóbbi évek technikai fejlődése azonban olyan ásványok fluidumzárvány vizsgálatát is lehetővé tette, melyek ugyan az emberi szem számára látható fényben nem átlátszóak (egyszerűsítve ezek az opak ásványok), de infravörös fényben azzá tehetőek (CAMPBELL et al. 1984, LÜDERS 1996, LINDAAS et al. 2002, KOUZMANOV et al. 2010). Az elmúlt évben az ELTE Földrajz- és Földtudomány Intézet Ásványtani Tanszék fluidumzárvány laboratóriuma egy olyan új rendszerrel bővült, melynek segítségével lehetővé vált a

fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata opak ásványokban is. A következőkben egy átfogó képet kívánunk adni az infravörös mikroszkópia és mikrotermometria alapjairól, alkalmazási lehetőségeiről valamint az ELTE Ásványtani Tanszékén felállított rendszer alkalmazhatóságáról.

## Kutatástörténet

Az első infravörös mikroszkópos megfigyeléseket opak ásványokon LECOMTE (1928) végezte, mely során molibdenit és antimonit ásványtani és optikai tulajdonságait vizsgálta. Ezt számos hasonló munka követte, melyekben különböző opak ásványok optikai tulajdonságait és paramétereit (pl. abszorpciós koeficiens) határozták meg (CAMPBELL et al. 1984). Az első, fluidumzárványokkal is foglalkozó munka CAMPBELL és szerzőtársai 1984-es tanulmánya volt, melyben a már szokásos ásványtani megfigyeléseket fluidumzárvány petrográfiával egészítették ki. Wolframit-, tennantit- és tetraedritkristályokban figyeltek meg folyadék- és gőzfázist tartalmazó zárványokat, melyeken még mikrotermometriai vizsgálatokat ugyan nem végeztek, de kifejtették annak lehetőségét és fontosságát. Ezt követően CAMPBELL & ROBINSON-COOK 1987-ben közölték az első olyan mikrotermometriai adatokat, melyeket opak ásvány fluidumzárványain határoztak meg. Munkájukban két lelőhelyről származó wolframitkristály fluidumzárványaiból kapott homogenizációs és sótartalom-értékeket, a szingenetikusként ítélt kvarckristályokban mért hasonló adatokkal vetették össze. Mindkét esetben kiderült, hogy a két ásvány eltérő hőmérsékleten és/vagy eltérő sótartalmú oldatból képződött. Későbbi munkák során több kutató is hasonló eredményre jutott más opak ásványok és a velük egyidősnek vélt, normál fényben átlátszó ásvány fluidumzárvány vizsgálatával (LÜDERS 1996, BAILLY et al. 2000). A Fülöp-szigeteki Lepanto magas szulfidációs fokú Cu-Au ércesedésének enargitján végzett mikrotermometriai vizsgálatokkal az ércesedést létrehozó fluidum áramlási rendszer egészét modellezték (MANCANO & CAMPBELL 1995). Ennek során nemcsak az ércképző folyamatok jellemzőit, hanem a porfíros és az epitermás telepek kapcsolatát is vizsgálták.

RICHARDS & KERRICH (1993) munkája az egyik legelterjedtebb szulfidásvány, a pirit infravörös mikroszkópos fluidumzárvány vizsgálatáról szól. Mivel a pirit számos geológiai környezetben megtalálható, több lelőhelyről származó kristályokon végeztek főként optikai megfigyeléseket. Piritkristályok fluidumzárványain mért

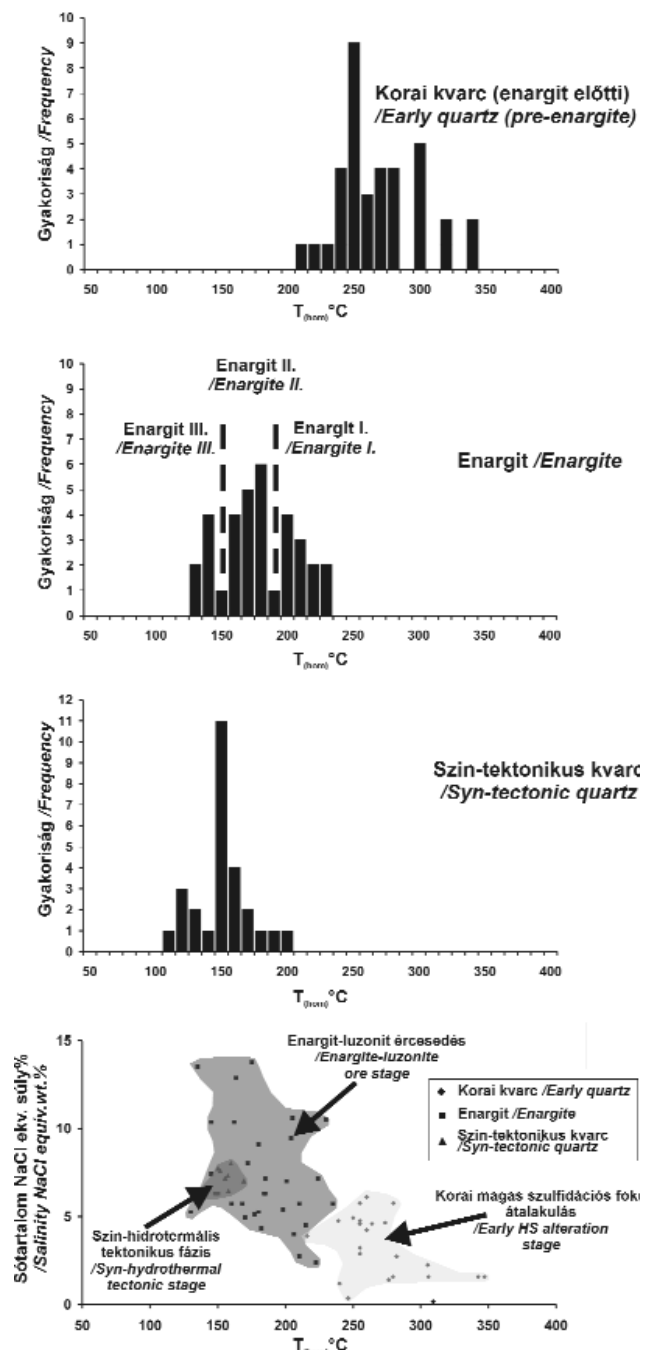
mikrotermometriai adatokat később LÜDERS & ZIEMANN (1999) is közölt. Az előző munkához hasonlóan számos (25) lelőhelyről, különböző geológiai környezetből származó mintákat vizsgáltak. Az ásványtani megfigyeléseken és a fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálatán túl a minták infravörös tartományban tapasztalható átlátszóságával is foglalkoztak. Megfigyeléseik szerint a hidrotermális és metamorf eredetű pirit változatos, míg a diagenetikus pirit általában nagyon kicsi átlátszóságú infravörös fényben, bár az utóbbi minták esetében is akadt olyan, melyekben jó átlátszóságot tapasztaltak. Erre a változosságra próbáltak a fent említett szerzők magyarázatot találni a minták elektronmikroszkópos vizsgálatával, de nem sikerült összefüggést találniuk a minták nyomelemtartalma és infravörös transzmittanciája között. Az előzőkhez hasonló munkát jelentettek meg LINDAAS (2002) is, melyben 64 különböző lelőhelyről származó piritkristályon végeztek infravörös mikroszkópos megfigyeléseket és mikrotermometriai vizsgálatokat.

A vizsgálandó példányok számának növekedése, valamint a minták kiszámíthatatlan infravörös transzmittanciája miatt szükségessé vált egy olyan vizsgálati módszer kidolgozása, melynek segítségével gyorsan és könnyen kiválogathatók az infravörös mikroszkópiára alkalmas ásványok. Az első ilyen kutatások a Fourier-transzformációs infravörös (FT-IR) spektroszkópián alapultak. E vizsgálatok során a kristályok transzmissziós spektrumát mérték a közeli infravörös tartományban (LÜDERS & ZIEMANN 1999, LINDAAS et al. 2002). A mérések során kiderült, hogy a kapott spektrum az abszorpciós határról (amit a tiltott sáv energia határoz meg), és az infravörös transzmittancia hullámhossz függvényében történő változásairól is információval szolgál. A pirit esetében megállapították, hogy több mint 20%-os infravörös átteresztő képesség (0,8–2,5  $\mu\text{m}$  hullámhossz tartományban) szükséges a fluidumzárványok megfigyeléséhez (LÜDERS & ZIEMANN 1999). A FT-IR spektroszkópia kombinálható egy hűthető-fűthető tárgyasztallal, így mérhető a transzmittancia változása a hőmérséklet függvényében is (LÜDERS & ZIEMANN 1999).

Az utóbbi években az infravörös mikroszkópos vizsgálatokat több más vizsgálati módszerrel kombinálták (RIOS et al. 2006, KOUZMANOV et al. 2010), valamint részletesebben is foglalkoztak az infravörös mikrotermometria mérési hibáival is (MORITZ 2006).

Magyarországról származó opak ásvány mintákon elsőként a recski Lahóca-hegyről származó enargiton és a Mátraszentimre környéki Szent-Imre-telérből származó antimoniton (VÁGÓ 2007, MOLNÁR et al. 2008, TAKÁCS 2009) végeztek fluidumzárvány vizsgálatokat. Az antimonit esetében csak mikroszkópos megfigyelések történtek a kristályok változó átlátszósága és a zárványok jellemzően „lefüződött” (befogódás után módosult) alakja miatt. Ezzel szemben a recski enargit már alkalmas volt részletes mikrotermometriai vizsgálatokra is. Infravörös fényben a recski enargit sok esetben zónásságot mutat, melyet a hagyományos reflexiós mikroszkópban nem lehet megfigyelni,

valamint egyes kristályoknak jelentős mértékben változik az infravörös transzmittanciája a hőmérséklet emelkedés hatására (VÁGÓ, 2007). Ezekben az enargitkristályokban található elsődleges fluidumzárványok homogenizációs hőmérsékletét, valamint sótartalmát MOLNÁR et al. (2008) munkájukban összehasonlították Lahócáról származó, különféle generációjú kvarckristályok hasonló adataival (1. ábra). A kapott diagramról egy hőmérsékletcsökkenéssel párosuló sótartalom-növekedés olvasható le, aholis az enargitból származó értékek a korai kiválású kvarc- és a



1. ábra. Lahócai ércesedésből származó enargit- és kvarckristályok fluidumzárvány eredményeinek összehasonlítása (MOLNÁR et al. 2008 nyomán)

Figure 1. Comparison of enargite- and quartz-hosted fluid inclusion results from the Lahóca epithermal ore deposit (modified after MOLNÁR et al. 2008)

késői kiválású kvarckristályokból származó értékek között helyezkednek el. Hasonlóan tehát a fent említett korábbi munkákhoz, ebben az esetben is kiderült hogy opak ásványok mikrotermometriai vizsgálatával fontos adatokhoz jutunk egy vizsgált földtani folyamat oldatáramlási rendszerére vonatkozóan.

Az elmúlt közel 30 évben infravörös mikroszkópos vizsgálatnak alávetett opak ásványokat és lelőhelyeiket, továbbá a hozzávetőleges infravörös transzmittancia értékeket a szakirodalmi adatok alapján a Függelékben foglaltuk össze.

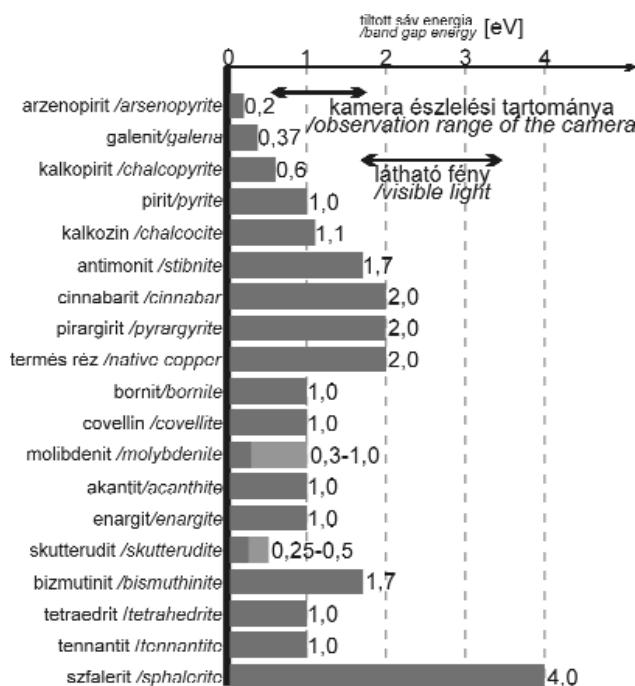
## Elméleti háttér

A szulfidok és hozzájuk kapcsolódó opak ásványok kristályszerkezetében a kémiai kötések összetettebbek, mint például a szilikátok vagy az oxidok szerkezetének kovalens kötései. Mivel az átmeneti fémek (Fe, Zn, Cu stb.) és a kén elektronegativitása között kicsi a különbség, ezért a fém és a kénatomok közötti kötések bizonyos mértékig (10–20%) fémes jellegűek (NESSE 2000). Ennek köszönhetően sok szulfidásvány rendelkezik jelentős fémes tulajdonsággal. Azt hogy a szulfidokban a kötések fémesebb, vagy kovalensebb jellegűek az elektronok által elfoglalt pályák (vegyértéksáv) energia szintjeitől, valamint a még szabadon álló pályák (vezetési sáv) energiaszintjeitől függnek. Ha ezen energiaszintek között kicsi a különbség (0–3,5 eV), akkor félvezetőkről beszélhetünk. A szulfidok esetében ez legtöbbször így van (2. ábra), így többnyire félvezetőknak tekinthetők (CAMPBELL et al. 1984, RICHARDS & KERRICH 1993, NESSE 2000).

A félvezetők elektronszerkezetét a legjobban az ún. sávmodell szemlélteti (3. ábra). A sávokat úgy foghatjuk fel, mint azon energiaszintek gyűjteményét, melyeken az elektronok elhelyezkednek. A Pauli-elv alapján azonos energiaszinten több elektron nem tartózkodhat, ezért egy-egy sávot szorosan elosztott energiaszintek alkotnak. A félvezetők elektromos tulajdonságait a legmagasabb részlegesen betöltött (vegyértéksáv) és a legalacsonyabb részlegesen üres sáv (vezetési sáv) határozzák meg (SHUEY 1975). Ezeket a sávokat az úgynevezett tiltott sáv választja el. A tiltott sáv energiája megegyezik azzal a minimum energiával, amely ahhoz szükséges, hogy az elektron a vegyértéksávból a vezetési sávba kerüljön (ZEGHBROECK 2007).

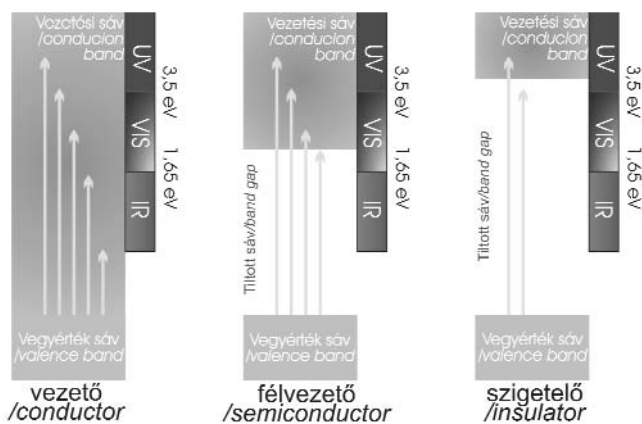
Az emberi szem számára látható fény (400–700 nm) 1,7–3,0 eV közötti energiával rendelkezik, így számunka csak azok az ásványok tűnnek átlátszóknak áteső fénymenetű mikroszkópban, amelyeknek a tiltott sáv energiája nagyobb, mint 3,0 eV (SHUEY 1975). A fény infravörös tartományának (780 nm – 1000  $\mu$ m) azonban kisebb az energiája (1,65 eV vagy kisebb), így az nem abszorbeálódik a kisebb tiltott sáv energiával rendelkező szulfidokban és egyes oxidokban. Ezáltal ezek az ásványok „átlátszóvá” válnak a fény infravörös tartományában.

Hőmérséklet növekedés hatására a félvezetők tiltott sáv szélessége csökken, így csökken az infravörös



2. ábra. Egyes szulfid ásványok tiltott sáv energiája. A két fekete vonal jelöli a normál fény energiatarományát, valamint azt az energia tartományt, amelyhez tartozó hullámhosszokon érzékel a kamera (SHUEY 1975 és CAMPBELL et al. 1984 nyomán)

Figure 2. Band gap energies of some sulphide minerals. The black lines show the range of the visible light and the observation range of the camera (after SHUEY 1975 and CAMPBELL et al. 1984)



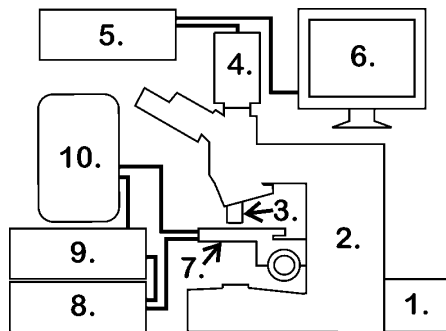
3. ábra. A sávmodell egyszerűsített ábrája, ami szemlélteti a vezető, félvezető és szigetelő tulajdonságú anyagok tiltott sáv energiáját (ZEGHBROECK 2007 és VÁGÓ 2007 alapján)

Figure 3. Simplified energy band gap diagram of conductor, semiconductor and insulator materials (after ZEGHBROECK 2007 and VÁGÓ 2007)

fényben tapasztalt az átlátszóság is. Ez a jelenség annak a következménye, hogy a növekvő hőenergia hatására megnő az atomok vibrációja. Az atomtávolságok növekedésével csökken az elektronok átlagos potenciálja, ami a tiltott sáv szélességet redukálja. Az atomok közötti térmechanikai modulációja a sáv szélességet is módosítja, kompresszióra növeli, húzásra csökkenti azt (ZEGHBROECK 2007).

## Műszeres háttér

A mikrotermometriai vizsgálatokhoz alapvető első lépés az opak ásvány „átlátszóvá” tétele. Ehhez szükség van egy infravörös tartományban érzékelő kamerára, egy megfelelő fényforrásra, speciális infravörös fényt áteresztő objektívekre és egy olyan mikroszkópra, melynek fénymenetében nem található különböző fényzűrők (4. ábra). Az ELTE Ásványtani Tanszékén felállított infravörös rendszerben egy Hamamatsu C2400-03-as típusú CCD kamera állítja elő a képet, melynek maximális észlelési hullámhossz tartománya 0,6–2,1  $\mu\text{m}$ . A kamerához tartozik egy vezérlő egység, amin keresztül szabályozni lehet a kamera érzékenységét, valamint különböző elektronikus szűrő és erősítő eljárásokkal



4. ábra. Az infravörös mikroszkópiához és mikrotermometriához szükséges műszerek

1 – fényforrás; 2 – fényzűrők nélküli mikroszkóp; 3 – speciális objektívek; 4 – infravörös kamera; 5 – kamera vezérlő egysége; 6 – monitor; 7 – hűthető-fűthető tárgyasztal; 8 – tárgyasztal vezérlő egysége; 9 – folyékony nitrogén pumpa; 10 – folyékony nitrogén tartály

Figure 4. The requisite instruments for the infrared microscopy and microthermometry

1 – light source; 2 – microscope without any filter lens; 3 – objectives to IR light; 4 – IR sensitive camera; 5 – control panel of the camera; 6 – monitor; 7 – heating-freezing stage; 8 – control panel of the heating-freezing stage; 9 – liquid nitrogen pump; 10 – liquid nitrogen tank

javítható a megjelenített kép. Ezeknek a funkcióknak köszönhetően az adott minta tulajdonságaihoz igazodva állíthatjuk be a mikroszkóp fényintenzitását az észleléshez szükséges jó minőségű kép előállítására érdekében. Ahhoz hogy a kamerába eljusson a megfelelő hullámhosszú fény, az infravörös fény átengedésére optimalizált, hosszú gyújtótávolságú objektívek is szükség van (Olympus MIRPlan típusú, 5 $\times$ , 10 $\times$ , 50 $\times$  és 100 $\times$  nagyítású objektívek). A fényforrás tekintetében, a mikroszkópokba általában gyárilag beszerelt halogénizzók a célnak megfelelnek.

A mikrotermometriai vizsgálatok elvégzéséhez bizonyos esetekben (a vizsgálandó minta infravörös transzmittanciájától függően) a hagyományos hűthető-fűthető tárgyasztalok is megfelelnek, de az ezekben található optikai egységek a kicsi hullámhossztartományban, valamint az infravörös tartomány esetében kevesebb százalékban engedik át, sőt esetenként elnyelik a fényt. A már említett rend-

szer esetén, az infravörös mikrotermometriai vizsgálatokat Linkam FTIR-600 típusú hűthető-fűthető tárgyasztal (szintetikus H<sub>2</sub>O és CO<sub>2</sub> tartalmú zárványokon végzett kalibrációs mérések alapján a mérési tartomány: –196 – +600 °C; mérések reprodukálhatósága  $\pm 0,1$  °C) segítségével végeztük. E tárgyasztalnak nagy előnye, hogy kifejezetten infravörös mikroszkópiához és spektroszkópiához tervezték, ezért többféle hullámhossz tartományt átengedő „ablak” rendelhető hozzá. Jelen esetben a tárgyasztalba cink-szelenid (hullámhossztartomány: 0,5–20  $\mu\text{m}$ ) és zaffir (hullámhossztartomány: 0,15–5  $\mu\text{m}$ ) ablakok szerelhetők, melyek fényáteresztő képessége a közeli infravörös tartományban is optimális.

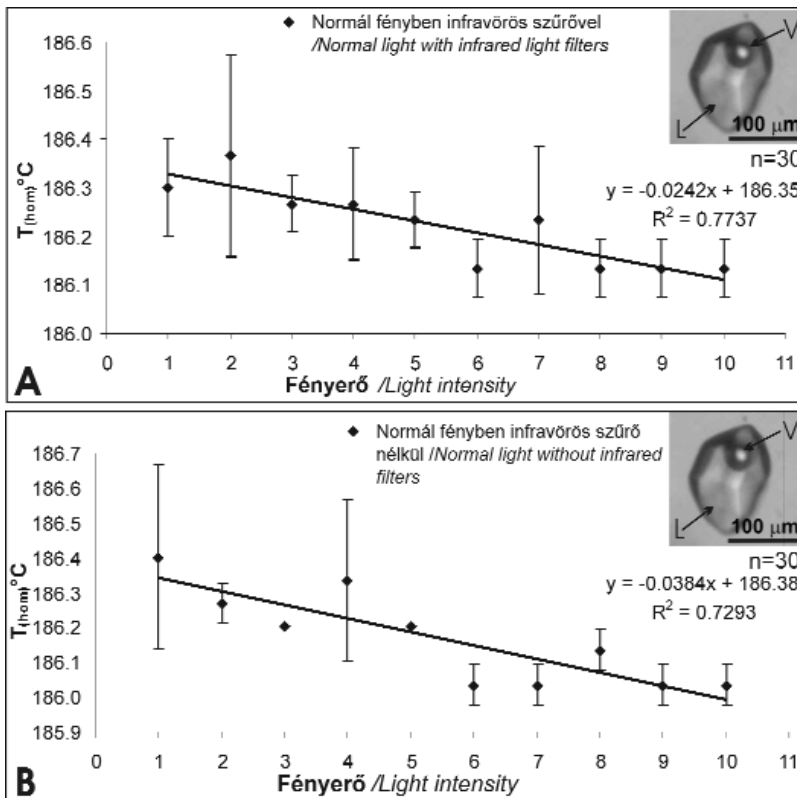
## Infravörös mikrotermometria

Az infravörös mikrotermometria a mérés során alkalmazott hullámhosszú fényt, az azt érzékelni képes kamerát, és a vizsgált mintákat leszámítva semmiben sem különbözik a hagyományos fluidumzárvány mikrotermometriától, eltekintve attól a tényről, hogy az infravörös sugárzás hatására a fluidumzárványon belül jelentős „üvegházhatás” léphet fel, főként ha a zárvány gáztartalmú (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S stb). Ennek kiküszöbölésére az átlátszó ásványok normál fénymenetű vizsgálatokhoz az infravörös sugárzást szűrők segítségével kiszűrjük. Infravörös mikroszkópiánál természetesen e szűrőket nem alkalmazhatjuk.

Ezt az „üvegházhatást” tulajdonképpen az a termálisenergia-többlet okozza, amit az infravörös fény közöl az általa átvilágított fluidum zárvánnyal. Ezt a hőmérséklet-növekedést azonban a hűthető-fűthető tárgyasztal nem képes érzékelni. Ez a különbség a valós és a mért értékek között később az adatok értékelésekor a homogenizációs hőmérséklet alulbecsléséhez, míg a sótartalom túlbecsléséhez vezet. Ennek a jelenségnek a fontosságát elsőként MORITZ (2006) elemezte. A nevezett munka összevetette a különböző fényintenzitások mellett enargitban mért homogenizációs és jégolvadási értékeket, és bemutatta azt, hogy a legnagyobb eltérést a jégolvadási hőmérsékletek esetén várhatjuk. MORITZ (2006) szerint tehát minél nagyobb fényintenzitás mellett végezzük a méréseket, annál kisebb homogenizációs és jégolvadási hőmérsékletet, illetve ebből aztán annál nagyobb sótartalomértékeket számolhatunk.

Más szakirodalmakhoz hasonlóan (CAMPBELL & ROBINSON-COOK 1987; BAILLY et al. 2000) ezt a jelenséget normál fényben is átlátszó ásvány zárványainak normál és infravörös fényben mért értékeinek összehasonlításával vizsgáltuk. Erre azért volt szükség, mert MORITZ (2006) nem ugyanazt a berendezést használta a mérések során, mint amely rendszer az ELTE TTK Ásványtani Tanszékének fluidumzárvány laboratóriumában beüzemeltünk, ezért nem alkalmazhatóak az általuk kapott korrekciós értékek. A mérési sorozathoz egy olyan ásványban csapdázódott fluidumzárványra van szükség, amelyikben alacsony fényintenzitás mellett is jól észlelhetőek a fázisátalakulások, és





5. ábra. Kvarckristály fluidumzárványában, normál fényben infravörös szűrővel (A) és szűrő nélkül (B) mért homogenizációs hőmérsékletek

A vonalak az adatok közötti trendet szemléltetik

Figure 5. Homogenization temperatures of quartz-hosted fluid inclusion in normal light with infrared filters (A) and without filters (B)

The two lines shows the trend among the measured data

amelyik ásvány nem rendelkezik jó hasadással, ezért elég ellenálló ahhoz, hogy a zárványt többször is lehessen melegíteni és hűteni, anélkül hogy a zárvány dekretitálódna. Ezeket a kritériumokat szem előtt tartva esett a választás a kvarckristály fluidumzárványaira. A mikrotermometriai méréseket Gyöngyösorszói egyik kvarcteléréből származó kvarckristály kétfázisú (folyadék+gőz) fluidumzárványán végeztük el. A kapott homogenizációs értékek (5. ábra, I. táblázat) alapján elmondható, hogy a normál fényben mért értékekhez ( $T_{hom} = 186,1-186,6$  °C) hasonló homogenizációs hőmérséklet tartományt kapunk ( $T_{hom} = 186,0-186,7$  °C) az infravörös fényben történő mérések során. Nagyon kis mértékben azonban, megfigyelhető a fény-

I. táblázat. Mérési eredmények – kvarc

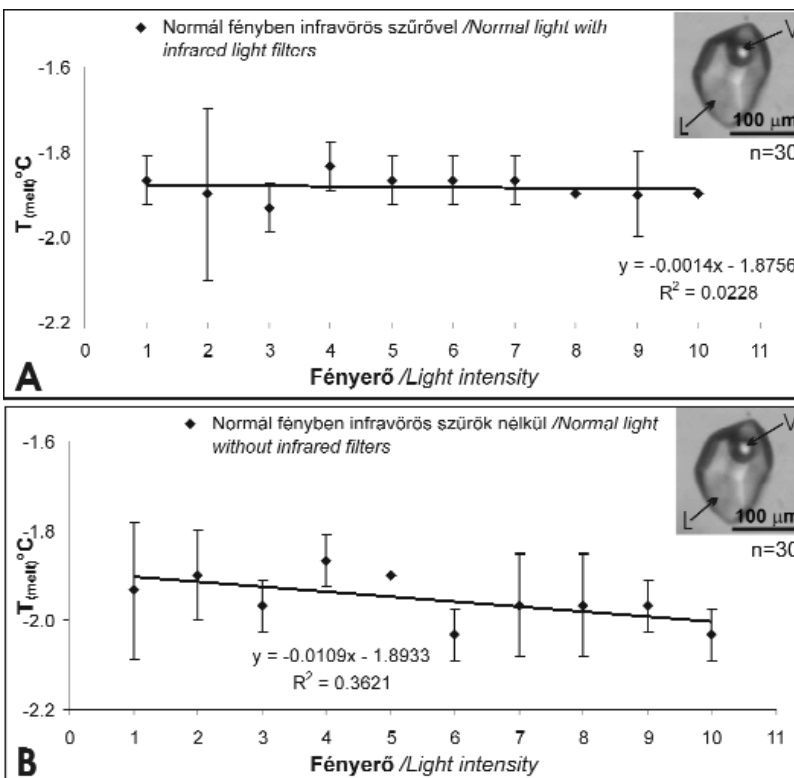
Table I. Measured data – quartz

Fényerő / Light intensity	Normál fényben infravörös szűrővel / normal light with infrared filter						Normál fényben infravörös szűrő nélkül / normal light without infrared filter					
	$T_{(hom)}$	$T_{(hom)}$ átlag / average	$T_{(hom)}$ szórás / deviation	$T_{(melt)}$	$T_{(melt)}$ átlag / average	$T_{(melt)}$ szórás / deviation	$T_{(hom)}$	$T_{(hom)}$ átlag / average	$T_{(hom)}$ szórás / deviation	$T_{(melt)}$	$T_{(melt)}$ átlag / average	$T_{(melt)}$ szórás / deviation
1	186.2	186.30	0.10	-1.9	-1.87	0.06	186.3	186.40	0.26	-2.1	-1.93	0.15
	186.4			186.2			-1.8					
	186.3			186.7			-1.9					
2	186.3	186.37	0.21	-1.9	-1.90	0.20	186.3	186.27	0.06	-1.9	-1.90	0.10
	186.2			186.2			-2.0					
	186.6			186.3			-1.8					
3	186.3	186.27	0.06	-2.0	-1.93	0.06	186.2	186.20	0.00	-2.0	-1.97	0.06
	186.2			186.2			-1.9					
	186.7			186.2			-2.0					
4	186.2	186.27	0.12	-1.9	-1.83	0.06	186.2	186.33	0.23	-1.9	-1.87	0.06
	186.4			186.6			-1.8					
	186.2			186.2			-1.9					
5	186.3	186.23	0.06	-1.9	-1.87	0.06	186.2	186.20	0.00	-1.9	-1.90	0.00
	186.2			186.2			-1.9					
	186.7			186.2			-2.0					
6	186.1	186.13	0.06	-1.9	-1.87	0.06	186.1	186.03	0.06	-2.0	-2.03	0.06
	186.2			186.0			-2.1					
	186.1			186.0			2.0					
7	186.2	186.23	0.15	1.9	-1.87	0.06	186.1	186.03	0.06	-1.9	-1.97	0.12
	186.1			186.0			-2.1					
	186.4			186.0			1.9					
8	186.1	186.13	0.06	-1.9	-1.90	0.00	186.2	186.13	0.06	-1.9	-1.97	0.12
	186.2			186.1			-1.9					
	186.1			186.1			2.1					
9	186.1	186.13	0.06	-1.9	-1.90	0.10	186.0	186.03	0.06	-2.0	-1.97	0.06
	186.1			186.1			-1.9					
	186.2			186.0			2.0					
10	186.1	186.13	0.06	-1.9	-1.90	0.00	186.0	186.03	0.06	-2.0	-2.03	0.06
	186.1			186.1			-2.0					
	186.1			186.1			-2.0					

intenzitás növekedésével a homogenizációs értékek csökkenése az infravörös fény használatával. Az eddigieket alapul véve tehát az infravörös fényben mért értékek közül a legnagyobb homogenizációs hőmérsékletet kell valóságnak tekinteni. Azonban a mért értékek között csekély eltérés tapasztalható csupán, amely nem befolyásolja a földtani értelmezést, így esetünkben a homogenizációs értékek korrekciójától eltekinthetünk.

A végső jégolvadási hőmérsékletek vizsgálata esetén már nagyobb eltérés tapasztalható (6. ábra, I. táblázat). Normál fényben a különböző fényintenzitások mellett, viszonylag egyenletes eloszlásban,  $-2,1$ – $-1,7$  °C közötti értékek szerepelnek. Ezzel szemben az infravörös fény használata esetén már tapasztalni lehetett a fényintenzitás

letét, különböző fényintenzitások (a mikroszkóp fényerősség szabályozójának különböző beosztásai) mellett vizsgáltuk. Ehhez a mérési sorozathoz egy olyan zárványt kellett találni az enargitkristályban (I. tábla A–G), amely akár a legkisebb infravörös fényintenzitás mellett is kellően átlátszó és a zárvány teljes terjedelmében átlátható, tehát nincsenek benne sötét részek. Ezen kritériumoknak leginkább megfelelő zárványt a recski Lahóca enargitos ércesedésének VIII. tömzséből származó egyik mintájában találtunk. Ez a minta SZTRÓKAY Kálmán lahócai gyűjteményéből származik, melynek vizsgálatával SZTRÓKAY (1940, 1952) leírta a lahócai ércesedés ércásvány-paragenezisét, valamint jelentős genetikai megfigyeléseket tett. E tanulmányok óta nem is készült hasonló, a tömzsöket átfogó vizsgálat. A minta enargitkristályaiból kapott homogenizációs értékek (7. ábra, A; II. táblázat) az előző feltételezés mellett szólnak: a kvarckristályban mért értékekhez képest itt már nagyobb eltérés figyelhető meg a kis és nagy fényintenzitásokon mért értékek között. Nagyobb fényintenzitás mellett az enargitban akár 6 °C-al is kisebb homogenizációs hőmérsékletet mérhetünk a kisebb fényintenzitáson mért értékekhez képest. Még mielőtt azonban elvetnénk azt az előző gondolatot, hogy nem szükséges a mért adatok korrekciója, fontos megismerni a homogenizációs mérések néhány alapvető jelenségét. A hőmérséklet növekedés hatására eltérő mértékben csökken a vizsgált szemcse és/vagy zárvány átláthatósága, ami megnehezítheti a pontos észlelést. A másik megfigyelést befolyásoló tényező a gőzfázis mérete közvetlenül a homogenizáció előtt. Ebben a zárványban, sok más zárványhoz hasonlóan, a buborék mérete jelentősen lecsökkent már jóval a homogenizációs hőmérséklet elérése előtt. Ez azt jelenti, hogy a gőzfázis egy apró fekete ponttá zsugorodik, ami gyors hőmozgást végez a zárványban, amelynek a megszűnésével észlelhető a homogenizációs hőmérséklet elérése. A gőzfázis mérete azonban a homogenizáció előtt már az infravörös fényben tapasztalható felbontóképesség alatt van. Ezért a homogenizáció



6. ábra. Kvarckristály fluidumzárványában, normál fényben infravörös szűrővel (A) és szűrő nélkül (B) mért jégolvadási hőmérsékletek

A vonalak az adatok közötti trendet szemléltetik

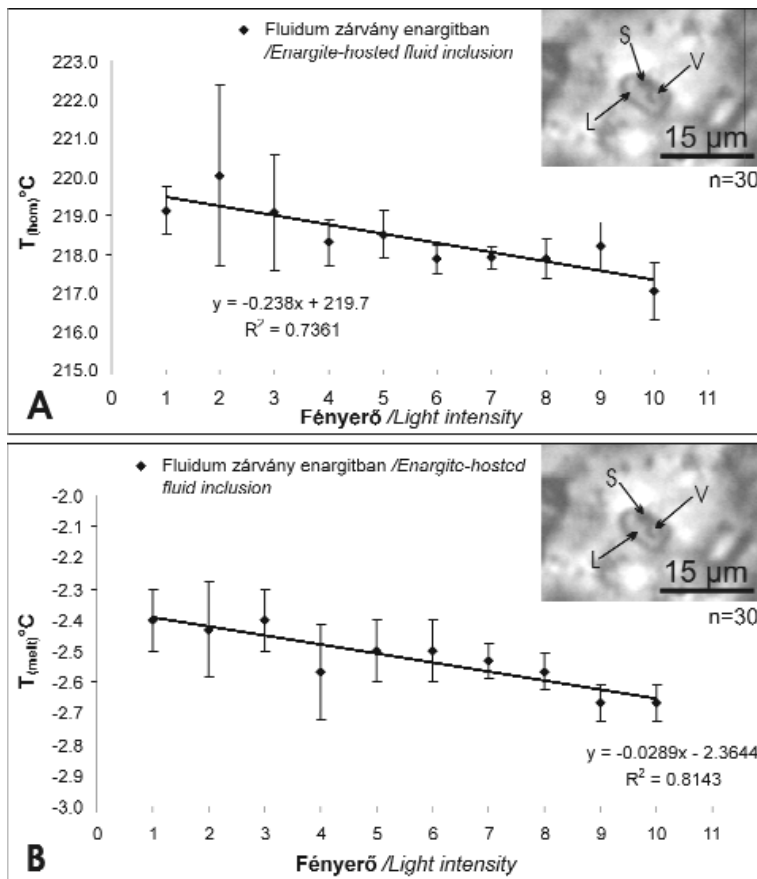
Figure 6. Final ice melting temperatures of quartz-hosted fluid inclusion in normal light with infrared filters (A) and without filters (B)

The two lines show the trend among the measured data

növelésével a kisebb jégolvadási hőmérsékletértékek határozottabb megjelenését. Mivel a különbség még mindig nem mondható földtani értelemben lényegesnek, ezért ezen adatok alapján nem szükséges a mérési adatok korrekciója.

Az enargit a már tárgyalt fémessége miatt jobb hővezető mint a kvarc, így elképzelhető hogy az enargit esetében már mérhetnénk földtani értelmezés szempontjából is jelentős eltérést mind a homogenizációs, mind a jégolvadási hőmérsékletekben. Ennek ellenőrzésére végeztünk egy méréssorozatot, amely során egy recski enargitmintában található zárvány homogenizációs és jégolvadási hőmérsék-

letét, különböző fényintenzitások (a mikroszkóp fényerősség szabályozójának különböző beosztásai) mellett vizsgáltuk. Ehhez a mérési sorozathoz egy olyan zárványt kellett találni az enargitkristályban (I. tábla A–G), amely akár a legkisebb infravörös fényintenzitás mellett is kellően átlátszó és a zárvány teljes terjedelmében átlátható, tehát nincsenek benne sötét részek. Ezen kritériumoknak leginkább megfelelő zárványt a recski Lahóca enargitos ércesedésének VIII. tömzséből származó egyik mintájában találtunk. Ez a minta SZTRÓKAY Kálmán lahócai gyűjteményéből származik, melynek vizsgálatával SZTRÓKAY (1940, 1952) leírta a lahócai ércesedés ércásvány-paragenezisét, valamint jelentős genetikai megfigyeléseket tett. E tanulmányok óta nem is készült hasonló, a tömzsöket átfogó vizsgálat. A minta enargitkristályaiból kapott homogenizációs értékek (7. ábra, A; II. táblázat) az előző feltételezés mellett szólnak: a kvarckristályban mért értékekhez képest itt már nagyobb eltérés figyelhető meg a kis és nagy fényintenzitásokon mért értékek között. Nagyobb fényintenzitás mellett az enargitban akár 6 °C-al is kisebb homogenizációs hőmérsékletet mérhetünk a kisebb fényintenzitáson mért értékekhez képest. Még mielőtt azonban elvetnénk azt az előző gondolatot, hogy nem szükséges a mért adatok korrekciója, fontos megismerni a homogenizációs mérések néhány alapvető jelenségét. A hőmérséklet növekedés hatására eltérő mértékben csökken a vizsgált szemcse és/vagy zárvány átláthatósága, ami megnehezítheti a pontos észlelést. A másik megfigyelést befolyásoló tényező a gőzfázis mérete közvetlenül a homogenizáció előtt. Ebben a zárványban, sok más zárványhoz hasonlóan, a buborék mérete jelentősen lecsökkent már jóval a homogenizációs hőmérséklet elérése előtt. Ez azt jelenti, hogy a gőzfázis egy apró fekete ponttá zsugorodik, ami gyors hőmozgást végez a zárványban, amelynek a megszűnésével észlelhető a homogenizációs hőmérséklet elérése. A gőzfázis mérete azonban a homogenizáció előtt már az infravörös fényben tapasztalható felbontóképesség alatt van. Ezért a homogenizáció megfigyelése nem könnyű feladat, így az enargit zárványában kapott nagyobb eltéréshez ez is hozzájárulhatott. A jégolvadás megfigyelése sokkal egyszerűbb, ugyanis kisebb hőmérsékleten nem csökken a zárvány átláthatósága és a bekövetkező fázisátalakulás is sokkal látványosabb. Ezeknél az értékeknél (7. ábra, B; II. táblázat) már nem figyelhető meg a homogenizációs értékekben megjelent nagyobb eltérés. Nagyobb fényintenzitáson itt is kisebb hőmérsékleteket kaptunk, de a különbség a minimum és maximum értékek tekintetében nem haladja meg az 1 °C-ot, a kvarcban mért értékekhez hasonlóan. Az átlagok tekintetében a nagy



7. ábra. Enargit elsődleges fluidumzárványában mért homogenizációs (A) és végső jégolvadási (B) hőmérsékletek eltérő fényintenzitás mellett

A vonalak az adatok közötti trendet szemléltetik

Figure 7. Homogenization (A) and final ice melting (B) temperatures of enargite-hosted primary fluid inclusion in various light intensity

The two lines shows the trend among the measured data

és a kicsi fényintenzitás mellett tapasztalt jégolvadási hőmérsékletek között mintegy 0,2 °C-os az eltérés, ami a műszer kis hőmérsékleten kalibrált 0,1 °C-os mérési pontosságának a határán van.

Fontos megjegyezni, hogy az IR fényben mért mikrotermometriai adatok fényintenzitás-függése a CO<sub>2</sub>-tartalmú zárványokban sokkal erőteljesebb lehet, azonban nem sikerült CO<sub>2</sub>-tartalmú zárványt találni a vizsgált enargitban, és ezidáig a szakirodalomban sem említettek ilyen összetételű zárvány előfordulását opak ásványban.

Összességében elmondható tehát, hogy tapasztalataink alapján — a földtani értelmezés szempontjából — az IR mikrotermometria mérési eredményeit általában nem szükséges korrigálni. Azonban ha a vizsgálatok közben a minta sajátosságai megkövetelik, hogy nagy

2. táblázat. Mérési eredmények – enargit

Table 2. Measured data – enargite

Fény Intenzitás	Infravörös fényben /in infrared light					
	$T_{(hom)}$	$T_{(hom)}$ átlag /average	$T_{(hom)}$ szórás /deviation	$T_{(melt)}$	$T_{(melt)}$ átlag /average	$T_{(melt)}$ szórás /deviation
1	219.8	219.10	0.62	-2.5	-2.40	0.10
	218.9			-2.4		
	218.6			-2.3		
2	222.7	220.03	2.34	-2.6	-2.43	0.15
	219.1			-2.4		
	218.3			-2.3		
3	220.8	219.07	1.51	-2.5	-2.40	0.10
	218.4			-2.4		
	218			-2.3		
4	218.9	218.30	0.60	-2.4	-2.57	0.15
	218.3			-2.7		
	217.7			-2.6		
5	219.1	218.50	0.60	-2.4	-2.50	0.10
	217.9			-2.5		
	218.5			-2.6		
6	217.7	217.87	0.38	-2.5	-2.50	0.10
	218.3			-2.4		
	217.6			-2.6		
7	218.2	217.90	0.26	-2.6	-2.53	0.06
	217.7			-2.5		
	217.8			-2.5		
8	218.4	217.87	0.50	-2.6	-2.57	0.06
	217.4			-2.6		
	218.4			-2.7		
9	217.5	218.20	0.62	-2.6	-2.67	0.06
	218.7			-2.7		
	217.3			-2.7		
10	217.6	217.03	0.74	-2.6	-2.67	0.06
	216.2			-2.7		

fényintenzitást használjunk, akkor az adatok értelmezésekor a legnagyobb mért hőmérsékletet kell a valósnak tekinteni. Tapasztalataink tehát általában ellentétesek MORITZ (2006) eredményeivel, aki jelentős korrekciós értékeket állapított meg mind a homogenizációs, mind a végső jégolvadási hőmérsékletek esetében az általa elvégzett hasonló mérés-sorozatok alapján. A magyarázatot erre az ellentétre a két mérésorozat során használt műszerek adhatják meg, ugyanis MORITZ (2006) munkája során más típusú, nem infravörös-mikroszkópiára optimalizált változtatható hőmérsékletű tárgyasztalt (U.S.G.S hűthető-fűthető tárgyasztal) használt.

### Következtetések

Az ásványok fluidumzárványainak mikrotermometriai vizsgálata a földtani kutatás számos területén sikeresen alkalmazható módszer. Ezen belül az opak ásványok infravörös mikroszkópiája, valamint fluidumzárvány vizsgálata tovább szélesíti ezt a kört, mivel olyan ásványokból kaphatunk információkat, melyeket eddig nem vizsgálhattunk ezzel a módszerrel. Sok esetben pedig egy terület fejlődéstörténetének olyan részleteit őrzik az opak ásványok fluidumzárványai, melyekre más ásványok vizsgálata alapján nem lehetne következtetni. Ezáltal pontosabban megismerhetjük például az egyes érc képző folyamatokat, a hidrotermális események fizikai-kémiai tulajdonságait (P-T-X) és azok változásait, valamint pontosabban rekonstruálható bármely geológiai környezet fluidum áramlási rendszere.

A mikrotermometriai vizsgálatok során kapott mérési adatok helyes értékeléséhez mindig szükséges az adott összeállítású infravörös rendszerrel kalibrációs méréseket végezni, annak érdekében, hogy korrigálható legyen az infravörös fény által okozott „üvegházhatás”. Az ELTE Ásványtani Tanszékén működő infravörös rendszeren elvégzett mérések alapján kizárható, hogy a fluidum-

zárványokon belül fellépő „üvegházhatás” ebben az esetben jelentősen befolyásolná a mikrotermometriai mérések eredményeinek földtani értelmezését az enargit esetében. Azonban más opak ásványok esetében az adatok földtani értelmezése előtt a jelen cikkben bemutatott kalibrációs mérésorozatoknak megfelelő ellenőrző méréseket kell végezni. A más laboratóriumokban meghatározott jelentős mértékű korrekciók, feltehetően az alkalmazott műszerek eltérő tulajdonságai miatt szükségesek. Az Ásványtani Tanszéken alkalmazott infravörös mikroszkópos és mikrotermometriai rendszer kifejezetten az infravörös fény átengedésére optimalizált hűthető-fűthető tárgyasztallal (Linkam FTIR-600), egy nagy hullámhossz tartomány érzékelésére alkalmas, elektronikus szűrőkkel és erősítővel ellátott infravörös kamerával (Hamamatsu C2400-03) és az infravörös fény átengedésére optimalizált objektívekkel (Olympus MIR Plan 5×, 10×, 50×, 100×) rendelkezik. Ezeknek a műszereknek a segítségével csökkenteni lehet az alkalmazandó infravörös fény intenzitását, így az általa okozott „üvegházhatás” mértéke is csökken.

Az infravörös mikroszkópos és mikrotermometriai vizsgálatok új utat nyithatnak a hidrotermális és fluidum áramlási rendszerek hazai vizsgálatában, melyhez a bemutatott laboratórium megfelelő műszeres háttérrel biztosít.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk VÁGÓ Edinának (Univ. Genéva) mérési eredményei és tapasztalatai megosztásáért, valamint VRATISLAV HURAINAK (Comenius Univ., Bratislava) a hasznos szakmai tanácsaiért. Köszönjük a kézirat lektorainak, SZABÓ Csabának és SCHUBERT Félixnek hasznos megjegyzéseiket és építő jellegű kritikáikat.

A projekt részben az Európai Unió támogatásával és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg, a támogatási szerződés száma TÁMOP 4.2.1./B-09/KMR-2010-0003.

### Irodalom — References

- BAILLY, L., BOUCHOT, V., BÉNY, C. & MILÉSI, J.-P. 2000: Fluid inclusion study of stibnite using infrared microscopy: an example from the Brouzils Antimony Deposit (Vendée, Armorican Massif, France). — *Economic Geology* **95**, 221–226.
- BROWN, P. E. 1989: Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. — *American Mineralogist* **74**, 1390–1393.
- CAMPBELL, A. R. & ROBINSON-COOK, S. 1987: Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. — *Economic Geology* **82**, 1640–1645.
- CAMPBELL, A. R., HACKBARTH, C. J., PLUMLEE, G. S. & PETERSEN, U. 1984: Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope. — *Economic Geology* **79**, 1387–1392.
- KOUZMANOV, K., PETTKE, T. & HEINRICH, C. A. 2010: Direct analysis of ore-precipitating fluids: Combined IR microscopy and LA-ICP-MS study of fluid inclusions in opaque ore minerals. — *Economic Geology* **105**, 351–373.
- LECOMTE, J. 1928: Le spectre infra-rouge. — *Recueils des conférences-rapports de documentaton sur la physique, Paris, Blanchard*.
- LINDAAS, S. E., KULIS, J. & CAMPBELL, A. R. 2002: Near-infrared observation and microthermometry of pyrite-hosted fluid inclusions. — *Economic Geology* **97**, 603–618.

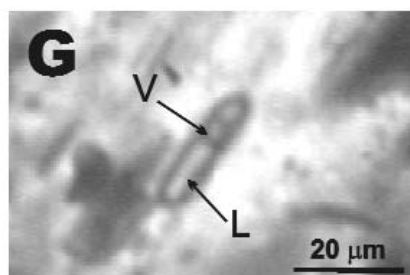
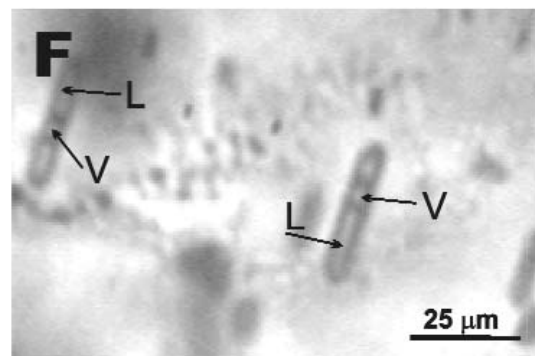
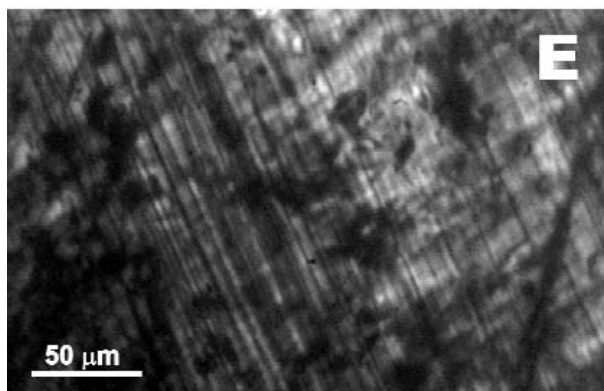
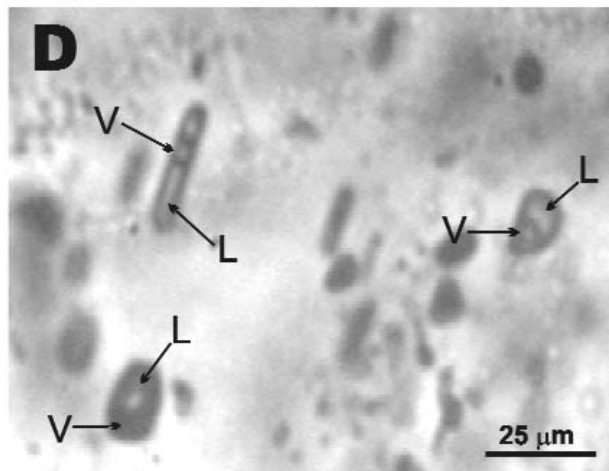
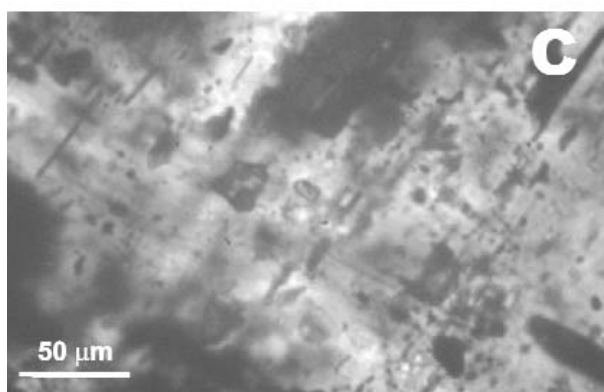
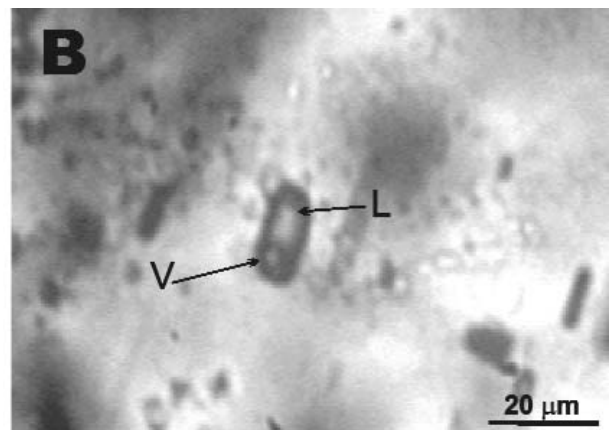
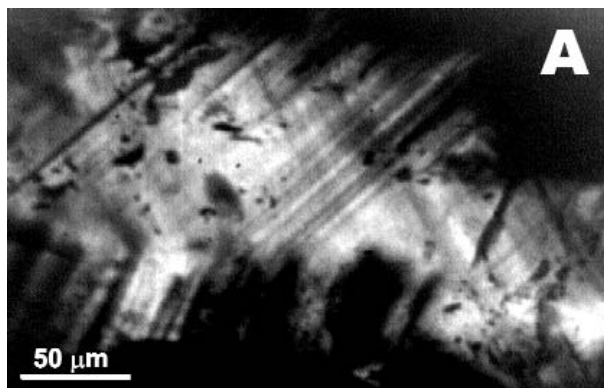
- LÜDERS, V. & ZIEMANN, M. 1999: Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions. — *Chemical Geology* **154**, 169–178.
- LÜDERS, V. 1996: Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite): metallogenic implications. — *Economic Geology* **91**, 1462–1468.
- MANCANO, D. P. & CAMPBELL, A. R. 1995: Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit. — *Geochimica Acta* **59/19**, 3909–3916.
- MOLNÁR, F., JUNG, P., KUPI, L., POGÁNY, A., VÁGÓ, E., VIKTORIK, O., PÉCSKAY, Z. & HURAI, V. 2008: Epithermal zones of the porphyry-skarn-epithermal ore complex at Recsk. — *Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex, Publications of the University of Miskolc Series A, Mining* **73**, 99–128.
- MORITZ, R. 2006: Fluid salinities obtained by infrared microthermometry of opaque minerals: Implications for ore deposit modeling – A note of caution. — *Journal of Geochemical Exploration* **89**, 284–287.
- NESSE, W. O. 2000: Sulfides and related minerals. — In: *Introduction to Mineralogy*. Chapter 19, Oxford University Press, Oxford, 378–404.
- RICHARDS, J. P. & KERRICH, R. 1993: Observations of zoning and fluid inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope. — *Economic Geology* **88**, 716–723.
- RIOS, F. H., ALVES, J. V., PÉREZ, C. A., COSTA, É. C., ROSIČRE, C. A., FUZIKAWA, K., CORREIA NEVES, J. M., CHAVES, A. O., PRATES, S. P. & BARRIO, R. E. 2006: Combined investigations of fluid inclusions in opaque ore minerals by NIR/SWIR microscopy and microthermometry and synchrotron radiation X-ray fluorescence. — *Applied Geochemistry* **21**, 813–819.
- ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusions. — *Reviews in Mineralogy* **12**, 646 p.
- SHUEY, R. T. 1975: *Semiconducting ore minerals*. — Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, 415 p.
- SZTRÓKAY K. 1940: A recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **59**, 722–746.
- SZTRÓKAY K. 1952: Újabb vizsgálatok hazai ércásványokon. — *Földtani Közlöny* **82**, 37–43.
- TAKÁCS Á. 2010: Recski Lahóca-hegy fluidáramlási rendszerének rekonstrukciója folyadékzárványok infravörös mikroszkópos vizsgálatával. — *Diplomamunka*, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, 94 p.
- TAKÁCS Á. 2009: A mátraszentimrei antimonitos telér ásványtani és genetikai vizsgálata. — In: PAKSY, Z., TÓTH, G. (szerk.): *XXIX. Országos Tudományos Diákköri Konferencia, Fizika, Földtudomány, Matematika Szekció, Összefoglalók*, Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi-és Műszaki Kar, Szombathely, p. 248.
- VÁGÓ E. 2007: A Lahóca-hegyi magas szulfidizációs fokú epitermális Cu-Au ércesedés jellemvonásai infravörös mikrotermometria alapján. — *Diplomamunka*, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, 65 p.
- ZEGHBROECK, B. 2007: Principles of semiconductor devices. — <http://ece.colorado.edu/~bart/book/welcome.htm>.

Kézirat beérkezett: 2010. 11. 26.

## I. Tábla — Plate I

- A — Növekedési zónák enargitban infravörös mikroszkópos felvételen (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Growth zones in enargite under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- B — Folyadék (L) és gőz (V) fázist tartalmazó fluidumzárvány enargitban, infravörös mikroszkópos felvételen (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Enargite-hosted two-phase (Liquid+Vapour) fluid inclusion in infrared microscopic image (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- C — Infravörös mikroszkópos felvétel elsődleges (P) és másodlagos (S) fluidumzárvány generációkról enargitban (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Primary (P) and secondary (S) fluid inclusion generations in enargite under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- D — Folyadék- (L) és gőz- (V) fázist tartalmazó fluidumzárványok enargitban, infravörös mikroszkópos felvételen (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Enargite-hosted two-phase (Liquid+Vapour) fluid inclusions under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- E — Növekedési zónák enargitban infravörös mikroszkópos felvételen (Recsk, Lahóca-hegy). — *Growth zones in enargite under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- F — Folyadék- (L) és gőz- (V) fázist tartalmazó fluidumzárványok enargitban, infravörös mikroszkópos felvételen (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Enargite-hosted two-phase (Liquid+Vapour) fluid inclusions under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.
- G — Elsődleges, folyadék- és gőzfázist tartalmazó fluidumzárvány enargitban, infravörös mikroszkóp alatt (Lahóca-hegy, ÉK-Magyarország). — *Enargite-hosted two-phase (Liquid+Vapour), primary fluid inclusion under infrared microscope (Lahóca Hill, NE Hungary)*.

I. Tábla — Plate I



## Függelék — Enclosure

IR fényben megvizsgált ásványok a szakirodalomban

Studied minerals under IR light in the literature

Ásvány/Mineral	Lelőhely/Locality	IR transzmittancia / IR transmittance	Forrás /Source-reference
<b>Antimonit</b> / <i>Stibnite</i>	Brouzils Sb-ércesedés, Vendee, Armorica-masszívum, Franciaország / <i>France</i>	Közepes / <i>intermediate</i>	BAILLY et al. 2000
	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	CAMPBELL et al. 1984
	Mátraszentimre, Magyarország / <i>Hungary</i>	közepes és foltos <i>intermediate and patchy</i>	TAKÁCS 2009
	Harz-hegység, Németország / <i>Germany</i>	jó / <i>good</i>	LÜDERS 1996
<b>Bournonit</b> / <i>Bournonite</i>	Harz-hegység, Németország / <i>Germany</i>	jó / <i>good</i>	
<b>Cinnabarit</b> / <i>Cinnabar</i>	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	CAMPBELL et al. 1984
<b>Enargit</b> / <i>Enargite</i>	Morococha, Peru	változó / <i>various</i>	
	Lepanto, Fülöp-szigetek / <i>Philippines</i>	közepes / <i>intermediate</i>	MANCANO & CAMPBELL 1995
	Rosia Poieni, Románia / <i>Romania</i>	jó / <i>good</i>	KOUZMANOV et al. 2010
	Lahóca-hg., Recsk, Magyarország / <i>Hungary</i>	jó de foltos <i>good but patchy</i>	VÁGÓ 2007; TAKÁCS 2010
	Chelopech HS epitermális ércesedés, Bulgária / <i>Bulgaria</i>	jó / <i>good</i>	MORITZ 2006
<b>Fe-Columbit</b> <i>Columbite-(Fe)</i>	Ponte da Raiz Pegmatit, Itabira, Minas Gerais, Brazília / <i>Brazil</i>	jó / <i>good</i>	RIOS et al. 2006
<b>Hematit</b> / <i>Hematite</i>	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	CAMPBELL et al. 1984
	Conceição és Timbopeba bányák, Minas Gerais, Brazília / <i>Brazil</i>	kiváló, de 350 °C felett csökken / <i>excellent but decrease above 350 °C</i>	RIOS et al. 2006
<b>Krómit</b> / <i>Chromite</i>	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	
<b>Molibdenit</b> / <i>Molybdenite</i>	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	CAMPBELL et al. 1984
<b>Pirargirit</b> / <i>Pyrargyrite</i>	szerzők nem közlik / <i>not reported by the authors</i>	jó / <i>good</i>	
	Mina Martha Ag-bánya, Deseadói-masszívum, Santa Cruz, D-Patagónia, Argentína / <i>Argentina</i>	kiváló / <i>excellent</i>	RIOS et al. 2006
<b>Pirit</b> / <i>Pyrite</i>	Alden, New York, USA	opak / <i>opaque</i>	LINDAAS et al. 2002
	Amax-bánya, Missouri, USA	közepes / <i>intermediate</i>	
	Ambas Aguas, La Rioja, Spanyolország / <i>Spain</i>	opak / <i>opaque</i>	
	Antire kőfejtő, Missouri, USA	közepes / <i>intermediate</i>	
	Baia Mare, Maramures, Románia / <i>Romania</i>	kiváló, de 200 °C felett csökken / <i>excellent but decrease above 200 °C</i>	
	Barcelona, Spanyolország / <i>Spain</i>	rossz / <i>bad</i>	
	Big Gossan, Indonézia / <i>Indonesia</i>	változó / <i>various</i>	
	Butte, Montana, USA	opak / <i>opaque</i>	
	Cameros medence, Spanyolország / <i>Spain</i>	opak / <i>opaque</i>	
	Cananea, Sonora, Mexikó / <i>Mexico</i>	kiváló / <i>excellent</i>	
	Casino porfir, Yukon térség, Kanada / <i>Canada</i>	kiváló, de foltos <i>excellent but patchy</i>	
	Chino-bánya, Új-Mexikó, USA	jó de foltos <i>good but patchy</i>	
	Chuquicamata, Antofagasta, Chile	közepes / <i>intermediate</i>	
	Climax-bánya, Colorado, USA	jó de foltos <i>good but patchy</i>	
	Commodore-bánya, Colorado, USA	jó de foltos <i>good but patchy</i>	
	Concepción del Oro, Zacatecas, Mexikó / <i>Mexico</i>	kiváló, de foltos <i>excellent but patchy</i>	
	Copper Creek, Arizona, USA	jó / <i>good</i>	
	Cripple Creek, Colorado, USA	rossz / <i>bad</i>	
	Don Carlos-bánya, Hidalgo, Mexikó / <i>Mexico</i>	rossz / <i>bad</i>	
	Dry River South, Queensland, Ausztrália / <i>Australia</i>	kiváló / <i>excellent</i>	
	Ducktown, Tennessee, USA	opak / <i>opaque</i>	
	Endako, British Columbia, Kanada / <i>Canada</i>	opak / <i>opaque</i>	
	Erzurum, É-Anatólia, Törökország / <i>Turkey</i>	kiváló / <i>excellent</i>	
	Garpenberg, Svédország / <i>Sweden</i>	kiváló, de foltos <i>excellent but patchy</i>	

## Függelék folytatása – Continuation of enclosure

Ásvány/Mineral	Letőhely/Locality	IR transzmittancia / IR transmittance	Forrás /Source-reference	
Pirit/Pyrite	Gilman, Colorado, USA	kiváló, de foltos <i>excellent but patchy</i>	LINDAAS et al. 2002	
	Golden Hub, Colorado, USA	kiváló / <i>excellent</i>		
	Grant County, Új-Mexikó, USA	kiváló / <i>excellent</i>		
	Grasberg, Indonézia / <i>Indonesia</i>	kiváló / <i>excellent</i>		
	Hemlo, Ontario, Kanada / <i>Canada</i>	opak / <i>opaque</i>		
	Huanzala, Huanaco, Peru	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Jesus María, Peru	közepes / <i>intermediate</i>		
	Kelly-bánya, Új-Mexikó, USA	közepes-jó, de foltos <i>intermediate-good but patchy</i>		
	La Caridad, Sonora, Mexikó / <i>Mexico</i>	jó / <i>good</i>		
	La Rioja, Spanyolország / <i>Spain</i>	opak / <i>opaque</i>		
	Leadville, Colorado, USA	jó / <i>good</i>		
	Liuzhou, Guangxi, Kína / <i>China</i>	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Loma Pesada, Dominikai Köztársaság / <i>Dominican Republic</i>	rossz / <i>bad</i>		
	Lone Tree, Nevada, USA	opak / <i>opaque</i>		
	Magma-bánya, Arizona, USA	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Matagami-tó, Quebec, Kanada / <i>Canada</i>	közepes és foltos <i>intermediate and patchy</i>		
	Mina Mariá, Sonora, Mexikó / <i>Mexico</i>	kiváló / <i>excellent</i>		
	Mina Rosa María, Sonora, Mexikó / <i>Mexico</i>	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Mt. Chalmers, Ausztrália / <i>Australia</i>	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Nacimiento törés, Új-Mexikó, USA	opak / <i>opaque</i>		
	Nadan, Bulgária / <i>Bulgaria</i>	közepes és foltos <i>intermediate and patchy</i>		
	Nanisivik, Kanada / <i>Canada</i>	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Navan, Írország / <i>Ireland</i>	opak / <i>opaque</i>		
	Pecos-bánya, Új-Mexikó, USA	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Pine Point, Kanada / <i>Canada</i>	közepes / <i>intermediate</i>		
	Pinos Altos, Új-Mexikó, USA	opak / <i>opaque</i>		
	Quiruvilca, La Libertad, Peru	jó de foltos <i>good but patchy</i>		
	Rensselaer, Indiana, USA	közepes és foltos <i>intermediate and patchy</i>		
	Río Tinto, Huelva, Spanyolország / <i>Spain</i>	rossz / <i>bad</i>		
	Sandusky, Michigan, USA	opak / <i>opaque</i>		
	Santa Rita, Új-Mexikó, USA	kiváló / <i>excellent</i>		
	Sparta, Illinois, USA	opak / <i>opaque</i>		
	Tembagapura, Irian Jaya, Indonézia / <i>Indonesia</i>	jó / <i>good</i>		
	Tunaberg, Bergslagen, Svédország / <i>Sweden</i>	közepes és foltos <i>intermediate and patchy</i>		
	Wisconsin, USA	változó / <i>various</i>		
	Vlotho és Lehesten, Németország / <i>Germany</i>	rossz / <i>bad</i>		LÜDERS & ZIEMANN 1999
	Minden, Németország / <i>Germany</i>	rossz / <i>bad</i>		
	Valdeparillo, Spanyolország / <i>Spain</i>	rossz / <i>bad</i>		
	Chivar, Kolumbia / <i>Columbia</i>	rossz / <i>bad</i>		
	Wittmannsgereuth, Németország / <i>Germany</i>	rossz / <i>bad</i>		
Teufeburger Wald, Németország / <i>Germany</i>	rossz / <i>bad</i>			
Hüttenberg, Karintia, Ausztria / <i>Austria</i>	rossz / <i>bad</i>			
Ivrea-zóna, Piemont, Olaszország / <i>Italy</i>	jó / <i>good</i>			
Isola Elba, Olaszország / <i>Italy</i>	rossz / <i>bad</i>			
Wiluma-bánya, Ausztrália / <i>Australia</i>	rossz / <i>bad</i>			
Barra do Itapirapua, Brazília / <i>Brazil</i>	jó / <i>good</i>			
Freiberg, Saxony, Németország / <i>Germany</i>	kiváló / <i>excellent</i>			
Schönbrunn, Németország / <i>Germany</i>	közepes-rossz <i>intermediate-bad</i>			
Mazowe-bánya, Zimbabwe	kiváló / <i>excellent</i>			



## Függelék folytatása – Continuation of enclosure

Ásvány/Mineral	Lelőhely/Locality	IR transzmittancia / IR transmittance	Forrás /Source-reference
Pirit/Pyrite	Pechtelsgrün, Saxony, Németország / Germany	kiváló /excellent	LÜDERS & ZIEMANN 1999
	Murgul Cu-ércesedés, Törökország / Turkey	kiváló /excellent	
	Lautenthal, Harz-hegység, Németország / Germany	opak /opaque	
	Rammelsberg, Goslar, Németország / Germany	opak /opaque	
	Haselgebirge, Ausztria / Austria	opak /opaque	
	Altenkirchen, Németország / Germany	opak /opaque	
	Siptenfelde, Harz-hegység, Németország / Germany	opak /opaque	
	Navajun, Spanyolország / Spain	opak /opaque	LÜDERS & ZIEMANN 1999; LINDAAS et al. 2002
	Lepanto, Fülöp-szigetek / Philippines	közepes /intermediate	MANCANO & CAMPBELL 1995
	Coahuila, Mexikó / Mexico	kiváló /excellent	RICHARDS & KERRICH 1993
	Porgera, Pápua Új-Guinea / Papua New Guinea	rossz /bad	
	Bingham, Utah, USA	kiváló /excellent	
	Snow Lake, Manitoba, Kanada / Canada	kiváló /excellent	
	Elba, Olaszország / Italy	kiváló, de foltos /excellent but patchy	RICHARDS & KERRICH 1993; LINDAAS et al. 2002
	Rosia Poieni, Románia / Romania	jó /good	KOUZMANOV et al. 2010
Logrono, Spanyolország / Spain	opak /opaque	RICHARDS & KERRICH 1993; LINDAAS et al. 2002	
Polibázit/Polybasite	szerezők nem közlik / not reported by the authors	jó /good	CAMPBELL et al. 1984
Szfalerit/Sphalerite	Coeur d'Alene, Idaho, USA	jó /good	
Tennantit/Tennantite	Casapalca, Peru	jó-közepes /good-intermediate	CAMPBELL et al. 1984; LINDAAS et al. 2002
Tetraedrit/Tetrahedrite	Orocopampa, Peru	közepes /intermediate	CAMPBELL et al. 1984
Volframit/Wolframite	San Cristobal, Peru	közepes /intermediate	CAMPBELL et al. 1987
	Panasqueira, Portugália / Portugal	közepes /intermediate	LÜDERS 1996
	Zinnwald, Erzebirge, Németország / Germany	közepes /intermediate	
	Victorio-hegység, Új-Mexikó, USA	jó /good	CAMPBELL et al. 1987
	Pedra Preta W-bánya, Carajás Province, Brazília /Brazil	kiváló /excellent	RIOS et al. 2006

IR transzmittancia mértékének jelentése / IR transmittance	
<b>kiváló</b> excellent	éles kontúrok a zárvány folyadék és gáz fázisa között, 200-300 µm vastag minta / sharp contours between the liquid and gas phases, 200-300 µm thick sample
<b>jó</b> / good	éles kontúrok a zárvány folyadék és gáz fázisa között, 100-150 µm vastag minta / sharp contours between the liquid and gas phases, 100-150 µm thick sample
<b>közepes</b> intermediate	jól észlelhető kontúrok a zárvány folyadék és gáz fázisa között, 50-150 µm vastag minta / appreciable contours between the liquid and gas phases, 50-150 µm thick sample
<b>rossz</b> / bad	néhány foltban látszik csak át mintavastagságtól függetlenül /transparent only in some patch irrespectively of the sample's thickness

## Évfordulós megemlékezés Dr. LENGYEL Endréről (1893–1981)

DOBOS IRMA<sup>1</sup>, PÓKA TERÉZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>1027 Budapest, Margit krt. 44. e-mail: dobos.irma@upcmail.hu

<sup>2</sup>MTA Geokémiai Kutató Laboratórium 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

e-mail: poka@geochem.hu

A 20. század első felében az ásvány-kőzettani iskola ismert és jeles tagja volt Dr. LENGYEL Endre, akinek munkássága a pontos és alapos közletleírások mellett vulkáni hegységeink szerkezetének megismeréséhez is alapvető új ismeretekkel járult hozzá.

Ma már csak igen kevesen emlékeznek arra a nagyon csendes, szolid, kellemes megjelenésű geológusra, aki sok értéket alkotva nem csak az ásvány-kőzetben, hanem a földtanban (rétegtanban) is otthonosan mozgott, de tehetséges festőművész is volt. Csak azok tudták, hogy tehetséges rajz- és festőtudását már ifjúkora óta hasznosította, akik egy szobában dolgoztak vele a Magyar Állami Földtani Intézetben (MARCELL Ferencné, MÁTHÉ Klára és MOLNÁR József) vagy éppen terepi munkája során találkoztak vele. Kiszállásakor a tájat, szálláshelyét és környékét festette le, a szállásadókról pedig portrét készített. Képei fejében azután különféle juttatásban részesült, s azt mindig a család részére tette félre. Ő maga a legnagyobb szerénységgel kosztolt, s még akkor is minden nap vitte magával az ebédet, amikor a Földtani Intézetben megszervezték a közös étkeztetést. A rendkívül becsületos, hivatását magas szinten művelő és családját szerető, tehetséges ember hosszú küzdelmes életet élt, 88 éves korában távozott el.

Életének első felében a második világháborúig pályája egyenletesen ívelt felfelé, utolsó rangja „nyilvános rendkívüli egyetemi tanár”. Oktatással ezután már csak elvétve foglalkozott, és mint térképező geológus dolgozott a Magyar Állami Földtani Intézetben. Keserű emberként élte le életének második felét, hajtóereje a szakma és a család szeretete maradt.

A magyar geológusok erdélyi származású kiválóságainak egyike, LENGYEL Endre 1893. május 8-án Szamosújvárott született. Hamar árvaságra jutott, édesanyját 4 éves korában, édesapját pedig közvetlenül érettségije után veszítette el. További tanulmányait végül családi segítség nélkül, önerőből végezte el.

Már a gimnázium 7. osztályának tanulója volt, amikor létfenntartásához tanítványok oktatását vállalta. Nyolcadikos korában önképzőköri elnök és 7 pályadíjat nyert. Rajz- és festőkészsége már ekkor megnyilvánult. Rajztanára kezdeményezésére 300 akvarell és olajképéből először rendezett önálló kiállítást a szamosújvári főgimnázium rajztermében. Az eladott képek árából befolyt összeg nagy segítség volt tanulmányainak folytatásához. Ugyanebben az évben elnyerte egészségtanból az országos Fodor József-jutalmat is.

Érettségi után a Kolozsvári Tudományegyetem természetrajz–földrajz tanári szakára iratkozott be, amelyet katonai szolgálata miatt csak 1921-ben fejezhetett be. Dicséretes eredménnyel tanári oklevelet szerzett, de már korábban is részt vett az egyetem ásvány-kőzettani oktatásában. SZÁDECZKY Gyula professzor különösen nagy hatással volt fejlődésére. Az évfolyamán olyan kiváló személyiségekkel tanult együtt, mint GAÁL István, FERENCZI István, XANTUS János, a tanszéken pedig megismerte a gyakornokként dolgozó TULOGDI Jánost és TÖRÖK Zoltánt. Még csak első éves egyetemi hallgató, amikor a harmad- és negyedévekkel versenyben elnyerte APÁTHY professzornál a tanárképzői ösztöndíjat. Harmadéves korában első pályadíjas dolgozata alapján SZÁDECZKY Gyula professzor meghívta az Ásvány- és Földtani Intézetbe gyakornoknak, amely életében nagy fordulatot jelentett, és ezzel biztos egzisztenciához jutott. Az első világháború azonban hosszú időre megszakította egyetemi pályáját. Négyéves katonai szolgálat után, mint 50%-os hadirokkant (5 ízben sebesült meg a fronton) tért haza 1918-ban. Kapcsolata az egyetemmel nem szakadt meg, fenntartották állását, sőt 1918-ban tanársegédi kinevezést is kapott.

Az ország megcsonkítása után, 1920-ban a kolozsvári egyetemről előbb rövid időre Budapestre, majd Szegedre került az Ásvány- és Földtani Tanszékre SZENTPÉTERY Zsigmond professzor mellé, ahol 1939-ig dolgozott. Eközben 7 évig az Erdélyből menekült főiskolai hallgatók internátusának igazgatója is volt.

\*Előadásként elhangzott 2007. június 4-én a MFT Tudománytörténeti Szakosztály előadóülésén.

1922-ben kitüntetéssel doktorált ásványtan-közettanból, földtanból és földrajzból. 1924-ben már adjunktus és elnyerte a Tudományt mentő Bizottság nagy pályadíját. Ugyanebben az évben hadi szolgálatáért vitézzé avatják. Többször részesült belföldi kutatói ösztöndíjban, majd 1928-ban eredményes tudományos működése alapján magántanárrá habilitálta az egyetem.

Mint állami ösztöndíjas többször járt külföldön, így Bécsben, Münchenben, Cataniában, Rómában. Bécsben és Münchenben sajátítja el magas színvonalon a kőzetmikroszkópiát. 1930 és 1932 között háromszor járt Olaszországban, ahol főként a recens vulkanizmust tanulmányozta. A cataniai egyetem meghívására olaszul előadást tartott a harmadidőszaki magyar és olasz vulkánosság párhuzamoságáról (1930).

Egyetemi képzése, majd külföldi tanulmányútjai során olyan közettanos kutatóvá vált, aki az akkori legmodernebb kőzetvizsgálati módszerek alkalmazása mellett a vulkanizmus folyamatának, földtani és tektonikai viszonyainak kutatásában is eredményes volt.

Amikor 1940-ben az egyetem visszaköltözött Kolozsvárra, a Budapesti Tanárképző Főiskolára nevezték ki, ahol 1949-ig teljesített szolgálatot. Már 1940-ben megkapta több évtizedes tudományos munkássága alapján az egyetemi nyilvános rendkívüli tanári címet.

Közben a Magyar Királyi Földtani Intézetben külső munkatársként több éven át eredményes ércgeológiai kutatást végzett, 1941-ben az átmenetileg visszacsatolt Erdélyben, az Avas-hegységben, majd a Pénzügyminisztérium megbízásából a Tokaji-hegységben Telkibánya környékén.

1949-ben került a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) kutatói állományába, ahol nyugdíjazásáig (1963) dolgozott. Csaknem minden hazai vulkáni hegységben végzett kutató és térképező munkát. Nyugdíjazása után a Bányászati Kutató Intézet meghívására hat éven át, mint tudományos kutató és szakértő dolgozott.

1957-ben a szarvaskői wherlit (Fe-Ti ércesedés) vizsgálatával kandidátusi fokozatot szerzett, amely munkája önálló kötetként a MÁFI Évkönyv sorozatában 1958-ban meg is jelent.

A hazai egyetemi oktatásban 1918-tól folyamatosan vett részt, számos szakvizsgázó és végzős hallgató irányítását is vállalta. Hét éven keresztül a szegedi Tanárképző Főiskolán is tanította szaktárgyait. 1949–1952 között a budapesti Műszaki Akadémián is oktatott. Az 1950-es években a Magyar Állami Földtani Intézetben több geológus-technikusi tanfolyam oktatója volt.

A Magyarhoni Földtani Társulatnak fiatal kora óta aktív tagja volt. 1958–60-ban főtítkárrá választották. Munkáját 1973-ban emlékgyűrűvel, 1978-tól tiszteleti tagsággal ismerték el.

1937-ben megnősült, három gyermeke: Ildikó, Anikó és Iván. Közülük 1956-ban Ildikó Kanadába emigrált, Anikó fogorvos, Iván mérnök lett.

Közel 63 tudományos publikációja 1923-tól 1963-ig jelent meg, leginkább magyar és német nyelven, gyakran német és angol rezümével a Földtani Közletemben, a

Földtani Intézet Évkönyvében, később az Acta Geologica Hungarica-ban, a Bányászati Kohászati Lapokban és a Szegedi Egyetem lapjában, de publikált külföldön is. LENGYEL Endre publikációinak összesített jegyzéke mind ez ideig nem jelent meg a földtani irodalomban, így ezt az összeállítást első ízben adják közre a szerzők.

## Tudományos eredményei

### *A publikációk szakterületi-tematikus eloszlása*

Kristálytan és ásványtan: 13; ércutatás, ill. feltárás: 5 (avas-hegységi reambuláció, kőszegi-hegységi Mn-ércesedés, Telkibánya környéki ércesedés, szokolyai barnavasérc és szarvaskői wherlit kutatás); kőzetan-vulkanológia: 43; kőzettani elméleti munkák: 4 (magmagenetika, asszimiláció és hibrid kőzetképződés kérdése); a Magas-Tátra gránitjairól és gneiszairól: 2; az alföldi homokok ásványtani jellegéről és származásáról: 2; az abban a korban új diszciplínának számító archeometria területéhez tartozott a régészeti kerámia edények anyagvizsgálata és a bioásványtan területéről a fajdfélék zúzóköveinek ásványtani vizsgálata: 2; útleírások, illetve külföldi tanulmányutak beszámolóit: 7 (1929-ben olasz tanulmányúti beszámolójában leírja az Etna 1928-as működését és az Etna vulkanizmusáról bemutatja a kor legmodernebb ismereteit).

A publikált munkák mellett a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) Adattárában 62 kutatási részjelentését, ill. összefoglalását találjuk 1949-től 1962-ig. Ezeknek csak kis hányadát jelentette meg folyóiratokban.

Igen sok munkája került vulkáni hegységeink (Dunazug-, Börzsöny, Mátra és Tokaji-hegység) reambulációs anyagába (térképek és térképmagyarázók).

### *A vulkáni hegységek kutatásának időrendje*

A neogén vulkáni hegységekben végzett térképező és kőzetan-vulkanológiai kutatásainak időrendje: Dunazug-hegység, Börzsöny: 1923–25, majd 1955-től 1963-ig, erdélyi tufák: Fenyőkosztolány: 1923; mátrai térképlapok 1958-tól, Tokaji-hegységi térképlapok 1926, 1935, majd 1956-tól 1963-ig.

A Dél-Börzsönyben térképezést főként Diósjenő környékén végzett. Megállapította a börzsönyi vulkanitok hármas kitörési sorrendjét: biotitos dácit és andezit, amfibolandezit, piroxénandezit. Először mutatott rá, hogy gránatok nemcsak a dácitokban, hanem az andezitekben is előfordulnak. Megállapította az alsó tufaszintek tengerpart közeli lerakódási közegét (a jelenlegi nevezéktan szerinti Nagyoroszi Kavics Formációra is vonatkoztatható megállapítás). Először ismerte fel a Csóványos környéki teléreket és a lávafolyásokat is lehatárolta térképén. PAPP Ferencsel, FERENCZI Istvánnal és PANTÓ Gáborral együtt a Börzsöny-hegység rétegtani viszonyait már nagyvonalakban helyesen ítélte meg, a vulkáni felépítmény struktúráját azonban mérési adatok (K-Ar, paleomágneses adatok, geofizikai mérések) hiányában nem ismerhette fel.

A Visegrádi-hegységről készült 1:33 000 méretarányban készült térképén feltünteti a közzétípusok területi eloszlását (1953). A hegység gránátos vulkanitjainak genetikájával külön is foglalkozott (1951). Az idősebb vulkáni sorozatot azonban tévesen oligocén korúnak tartotta. Munkája a későbbi kutatóknak (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY Erika, ZELENKA Tibor, BALLA Zoltán, CZAKÓ Tibor, KÖRÖS László, HARANGI Szabolcs) tárgyi alapot adott.

A Mátra hegység reambulációs térképezésében a MÁFI munkatársaként 1960–61-ben folytatott térképező munkát. Vizsgálta a pálbikki andezit-lakkolitis közeteit, valamint foglalkozott a Lahóca-hegy kifejlődésével, amelynek lakkolitisz-genetikája mellett foglalt állást.

A Tokaji-hegységben végzett felvételi munkái közül legjelentősebb a Telkibánya környéki nemesfém tartalmú telérek újra vizsgálatában történt részvétele (1948). Elsőként állapította meg, hogy a telérek csapásiránya megegyezik a hegység fő tektonikai irányával és az ércesedés származási központja a Kánya-hegyen és a Gyepű-hegyen van. Elképzelése szerint az ércesedés főként a savanyú

(riolitis) kiterjedésekhez kapcsolódik, amely feltételezés a későbbiekben megdőlt a részletesebb teleptani kutatások és mélyfúrásai eredmények alapján.

LENGYEL Endre legfőbb erőssége a vulkanitok mikrostruktúráinak leírásainak alaposágában, megbízhatóságában rejlik. A későbbi vulkanológiai interpretációk változhattak, de az általa közölt ásványtani leírások biztos alapul szolgáltak a további kutatásoknak. Számos későbbi összefoglaló jellegű szakirodalomban kapott érdemi hivatkozást (KUBOVICS & PANTÓ 1970, SZÉKYNÉ FUX 1970, VARGA et al. 1975, GYARMATI 1977, KARÁTSZON 2007).

Munkái nem csak tudományos, hanem *gyakorlati* szempontból is jelentősek. Közülük a Dunazug-hegység andezit-területe mélyszerkezetének felismerését kell kiemelni (MÁFI Évi Jelentése az 1951. évről, 1953.) amely az általa leírt közetzárványok alapján segítséget nyújtott a visegrádi hévíz feltárásának tervezésénél és a víz eredetének tisztázásában is (DOBOS 1971, 1993, 1996).

LENGYEL Endréről ezidáig JANTSKY (1982) és DOBOS (1994) emlékeztek meg.

## Irodalom

- DOBOS I. 1971: Visegrád vízföldtani perspektivikus kutatása. Földtani terv. — Kézirat. Vízkutató és Fúró Vállalat.
- DOBOS I. 1993: A visegrádi hévízkút létesítése és az ásványvíz jelenlegi és távlati hasznosítása. — *Balneológia-Gyógyfürdőügy-Gyógyidegenforgalom* **14/3**, 158–179.
- DOBOS I. 1994: Lengyel Endre (címszó). — Magyar Életrajzi Lexikon, IV, p. 561.
- DOBOS I. 1996: Vallanak az andezitek zárványai. — *Visegrádi Hírek* **12/12**, p. 2.
- GYARMATI P. 1977: A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **58**, 195 p.
- JANTSKY B. 1982: Lengyel Endre emlékezete. — *Földtani Közlemények* **112/4**, 319–320.
- KARÁTSZON D. 2007: *A Börzsönytől a Hargitáig (vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz)*. — Typotex kiadó, 462 p.
- KUBOVICS I., PANTÓ Gy. 1970: *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*. — Akadémiai Kiadó, 302 p.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1970: *Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai*. — Akadémiai kiadó, 276 p.
- VARGA Gy., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., FÉLEGYHÁZI Zs. 1975: A Mátra-hegység földtana. — Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve **57**, 575 p.

## LENGYEL Endre nyomtatásban megjelent szakirodalmi munkássága

### 1923

- LENGYEL E.: Adatok a Fenyőkosztolány-környéki andezitek ismeretéhez. — *Földtani Közlemények* **53/1–12**, 100–102.
- LENGYEL E.: Die andesite der Umgebung von Fenyőkosztolány im Comitatus Barcs. — *A Ferenc József M. Kir. Tud. Egyetem Barátainak Egyesülete, Szeged. Sectio Scientiarum Naturalium* **1/3**, 77–111.
- LENGYEL E.: Adatok az Apátkúti-völgy andezites kőzeteinek petrográfiai és petrokémiai ismeretéhez. — *Közlemény az Egyetemi Ásványtani és Földtani Intézetéből, Szeged* 1–15.

### 1924

- LENGYEL E.: Újabb adatok a tokaji Nagyhegy petrográfijához. — *Földtani Közlemények* **54/1–12**, 64–71.

### 1925

- LENGYEL E.: Küföldi tanulmányutam (Itália). — *Bányászati és Kohászati Lapok* **58/3–4**, 40–43., 52–56.
- LENGYEL E.: Petrogenetikai megfigyelések a Pilisszentlászló környéki andeziteken. — *Földtani Közlemények* **55/1–12**, 118–127.
- LENGYEL E.: A Szentendre és Pilisszentlászló közötti terület andezites kőzetei. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **58/15**, 240–245.
- LENGYEL E.: Andesittypen aus der Szentendre–Visegráder Berggruppe. — *Tschermak'sche Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (petrochem Daten)* **36/5–6**, 357–362.

## 1926

LENGYEL E.: Die andesitischen und riolitischen Gesteine des Tokajer Nagyhegy (Grosses Berges). — *A Debreceni Tisza István Tudományos Társaság Honismeret-ő Bizottságának kiadványa. Debrecen* **2/4**, 1–14.

## 1927

LENGYEL E.: Újabb adatok Szentendre környékének geológiájához. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **60/4**, 69–73.

LENGYEL E.: Adatok a zónás plagioklászok ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **57/1–12**, 3–12.

## 1928

LENGYEL E.: A primér parallelszerkezet keletkezési lehetősége. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica (Szeged)* **1/1**, 54–58.

LENGYEL E.: Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneissen. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica (Szeged)* **1/1**, 44–53.

LENGYEL E.: Az izomorf-keverék kristályosodási törvényszerűségek petrogenetikai megvilágításban. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **61/7**, 331–340.

LENGYEL E.: Adatok a zónás plagioklászok ismeretéhez **II**. — *Földtani Közlöny* **58/1–12**, 46–54.

LENGYEL E.: Der Etnaausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica (Szeged)* **1/2** 128–147.

LENGYEL E.: Tengerparti éleskavicsok. — *Földrajzi Közlemények* **56/5–6**, 93–102.

## 1929

LENGYEL E.: Az Etna jelenkori lávatípusai. — *Földtan Közlöny* **59/1–12**, 26–34.

LENGYEL E.: 3-4-3-4-6-pentamethoxy-diphenylmethan-2-carbonsaure-Krystalle. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **1/2**, 68–71.

LENGYEL E.: Olaszországi tanulmányutam tanulságai. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **62/2**, 1–12., 49–61

## 1930

LENGYEL E.: Alföldi homokfajták ásványos összetétele. — *Földtani Közlöny* **60/1–12**, 67–75.

## 1931

LENGYEL E.: Szeged-környéki homokfajták összehasonlító kőzettani vizsgálata. — *A Szegedi Alföldkutató Bizottság Könyvtára VII. Szakosztály közleményei* **2**, 3–104.

## 1932

LENGYEL E.: Adatok a magastátrai gránitok petrokémiai ismeretéhez—*Földtani Közlöny* **62/1–12**, 5–6.

## 1933

LENGYEL E.: Adatok a Magas Tátra kőzetéhez III. A Tarpatoki-völgyek kőzetei. — *Földtani Közlöny* **63/7–12**, 193–201.

LENGYEL E., FINÁLY I. & SZELÉNYI T.: Beiträge zur Petrographie der Hohen Tátra. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **3/1–2**, 36–49.

## 1934

LENGYEL E.: Égetett cserépedények kőzettani vizsgálata. — *Dolgozatok a M. Kir. Ferencz József Tudományegyetem Archeológiai Intézetéből, Szeged*, **9–10/1–2**, 306–309.

## 1935

LENGYEL E.: Adatok az Alföld római kerámiájához. Égetett cserépedények és lelőhelyük anyagának kőzettani vizsgálata. — *Dolgozatok a M. Kir. Ferencz József Tudományegyetem Archeológiai Intézetéből, Szeged* **11/1–2**, 226–228.

LENGYEL E.: A sárospataki Szent Vince-hegy piroxéndazitje. (Der Piroxendesit des Szent Vince-Berges bei Sárospatak.) — *Földtani Közlöny* **65/1–3**, 30–37.

LENGYEL E.: Beiträge zur petrographischen Kenntnis der Granite der Tarpatok-Täler in der Hohen Tátra. [Adatok a magastátrai Tarpatok-völgyek gránitjának ismeretéhez.] (csak németül). — *Földtani Közlöny* **65/4–6**, 120–126.

LENGYEL E.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Tokajhegyljaer Gebietes zwischen Tolcsva und Komlóska. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **4/3**, 195–213.

LENGYEL E.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Komlóska. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **3/3**, 126–147.

## 1936

LENGYEL E.: Jaspisvarietäten vom Tokaj-Hegylja-Gebirge. [Jáspisváltozatok a Tokaj-Hegyljáról.] (csak németül). — *Földtani Közlöny* **66/4–6**, 129–147.

LENGYEL E.: SiO<sub>2</sub> -Minerale in den Jaspissen des Tokaj-Hegylja-Gebirges. [SiO<sub>2</sub> -ásványok a Tokaj-Hegyljai jáspisokban.] (csak németül). — *Földtani Közlöny* **66/9–12**, 278–294.

## 1937

LENGYEL E.: Zum Problem der Sphärokristalle. — *Zeitschrift für Kristallographie A.* **97/1937**. Akademische Verlagsgesellschaft in Leipzig, 67–87.

LENGYEL E.: Kristobalit Sárospatak környékéről. — *Földtani Közlöny* **67/10–12**, 309–314.

LENGYEL E.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse der Gebietes zwischen Komlóska–Újhuta–Makkoshotyka. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **5/3**, 161–178.

#### 1938

LENGYEL E.: Konkreciósió dacituffák Szamosújvár környékéről. — In: Dr. Szádeczky Gyula emlékkönyve, Cluj-Kolozsvár. 1–8.

LENGYEL E.: Konkretionen-führende Dacituffe aus der Umgebung von Szamosújvár. — In: Dr. Szádeczky Gyula Emlékkönyv. Cluj-Kolozsvár, 8–10.

#### 1940

LENGYEL E.: Fajd-válfajok zúzókövei ásvány-kőzettani szempontból. — *Földtani Közlöny* **70/10–12**, 317–330.

LENGYEL E.: Séta Sárospatak környékén. — *Földtani Értesítő* **5/1**, 9–18.

#### 1941

LENGYEL E.: A Magyar Himalája. — *Földtani Értesítő* **6/3**, 104–113.

#### 1942

LENGYEL E.: Barangolás a hazatért Avas-hegységben. — *Földtani Értesítő* **7/1**, 16–24.

#### 1943

LENGYEL E.: Magyarországi ásványok fluorescencia-vizsgálata szűrt ibolyafényben. — *Földtani Közlöny* **73/4–9**, 285–296.

LENGYEL E.: Ásvány- és kőzetvizsgálatok szűrt ibolyafényben. — *Földtani Értesítő* **8/1**, 22–27.

#### 1948

LENGYEL E.: Telkibánya környékének ércgenetikai viszonyai. — Jelentés a Jövedéki Mélykutató 1947/1948. évi munkálatairól, 308–319.

#### 1951

LENGYEL E.: Dunazughegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **81/1**, 119–129.

#### 1952

LENGYEL E.: Emlékezés Szentpétery Zsigmondra. — *Földtani Közlöny* **82/1**, 113–118.

LENGYEL E.: Asszimiláció szerepe a kőzetek vegyi összetételében. — *Földtani Közlöny* **82/1**, 58–73.

#### 1953

LENGYEL E.: Mangánérc-nyomok a Kőszegi hegységben. — *Földtani Közlöny* **83/10–12**, 360–368.

LENGYEL E.: A Dunazughegység andezitterületének felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1951. évről*, 17–29.

#### 1954

LENGYEL E.: Erdőbénye környékének földtana és kőzettana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1952. évről*, 71–80.

LENGYEL E.: A Börzsönyhegység K-i peremének földtani és kőzettani ismertetése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1953. évről*, **1**, 267–276.

#### 1955

LENGYEL E.: Kesztölc környéki andezitek. — *Földtani Közlöny* **85/3**, 336–344.

#### 1956

LENGYEL E.: Abaújszántó környékének földtani és kőzettani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1954. évről*, 93–104.

LENGYEL E.: A Börzsönyhegység Nógrád–Szokolya környéki területének újrafelvétele. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1954. évről*, 105–126.

#### 1957

LENGYEL E.: A Börzsönyi vasas képződmények. — *Földtani Közlöny* **87/2**, 165–172.

LENGYEL E.: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vasérc kutatás újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/2**, 251–335.

LENGYEL E.: Resultats recents de larecherchs de mineraj de titan-vanadium-Fe des environs de Szarvaskő. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/2** 337–381.

#### 1958

LENGYEL E. & MÁNDY T. 1958: A Tolcsva környéki bentonit genetikai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **88/4**, 437–446.

**1959**

LENGYEL E.: Földtani és kőzettani megfigyelések a Tokaji-hegységben. — *Földtani Közlöny* **89/4**, 381–392.

LENGYEL E.: Sárospatak környékének földtani újrafelvétele. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–56-ról*, 203–223

LENGYEL E.: A Tokaji-hegység földtani felépítése Erdőbénye-Tolcsva- Erdőhorvati környékén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–56-ról*, 225–260.

**1961**

LENGYEL E.: A Ti-V-Fe ore enrichment in the gabbro-peridotit Range of the Bükk- Mountaine. — *Acta Geologica Hungarica* **7/1–2**, 169–171.

**1962**

LENGYEL E. & VARGA I.-NÉ: A Pálháza-i Gyöngykőhegy perlitváltozatainak kőzettani vizsgálata. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei* **7/1**, 294–308.

Kézirat beérkezett: 2011. 05. 26.

Összeállította: PALOTÁS Klára

## Az 50 éves Hidrológiai Tájékoztató közönte

PAPP Ferenc műegyetemi professzor kitűnő szakmai felkészültsége, jövőbe látása, szervező képessége nyilvánult meg akkor is, amikor 1960-ban a Magyar Hidrológiai Társaság elnökeként úgy látta, hogy a felgyorsult hidrológiai kutatás eredménye már olyan sokrétű és nagy mennyiségű, hogy azt a rendelkezésre álló kiadványok, nem tudják közkinccsá tenni. Mindenképpen szükséges volt tehát egy újabb kiadvány indítása, amely a Hidrológiai Tájékoztató nevet kapta. Az új folyóirat kedvező fogadtatásban részesült induláskor és azóta is nagy elismerés és megbecsülés övezi. Ebben ötven év óta jelentős szerepet játszik VITÁLIS György szerkesztő. Megállapíthatjuk, hogy mind a lap elindítása 1961 márciusában, mind annak szerkesztése a legjobb kezekbe került. A siker kulcsa, hogy a szerkesztés kezdettől egy kézben volt, aki célirányosan, következetesen, nagy szakmai tudással, pedagógiai és szerkesztői gyakorlattal mindig meg tudta szervezni a lap változatos tartalmát és közel állandó terjedelmét. Neki köszönhető, hogy a kialakult „írógárdát” mindig újakkal tudta kiegészíteni. Természetesen elismerés és köszönet illeti a Magyar Hidrológiai Társaságot is, amiért magára vállalta a lap kiadásának költségeit és a társulati tagokhoz ellenszolgáltatás nélküli eljuttatását.

A lap tartalmának áttekintését a jól megválasztott rovatok könnyítik meg. Nagy súlyt helyez a szerkesztés a „Megemlékezés” c. rovat minél szélesebb körű kiterjesztésére. Szerepel ebben hidrológus, hidrogeológus, geológus, bányász, mérnök, kémikus, mindaz, aki kapcsolatban volt a vízzel, annak valamelyik szakágát továbbfejlesztette, akire a mai embernek és a jövő generációnak emlékeznie kell, akitől a módszert és az ismeretanyagot át lehet venni.

A második rovat az „Általános vonatkozású cikkek”-et fogja össze. Évente egyszer erre a második helyre a „Diplomamunka pályázatok” c. rovat kerül, amely a SAJÓ Elemér- és a LÁSZLÓFFY Woldemár-pályázat díjazott, rövidített dolgozatait tartalmazza, majd a „Területi vonatkozású cikkek” főként hazánk egy-egy tájegységét új feltárás, új kísérlet, hidrogeológiai adottság stb. szempontjából való bemutatását tartalmazza. Nagyon lényeges a „Beszámoló, egyesületi események” c. rovat, amely elsősorban a Magyar Hidrológiai Társaság eseményeiről számol be. E rovat változatos tartalommal való kitöltése, a területi szervezetek és a szakosztályok feladata lenne. Az utolsó rovat a „Könyvismertetés”. A második szám még tartalmazta a következő év vízügyi évfordulóit, előkészítve ezzel a tudománytörténeti program összeállítását. A Hidrológiai Tájékoztató 20, 30 és 40 évfolyama időközben egy-egy „Tartalomjegyzék”-ben jelent meg CZIRÁKY József feldolgozásában. A következő 10 év feldolgozása és kiadása 2012-ben várható.

Kezdetben évente 2 számmal, áprilisban és októberben jelentkezett a kiadvány utoljára 1997-ben, azután csak egy nagyobb terjedelmű szám jelenik meg az év második felében. A gazdagon illusztrált 2011. évi szám 140 oldalon 58 írást tartalmaz. Módosult a borítólappal is, mert míg korábban azt egy stilizált tavirózsa díszítette, 2001-től ezt L. F. MARSIGLI Magyarországról 1741-ben kiadott térképének részlete váltotta fel.

A kitűnően szerkesztett szép laphoz további sok sikert kívánunk a kiadvány szerkesztőjének és minden leendő cikk írójának.

DOBOS Irma

## Események, rendezvények

Beszámoló a 14. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről  
(2011. június 2–4.)

A Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani–Rétegtani Szakosztályának vezetése idén immár tizennegyedik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. A kiválasztott helyszín ezúttal síkvidékre, az Alföldre esett — a vándorgyűlést a Szeged határában álló Tisza-ligeti Eko-Parkban bonyolítottuk le.

A háromnapos eseményen 60 kollégánk vett részt. Ez nagyjából megfelel az elmúlt évek látogatottságának. Az előző évekhez hasonlóan sok egyetemi és a főiskolai hallgató volt a rendezvényen, elsősorban Budapestről és Egerből.

Az elhangzott 28 előadás és a bemutatott 19 poszter jól reprezentálta a hazai őslénytan legkülönbözőbb területeit és az elmúlt évben elért eredményeinket. A hagyományoknak megfelelően, a vezetőség most is díjazta a legjobb hallgatói szereplést. Az alábbi fiatal kollégák részesültek pénzjutalomban: hallgatói előadás: 1. ORBÁN Ildikó (ELTE), 2. BARANYI Viktória (ELTE), 3. ZELEI Zoltán (Eszterházy TKF); hallgatói poszter: 1. CZIRÁK Gábor és HAJDU Zsófia (ELTE), 2. ZELEI Zoltán (Eszterházy TKF), 3. BARANYI Dóra és VOLOSINOVSKI Nóra (Eszterházy TKF, ELTE, megosztott harmadik díj); PhD előadás és poszter: 1. BODOR Emese (ELTE), 2. RABI Márton (ELTE), 3. TÓTH Mónika (MTA BLK).

A pénzjutalmak kiosztását a Hantken Miksa Alapítványon keresztül a Magyar Horizont Energia Kereskedelmi és Szolgáltató Kft. és a Mining Support Kft. támogatása tette lehetővé. Az idén volt egy különdíj is a legszínvonalasabb mikropaleontológiai eredményeket bemutató előadó számára. Ezt SÓRON András Szabolcs (ELTE) nyerte, aki számos munkatársával közösen végzett munkájuk eredményét mutatta be.

Az előadói üléshez csatlakozott az a kiválóan illusztrált nyilvános tudományos ismeretterjesztő előadás, amelyet SZTANÓ Orsolya és MAGYAR Imre kollégáink közösen mutattak be „Hegyet Szegednek” címmel. Az előadás mindenki számára világosan ecsetelte azt a hatalmas — méreteiben az alpi csúcsokhoz hasonlítható — hegységet, amely Szeged tágabb környezetében mélyen eltemetve a pannóniai üledékek alatt található, s amelynek megismerése rendkívül fontos a szénhidrogén-kutatás szempontjából.

A második nap, immár hagyományosan a kirándulás volt. Kora reggel indultunk szálláshelyünkről, ahová csak késő este tértünk vissza a bérelt autóbusszal. A terepbejárás célja a szerbiai Fruska Gora neogén képződményeinek minél alaposabb megismerése volt. A kirándulást Ljupko RUNDIĆ, belgrádi kollégánk vezette. A vándorgyűléshez készült 76 oldalas, hagyományosan sárga borítójú programfüzet az előadások és poszterek kivonatát és a kirándulásvezetőt egyaránt tartalmazza (letölthető a Magyarhoni Földtani Társulat honlapjáról).

A tervek szerint, a jövőre esedékes 15. vándorgyűlést a Déli-Bakonyban, Sümegen szervezzük. Szeretettel várunk minden érdeklődőt!

FÖZY István



### Beszámoló a MECSEK Földtani Terepgyakorlatról 2011. augusztus 3–9.

A Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága a Mecsek Háza Egyesülettel közösen sikerrel megrendezte első összegyűjtési földtani terepgyakorlatát a Mecsekben augusztus elején. A terepgyakorlaton 18 hallgató (BSc-, MSc- és PhD-hallgató, illetve frissen végzett geológus) vett részt az ország 5 egyeteméről (ELTE 7 fő, ME 5 fő, NYME 2 fő, PTE 2 fő, SZTE 2 fő).

A terepgyakorlat során elismert hazai kutatók, oktatók és szakemberek gondoskodtak a magas szintű szakmai vezetésről — akiket a szervezők több egyetemről és neves földtani kutatással foglalkozó hazai cégtől, intézménytől kértek fel.

A nyitó napon a bevezető előadásokat BARABÁS András (Linc Energy), KONRÁD Gyula (PTE) és SEBE Krisztina (PTE) tartották.

A terepi program a következő témakörök szerint valósult meg:

1. nap: A mecseki „etalon” rétegsor megismerése (HÁMOS Gábor, MÁTHÉ Zoltán, BARABÁS András), A dél-dunántúli permokarbon képződmények: hagyományos felfogás és rétegtani problémák (VARGA Andrea, PTE), Triász törmelékes és karbonátos rámpa üledékképződés (KONRÁD Gyula), Középső-miocén képződmények és neotektonika (SEBE Krisztina)

2. nap: Variszkszi metamorf aljzat (M. TÓTH Tivadar, SZTE), Karbon ≠ szén, mórági történetek (MAROS Gyula, MÁFI), A Bátaapáti Nemzeti Radioaktív Hulladéktároló meglátogatása (MAROS Gyula, MÁFI; SZEBÉNYI Géza, Mecsekérc Zrt.)

3. nap: Elsüllyedt hegységek nyomában („Adjátok vissza a hegyeimet!” — Miocén törmelékes képződmények) (JÓZSA Sándor, SZAKMÁNY György, ELTE)

4. nap: Riftesedés és mecseki típusú atollok a Mecseki-zónában — bauxitosodás és karbonátplatform a Villányi-zónában (CSÁSZÁR Géza, ELTE)

5. nap: Egy köszélnélaptól a pelágikumig — a mecseki jura rétegsor rejtelmek (RAUCSIK Béla, PTE)

A záró napon fakultatív programként barlangtúrát vezetett a Trió-barlangban KOVÁCS-LUKOCZKI Georgina (PTE) és TÓTH Judit (Mol Nyrt.).

A terepgyakorlat szervezésében részt vettek: ERŐSS Anita (ELTE), GYÓRI Orsolya (ELTE), KOVÁCS-LUKOCZKI Georgina (PTE), LUKÁTS Lilla (Mecsek Háza Egyesület), PÁLL-SOMOGYI Kinga (PTE), TARNAI Tamás (Mecsek Háza Egyesület) és TÓTH Judit (Mol Nyrt.).

A rendezvényt a Magyarhoni Földtani Társulat, a Mecsekérc Zrt., a PTE Földrajzi Intézete és az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéke támogatta.

Erőss Anita

\*\*\*

MOLNÁR József okleveles geológusmérnök (1918–2008) kopjafáját szülőhelyén, Balatonakaliban 2011. augusztus 27-én, szombaton 10 órakor avatták az Ősök parkjában, a dörgicsei út mellett. Köszöntőt a község polgármestere KONCZ Imre, avató beszédet Dr. VITÁLIS György mondott.

\*\*\*

Zalaegerszegen, a Magyar Olajipari Múzeumban „Kőolajfeldolgozás Magyarországon kezdetektől napjainkig” címmel Dr. GRÁF László vegyész (1911–1968) munkásságát bemutató állandó kiállítás nyílt.

Az Aggteleki Nemzeti Park területén, Szinpetriben megtekinthető egy magyar technikai-tudományos Guinness World Record: a világ legnagyobb könyve. Méretei: 4,18×3,77 m, 1420 kg és 346 lap. A könyv a nemzeti park területének csodálatos kincseiből való válogatás, szövegmagyarázóval. A könyvet VARGA Béla és VARGA Béláné állította össze mintegy 25 tudományos és technikai önkéntes segítségével. A könyvnek egy kisebb, kódexméretű változata is elkészült és tervezik egy kézikönyv méretű változat elkészítését is. A Guinness Bizottság 2010. március 21-én adta ki az igazolást a világrekordról.

TÓTH Álmos

\*\*\*

Megjelent HARANGI Szabolcs: Vulkanok. A Kárpát-Pannon térség tűzhányói. (Szeged, GeoLitera, 2011. 440 p. 25 cm) című könyve. Kapható a MÁFI könyvtárában 7000 Ft-ért.

[http://www.geolitera.hu/geolitera/kepek/vulkanok\\_karpat\\_annon\\_terseg\\_tuzhanyoi](http://www.geolitera.hu/geolitera/kepek/vulkanok_karpat_annon_terseg_tuzhanyoi)

### Személyi hírek

A köztársasági elnök 2011. szeptember elsejével egyetemi tanárrá nevezte ki BUDAI Tamást (Pécsi Tudományegyetem), DÓDONY Istvánt (Eötvös Loránd Tudományegyetem), valamint M. TÓTH Tivadart és SÜMEGI Pált (Szegedi Tudományegyetem).

\*\*\*

FODOR László 2011. november 11-én sikeresen megvédte „Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés” című, az MTA doktora címre benyújtott értekezését.

Az értekezés opponensei JÁMBOR Áron, a földtudomány doktora, M. TÓTH Tivadar, az MTA doktora és TARI Gábor, PhD voltak.

### Gyász hírek

Szomorúan tudatjuk, hogy tagtársunk, GRUBER György geológus, türelemmel viselt súlyos betegségben, életének 69. évében elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy VARRÓ Tibor az Észak-magyarországi Területi Szervezet volt titkára, 2011. augusztus 14-én, — hosszú betegség után — 79 éves korában elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. ELEK Izabella tagtársunk 2011. szeptember 13-án, életének 78. évében elhunyt.

A gyászoló család tudatja, hogy MAJOR Pál aranydiplomás vízépítő mérnök 81. éves korában, 2011. október 21-én, rövid betegség után elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. VÁNDORFI Róbert okleveles geológus, a Nagyalföldi Kutató és Feltáró Vállalat volt vezérigazgatója, az OKGT volt bányászati vezérigazgatóhelyettese 2011. november 5-én elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy tagtársunk, FRIEDLNÉ MATYÓK Ilona geológus elhunyt.

Fájdalommal tudatjuk, hogy VASVÁRI Béláné (1930–2011) és KÓKAI István (1919–2011) tagtársunk elhunyt.

**Tartalom — Contents**

VINCZE János, G. SÓLYMOS Kamilla, DITRÓI PUSKÁS Zuárd, KÓSA László: Mikroteléres, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban. — Uranium-ore micro-veins in granite from the western parts of the Mecsek Mts (Hungary).	325
GYÓRI Orsolya, POROS Zsófia, MINDSZENTY Andrea, MOLNÁR Ferenc, FODOR László, SZABÓ Richárd: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. — Diagenetic history of the Palaeogene carbonates, Buda Hills, Hungary.	341
UHRIN András, SZTANÓ Orsolya, CSILLAG Gábor, HÁMORI Zoltán: Késő-miocén–pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében. — Reconstruction of Late Miocene – Pliocene rivers in south-eastern foreland of the Vértes Hills.	363
UHRIN András: A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása. — Salt and water budget calculations for the Late Miocene Lake Pannon.	383
SEBE Krisztina, CSILLAG Gábor, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit: Platóhelyzetű eolikus üledékek és formák az Agár-tető bazaltfennsíkján (Déli-Bakony). — Mountain-top aeolian deposits and ventifacts on the basalt plateau of Agár-tető (Southern Bakony, Hungary).	393
TAKÁCS Ágnes, MOLNÁR Ferenc: Az infravörös mikroszkópia alapjai és alkalmazása opak ásványok fluidumzárvány vizsgálatában. — Basic principles of infrared microscopy and its application in fluid inclusion studies of opaque minerals.	401
DOBOS Irma, PÓKA Teréz: Évfordulós megemlékezés Dr. L ENGYEL Endréről (1893–1981).	415
<b>Hírek, ismertetések</b> (összeállította PALOTÁS Klára)	421

