

Földtani Közlöny



148/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2018

Felelős kiadó

BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

BABINSZKI Edit, CSERNY Tibor, DULAI
Alfréd, FODOR László, KISS János,
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZAKMÁNY
György, TÖRÖK Ákos

Főtámogató

Mol Nyrt.

Támogatók

Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft.,
Elgoscár 2000 Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab
Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mine-
ralholding Kft., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.

**A kéziratokat az alábbi felületen lehet fel-
tölteni**

www.foldtanikozlony.hu

* * *

Responsible publisher

Csaba BAKSA,
President of the Hungarian Geological
Society

Editor-in-chief

Orsolya SZTANÓ

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Edit BABINSZKI, Tibor, CSERNY, Alfréd
DULAI, László FODOR, János KISS,
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP, György
SZAKMÁNY, Ákos TÖRÖK

Sponsors

Mol Nyrt.
Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft.,
Elgoscár 2000 Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab
Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mine-
ralholding Kft., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.

Manuscripts can be uploaded on

www.foldtanikozlony.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in**Scopus**

GeoRef (Washington),

Pascal Folio (Orleans),

Zentralblatt für Paläontologie

(Stuttgart),

Referativny Zhurnal (Moscow) and

EPA, MTA REAL (Budapest)

**Tartalom — Contents**

BAKSA Csaba: Dr. MINDSZENTY Andrea köszöntése.	3
GALÁCS András, VÖRÖS Attila: Egy itáliai utazás.	5
HAAS János, GYŐRI Orsolya, KOCSIS T. Ádám, LANTOS Zoltán, Pálfy József: A triász és a jura időszak határán lezajlott globális krízis és annak nyomai magyarországi rétegsorokban. — <i>Global crisis at the Triassic-Jurassic boundary and its stratigraphic record in Hungary.</i>	9
GYŐRI Orsolya, MINDSZENTY Andrea, HAAS János, CZUPPON György: Dolomitest a tatai Kálvária-domb alsó-jura mészkövében. — <i>The dolomite body in the Lower Jurassic limestone of the Kálvária Hill, Tata.</i>	27
TARI, Gábor, LINZER, Hans-Gert: Austrian versus Hungarian bauxites in an Alpine tectonic context: a tribute to Prof. Andrea MINDSZENTY. — <i>Osztrák és magyar bauxitok egy alpi tektonikai keretben: tisztelet MINDSZENTY Andrea professzornak.</i>	35
LEÉL-ŐSSY Szabolcs, VIRÁG Magdolna: Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). — <i>Developments in the speleology of the Buda Hills in the last two decades (with a special focus on the Rózsadomb and its surroundings).</i>	45
MÁDLNÉ SZŐNYI Judit, ERŐSS Anita, HAVRIL Tímea, POROS Zsófia, GYŐRI Orsolya, TÓTH Ádám, CSOMA Anita, RONCHI, Paola, MINDSZENTY Andrea: Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai-termáلكarszton. — <i>Fluids, flow systems and their mineralogical imprints in the Buda Thermal Karst.</i>	75
Vita	
SZONGOTH Gábor levélváltása HORVÁTH Ferenczel és VISNOVITZ Ferenczel	97
Hírek, ismertetések (összeállította: CSERNY Tibor)	99

Első borító: Kilitás az Északi-Mészkőalpokból nyugati irányban, a Grimming csúcsáról (2351 m). Az előtérben Dachstein Mészkő-kibúvás. (fotó: TARI Gábor). Hátsó borító: Riolit-tufába vágjt kaptárkövek Szomolyán (fotó: EGR1 Csaba).

Budapest, 2018

ISSN 0015-542X

Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

Kérjük olvassa el részletes útmutatókat a www.foldtanikozlony.hu weboldalon.

A Földtani Közlönybe a földtudományok széles köréből várunk a Kárpát–Pannon térség földtani felépítésével foglalkozó **magyar** vagy **angol** nyelvű kéziratokat. Magyar nyelvű cikkek esetében annak címét, kulcsszavait, összefoglalóját, az ábrák és táblázatok címét, feliratait angol nyelven is meg kell adni, angol nyelvű cikkek esetén fordítva. Az angol nyelvű szövegek elkészítése a szerző feladata.

A kéziratot bírálatra pdf formátumban, egyetlen fájként kell benyújtani, a szöveg mögé sorrendben elhelyezett számozott ábraanyaggal. A fájl neve a szerző nevéből és a cikk témáját lefedő néhány szóból álljon (pl. *szujo_et_al_villanyi kavicsok*). **Kéziratok a fenti honlapon keresztül küldhetők be.** Bármilyen technikai probléma esetén forduljon a technikai szerkesztőhöz (piros.olga@mbfsz.gov.hu) vagy a főszerkesztőhöz (szano.orsolya@gmail.com).

Az **értekezések** eddig publikálatlan adatokat, új eredményeket következtetéseket közölnek, széles tudományterületi képbe helyezve. A **rövid közlemények** célja az adatközlés, adatmentés, vagy az új eredmény gyors közzététele. A **szemle** széleskörű, szakmailag közérthető áttekintést nyújt egy tudományterület új eredményeiről, vagy kevésbé ismert, új módszereiről, annak alkalmazásáról. **Vitairat** a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. A vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjen meg. A **gyakorlati rovatba** a földtani kutatással – bányászattal kapcsolatos kéziratok kerülnek, melyek eredménye nem elsősorban tudományos értékű, hanem a szakközösség tájékoztatását, szolgálja. **A tömör fogalmazás, az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás, a szabatos szaknyelv használata és a nem specialista olvasók érdekében a közérthetőség mindegyik műfajban alapkövetelmény.**

A KÉZIRAT TAGOLÁSA ÉS AZ EGYES FEJEZETEK JELLEMZŐI (kötelező, javasolt)

a) Cím (magyarul, angolul) Rövid, informatív és tárgyira törő, utal a fő mondandóra.

b) Szerző(k), munkahelye, postacímmel (e-mail cím)

c) Összefoglalás (magyarul, angolul) Kizárólag a tanulmány célját, az alkalmazott módszereket, az elért legfontosabb új eredményeket és következtetéseket tartalmazza, így önállóan is megállja a helyét. Hossza legfeljebb 300 szó. Az angol nyelvű összefoglaló lehet bővebb a magyarnál (max. 1000 szó).

d) Tárgyszavak (magyarul, angolul) Legfeljebb 8 szó / egyszerű kifejezés

e) Bevezetés A munkához kapcsolódó legfontosabb korábbi szakirodalmi eredmények összefoglalása, és ebből következően a tanulmány egyértelműen megfogalmazott célja.

f) Anyag és módszerek A vizsgált anyag, esetleg korábról származó adatok, a mérési, kiértékelési eszközök és módszerek ismertetése. Standard eljárások esetén csak a hivatkozott módszertől való eltérést kell megfogalmazni.

g) Eredmények Az új adatok és kutatási eredmények ismertetése, dokumentációja ábrákkal és táblázatokkal.

h) Diskusszió A kapott eredményeknek a saját korábbi eredményekkel és a szakirodalmi ismeretekkel való összevetése, beágyazása a tágabb tudományos környezetbe.

i) Következtetések Az új következtetések tézisszerű, rövid ismertetése az eredmények és a diskusszió ismétlése nélkül.

j) Köszönetnyilvánítás

k) Hivatkozott irodalom Csak a szövegközi, az ábrákhoz és táblázatokhoz kapcsolódóan megjelenő hivatkozásokat foglalja magába (se többet, se kevesebbet).

l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák (magyar és angol felirattal) A szemléltetni kívánt jelenség, vagy összefüggés megértéséhez szükséges mennyiségű.

m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul) Az illusztrációk rövid, összefogott, tartalmában érdemi magyarázata.

FORMAI KÖVETELMÉNYEK

Értekezés, szemle maximálisan összesített **terjedelme** 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla együttesen). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemények összesített terjedelme maximálisan 4 nyomdai oldal.

A **szöveg** doc, docx vagy rtf formátumban készüljön. Az alcímeknél ne alkalmazzanak automatikus számozást vagy ábécés jelölést, csak a tipográfiával jelezzék a címrendet. A hivatkozásokban, irodalomjegyzékben a SZERZŐK nevét kis kapitálissal, ősmaradványok *faj-* és *nemzetségn*veit dőlt betűvel, fajok leírói szintén kis kapitálissal kell írni. A kézirat szövegében az ábrákra és a táblázatokra számozásuk növekvő sorrendjében a megfelelő helyen hivatkozni kell.

A szövegközi **hivatkozások** formája RADÓCZ 1974, vagy GALÁCZ & VÖRÖS 1972, míg három vagy több szerző esetén KUBOVICS et al. 1987. Több hivatkozás felsorolásakor ezek időrendben kövessék egymást. Az **irodalomjegyzék** tételei az alábbi minta szerint készüljenek, szoros ábécében, ezen belül időrendben álljanak. Kérjük a folyóiratok teljes nevének dőlt betűvel történő kírását. Ezen kívül, **ha a hivatkozott műnek van DOI száma, azt meg kell adni** teljes URL formátumban. Hivatkozott egyedi kiadványok esetén a mű címét kérjük dőlt betűvel szedni. Magyar szerzők idegen nyelvű publikációi esetén a vezetéknev után vesszőt kell tenni.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

VARGA A. 2009: *A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek közzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei*. — PhD értekezés, ELTE Közéttan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

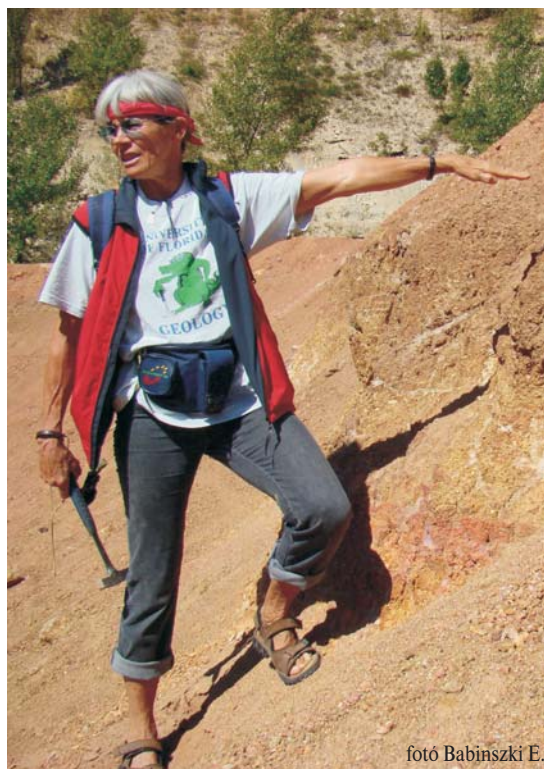
WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. — *Developments in Sedimentology* **44**, Elsevier, Amsterdam, 819 p. [http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)x7036-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571(08)x7036-0)

Az **ábrákat** a szerzőknek kell elkészíteni, nyomdakész állapotban és minőségben a tükörméretben (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthetően. A fotótábla maximális magassága 230 mm lehet. Az ábrákon a vonalvastagság 0,3 pontnál, a betűméret 6 pontnál ne legyen kisebb. Az illusztrációkat X4-nél nem frissebb CorelDraw ábraként, az Excel táblázatokat és diagramokat word vagy cdr formátumban tudjuk elfogadni. Egyéb esetben a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif vagy jpg kiterjesztéssel kérjük beküldeni. A színes illusztrációkat a megfelelő nyomdai minőség érdekében CMYK színprofillal kérjük előállítani, ezért az online megjelenő pdf esetében előfordulhat némi színváltozás. A színes ábrák, fotótáblák nyomtatási költségeit a szerzőknek kell fedezniük. Ha a költséget a szerzők nem tudják vállalni, már benyújtáskor szürkeárnyalatos illusztrációkat használnak.

A cikk benyújtásakor, kérjük a szerzőket, hogy **nevezzenek meg legalább négy olyan szakértőt**, akik annak tartalmáról érdemi véleményt adhatnak, és adják meg e-mail címüket. A bírálatot követően a szerzőtől egy vagy két hónapon belül várjuk vissza a javított változatot, ekkor **még mindig egyetlen összesített pdf-ben** (eredeti fájl név_átdolgozott megjelöléssel). E mellé kérünk csatolni egy **tételes jegyzéket**, melyben bemutatják, hogy lektoraiik megjegyzéseit, tanácsait hogyan vették figyelembe, valamint esetleges egyet nem értésüknek milyen szakmailag alátámasztható indokai vannak.

A közlésre elfogadott kéziratok szövegét, ábráit, táblázatait egyesével kérjük a szerkesztőségi felület megfelelő menüpontját használva feltölteni. Tördelést követően a szerzők feladata a korrektúrázás. Különlenyomatokat még külön költségért sem tudunk biztosítani.

Dr. MINDSZENTY Andrea köszöntése



fotó Babinszki E.

Az elmúlt évtizedek Magyarországon dolgozó, kutató és jelentős teljesítményeket felmutató földtani szakembereinek sorából kiemelkedik MINDSZENTY Andrea professzor asszony életműve, aki a közelmúltban ünnepelte kollégáival, tanítványaival életének egyik jelentős évfordulóját. Tevékenységének sokoldalúságát, tudományos eredményeinek csaknem teljes keresztmetszetét átfogóan bemutató ünnepi, szakmai rendezvény előadói vállalták, hogy tanulmányaikat a Földtani Közlöny tematikus számában megjelenítve állítsanak emléket egy nagyszerű életmű állomásainak. A Magyarhoni Földtani Társulat és személy szerint én magam is, — mint az ünnepelt egykori évfolyamtársa és munkásságának nagy tisztelője — örömmel álltunk a kezdeményezés mögé. Vallom, hogy hivatásunk és szeretett szakmánk kimagasló és maradandó eredményeket elérő képviselőinek tisztelete ilyen formában is meg kell, hogy mutakozzék, példát állítva a fiatal generációk elé, egyúttal kordokumentumként archiválva egy megőrzésre érdemes életpálya mások számára is utat mutató értékeit.

MINDSZENTY Andrea professzor asszony több évtizedes tevékenysége mind a bauxitkutatásban, mind az alkalmazott földtani munkákban, mind az egyetemi oktatásban és ismeretterjesztő feladatok magas szintű végzésében megmutatkozott, és kitűnő előadói stílusa által azok számára maradandó élményt ajándékozott, akik valamelyik szakmai területen vele kapcsolatba kerültek.

Társulatunk tisztségviselői között is több területen, többször társelnökként, legutóbb választott bizottsági tagként is feladatokat vállalt, ezzel is elősegítve másfél évszázados, patinás közösségünk fejlődését. Tevékenységét tiszteleti tagsággal és több szakmai kitüntetéssel ismertük el, a más területeken szerzett érdemeiért kapott, magasabb rangú kitüntetések mellett.

A Magyarhoni Földtani Társulat nevében kívánunk a további kutatói és oktatói munkájához jó egészséget, sok örömet eredményező szakmai sikereket és hagyományos köszöntésünkkel

Jó szerencsét!

BAKSA Csaba elnök

Egy itáliai utazás

2016. szeptember 6-án, két héttel kerekszámú születésnapja után MINDSZENTY Andreával hármasban autóba ültünk, hogy végigrobogjunk Ausztrián, majd egész Olaszországon, le Palermoig azért, hogy így együtt, miképpen a múltban többször is, végiglátogassuk kedves itáliai helyeinket és kedvenc olasz kollégáinkat. Míg korábban munka, vagyis közös kutatások céljából mentünk Olaszországba, most kizárólag személyes okok motiváltak bennünket. Számos okból széttartó elfoglaltságaink miatt úgymond „hivatalos” szakmai utazásra már bizonyára nem lett volna alkalmunk, ha tehát hármasban akartunk még egyszer közös olasz programot csinálni, akkor azt csak saját erőből, saját időnkől lekerítve tudtuk megvalósítani.

Az autóban a szokásos ülésrendet vettük fel: Andrea a hátsó ülésen — pontosítunk: üléseken — foglalt helyet. Itt amúgy ő maga a lehető legkisebb helyet igényelte, minden más köbcentimétert a mesés összevisszaságban tartott holmija töltött ki: korántsem teljes felsorolás szerint térképek (többségükben haszontalanok), ruhadarabok (a klímához képest feleslegesen meleg holmik), üdítő üvegek (zömmel üresek) és enivalók, különféle csomagolásban és állagban. Ezek között hosszú perceket töltve lehetett valamit keresni, amiről aztán rendszerint kiderült, hogy a hátsó csomagtartóban van.

Elindulván az egyetemi parkolóból, kihúzva a budapesti forgalomból, nekiindultunk az M7-es autópályán Ausztria felé. Mint köztudott, a sztráda nyomvonala párhuzamosan fut a Közép-magyarországi nagyszerkezeti vonallal, így aztán jobbra nézve sokáig a Dunántúli-középhegység lankáira láthattunk. Ez a vidék mindhármunknak kedves. Andrea szakmai pályafutása is innen indult. Első tudományos munkája, ami diákköri dolgozatot eredményezett, a középhegységi bauxit lett, és ebből készítette egyetemi szakdolgozatát is. Saját bevallása szerint a kincsesbányai bauxitbányánál töltött, az akkoriban az egyetemistáknak kötelező nyári „termelési gyakorlat” során szeretett bele a bauxitba, és ezt a vonzalmat csak erősítette benne KOMLÓSSY Gyurka, aki szakmai vezetője volt a nyári gyakorlatnak. Azt kell mondanunk, ezzel Andrea azon nagyon kevesek közé sorolhatja magát, akik számára a nyári „üzemi gyakorlat” valamiféle szakmai eredményt hozott. Igazság szerint nem csak neki. Munkálkodásával a hazai és a nemzetközi bauxitföldtani kutatások is nagyot nyertek, mert MINDSZENTY Andrea e szakterületnek az egyik legelismertebb szaktekinvélye lett. Közel félszáz publikációja született ebből a témából. Ezek között számos olyan van, amiben társszerzőnek fogadták a legkiválóbb magyar szakemberek (BÁRDOSY György, SZANTNER Ferenc, KOMLÓSSY György, KNAUER József) és olyan, nemzetközileg kiemelkedő kutatók, mint például Bruno D'ARGENIO, nápolyi professzor. A szinte egész eddigi pályáján végigvonuló bauxitgeológiai kutatásokban a legfontosabb eredményeket azzal érte el, hogy behatóan foglalkozott a bauxitokban található parányi ásványzemcsékkel, amikre korábban kevesebb figyelem irányult. Andrea vizsgálatai rámutattak arra, hogy ezek a mikromineralógiai vizsgálatok általánosságban közelebb vihetnek a bauxit keletkezése kérdésének megoldásához, helyileg pedig, éppen a középhegységi bauxitok esetében, a különböző helyen és időben keletkezett bauxitok létrejöttének lokális megértéséhez. A nagyobb területen, a tudományos együttműködések révén számára vizsgálhatóvá vált balkáni és isztriai, valamint appennini és szicíliai bauxitok tanulmányozásával pedig még általánosabb kérdések megválaszolásához jutott közel. Ezek a kérdések akkor merültek fel, amikor a lemeztektonikai modellek alkalmazásával világossá vált, hogy az olyan jellegzetes földtani képződmények, mint amilyen a bauxit is, a kontinensek, szárazulat-darabok mozgását kiválóan detektálhatják. A bauxit emellett, lévén erősen klímadeterminált üledékes kőzet, az egykori éghajlatváltozások elsőrendű tanúja, vagyis kiváló paleoklíma-indikátor is. Az ezekkel a problémákkal foglalkozó munkái a szakterület legfontosabb konferenciáin kerültek bemutatásra, majd a legkiválóbb szakfolyóiratokban jelentek meg. E tanulmányok jórészt már túlmutatnak a szűken vett bauxitföldtan témakörén, a paleotektonika, a paleoklimatológia diszciplínákba is besorolhatók. Ilyen cikket, több mint két tucatot publikált, immár amerikai szerzőkkel.

A konferenciákon való szereplések a szakma nemzetközi elitjébe emelték, a publikációk pedig igen jelentős számú hivatkozásokat hoztak számára. Nem szokták megemlíteni, de mi elmondjuk: mindeközben igazi bauxitgeológusként is megállta a helyét: éveken át kutatási terveket készített, fúrásokat tűzött ki és

fúrómagokat vizsgált, fúrásszelvényeket dokumentált, kutatási jelentéseket készített, készletszámításokat végzett. Ezt nem tekintik tudományos produkciónak — mi (sokakkal együtt) nagyra becsüljük.

Ahogy magunk mögött hagytuk az ország egyik legcsodálatosabb panorámáját, a Balaton délnyugati csücskétől visszatekintve elének tárul Tapolcai-medencét a körötte guggoló vulkáni hegyekkel, szakmai emlékeink felidézése helyét átvehette az, ami miatt annyira szerettünk együtt utazni: a mindenféle csapongó beszélgetés. Bár néha csak mi Attilával beszélgettünk és titkon arra gondoltunk, hogy Andrea megilletődötten hallgatja az emelkedett diskurzust, hátranézve rendszerint azt láttuk, hogy — tán tartalmas eszmecserénk hatására — Andrea átmenetileg álomba merült. De ez csak kisebb megszakításokat hozott a csevegésbe, amivel amúgy jól repült az idő. Késő délutánba hajlott már a nap, amikor megérkeztünk utunk első állomására, Val Gardenába, vagy ahogy a magyar geológusok jobban ismerik: Grödenbe.

Val Gardenába nem a geológia miatt mentünk, hanem mert Andreának ez a hely éveken át a téli sítúráinak kedvenc célpontja volt. A csodás táj a völgy fölé magasodó Sassolungo triász sziklacsúcsa alatt nem csak a havas évszakban vonzza a magunkféle embereket. Itt felvillanthatjuk Andrea másik arcát: a sportolót. Az atlétika szeretetét otthonról hozta. Az atlétika mellett a kosárlabdázást is művelte a BEAC-ban, aztán ezek mellé társult telente a sízés, majd a lovaglás. Ezt űzte minden formában. A Tattersallban (amíg az volt), Budapest-környéki lovagló-telepeken, a Bakonyban, tereplovaglás formájában, és ha tudta, külföldön, például Mongóliában is. A kerékpározás számára nem sport, hanem természetes helyváltoztatási forma, máig. Igazi versenyző soha nem akart lenni, de amatőrként számos megmérettetést vállalt, hogy mást nem mondjunk állandó résztvevője volt, egészen a közelmúltig, az ELTE oktatói számára is kiírt „Eötvös 5-ös” versenyeknek, de rendszeresen benevezett a különböző amatőr marathoni futásokra, sőt elindult triatlon versenyen is, nem áruljuk el hány éves korában, csak annyit, hogy az utóbbi évtizeden belül. A sportolásnak köszönheti nagyszerű fizikai kondícióját, amit csak rövid időkre tudtak megszagatni lovas-balesetei, a sízés vagy biciklizés következtében elszenvedett különféle törései, vagy egyes sporttevékenységeinek orvosi tanácsra, kényszeredetten felvállalt redukciói.

Másnap reggel felkerekedtünk, hogy első nagyobb olaszországi állomásunkra, Rómába induljunk. A délnek tartó autópálya autóvezetőknek maga a tömény unalom — de nem úgy a jó barátok számára. Újra kezdhettük az órákon át tartó beszélgetéseket, miközben elsuhantunk Itália patinás városai mellett. Bologna az altalaj ingatag volta miatt mára hírnemónak maradt tornyaival, a klasszikus alluviális síkságra épült, ezért állandóan súlyos árvizekkel fenyegetett Firenze, majd a finom vulkáni hamuszórásból keletkezett puha tufába mélyített tarquiniai etruszk sírok — megannyi urbángeológiai esettanulmány. A földtannak ez a viszonylag fiatal ága nem Olaszországból indult ugyan, de leggyakoribb témái: a talajvíz elszennyeződése, az altalaj süllyedése, valamint az áradások és a földrengések Olaszország településeit különösen veszélyeztetik. Az urbángeológia hamar meghódította a szakmai világot, és Andreát is. Ha a régészeti geológiát is ide vesszük, akkor több mint 30 e témába vágó dolgozatot írt, 2013-ban pedig egy tanulmánykötet szerkesztett, amit az Egyetem Eötvös Kiadója jelentetett meg. Ő maga a Budapestet, azon belül Budát geológiailag oly különlegessé tevő barlangokban, azok vizeiben, valamint a Budai termálkarsztrendszerben az urbanizáció hatására bekövetkezett változásokat vizsgálta, vizsgálja. A számos úttörő szacikk mellett különösen hatásosak a legkülönbözőbb konferenciákon, szakmai gyűléseken bemutatott előadásai, amik csak a megjelent kivonatok alapján is sokoldalúságukban messze meghaladják a végül publikációkban rögzített munkákat. Ezzel nagyban hozzájárult e fiatal tudományág fejlődéséhez és népszerűsítéséhez. Legfontosabb tevékenysége, saját eredményei elérése mellett, a fiatal szakemberek számára e téren nyújtott kezdeményező szerepe. Ha csak urbángeológiai publikációinak társszerzői névsorát nézzük, láthatjuk, milyen sokan indultak — eredményesen — MINDSZENTY Andrea témaajánlásával egy ígéretes szakterületen, ahol az újonnan felmerülő gyakorlati problémák megoldásához a sokoldalú témavezető irányításával vezet az út.

Rómába érve szállásoltunk a számunkra korábban is oly sokszor otthont adó Magyar Akadémiára, a Via Giulián álló gyönyörű Borromini-palota szállásadó épületébe, hogy aztán másnap nekivágjunk a városnak. Szerencsés emberekként hármásban is többször voltunk Rómában, így most arra igyekeztünk, hogy adósságokat törlesszünk, valamiért korábban kimaradt látnivalókat nézzünk meg. Az antik Róma, de a későbbi korok városa is a nemesebb márványburkolatoktól eltekintve édesvízi mészkőből épült. Ebből vannak a Tevere hídjai, a Szent Péter tér lenyűgöző oszlopsorai, a nagy reneszánsz paloták és bazilikák, de a modern városrész, az EUR épületei is. Márpedig a travertínó Andrea tudományos érdeklődésének másik (harmadik? sokadik?) témája. Tucatnyi cikke szól a Buda környéki, vagy a Gerecse északi előterében előforduló édesvízi mészkövekről, azok szedimentológiájáról. Kutatási eredményei nem csak a magyarországi édesvízi mészkövekre érvényesek, amint ezt a nemzetközi folyóiratokban megjelent cikkeinek és a konferenciákon bemutatott előadásainak, poszttereinek elfogadottsága bizonyítja.

Geológus nem járhatja Róma utcáit, hogy ne vessen kíváncsi pillantásokat az építmények kőanyagára, nem kimondott szakmai út során pedig fel kell keresnie lehetőleg minden látnivalót. Hiánypótlásként mentünk el a ritkábban látogatott Galleria Doria Pamphiljba, Róma szívében, rögtön a Corso sugárút elején.

Andreával öröm képtárakat látogatni. Szakértő élvezője a műalkotásoknak, hiszen maga is kitűnően rajzol, mi több eredetileg felmerült, hogy a Képzőművészeti Főiskolára jelentkezés után, nem az ELTE-re. Andrea kezében a ceruza és a toll nem csak íróeszköz, hanem előtte lévő papírok teljes felületének kidekorálására szolgáló szerszám. Értekezleteken jegyzetei mellett hamarosan feltűnnek rajzai: lovak, virágok, vagy a jelenlévőkről rajzolt kis portrék. Szívesen készít szellemes rajzos plakátokat tanszéki, intézeti rendezvényekre. Ennél sokkal fontosabb, hogy sok szakcikkében szerepelnek kiváló, a lényeget megvilágító rajzos illusztrációi, több bekezdésnyi magyarázó szöveget helyettesítő frappáns ábrái.

Rövid római tartózkodásunkat egy vacsorával koronáztuk meg a Trasteverén, majd reggel nekiindultunk Nápolynak. Most nem mentünk el a híres Monte Cassino mellett, hanem bejártuk a II. világháborúban porig rombolt, mára tökéletesen helyreállított kolostort, aztán siettünk tovább, hogy mielőtt ránk esteledik szálláshelyünkre, a Nápoly melletti Pozzuoliba, a Solfatara kempingbe érjünk. Pozzuoli a geológusok egyik szent helye. A tengerparton vannak a Serapis templomának mondott antik építmény oszlopai — most csak talapatukkal a sekély talajvízben. A kemping a heves utóvulkáni működéssel jellemezett, nevezetesen Solfatarában van, ahol jól érezhető a feltörő kénes gázok illata, viszont éppen ezért csak kevéssé zavarognak a szúnyogok.

Nápolyba barátaink meglátogatása végett jöttünk. Bruno D'ARGENIO professzor és munkatársai: Lucia SIMONE és férje, Gabriele CARANNANTE mindhármónk régi kedves barátja, Andreának pedig számos tudományos programban és publikációban munkatársa, társszerzője. D'ARGENIO professzor, az ELTE díszdoktora és a Magyar Tudományos Akadémia tiszteleti tagja Andreával nagyon sok bauxittal kapcsolatos cikket írt. Legjobban idézett 5 publikációjából kettő Bruno D'ARGENIOVAL közös, bauxit témájú cikk. Lucia és Gabriele néhány, Andreával együtt írott bauxitföldtani közlemény mellett elsősorban karbonát-szedimentológiai cikkekben volt társszerzője. Andrea a karbonátos üledékek geológiájáról szerzett ismereteit még 1989-ben a Bahamákon tett tanulmányútján tágította. Érdeklődése, mint fentebb láttuk, kiterjedt az édesvízi mészkövekre, de a mezozoos mészkövekre, és ezekhez kapcsolódva azok néhány jellegzetességére is. Első megközelítésben a triász mészkövek mint a bauxit fekélyképződményei érdekelték. Hamarosan azonban a pelágikus jura karbonátok is kíváncsisága tárgyai lettek. A szakterület egyik legelismertebb specialistájával D. S. CRONANNAL közösen publikált jura ammonitico mészkőben található vasas-mangános gumókról, de hozzájárult az úrkúti mangán-karbonátos érc üledékföldtani megismeréséhez is.

De ha már szedimentológiáról esik szó, meg kell itt emlékeznünk Andreának egy további szakterületre, a szárazföldi törmeléken üledékes kőzetek földtanára tett kirándulásáról. Meglehet, ez is a bauxithoz kapcsolódik. MINDSZENTY Andrea és hozzá társult néhány fiatal szakember dolgozta fel ugyanis az immár világhírűnek mondható iharkúti dinoszaurusz-lelőhely felső-kréta kőzeteinek szedimentológiáját, bekapcsolódva a csontok fosszilizálódására vonatkozó vizsgálatokba is. Itt nem csupán a tudományos érdeklődés vezette. Egyike volt azoknak, akik ŐSI Attila iharkúti kutatásait a kezdetektől támogatták, segítséget nyújtva a szakmai hozzájárulástól a kezdeti pályázati keretek megteremtésén át a munkálatok tudományos elismertetéséig, minden téren.

Barátainkkal együtt töltött napjainkat egy *vera pizza Napoletana* elfogyasztásával zártuk, majd tovább indultunk délnek, Szicília felé. Itt olyan úton haladtunk, ahol még nem jártunk. Korábban Szicíliába vagy repülőgéppel mentünk, vagy Nápolyból a Palermóba menő, éjszakai komphajóval. Új útra vállalkoztunk tehát, ami Andreától éppen nem idegen.

Kalandozása a világban megint csak a bauxithoz köthetően kezdődött. Első külföldi munkálkodása, Mongóliában 1971-ben, ugyan ércföldtani térképezés volt, de ezt követően Nigériában, Vietnámban és Pakisztánban kimondottan bauxitkutatási feladatokat vállalt. A bauxitföldtanhoz áll legközelebb a lateritek vizsgálata, amire Kubában, Indiában vállalkozott. Az 1980-as években nem csak egzotikus helyekre, hanem a közelebbi balkáni, alpi, kárpáti, majd appennini területekre látogatott el többször is, elsősorban bauxitgeológiai vizsgálódások céljából. Talán kevésbé kalandos, de utazói hajlamára jellemző, hogy milyen sok konferenciára utazott: szinte mindenhol Európában. Nem egyszer meghívott előadóként, szervezőként, kirándulás vezetőjeként kapott ilyen helyekre meghívást. Mindenhol szakmai elismeréssel kísérve, a kollégáktól szeretetteljes megbecsülést szerezve, és néha gyors lefutású, máskor makacs egzotikus betegségeket összeszedve tért haza.

A nagyvilágban tett utazásainkról beszélgetve délután megérkeztünk Messinába, és váratlan rövid idő alatt behajózva a hatalmas kompra, a fedélzetről élvezhettük a látványt: a közeledő Szicília partjait, és a távolban följük magasodó Etna ködbe vesző sziluettjét. Ez volt utunk végcélja. Már vártak bennünket palermói barátaink, de tettünk egy kis kitérőt Taorminára, ahol Andrea még nem járt. Aztán átvágtunk a szigeten, hogy a számunkra oly sok szép élményt adó Palermóba érjünk.

Szicíliába mindhármunkat a nyugat-szicíliai jura képződmények iránti érdeklődés vonzott, de hogy ide is juthattunk, azt a nápolyi és palermói egyetemekkel közös kutatási programok sorozata tette lehetővé. Eredményes munkát végeztünk, amiről több cikket is publikáltunk, köztük olyat is, amiben mindhárman társszerzők vagyunk. Egészen Szicíliáig kellett elmennünk, hogy hárman egy közös témára találjunk. Andrea itt a karbonátdiagenézis, a tengeri mangánkiválás terén szerzett ismereteit hasznosította, amikor



A taorminai görög színházban, 2016. szeptember

palermói barátainkkal működött együtt. Szicíliai tevékenységünk elismerése volt, hogy a 2002-ben a Palermo melletti Mondellóban tartott Nemzetközi Jura Szimpozionon meghívott előadók és a terepjárásokon szakmai kirándulásvezetők lehettünk. Még a helyi, szicíliai olasz nyelvbe is beletanultunk kicsit, főleg Andrea. Valamennyi együttes külföldi utunkon, és most is ámulattal láttuk Andrea páratlan nyelvtelenségének megnyilvánulásait. Angolul és olaszul is tökéletes folyamatossággal beszél (ír, olvas), de ugyanilyen jó németben, sőt a szláv nyelvekben is. Azon kevesek közé tartozik, akik komolyan vették, ezért aztán profitáltak a nekünk még kötelező, de amúgy gyarló iskolai és gimnáziumi orosz oktatásból. Andrea ennek nagy hasznát látta Mongóliában és Vietnamban is, de ebből élt meg a Chopokon síelés, a Tátrában pedig a hegyi túrái során, könnyen elsajátítva a szlovák nyelv alapjait.

Barátainkkal töltött szicíliai napjainkat nem fejezhettük úgy be, hogy ne vessünk egy pillantást a csodás Segesta görög templomára. Ez volt utunk legtávolabbi pontja, innen már minden méter a hazaút része volt. És a visszaút újra a beszélgetéseké. Elhaladtunk Cefalù esetlen tornyai alatt, visszafelé keltünk át a Messinai-szoroson, majd számunkra eddig járatlan úton, az Appenninek hosszanti völgyein haladva törtünk északnyugatnak. A beszélgetések újabb tanújelét adták Andrea páratlanul széleskörű szakmai ismereteinek. Paleotalajokról, régészeti geológiáról, de még a különleges, karbonátos környezetben kialakuló, Bleiberg-típusú ércesedésekről is hallgattuk csapongó gondolatait, miközben felelevenedtek e tárgyakról oly kevéske tanulmányaink, hogy aztán friss ismeretekkel bővüljenek egy igazi szakértő kiselőadásai jóvoltából. De nem csak a szakmai kérdések jöttek elő. Andréával vég nélkül tudunk beszélni az ELTE-ről, hiszen évtizedeken át itt folytatott munkája során nagyon sok funkciót elvállalt a tanszékvezetéstől a doktori iskola vezetéséig, igen aktív részt vállalva Tudományos Diákkörök munkálataiban, előadássorozatok szervezésében, alapítványokban, és ki tudja mindet elsorolni. Nem egyszerű végigtekinteni azokon a tevékenységeken sem, amiket a Tudományos Akadémián a geológia, azon belül szakterülete érdekében végzett, és végez ma is. Egy korábbi periódusban az Akadémia Elnökségének tagjaként szolgált. Amiként szintén nehéz lenne lajstromba venni mindenki megbecsülésére végzett tevékenységét a Magyarhoni Földtani Társulatban. Itt társelnökségig repítette a kollégák megbecsülése. Sorolhatnánk még sok minden más is, de vissza kell fognunk magunkat, mert e sorokat ő is olvasni fogja, nem akarjuk őt zavarba hozni.

Utunkat még egy fontos megállóval szakítottuk meg. Gubbio mellett, a Botaccione-völgyben elzárándokoltunk a kréta-paleogén határ nevezetes feltáráshoz, hogy rátegyük kezünket az itt először vizsgált vékony, fekete határrétegre, majd a Botaccione-fogadóban beírjuk magunkat a híres látogatói könyvbe. Mindeközben hallgattuk Andrea szelíd szemrehányó hangját, hogy nem szakítottunk időt Urbinóra, nem kanyarodtunk el Sansepolcro, Piero della Francesca szülővárosa felé, a ravennai San Vitale, de még az aquileiai bazilika mozaikjait sem nézhettük meg a nagy hazarohanás közben. Mintha nem neki lett volna az elindulásunk előtti napon is hivatalos programja, és a megérkezésünk utáni napra szervezett fontos tennivalója.

Igen. Olaszországra két hét, de sok év alatt eltöltött rövidebb-hosszabb idő sem elég. Mint ahogy annak, aki ennyit teljesít a szakmájában, ilyen sokat tesz a tudományáért, oly szeretettel támogat másokat, na és akinek annyi ideje van oktatásra, sportra, zenére és a barátaira, annak egy élet nem elég. Vagy ha csak egy adatik, akkor az legyen minél hosszabb. Ezt kívánják — pályatársaid nevében is — hűséges útítársaid.

Isten éltesen Andrea!

A triász és a jura időszak határán lezajlott globális krízis és annak nyomai magyarországi rétegsorokban

HAAS János¹, GYŐRI Orsolya¹, KOCSIS T. Ádám^{2,3}, LANTOS Zoltán⁴, PÁLFY József^{3,5}

¹MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
(haas@caesar.elte.hu; gyori.orsi@gmail.com)

²GeoZentrum Nordbayern, Department of Geography and Geosciences, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, 91054 Erlangen, Németország (adam.kocsis@fau.de)

³MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

⁴Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1145 Budapest, Columbus utca 17–23 (lantos.zoltan@mbfisz.gov.hu)

Global crisis at the Triassic-Jurassic boundary and its stratigraphic record in Hungary

Abstract

The mass extinction at the end of the Triassic Period was one of the largest extinction events in the Phanerozoic and it was the result of a global environmental crisis. In connection with this, the last two decades have seen increasing research efforts to gain more knowledge and thus a better understanding of this event. These efforts have included detailed studies of numerous stratigraphic sections worldwide. The review presented here attempts to summarize the major results of multi-faceted international research on the stratigraphic and fossil record of the end-Triassic event, discussing proposed cause-and-effect relationships and possible scenarios. In addition, there is also an overview of studies made in recent decades on the Triassic-Jurassic boundary sections in Hungary, with an emphasis on their relevance to global research into the Triassic-Jurassic boundary.

Keywords: global environmental crisis, mass extinction, Triassic-Jurassic boundary

Összefoglalás

A triász időszakot lezáró tömeges kihalás egyike a fanerozoikum legnagyobb kihalási eseményeinek, amelyet globális környezeti krízis idézhetett elő. Kutatása az elmúlt két évtizedben vált intenzívvé és azóta szerte a világon, számos szelvény részletes vizsgálatával folyik. A szemle jellegű cikk célja a környezeti krízis közetekben megőrződött nyomainak felderítését célzó rendkívül kiterjedt és szerteágazó kutatások fontosabb eredményeinek és a folyamatokat kiváltó okok értelmezésének áttekintése, valamint a hazai triász-jura határképződmények jelentőségének és a szelvények vizsgálatával eddig szerzett ismereteknek az összegző bemutatása.

Tárgyszavak: globális környezeti krízis, tömeges kihalás, triász-jura határ

Bevezetés

A földtani kutatások eredményeként régóta tudjuk, hogy voltak a Föld történetében olyan, viszonylag rövid idejű környezeti krízisek, amelyek az élővilág igen jelentős megváltozását eredményezték, amikor tömegesen haltak ki fajok, nemzetségek, sőt a szervezetek nagyobb csoportjai is. Ezek a krízisek nemegyszer döntően megváltoztatták az élővilág fejlődésének további menetét. Bolygónk történetét szakaszokra tagolják és ily módon a földtörténetben mérőföldköveknek tekinthetők. Azt, hogy az ősmaradványegyüttesekben hirtelen, jelentős változások vannak már a 19. század első felében felismerték. Ezeknél a változásoknál vonták meg a földtörténeti időszakok határát és az 1820–1840 között elnevezett időszakok (pl.: szilur, devon, triász, jura, kréta) máig érvényben vannak. 1841-ben John PHILLIPS

javasolta az állatvilág fejlettségén alapuló tagolást, megalkotva a paleozoikum, mezozoikum és kainozoikum terminusokat (MORRELL 2001).

A földtörténet legutolsó, mintegy fél milliárd évének legnagyobb tömeges kihalási eseményeit RAUP & SEPKOSKI (1982) az ősmaradvány anyag korszerű elemzésével mutatta ki. A kihalási ráta változásait ábrázoló diagramjukon öt fel-tűnő kihalási csúcs jelentkezik: az ordóvícium végén, a késő-devonban, a perm végén, a triász végén és a kréta végén. Az öt legnagyobb közt van a tehát a paleozoikum-mezozoikum és a mezozoikum-kainozoikum határa is. Ez jól mutatja, hogy az élővilág összetételének változásai ezeknél a fordulópontoknál olyan erőteljesek voltak, hogy azokat a rétegtan kialakulásának hajnalán is felismerhették a rétegsorok tagolásán fáradozó kutatók.

ALVAREZ et al. (1980) hatalmas figyelmet kiváltó tanul-

mánya a mezozoikum végi kihalást aszteroida-beccsapódásra vezette vissza. Mivel a későbbiekben is számos bizonyíték támasztotta alá ALVAREZ hipotézisét (SCHULTE et al. 2010), a kutatók jelentős csoportja azt feltételezte, hogy valamennyi nagy krízis égitest-beccsapódás hatására bekövetkezett, az élővilág számára kedvezőtlen környezeti változások sorozatára vezethető vissza (RAMPINO et al. 1997, RAUP 1992). A fanerozoikumban a legnagyobbnak tekinthető, a paleozoikumot lezáró krízis beható tanulmányozása azonban nem támasztotta alá ezt a feltételezést. A Manicouagan krátert létrehozó beccsapódást hozták összefüggésbe a határeseménnyel (OLSEN et al. 1987). A beccsapódás során képződött olvadékközetek U–Pb kormeghatározása azonban a határesemény idejénél 10 millió évvel idősebb kort adott (HODYCH & DUNNING 1992) és a beccsapódás jelzőjének tekintett irídiumkoncentráció is több nagyságrenddel kisebb volt a kréta-paleocén határnál észlelnél. Ugyanakkor egyre inkább alátámasztást nyert az az elképzelés, hogy a perm végi tömeges kihalást, az azzal egy időben hatalmas tömegű anyagot felszínre hozó szibériai platóbazalt-vulkanizmushoz lehetne kötni (RENNE & BASU 1991, SOBOLEV et al. 2011). Ezzel párhuzamosan merült fel az az elképzelés, hogy a triász-jura határon észlelt tömeges kihalást ugyancsak egy rendkívül kiterjedt magmáfeltörési eseménnyel, a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) vulkanizmusával lehetne kapcsolatba hozni (MARZOLI et al. 1999, PÁLFY et al. 2000, HESSELBO et al. 2002). Az ezredforduló tájékán ezzel került a triász végi kihalási esemény is a kutatók érdeklődésének előterébe.

Szemle jellegű tanulmányunk célja kettős. Egyrészt a rendelkezésre álló bőséges irodalom alapján áttekintést kívánunk adni a triász időszakot lezáró globális környezeti krízissel és az ahhoz köthető tömeges kihalással kapcsolatos kutatások fontosabb eredményeiről és a határesemény értelmezésével kapcsolatos jelenlegi elképzelésekről. Másrészt be kívánjuk mutatni a hazai triász-jura határszelvények vizsgálatának eddigi eredményeit, hiszen olyan szelvényekkel is rendelkezünk, amelyek fontos információkkal szolgálhatnak a földtörténetben jelentős fordulatot hozó globális események megértéséhez, illetve azok regionális és lokális hatásainak értelmezéséhez.

A triász és a jura időszak határának kérdése

A határesemények áttekintése előtt nem kerülhető meg az a kérdés, hogy hogyan áll a határ megvonásának kérdése, mi a határmegvonás alapja, melyek a rétegtani határ korrelálásának problémái és az sem, hogy hogyan viszonyul a rétegtani határ a környezeti krízishez és az ahhoz köthető tömeges kihalási eseményhez. A mai kronosztratigráfiai rendszerben az egységek határának megvonása a globális sztratotípus szelvény és pont (GSSP) elvén alapul (REMANE 2003). Ennek lényege, hogy szóba jöhető szelvényekre vonatkozó kutatási adatok áttekintését követően az illetékes szakembereknek egy formalizált egyeztetési és szavazási eljárásrend keretében döntést kell hozniuk, hogy egy adott

egység alsó határát mely szelvény, mely pontjánál definiálják. Ide kerül az „aranyzó”, és ezután ez az etalon, a Földön valamennyi szelvény esetében a határt ehhez a ponthoz kell viszonyítani. A határsztratotípus kiválasztásának fontos alapelve a rétegsor folyamatossága, zavartalansága (tektonikai, szedimentológiai szempontból), a legkülönbözőbb rétegtani módszerekkel (biosztratigráfia, kemosztratigráfia, magnetosztratigráfia, szekvenciasztratigráfia, radiomertikus kormeghatározás stb.) történő korrelálhatósága, és a kutatók számára való hozzáférhetősége is. A szelvényen belül a pontot többnyire a kronosztratigráfiai egység legalsó szakaszát definiáló biozóna alsó határánál rögzítik. Ha a szelvény és a pont kiválasztása jól sikerül, akkor azzal a rétegtani határ egyértelműen megadható és ez reményt adhat a legkülönbözőbb környezetekben létrejött rétegsorok krono-korrelációjára. Hangsúlyozni kell azonban, hogy a biosztratigráfiai alapú pontkijelölés miatt, éppen a nagy krízisek esetében a rétegtani határ nem feltétlenül pontosan egyidejű a határesemény(ek) időpontjával.

Évtizedes szakmai vitát és szavazások sorát követően, a jura alsó határának hivatalos, a Nemzetközi Rétegtani Bizottság által jóváhagyott definiálása 2009-ben megtörtént. A sztratotípust Ausztriában, az Északi-Mészkőalpok területén Kuhjochnál jelölték ki, az „aranyzóget” a *Psiloceras spelae tirolicum* első előfordulásának szintjéhez rögzítették (HILLEBRANDT et al. 2013). Sajnos a kijelölt szelvény aligha tekinthető optimálisnak. Bár a szükséges biosztratigráfiai és geokémiai vizsgálatokat elvégezték, de a szerkezetföldtani kutatás elmaradt. A közelmúltban elvégzett részletes szerkezetföldtani vizsgálatok arra az eredményre vezettek, hogy a kijelölt szelvény erősen tektonizált, és egyes, a határ szempontjából kritikus fontosságú részei, tektonikai okok miatt, hiányoznak (PALOTAI et al. 2017). Így tehát a szelvény nem tekinthető folyamatosnak és nem teljesen felel meg a sztratotípus szelvényekre vonatkozó szigorú kívánalmaknak. A sztratotípussal kapcsolatos problémák azonban nem akadályozzák számottevően a határesemény vizsgálatát, hiszen a rendelkezésre álló rétegtani eszközökkel a szelvények egymással való korrelációja kielégítően megoldható.

Változások az élővilágban

Jelenlegi ismereteink szerint a triász időszakot lezáró tömeges kihalás a fanerozoikum egyik legnagyobb kihalási rátájával jellemezhető eseménye volt (ALROY 2008, 2014). Az ökológiai szempontból kedvezőtlen hatások, mint a globális felmelegedés és az óceán savasodása (l. alább) elsősorban a tengeri ökoszisztémát sújthatták, továbbá az ősmaradványok megőrződésének feltételei is jellemzően a tengerekben kedvezőbbek. Az ősmaradvány-együttesek összetételében jelentkező változásokat globális (pl. a Paleobiology Database, KOCSIS et al. 2015) illetve taxonspecifikus adatsorok elemzésével tudjuk felmérni.

Kevésbé ismert az eseménynek a tápláléklánc alapját adó, az elsődleges produkciót végző szervezetekre gyakorolt hatása. Habár a triász vége előtt a mésvázú nanno-

plankton szervezetek diverzitása és gyakorisága viszonylag alacsony volt (BOWN et al. 2004), az eddigi kutatások lecsökkenő produktóról (CLÉMENCE et al. 2010) és lokálisan megfigyelhető kihalásokról (VAN DE SCHOOTBRUGGE et al. 2007) számoltak be. A planktonikus szervezetek közül egyedül a radiolariák rendelkeznek a globális elemzésekhez megfelelő mértékű diverzitással és megőrződési potenciállal. Ebben a csoportban jelentős mértékű kihalás igazolható. A csoportra jellemző kova vázanyag miatt a kihalást aligha okozhatta óceánsavasodás, sokkal valószínűbb az, hogy a tengervíz megemelkedett hőmérsékletének lehetett meghatározó szerepe (KOCIS et al. 2014).

A nektonikus szervezetek közül a triász-jura határhoz kötődő kihalás során teljesen eltűnt a Conodonta csoport, és jelentős taxonómiai átrendeződés zajlott le az ammoniteszeken belül is (GUEX et al. 2012). Habár a jelenlegi adatbázis-alapú tanulmányok fokozatos diverzitáscsökkenésről számolnak be mindkét csoport esetében (BRAYARD et al. 2009, ORCHARD 2010), az esemény értelmezése az előfordulás-alapú Paleobiology Database segítségével mindeddig nem történt meg, így feltehető, hogy a háttérhez képest megemelkedett kihalások (különösen az ammoniteszek esetében) a Signor-Lipps hatás miatt (SIGNOR & LIPPS 1982) nem mutathatók ki.

Mivel a mezozoikumi bentosz közösségek magasabb rendű taxonjai a modern ökoszisztémákban is jelentős számban vannak jelen, azok fiziológiájáról, élőhely-preferenciáiról, illetve ökológiai körülményeiről sokkal többet tudunk, mint a nektonikus élőlények paramétereiről. Ezeket a változókat felhasználva az előfordulási adatbázisok elemzésekor betekintést nyerhetünk a kihalási események mechanizmusába és feltárhatóvá válnak azok ok-okozati összefüggései. Bár egy klasszikus északi-mészalkalpi szelvényben óceánsavasodással összefüggésbe hozható változásokat figyeltek meg a kagylógyűteseken (MCROBERTS et al. 2012), a kihalási eseményt nem sikerült a váz anyagának megváltozásával magyarázni. Ezzel szemben a partközeli élőhelyű és a zátonyszervezetek körében észlelt kihalások emelkedése statisztikailag igazolható (KIESSLING et al. 2007). A triász-jura tömeges kihalási esemény feltehetően a földtörténet egyik legnagyobb zátonykrízisével esett egybe (KIESSLING & SIMPSON, 2011). Emelett tömegesen tűntek el különösen vastag mészvázat elválasztó (hiperkalcifikáló) fajok a Scleractinia, Bivalvia, Gastropoda csoportokban, míg egyes nem mészvázú formák számottevő veszteségek nélkül átvészelték a megváltozott környezeti állapotokat (pl. Lingulidae brachiopoda csoport). A korallokat érintő szignifikáns kihalást LATHUILIÈRE & MARCHAL (2009) független elemzése is alátámasztotta, ami a trópusi affinitással rendelkező csoportok szelektív eltűnése mellett (KIESSLING & ABERHAN, 2007) ugyancsak megerősíti a hőmérséklet változásának szerepét a kihalások magyarázatában.

A szárazföldi élővilágban is nyomon követhető a két időszak határán bekövetkezett környezetváltozás. A növényvilág reakciója mind palinológiai, mind paleobotanikai adatok segítségével kimutatható. Jelentős palinológiai változásokról számoltak be Marokkóból és Észak-Amerikából a Közép-Atlanti magmás provinciához (KAMP) köthető

rifitmedencék rétegsoraiban (CIRILLI 2010). Különös ismertetőjegye a határeseménynek a „triász-jura spóra csúcs” (FOWELL et al. 1994), amelynek jelenlétét később további szelvényekből is megerősítették. A spóra csúcs és a tengeri Prasinophyta algák gyakorisági csúcsának egybeesését érvként használták fel annak bizonyítására, hogy a szárazföldi és a tengeri ökoszisztémák zavara hasonló időpontban történhetett (GÖTZ et al. 2009). Ez a jelenség azonban pl. a St. Audrie's Bay szelvényben, ciklikusan visszatérően jelentkezik (BONIS et al. 2010a). CIRILLI (2010) összefoglaló munkájában emellett érvel, hogy a késő-triász során fokozatos változások játszódtak le, és klímavezérelt ciklikus vegetációváltozások jellemezték a triász-jura határintervallumot.

A paleobotanikai adatok nem jeleznek szignifikáns kihalást a határintervallumban, de számos területen (pl. Kelet-Grönlandon, HARRIS 1937) találtak lokális flóracicserélődésre utaló nyomokat. MCELWAIN et al. (1999) levélmaradványok ezreinek vizsgálata alapján érveltek az ökoszisztéma összeomlása mellett. A relatív gyakoriság-eloszlások megváltozása alapján valószínűsíthető a diverzitás csökkenése a triász-jura határon, amely egybeesik a sztómasűrűség alapján számolt légköri CO₂-koncentráció hirtelen növekedésével (MCELWAIN et al. 2007, 2009; STEINTHORTSDOTTIR et al. 2011), ami megerősíti a globális felmelegedés szerepét a kihalási eseménysorozatban. Ezzel szemben az európai kontinentális területekről származó palinológiai és paleobotanikai adatok nem utalnak az ökoszisztéma jelentős érintettségére (BARBACKA et al. 2017). Ennek alapján tehát megkérdőjelezhető a megfigyelt változások globális jellege.

A szárazföldi gerincesek jelentős faunaváltására utaló jelek is megfigyelhetők a jó rétegtani felbontású észak-amerikai rétegsorokban (OLSEN et al. 2002). Globális elemzések alapján feltételezhető, hogy a triász-jura határ fordulópont volt az őshüllők fejlődéstörténetében. A korábban nagyobb taxonómiai és morfológiai diverzitással rendelkező Crurotarsi csoport szerepét a dinoszauruszok vették át (BRUSATTE et al. 2008), a mezozoikum hátralevő részében uralva a szárazföldi ökoszisztémákat.

Változások az üledékképződésben

Számos tengeri rétegsor esetében észlelhető litológiai változás a triász-jura határ közelében, de vannak olyan folyamos rétegsorok is, ahol fokozatos, trendszerű változás észlelhető, vagy egyáltalán nincs lényegesebb változás. Részletes elemzést igényel az egyes rétegsorokban megfigyelhető litológiai változások jellegének kiderítése, tehát annak megállapítása, hogy a változások trendszerűek, ciklusosak, vagy egy-egy rövid idejű eseményhez köthetők. Az elemzések azt mutatják, hogy általában mindezek együtt vannak jelen. Nem egyszerű a szelvényekben megfigyelt jelenségek értelmezése, hiszen azok számos tényező együttes hatását tükrözik. Ezek közül a tengerszint és a klíma változásai tekinthetők meghatározónak. Mindezekre szuperponálódik az a hatás, amit a tömeges kihalásokhoz veze-

tő környezeti krízis idézett elő. Ami a klímát illeti, azt globálisan a melegházi (greenhouse) klímaállapot és a megamonsoon-rendszer hatása határozza meg. A nyugati Tethys és Peri-Tethys régióban a nori legvégén a klíma humiddá vált, ami a legtöbb medencében a nagy mennyiségű terrigén anyag beszállítódásához vezetett. A tengerszintváltozás leglényegesebb eleme, hogy a késő-rhaeti alacsony tengerszintű szakasz után a jura korai szakaszát tengerszint-emelkedés jellemzi.

A medence rétegsorokat illetően a litológiai változások elsősorban a finom terrigén sziliciklasztos komponens (agyag, kőzetliszt) és a szervesanyag-tartalom változásaiban nyilvánulnak meg. A határintervallumban sok szelvényben megjelenő szerves anyagban gazdag agyagos-karbonátos kőzetfajtákra a vékony lemezes kőzetszerkezet jellemző. Mindez anoxikus lerakódási környezetet jelez. Nyugat-Európa, Észak- és Dél-Amerika területének kiterjedt self-medencéiben ismertek ilyen rétegsorok.

Az Anglia délnyugati és Wales déli részén húzódó, részletesen és sokoldalúan vizsgált, viszonylag sekély medencében, illetve annak rámpa jellegű peremén lerakódott rétegsorok határszelvényei fontos adatokat szolgáltatnak a határ intervallumban lezajlott üledékköltési változásokat és azok értelmezését illetően. HESSELBO et al. (2004) a határszelvények litológiai változásait elsősorban a tengerszintváltozásokra vezette vissza. A rhaeti késői szakaszában, relatív vízszintemelkedés következményeként nagy elterjedésű feketepala képződött, amire a tengerszint-emelkedés megállását követően felfelé durvuló, partközeli üledéksor következik. A határ az ezt követő vízszintemelkedés során lerakódott sziliciklasztos-karbonátos rétegcsoporton belül vonható meg, amire a hettangi legalsó részét képviselő karbonátrámpa üledékei következnek.

A vastag karbonátplatform-rétegsorok folyamatos és jelentős aljzatsüllyedést jeleznek. Az egészséges platformok üledékképződése az első-, másod- és harmadrendű tengerszint változásokkal lépést tud tartani (SCHLAGER 1981, GOLDHAMMER et al. 1993). A megfulladt karbonátplatformok fölött lerakódott hemipelágikus, majd pelágikus rétegsorokban az átöröklött (pl. Adnet), vagy lokális szerkezetalakulás hatására kialakult aljzati tagolódás hosszú időn keresztül, akár a jura végéig megőrződött és alapvetően befolyásolta az üledékképződés jellegét (VÖRÖS & GALÁ CZ 1998). A áramlatok által söpört tenger alatti magaslatokon vékonyabb, kondenzált és hézagos rétegsorok, míg a hátságok közötti medencékben vastagabb és folyamatosabb pelágikus összletek rakódtak le (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, BERNOULLI & JENKYNYS 1974). A hátságok peremét áthalmazott biodetrituszos mészkövek, szinszediment breccsák és üledékes telérek megjelenése jellemzi (GALÁ CZ 1988, VÖRÖS 1991).

Az alpi térségben a késő-triász-kora-jura szedimentáció jellegét egyrészt a Neotethys perem extenziója és a későbbi Alpi Tethys riftesedése során létrejövő extenziós medencék kialakulása, másrészt a klimatikus viszonyok és a tengerszintváltozások határozták meg. Az extenzióval és blokk-tektonikával jellemezhető kora- és középső-liászban (pl. BERNOULLI & JENKYNYS 1974) azonban a megfulladás

időpontjai az egyes platformszegmensekben nem estek egybe az extenziós tektonikai aktivitás intenzitásának lokális csúcspontjaival (BERTOTTI et al. 1993). A riftesedésnek, illetve az ehhez kapcsolható szerkezetalakulásnak tehát meghatározó szerepe lehetett abban, hogy a megfulladás a platform mely részeit érintette, annak idejét azonban más tényezők (pl. tengerszintváltozás, a víz átvilágított-ságának változása, karbonátermelő szerkezetek) is lényegesen befolyásolhatták (PICOTTI & COBIANCHI 1996).

Az Alpi Tethys riftesedésének megindulásához köthetően a nori középső részén az Északi-Mészköalpok nagy kiterjedésű Dachsteini platformjának belső része medencévé vált (Seefeld F., "Plattenkalk"), amelyben azt követően agyagos-karbonátos rétegsorok rakódtak le (Kösseni Formáció). A késő-rhaetiben azonban a Kösseni-medence jelentős részein ismét karbonátplatformok alakultak ki, míg egyes gyorsabban süllyedő medencerészekben a Kösseni Formáció képződése a rhaeti legkésőbbi szakaszáig folytatódott (GAWLICK et al. 1999). A platformok megfulladása a rhaeti végén következett be (GAWLICK et al. 1999). A medence területeken a Kösseni Formációra éles határral szürke, tűzköves mészkő és márga váltakozásából álló rétegcsoport következik (a Kendelbach Formáció Tiefengraben Tagozata). Ezen belül jelölték ki a triász-jura határt a Kuchjoch sztratotípus szelvényében. A Kendelbachi Formációt a sinemuri Adnétai Mészkö fedő (GAWLICK et al. 2009, HILLEBRANDT et al. 2013).

Az Északi-Mészköalpok területének jelentős részét a késő-rhaetiben ismét karbonátplatformok foglalták el. A megfulladást követően a zátonyokkal szegélyezett platformok előtéri lejtőjére késő-hettangi, az Adnétai Formáció csoportba tartozó vörös gumós, hemipelágikus mészkő, míg a platformok tetején a Dachsteini Mészkö zátonyképződésére üledékhézaggal crinoideás mészkő ("Hierlitzbasiskalk") települt (BÖHM et al. 1999, BÖHM 2003). BÖHM et al. (1999) értelmezése szerint a megfulladást a rhaeti legvégén feltehetően szárazra kerüléshez köthető erózió előzhette meg, és ezt követte a triász-jura határkrízissel egy időben indult vízszintemelkedés, amellyel a lecsökkenő karbonáttermelés nem tudott lépést tartani.

A Déli-Alpok nyugati részén (Lombardia) a noriban kialakult, gyorsan süllyedő medencékben a rhaetiben humiddá váló klímán szerves anyagban gazdag, agyagos kőzetek (Riva di Solto Formáció), majd a késő-rhaetiben márga és *Megalodon*-féle kagylókat tartalmazó, sekélytengeri mészkő ciklusos váltakozásából felépülő rétegsorok (Zu Formáció) képződtek. A határ az erre következő, sötétszürke, vékonyréteges, márgával közberétegzett mészkő (Malanotte Formáció) bázisánál vonható meg (GALLI et al. 2007). Erre sekélytengeri, alsó részén ooidos, grainstone szövetű platformkarbonát-egység (Conchodon Dolomit Formáció) progradál.

A Lombard-medencétől keletre elhelyezkedő Velencei-karbonátplatformon a kora-jurában számottevően megváltozott a karbonátüledéket létrehozó ökológiai rendszer összetétele, de a platform megfulladása csak az aaleni elején következett be (COBIANCHI & PICOTTI 2001). Az ettől nem messze található Trento-platform nyugati peremének kora-sinemuri

megfulladását egy közeli vetőzóna aktivitásának tulajdonítják. A platform többi része szigetplatformként élt tovább (PICOTTI & COBIANCHI 1996, COBIANCHI & PICOTTI 2001). A késő-pliensebachiban a szerkezeti mozgások hatására a platform kibillent (ZEMPOLICH 1993) és tengerszintcsökkenést követően rámpává alakult (COBIANCHI & PICOTTI 2001). Végül megfulladása csak a bajociban következett be (ZEMPOLICH 1993, COBIANCHI & PICOTTI 2001). A Trento-platformtól a Belluno-árok elválasztott Friuli-platform a krétáig, sőt a kapcsolódó Adriai–Dinári-platform egészen a paleogénig fennmaradt (BOSELLINI et al. 1981, ČADJENOVIC et al. 2008).

Hasonló megfulladásos, üledékhézagos határ ismert a Dunántúli-középhegységben is, a Gerecse körzetében. A Dunántúli-középhegység délnyugati részén azonban a triászban indult platformépülés a jurában is folytatódott. A riftesedést okozó extenzió, a tengerszintváltozások, a szén- és a foszforciklusban, illetve a Pangea feldarabolódása következtében megváltozó áramlási rendszerekben bekövetkező óceanológiai változások, klimatikus és ökológiai események, kihalások valószínűleg együtt, egymással kölcsönhatásban okozhatták a platformok megfulladását (BICE & STEWART 1990, ZEMPOLICH 1993, COBIANCHI & PICOTTI 2001, BERNOULLI 2001).

Kemosztratigráfia a triász-jura határ környékén

Egyes tömeges kihalási események és szénizotóp-anomáliák időbeli egybeesését már az 1980-as években kimutatták, elsőként a kréta végi, majd a perm végi események kapcsán (HOLSER et al. 1996). A visszatérően jelentkező kapcsolat azt sejteti, hogy mindkét jelenség háttérben közös kiváltó okok, az élővilágot és a szénkörforgást átrendező gyors és nagyléptékű környezetváltozások állhatnak. A triász-jura határról a 2000-es évek elején sikerült csak meggyőzően igazolni a triász végi kihalással egyidős negatív szénizotóp-anomáliát: az áttörést hozó szelvények között a kanadai Queen Charlotte-szigetek (WARD et al. 2001) és angliai St Audrie's-öböl (HESSELBO et al. 2002) mellett a csővári Vár-hegy szelvénye is fontos adatokkal szolgált (PÁLFY et al. 2001). Mindhárom szelvényben jelentkezik — közvetlenül a triász-jura határ alatt — egy éles és rövid negatív szénizotóp-anomália, amit az angliai szelvényben egy, fő szénizotóp-anomáliának nevezett, elnyújtott kilengés követ az alsó-hettangiban. Az elmúlt 15 évben több tucat szelvényt vizsgáltak világszerte, melyek alapján mára a triász-jura határ körüli szénizotóp-anomáliák léte igazoltnak tekinthető, de a képet helyi és regionális eltérések és az elsőként leírt egyszerű mintázatnál összetettebb lefutású görbék bonyolítják. Az ellentmondások feloldása fontos célkitűzés, hiszen a szénizotóp-anomáliák a rétegtani korreláció fontos eszközévé váltak (LINDSTRÖM et al. 2017). Tisztázásra vár többek között az egyes rhaeti szelvényekben felismert „előfutár” anomália (RUHL & KÜRSCHNER 2011) reprodukálhatósága, a hettangi különböző szintjeiben helyenként kimutatott markáns pozitív anomáliák mibenléte

(WILLIFORD et al. 2007, VAN DE SCHOOTBRUGGE et al. 2008), illetve az egyes szerzők által a hosszan tartó perturbáció jelének tartott, a fő anomáliák között látszólag megjelenő kisebb anomáliák valódisága (BARTOLINI et al. 2012, LINDSTRÖM et al. 2017).

A csővári Vár-hegy szelvényének jelentősége nem csak abban áll, hogy az elsők közé tartozott a triász végi szénizotóp-anomália kimutatásában, hanem az első olyan adatsort is szolgáltatott, amely a karbonátban ($^{13}\text{C}_{\text{karb}}$) és a szerves anyagban ($^{13}\text{C}_{\text{org}}$) egyaránt, párhuzamosan jelezte a $-3,5\%$, illetve -2% , mértékű eltolódást a biosztratigráfiai korlátokkal azonosított határintervallum mintegy 2 m vastag szakaszán (PÁLFY et al. 2001). A karbonátot ért mérsékelt diagenetikus felülírás okozta zaj ellenére a két görbe nagyfokú hasonlósága megerősíti az anomália elsődleges jelként való értelmezését. Ezt támogatja az is, hogy a $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nem korrelál sem a teljes szervesanyag-tartalom, sem a hidrogénindex változásaival. A nagy negatív kilengés a kezdeti szénizotóp-anomáliával, egy kisebb negatív anomália a rhaetiben pedig az „előfutár” anomáliával párhuzamosítható. A fő negatív anomáliának megfeleltethető eltolódást ezzel szemben a későbbi, a vizsgált szelvényszakaszt fölfelé további 20 m-rel, a középső-hettangiig bővítő kutatás sem talált, viszont a markáns kezdeti anomália megnövelt felbontású vizsgálatával rövidtávú oszcillációk sorozatát tárta fel (PÁLFY et al. 2007a). A Vár-heggyel átellenben a pokol-völgyi kőfejtő 16 m vastag felső rhaeti rétegsorát KORTE & KOZUR (2011) vizsgálták, és bár egy enyhe, 1% körüli negatív eltolódást és az azt lépcsőzetesen követő $\sim 2\%$ -es pozitív eltolódást regisztráltak, ezek megfeleltethetősége a vár-hegyi szelvényvel nem egyértelmű. A szénizotóp-adatokon kívül a pokol-völgyi kőfejtő rhaeti conodontáin mért ^{87}Sr – ^{86}Sr adatok hozzájárultak a Sr-izotópsztratigráfia referenciagörbéje triász végi szakaszának kalibrálásához (KORTE 1999, KORTE et al. 2003).

Összességében, egyrészt a triász-jura átmenet szénizotóp-anomáliái fontos szerepet játszanak a rétegtani korrelációban, aminek jelentőségét tovább növeli a közelmúltban az ausztriai Kuhjoch szelvényében kijelölt GSSP (HILLEBRANDT et al. 2013) részletesen tanulmányozott szénizotóp-sztratigráfiája (RUHL et al. 2009). Másrészt az üledékes rétegsorokban megőrződött szénizotóp-összetételbeli változások a szénkörforgás zavarait jelzik, a légkör, az óceán, a bioszféra és a litoszféra szorosan összekapcsolt alrendszerének az egyensúlyi állapotból való kizökkenése révén. Ezek összefüggéseinek feltárása intenzíven folyik, a triász-jura határ körüli események láncolatának jobb megértése reményében. További magyarországi triász-jura határszelvények kemosztratigráfiai vizsgálata is folyamatban van (KOVÁCS 2016).

A triász végi kihalás és a környezeti változások lehetséges okai

A triász végi, a fanerozoikum „öt nagy” tömeges kihalása között a folyamatait és okait tekintve sokáig a kevésbé

feltártak közé tartozott, amiben az időről időre megjelent áttekintő tanulmányok is egyetértettek (pl. HALLAM 1990, 2002, TANNER et al. 2004). A részben magyar kezdeményezésre és vezetéssel 2001–2005 között zajlott IGCP 458 projekt során (HESSELBO et al. 2007) és az azóta eltelt időben azonban mind több kérdésre formálódik válasz, ha nem is érve még el a kutatói közösség teljes konszenzusát (PÁLFY & KOCSIS 2014).

A triász-jura határ tengeri rétegsorait számos helyen szakítja meg üledékhézag, ami miatt korán felmerült a kihalások oknyomozásában egykor leggyakrabban hangoztatott érv, a hirtelen tengerszintváltozások, azaz gyors egymásutánban zajló regresszió–transzgresszió páros lehetősége (HALLAM & WIGNALL 1999), ahol az utóbbi hozzájárulhatott a tengerfenéki anoxikus vízréteg kialakulásához is (WIGNALL & BOND 2008). Bár a hettangiban az epikontinentális tengerekben sokfelé rakódtak le anoxikus aljzatra utaló üledékek (VAN DE SCHOOTBRUGGE et al. 2013), sőt biomarkerek a fotikus zónát is elérő anoxiára is utalnak (RICHOSZ et al. 2012), közvetlenül a triász-jura határ közelében csak helyi jelentőséggel és korlátozott elterjedésben ismertek szerves anyagban gazdag üledékes képződmények (BONIS et al. 2010b). Ennél meggyőzőbbek a számos tanulmány által szolgáltatott bizonyítékok a határ körüli gyors klímaváltozásra. Lehűlést a légkörbe kerülő SO_2 -ből képződő szulfátaeroszolok indíthatnak el, amire geokémiai (VAN DE SCHOOTBRUGGE et al. 2009) és paleobotanikai adatok is utalnak (BACON et al. 2013). Még nagyobb jelentősége van a gyors és nagymértékű CO_2 -növekedés vezérelte felmelegedésnek (MCELWAIN et al. 1999, SCHALLER et al. 2011). A légkörből a tengerbe oldódó CO_2 óceánsavasodáshoz vezetett, ami krízist okozott a mézsvázú szervezetek sorában és a karbonátképződésben (HAUTMANN 2004), melyet egyre több bizonyíték támaszt alá (GREENE et al. 2012). HUYNH & POULSEN kísérletei azt mutatták, hogy a légköri CO_2 négyszeres növekedése gyakori száraz, meleg napokhoz, intenzív hőingadozáshoz, továbbá az óceánokban vízrétegződés kialakulásához vezet (HUYNH & POULSEN 2005), ily módon mind a szárazföldi, mind a tengeri élővilágra hatással van.

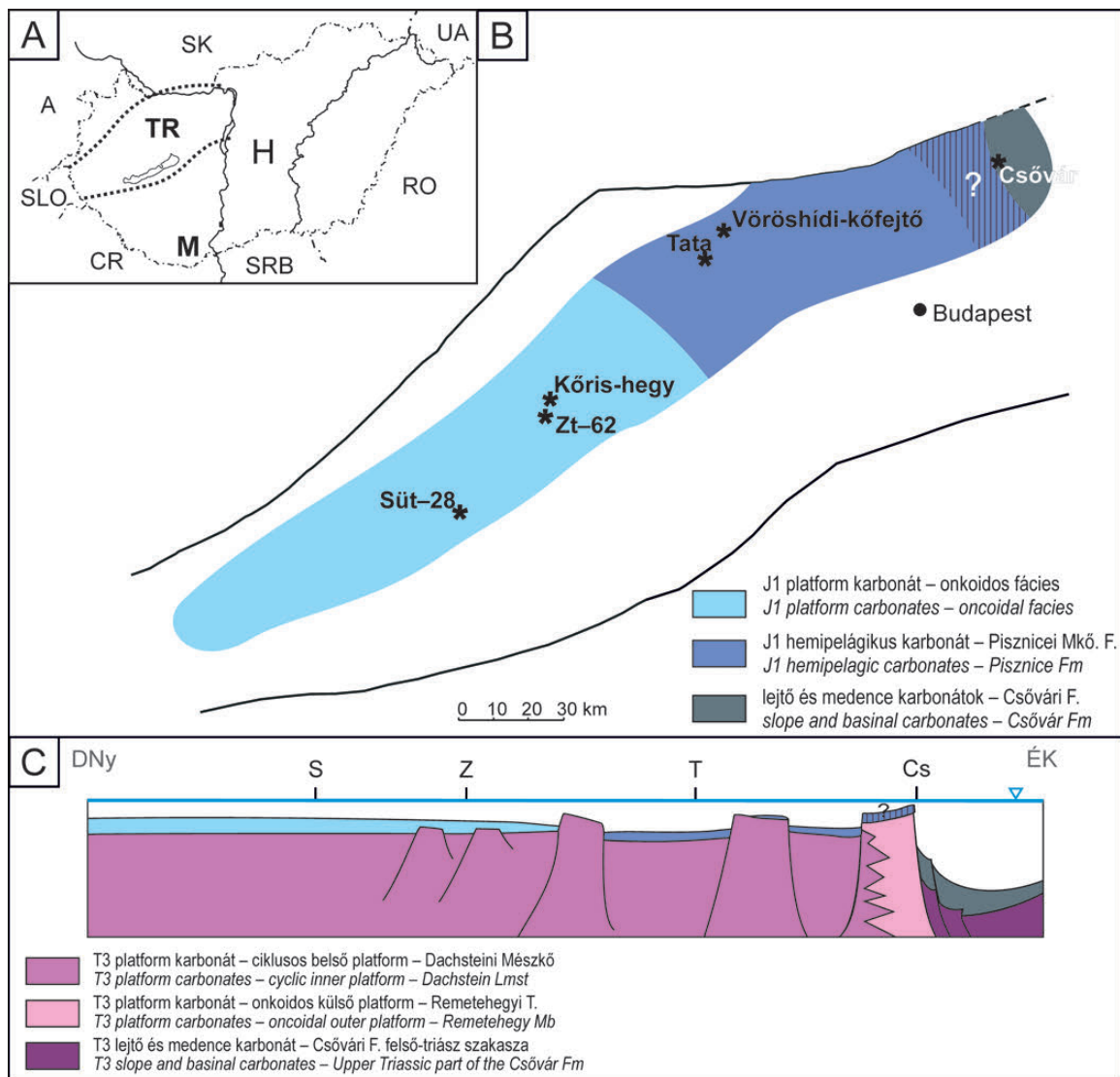
Míg az itt felsorolt környezetváltozásokat a triász végi kihalás közvetlen kiváltó okainak tekintik és szerepükről, egyenként vagy különböző kombinációkban, élénk vita folyik, az ezekhez vezető távolabbi okok tisztázására is sok kutatás irányult. A kréta végi kihalást égitest-becsapódással magyarázó Alvarez-hipotézis sikerén felbuzdulva a triász végi kihaláshoz is keresték és megtalálni vélték az impaktra utaló bizonyítékokat (OLSEN et al. 2002). Az irídiumanomália nagysága azonban nem meggyőző, a Newark-medencén kívül megbízhatóan reprodukálni pedig nem sikerült, mindössze egy szintén szerény dúsulást jelentettek Japán egy mélytengeri rétegsorából (HORI et al. 2007). Annál inkább sikeresnek bizonyult az a kutatási vonal, ami nagy magmás provincia vulkáni tevékenységét jelöli meg a környezetváltozások láncolatát kiváltó oknak. MARZOLI et al. (1999) kormeghatározásai mutattak rá a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) hatalmas kiterjedésére, ami a tengeri rétegsorokban definiált triász-jura határ korával jó

egyezést mutatott (PÁLFY et al. 2000). A mind pontosabbá váló U–Pb kormeghatározások megerősítették a tengeri kihalás (SCHOENE et al. 2010) és a vulkanizmus (BLACKBURN et al. 2013) időbeli egyezését. A vulkáni kigázosodás mértékét újszerű geokémiai vizsgálatok is alátámasztják (CALLEGARO et al. 2014), valamint a légköri szén-dioxid szintjének megugrását is mind megbízhatóbban ismerjük (STEINTHORSDOTTIR et al. 2011). A vulkanizmus klímára gyakorolt hatása azért lehetett jelentős, mert egyrészt hirtelen indult meg, másrészt egyenlítő-közeli pozíciója a felszínre került hatalmas mennyiségű bazalt gyors mállását eredményezte (COHEN & COE 2007). Az éghajlatmódosító gázok nem csak közvetlenül eredtek a KAMP kigázosodásából és a felszínre került kőzetek mállásából. Emellett a tengeraljzati üledékben csapdázódott metán-hidrátoknak a fokozatos felmelegedéstől beinduló disszociációjából (BEERLING & BERNER 2002), illetve a szervesanyag-tartalmú üledékes kőzetekbe nyomuló szubvulkáni intrúziók révén képződő termogén metánból (DAVIES et al. 2017), illetve ezek légköri oxidációjakor keletkező szén-dioxidból vezethető le a szuperüvegház-felmelegedés szcenáriója. Ennek legmarkánsabb geokémiai bizonyítékai a negatív szénizotóp-anomáliák. A KAMP és a kihalás egyidejűségét pedig az Északi-Mészkőalpok egy tengeri rétegsorában közvetlenül, vulkáni eredetű agyagásványok, és vulkáni porból hullott szferulák és mafikus ásványok segítségével is lehetett igazolni (PÁLFY & ZAJZON 2012).

A triász végi kihalás és környezetváltozás jelenség-együttese tehát jól értelmezhető a KAMP vulkanizmusa által kiváltott globális légköri, óceáni és élővilágbeli változások láncolataként. Ezzel beleillik a nagy magmás provinciákhoz kapcsolódó, vulkanizmus által kiváltott környezeti krízisek és tömeges kihalások sorozatába. A magmatizmus és a kihalás közötti ok-okozati kapcsolat, melyet először az időbeli egybeesésük alapján valószínűsítettek (COURTILLOT & RENNE 2003), egyre több esettanulmány alapján olyan általános érvényű modellnek bizonyult (WIGNALL 2001), melyet sokrétű kutatások mind jobban megerősítettek (BOND & GRASBY 2017). A hazai vizsgálatok rámutattak, hogy a globális változások nyomait a magyarországi rétegsorok is magukban hordozzák.

Magyarországi határszelvények

Magyarország területén is találhatók olyan rétegsorok, amelyek magukban foglalják a triász-jura határintervallumot (1. ábra, A). Ezek közül a Dunántúli-középhegységi szerkezeti egység ÉK-i részén, a Csővár melletti Vár-hegyen feltárt szelvény nemzetközileg is jelentős, különböző szempontok szerint, számos módszer alkalmazásával részletesen vizsgált és az eredményekről jelentős számú publikáció született. A Dunántúli-középhegységi-egység azért is kiemelkedő jelentőségű a triász-jura határ tekintetében, mert az egységen belül a határ merőben különböző öskörnyezeti tartományokat képviselő rétegsorokban ismert. Míg a csővári szelvény platform előtéri lejtő és medence környezetet, a



1. ábra. A) A cikkben említett magyarországi triász-jura határszelvények földrajzi helyzete. TR = Dunántúli-középhegység, M = Mecsek. B) A Dunántúli-középhegység késő-hettangi környezeti egységeit bemutató ösföldrajzi vázlat, a legfontosabb határszelvények helyzetének feltűntetésével. C) A legfelső triász és legalsó jura formációkat és a késő-hettangi üledékképződési környezeteket bemutató elvi szelvény. S = Süt-28 fúrás, Z = Zt-62 fúrás, T = Tata, Cs = Csővár

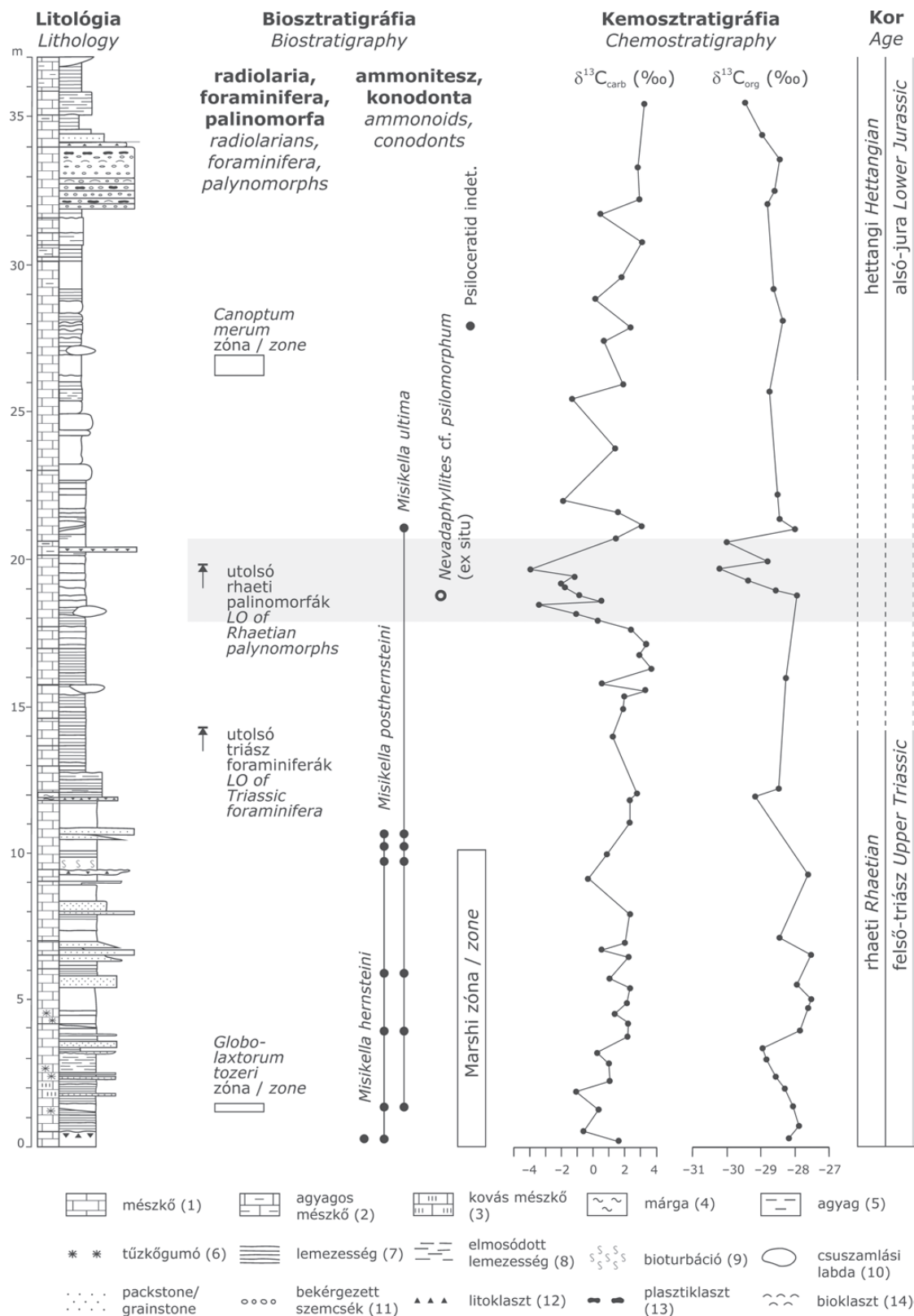
Figure 1. A) Geographic position of the Hungarian Triassic-Jurassic boundary sections referred to in the present paper. TR = Transdanubian Range, M = Mecsek Mountains, B) Palaeogeographic reconstruction showing the Late Hettangian environmental units within the Transdanubian Range Unit and the position of the most important boundary sections. C) Conceptual cross-section displaying the uppermost Triassic and the lowermost Jurassic formations and the Late Hettangian depositional environments. S = Süt-28 borehole, Z = Zt-62 borehole, T = Tata, Cs = Csővár

Gerecse szelvényei a triász Dachsteini platform tektonikusan tagolódó, majd megfulladó külső részét, a bakonyi határszelvények pedig a platform belsejének a jura korai szakaszában is platformként továbbélő részét reprezentálják (1. ábra, B, C). A triász időszak végén a Dunántúli-középhegységi-egység a Neotethys-óceán peremén létrejött széles karbonát-platfornon helyezkedett el. A Tiszai-egység Mecseki-zónája az addigra erősen lepusztult variszkuszi hegységvonulatok déli előterében helyezkedett el, ahol egy gyorsan süllyedő medencében, a késő-triászban, majd a kora-jura kezdetén folyóvízi, delta, majd tengerparti lápi környezetben kőszénrétegekkel tagolt sziliciklasztos üledékek rakódtak le. A Mecsekben tehát a triász-jura határán lezajlott környezeti krízis szárazföldi-tengerparti környezetben megőrződött nyomait

lehet fellelni. E rétegsorok felszíni előfordulásai sajnos ma már csak korlátozottan hozzáférhetők, de a közelmúltban a határintervallum tanulmányozása céljából két komlói kőszénkutató fúrás (K-137 és K-176) rétegsorának részletes vizsgálatára nyílt lehetőség (RUCKWIED et al. 2008). Az eddigi vizsgálatok szerint a mikroflóraegyüttesben, akár csak a makroflórában, nem volt egyértelműen kimutatható tömeges kihalás (RUCKWIED et al. 2008, BARBACKA et al. 2017).

Csővár

A csővári Vár-hegy déli lejtője ma már a triász-jura határ nemzetközileg is számon tartott szelvénye (2. ábra). A



2. ábra A csővári Vár-hegy triász-jura határszelvényének rétegsora és a fontosabb korjelző ősmaradványok elterjedésére alapozott bio- és kronosztratigráfiai besorolása, a szénizotóp görbe feltüntetésével. A triász-jura határintervallumban a markáns negatív szénizotóp-anomália szintjét szürke sáv jelöli (PÁLFY et al. 2001, 2007 és GÖRTZ et al. 2009 nyomán).

Figure 2. Integrated bio-, chrono- and carbon isotope chemostratigraphy of the Triassic-Jurassic boundary section of the Vár-hegy (Castle Hill) at Csővár. The grey band marks the pronounced negative carbon isotope anomaly in the Triassic-Jurassic boundary interval (after PÁLFY et al. 2001, 2007 and GÖRTZ et al. 2009).

Legend: 1 - limestone, 2 - argillaceous limestone, 3 - siliceous limestone, 4 - marl, 5 - clay, 6 - chert nodules, 7 - lamination, 8 - obscured lamination, 9 - ioturbation, 10 - slump ball, 11: coated grains, 12 - lithoclasts, 13 - plasticlasts, 14 - bioclasts

Pokol-völgy talpától a várromig természetes kibukkanásokban és az azokat összekötő mesterséges árkolásban a legfelső triász–alsó-jura rétegsor többé-kevésbé folyamatosan vizsgálható. A feltárások a Csővári Mészke Formáció felső szakaszát képviselik, amelyet korábban triász korúnak tartottak (VADÁSZ 1910, DETRE 1981, BALOGH 1981). A formáció magasabb részének kora-jura voltát először KOZUR (1993) mutatta ki radiolariák alapján.

A Csővári Mészke Formációnak a határintervallumot magában foglaló felsőbb része proximális és disztális lejtőlábi, illetve medenceüledékként rakódott le (HAAS et al. 1997). A gyakori üledéksuszamlásos szerkezetek a lejtő menti üledékmozgás bizonyítékai. A proximális turbiditnek értelmezett rétegek közege alsó része uralkodóan crinoidea váztöredékből álló gradált kalkarenitből épül fel, ami fölfelé kalkarenitbe és kalcilutitba megy át. A lemezes szerkezetet mutató disztális turbiditciklusok kalkaleurit- és kalcilutitlemezek váltakozásából állnak. A turbidites rétegek karbonátszemcséket és mészszipot tartalmazó zagyárból, intraplatform medencében ülepedhettek le (HAAS & TARDY-FILÁCSZ 2004). A turbiditiek között radiolariás és szivacsstűs, medence fáciesű rétegek találhatók. A méteres nagyságrendű ciklicitást mutató fáciesváltozások orbitális meghatározottságú, valószínűleg excentricitási ciklusokhoz köthető, euszatikus vízszintingadozásokat jeleznek (HAAS et al. 2010).

A Vár-hegy déli oldalában szelvény szerinti mikro- és makrofauna-gyűjtés és integrált sztratigráfiai vizsgálatok történtek (PÁLFY et al. 2001, 2007a). A szórányosan előforduló ammoniteszek közül a *Nevadaphyllites*, *Psiloceras* és *Waehneroceras* szukcessziója jelzi a hettangi emelet alsó két standard zónáját, a Planorbis és Liasicus zónákat. A radiolaria-fauna újvizsgálatát DOSZTÁLY L., majd OZSVÁRT P. végezte, kimutatva a legalsó hettangi *Canoptum merum* zónát. KOZUR & MOCK (1991) *Neohindeodella detrei* néven új, legidősebb jura korúnak tartott conodonta fajt írt le a formáció *Choristoceras* fajjal igazolt felső-triász és a fent említett radiolariákkal datált alsó-jura közötti átmeneti részéből. A triász-jura határ helyzetét alulról a *Misikella* conodonta nemzetség fajainak (*hersteini*, *posthersteini*, *ultima*) egymás utáni eltűnésével jellemezhetjük (PÁLFY et al. 2007a). A határ megvonásában segítséget nyújt a triászra jellemző *Aulotortus* foraminiferafajok és *Rhaetipollis germanicus*, ill. *Riccisporites tuberculatus* pollenfajok kimaradása, majd a jurára utaló *Involutina liassica* foraminifera fellépése (GÖRÖG in PÁLFY et al. 2007a, GÖTZ et al. 2009).

A *Choristoceras* és *Misikella* tartalmú, legfelső-triász (felső-rhaeti) rétegek és a legmélyebb helyzetű hettangi radiolariák között mintegy 5 m, folyamatosnak látszó lejtőlábi és medence fáciesű rétegsor települ, amelyből diagnosztikus ősmaradvány nem került elő. Közvetlenül e szint alatt, karbonátban és szerves anyagban is mért markáns negatív ¹³C csúcs jelentkezik, amely megbízható kemosztratigráfiai korrelációt tesz lehetővé a közvetlenül a rhaeti-hettangi határ alatt világszerte kimutatott és a triász-jura határ ismérveként tekintett szénizotóp-anomáliával. A triász végi eseménnyel való korrelációt a sporomorpha vizs-

gálatok által jelzett, egyidejű spóra és Prasinophyta alga felszaporodás is megerősíti (GÖTZ et al. 2009).

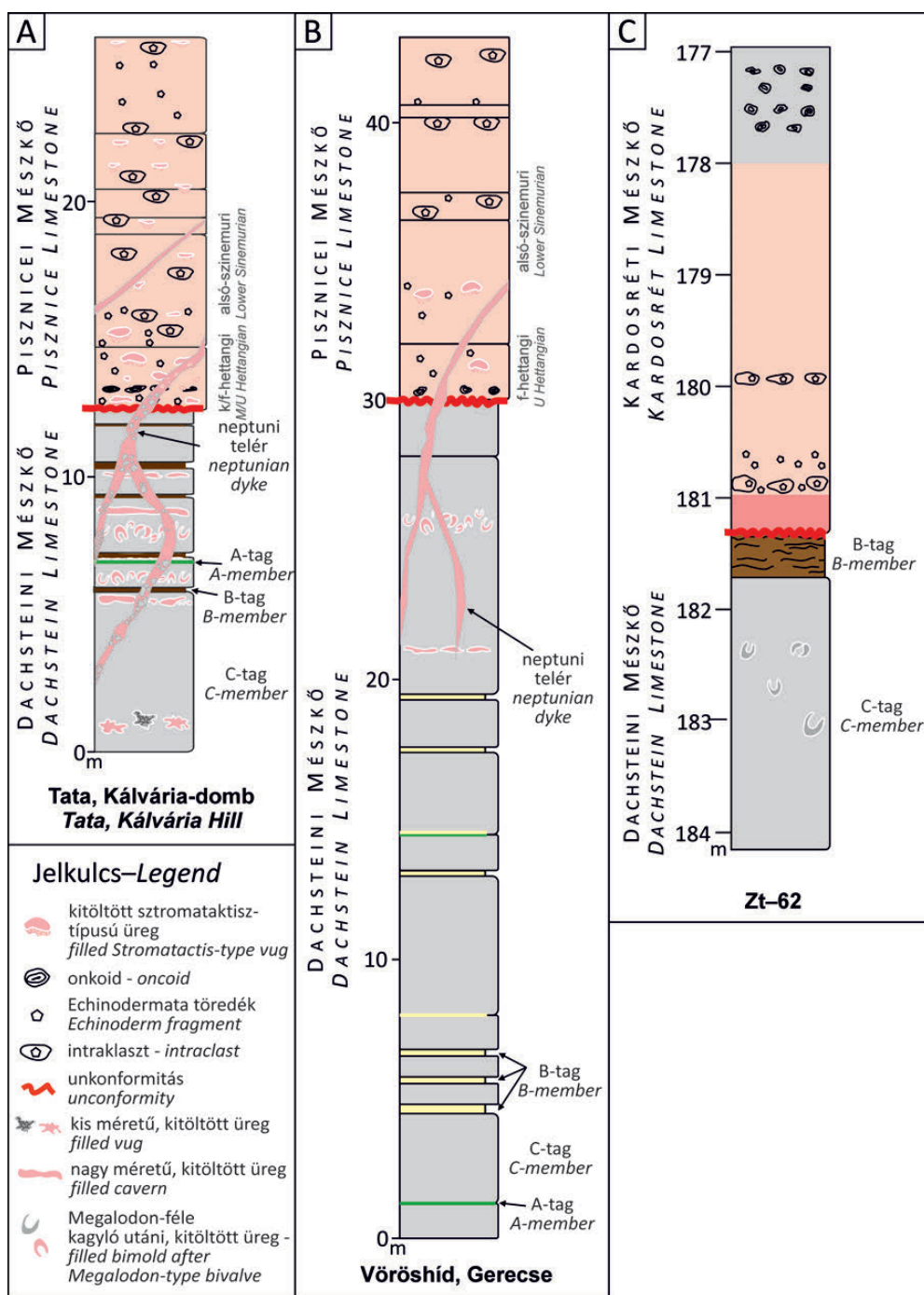
A csővári szelvény olyan szempontból is kiemelkedő jelentőségű, hogy ősföldrajzi helyzete miatt (platformelőtéri lejtő és hemipelágikus medence) lehetőséget kínál a sekélytengeri és a pelágikus fossziliák együttes megjelenésére, és ezáltal biosztratigráfiai korrelációjukra, ami más módszerekkel szinte megoldhatatlan problémát jelent. Ezen túlmenően a palinológiai vizsgálatok lehetőséget teremtenek a szárazföldi és a tengeri fossziliákon alapuló biosztratigráfia-beosztások közvetlen összevetésére is. A viszonylag közletről származtatható sporomorphák és szárazföldről származó fitoklasztek kimutatása a határintervallumban a platform egyes, kiemeltebb helyzetű részeinek szárazra kerülését is bizonyítja (HAAS et al. 2010).

Tata, Gerecse

A Gerecse hegység területén, a Vöröshídi-kőfejtőben, valamint a tatai Kálvária-dombon táruul fel laterálisan is nyomozható kiterjedésben a triász és a jura képződmények részletesen vizsgált határa. Mindkét szelvényben a platform környezetben képződött Dachsteini Mészke éles határral hemipelágikus Pisznicei Mészke települ (FÜLÖP 1975, MINDSZENTY 1992, HAAS 1995), azaz megfulladási rétegsort látunk. Tatán a jura rétegsor (3. ábra, A) néhány deciméter vastagságú, halvány rózsaszín, crinoideás wackestone szövettű mészkepaddal kezdődik, amire centiméteres onkoidszemcséket, mikrobás kéreggel bevont brachiopodákat és ammoniteszeket is tartalmazó pad következik (MINDSZENTY 1992, HAAS 1995). Ammoniteszek alapján a legalsó rétegek kora középső–késő-hettangi (PÁLFY et al. 2007b), a jura rétegsor tehát jelentős, több millió éves üledékhézaggal települ a felső-triász, rhaeti korú mészke erodált felszínére. A hátságperemi és medence környezetben lerakódó folyamatos jura előfordulások néhány millió éves hézagaival szemben a Gerecse nyugati részének hátsági, hézagos rétegsoraiban esetenként a malm rétegek települnek közvetlenül a triászra (VIGH 1935).

A triász összlet legfelső és a jura rétegsor legalsó része számos oldódási, repedésképződési és cementációs esemény nyomait őrzi (3. ábra A, és 4. ábra, A, B). A kálvária-dombi felső-triász mészkeben megjelenő kisebb pórusok és üregek ciklikus szárazra kerülés során képződtek, a részletes petrográfiai, ásványtani és geokémiai vizsgálatok tanúsága szerint (MINDSZENTY 1992, GYÓRI 2014). A tengerszintesést követően, a tengeri ősmaradványok (*Megalodon*-féle kagylók és foraminiférák) aragonitváza a felszín közelében kioldódott, biomold üregeket hagyva hátra. Az alacsony tengerszintű periódusokban az üledék felszínét peritidális környezetben mikrobás szövetek borította be, melynek felszínközeli diagenezise során fenestrális pórusok jöttek létre. A ciklusokat elválasztó diszkonformitási felszínhez köthető meteorikus lencsében kisebb, szabálytalan alakú üregek alakultak ki.

A jura bázisrétege Tatán nagyon kis szögben (1–2°) met-



3. ábra A) A triász-jura határt magában foglaló rétegsor a tatai Kálvária-dombon. B) A triász-jura határt magában foglaló rétegsor a Vöröshídi-kőfejtőben, C) A triász-jura határt magában foglaló rétegsor a Zirc Zt-62 számú fúrásban

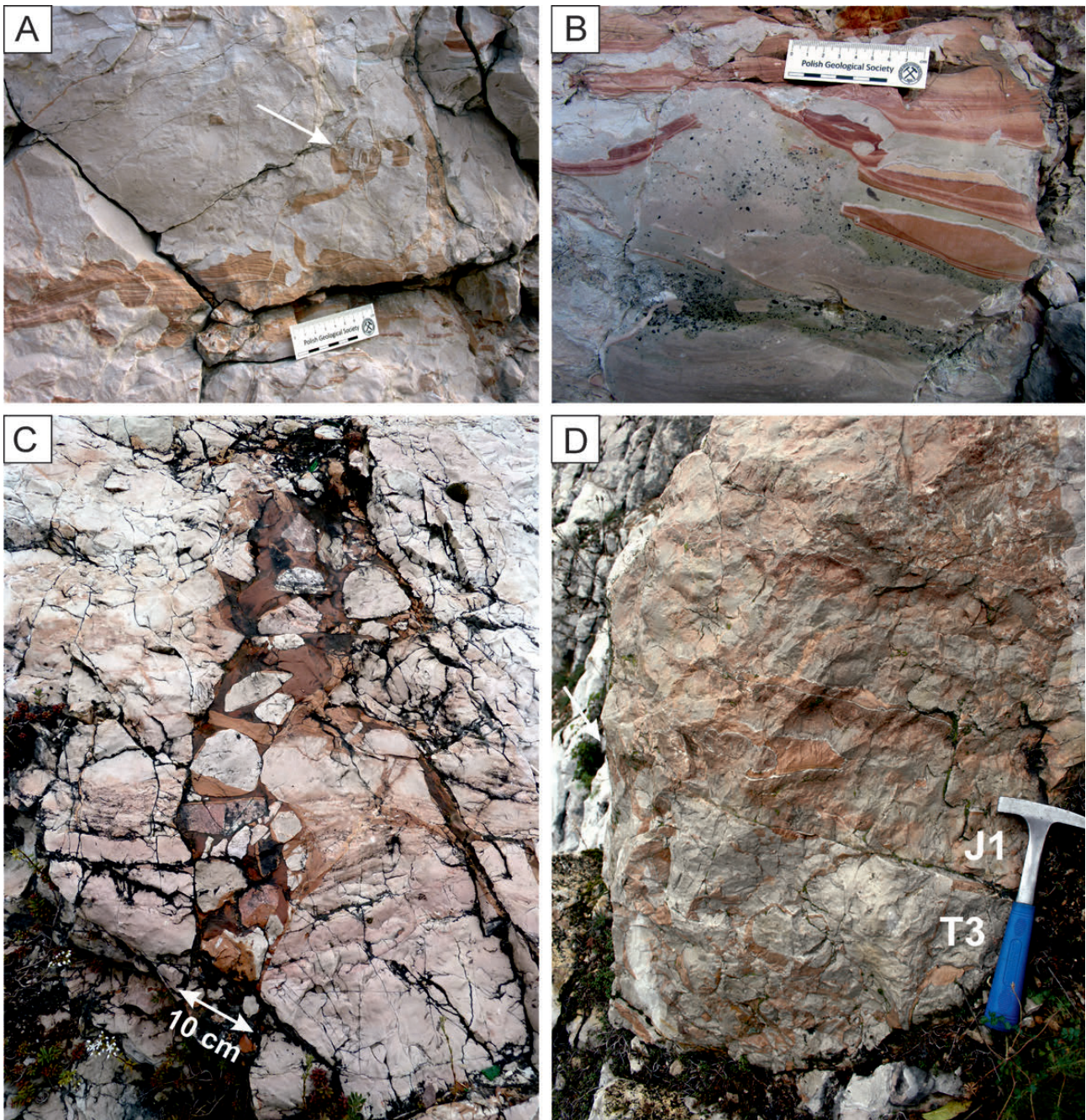
Figure 3. A) The Triassic-Jurassic boundary interval in the section of Tata, Kálvária Hill, B) The Triassic-Jurassic boundary interval in the Vöröshíd Quarry, C) The Triassic-Jurassic boundary interval at Zirc in core Zt-62

szi a feké Dachsteini Mészke felszínét. A nagy kiterjedésű kőfejtőben a Dachsteini Mészke rétegeinek azonosítása a határfelület mentén 1,3 m-es szintbeli különbség felismerését tette lehetővé (HAAS 1995). Mindez a platform mészkő közötté válását követő igen kisfokú kibillenését és emiatt egyenlőtlen erózióját jelenti a megfulladást megelőzően. Feltételezhető tehát, hogy legalábbis ezen a területen, a triász-jura határ közelében a platform rövid időre szárazulatra

került (MINDSZENTY 1992, LANTOS 2004, GYŐRI 2014). A meteorikus lencse kitüntetett felszínein (a vadózus és freatikus zóna határán, valamint az édesvíz és a sós víz határán) ható oldódás nagyobb, több méter széles, elnyúlt üregeket hozott létre (3 ábra, A). A kitettség egyéb nyomait a szárazulati epizódot követő transzgressziós esemény eltüntette: az üregek falán izopach, szálas tengeri kalciment vált ki, az üledék/kőzetfelszín pedig szubmarin erózió alakította.

Az extenziós tektonika felerősödését jelzi a neptuni telérek (3. ábra, A és 4. ábra, C) megjelenése a hettangisínemuri során (LANTOS 2004). Ezek mentén a felső-triász kőzetben lévő üregek vörös mikrittel töltődtek fel, ami rész-

ben a legidősebb jura üledékből származik (LANTOS 2004). A kora-jurában folytatódó tektonikai aktivitás epizodikusan felerősödő jellegéről (a neptuni telérek mellett) az alsó-jura rétegekben megfigyelt sztrömataktisz-típusú üregek is ta-



4. ábra. Üledékföldtani bélyegek a triász-jura határ közelében, a gerecsei karbonátos rétegsorokban. A) *Megalodon*-féle kagylók utáni (nyílal jelölt) és hosszabb elnyúlt üregek a felső-triász Dachsteini Mészköben, izopach, szálas kalcitkéreggel és többgenerációs, rózsaszín, vékonylemezes mikrittel kitöltve (Tata, Kálvária-domb). B) Szabálytalan alakú, oldott üregek a Dachsteini Mészköben, izopach, szálas kalcitokkal és többgenerációs rózsaszín-vörös, vékonylemezes mikrittel kitöltve (Tata, Kálvária-domb). C) Neptuni telér Dachsteini Mészköben, melynek kitöltése vörös mikrit mátrixban megjelenő felső-triász és alsó-jura mészkőklasztok (Tata, Kálvária-domb). D) A felső-triász és alsó-jura kőzetek határa a Gerecse Vöröshídi-kőfejtőjében, *Megalodon*-féle kagylók utáni üregek az előbbi, szabálytalan, oldott üregek az utóbbi kőzetben, mindkettőben vékonyabb izopach, szálas kalcit és rózsaszín mikrit kitöltés

Figure 4. Sedimentary features in carbonate strata near the Triassic-Jurassic boundary from the Gerecse Hills. A) Biomolds after *Megalodon*-type bivalves (marked by arrow) and vugs-cavities in the Upper Triassic Dachstein Limestone filled by isopachous fibrous calcite layer and multiple generation pink laminated micrite (Tata Kálvária Hill). B) Vugs in the Dachstein Limestone filled by isopachous fibrous calcite and multiple generation red laminated micrite - (Tata, Kálvária Hill). C) Neptunian dyke in Dachstein Limestone, filled by red micrite matrix and Upper Triassic and Lower Jurassic limestone clasts (Tata, Kálvária Hill). D) Boundary between the Upper Triassic and Lower Jurassic limestone in the Vöröshíd Quarry, Gerecse Mts. Note the biomolds after *Megalodontid* bivalves in the Upper Triassic and the vugs in the Lower Jurassic limestone, both filled by thinner isopachous calcite layer and pink micrite

núskodnak. Ezeket nem csak elmetszették és feltöltötték a neptuni telérek, mint a triász mészkőben megjelenő üreget, de genetikai kapcsolatban is állhattak velük. A sztromatiktisz-típusú üregek a telérek felső elvégződési zónájában jöhettek létre, a még kevésbé litifikált üledékben (LANTOS 2004, GYŐRI 2014).

A szöveti jellegek és a bioklaszt- (elsősorban crinoidea-) tartalom változásai, valamint a megfigyelt agyagközök alapján felismert üledékes ciklusok segítségével Tata, Tölgyhát és a tardosi Bánya-hegy medence összeletai meglepően jól korrelálhatók voltak egymással. Hasonló rétegsor tárul fel a Tardos–Süttő közötti út menti Vöröshídi-kőfejtőben is (KONDA, 1987). Itt is felismerhetőek a tatai triász-jura határ mentén megjelenő üreg- és telértípusok, de a feltételezhetően hosszabb szárazulati eseményhez köthető oldott üregek, valamint a szerkezetalakuláshoz és aljzati tagolódáshoz kapcsolódó neptuni telérek is kisebb számban és méretben jelennek meg itt (3. ábra, B és 4. ábra, D).

Bakony

A Bakonyban a triász-jura határ platformkarbonát rétegsoron belül vonható meg. A lofer-ciklusos rhaeti Dachsteini Mészkő enyhén hullámos felszínére települ a ciklicitást már nem mutató Kardosréti Mészkő. Az Északi-Bakonyban, Zirc mellett mélyített Zt-62 jelű fúrásban feltárt rétegsor tekinthető a jelenleg ismert legjobb határszelvénynek, amit kiegészít a Kőrös-hegy felszíni szelvénye. A Déli-Bakonyban jellegében hasonló rétegsort tárt fel a sümegi Süt-28 jelű fúrás (HAAS et al. 1984). A rétegek meredek dőlése és a rétegsort sűrűn átszelő neptuni telérek miatt azonban ez a szelvény nem alkalmas a határ jellegének pontosabb felderítésére.

A Zt-62 jelű fúrásban (3. ábra, C) a Dachsteini Mészkő legfelső szakaszán 4–5 m vastagságú, *Megalodon*-féle kagylómaradványokat tartalmazó, a szubtidális zónában lerakódott mészkőpadok váltakoznak néhány deciméter vastagságú, árapályövi sztromatolitrétegekkel és ritkán a ciklusokat elválasztó hullámos határok fölötti, fekete breccsát tartalmazó, vékony, szupratidális környezetben képződött rétegekkel. A legutolsó lofer-ciklus legfelső eleme 30 cm-es sztromatolitréteg. Ennek felszíne enyhén hullámos eróziós felület, a karsztosodás minden nyoma nélkül. Erre 2 m vastagságban, rózsaszínű bioklasztos, peloidos wackestone szövetű mészkő települ, szivacsstűkkel, ostracodákkal, crinoidea váztöredékekkel. Erre világosszürke onkoidos, wackestone szövetű mészkő következik, egyes rétegekben szivacsstűkkel, ami a Kardosréti Mészkő legjellemzőbb kifejlődésének tekinthető. A peritidális környezetben képződött kőzetfajták kimaradása a Kardosréti Mészkőben a lofer-ciklusos Dachsteini Mészkőnél mélyebb, de még a jól átvilágított övben folyó üledékképződést jelent, ahol a rövid időtartamú vízszintcsökkenések során sem alakult ki árapálysíksági környezet.

A Kőrös-hegy szelvényében a Dachsteini Mészkő legfelső része szórványosan *Megalodon*-féle kagylókat tartal-

maz, mikrofauna-tartalma szegényes (CSÁSZÁR & ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987). A határ alatti rétegben a foraminifera-együttesben a *Triasinák* mellett agglutinált formák is találhatóak és meglehetősen sok algamaradvány is. A határfelszínen jól megfigyelhető a bioerózió nyoma. Az azt fedő réteg onkoidos packstone szövetű, *Involutina liassica* foraminiferával.

A Kardosréti Mészkő korbesorolását nehezíti, hogy rétegeiből ammonitesz mindeztidáig nem került elő, hettangi besorolását települési helyzete indokolja. Pontosabb korbesorolást a számos lelőhelyről feldolgozott brachiopoda fauna sem tett lehetővé (DULAI 2002). A tafonómiai vizsgálatok azonban kimutatták, hogy a sinemuri–pliensbachi során markánsan jellemző, hátságokra és hátságok közötti medencékre tagoló aljzatmintázat halványan már a hettangi során is jelentkezett. A kialakuló medenceterületeken 50–150 m-re becsült vastagságú képződmény (BENCE et al. 1990) lerakódása az aljzati különbségeket már nem tudta teljesen elfedni. Felfelé a Pisznicei Mészkőbe vékony, folyamatos átmenettel megy át, vagy éles határ mentén érintkezik. A fedő Pisznicei Mészkőből a Bakony területén nem ismert ősmaradvánnyal bizonyított hettangi korú előfordulás, bár a Lókúti-dombon BENCE et al. (1990) szerint kora felső-hettangi–alsó-sinemuri. Itt a határ felett 10 m-rel előkerült ammonitesz-fauna igazolta a kora-sinemuri kort (GÉCZY 1971, DULAI 2002).

Összefoglalás

A triász időszakot lezáró kihalási esemény egyike a fanerozoikumban kimutatott öt legnagyobb kihalási rátával jellemezhető tömeges kihalási eseménynek. A hatások elsősorban tengeri rétegsorokban mutathatók ki, a környezeti krízis feltehetően elsősorban a tengeri ökoszisztémát károsíthatta. A szárazföldi élővilágban is felismerhetők jelentős környezetváltozás nyomai, de a hatás sokkal kevésbé látszik markánsnak.

Számos tengeri rétegsorban figyeltek meg számottevő litológiai változásokat a határ közelében. Ezek egy része trendszerű, más része ciklusos jellegű és vannak rövid idejű eseményeket tükröző változások is. Csak igen részletes elemzéssel deríthető ki, hogy ezek a jelenségek tengerszint-változásra, klímaváltozásra esetleg ezek együttes hatására vezethetők-e vissza és, hogy összefüggésben vannak-e a tömeges kihalást eredményező környezeti krízissel.

A 2000-es évek elején sikerült igazolni a triász végi kihalással egyidejű negatív szénizotóp-anomáliát. Ez döntő jelentőségű a kronosztratigráfiai korreláció szempontjából, továbbá egyértelműen jelzi a szénháztartás zavarait a Föld külső, egymással szoros kapcsolatban lévő szféráiban.

A jelenlegi ismeretek szerint, a triász végi környezeti krízis legvalószínűbb kiváltó oka a Közép-Atlanti magmás provincia hatalmas területre kiterjedő intenzív vulkanizmus lehetett, ami globális légköri, óceáni és élővilágbeli változások láncolatát indíthatta el.

A triász-jura határon lejátszódott globális változások

nyomai hazai szelvényekben is megőrződtek. Ezek közül a viszonylag mély tengermedencében lerakódott csővári szelvény nemzetközileg is kiemelkedő jelentőségű. A gerecei és a bakonyi szelvények a sekély karbonátplatformok reagálásának lehetőségeit példázzák. A mecseki szelvények a tengermelléki–szárazföldi üledékgyűjtők határszelvényeinek kutatására adnak lehetőséget.

Köszönetnyilvánítás

Ez a dolgozat a MINDSZENTY Andrea professzor asszony 70. születésnapja alkalmából elhangzott előadásokból kiindulva készült, kifejezve a szerzők tiszteletét és nagyrabecsülését életműve, azon belül a triász–jura határ kutatásában játszott szerepe iránt, és háláját a geológus nemzedékek számára átadott tudásáért és a szűnni nem akaró inspirációért. Ez a tanulmány az MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 257. publikációja.

Irodalom — References

- ALROY, J. 2008: Dynamics of origination and extinction in the marine fossil record. — *PNAS* **105/Supplement 1**, 11536–11542. <https://doi.org/10.1073/pnas.0802597105>
- ALROY, J. 2014: Accurate and precise estimates of origination and extinction rates. — *Paleobiology* **40/3**, 374–397. <https://doi.org/10.1666/13036>
- ALVAREZ, L., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. — *Science* **208**, 1095–1108. <https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095>
- BACON, K. L., BELCHER, C. M., HAWORTH, M. & McELWAIN, J. C. 2013: Increased atmospheric SO₂ detected from changes in leaf physiognomy across the Triassic–Jurassic boundary interval of East Greenland. — *PLoS one* **8/4**, e60614. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0060614>
- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **24/1**, 3–48.
- BARBACKA, M., PACYNA, G., KOCSIS, Á. T., JARZYŃKA, A., ZIAJA, J. & BODOR, E. 2017: Changes in terrestrial floras at the Triassic–Jurassic Boundary in Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **480**, 80–93. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.05.024>
- BARTOLINI, A., GUÉX, J., SPANGENBERG, J., SCHOENE, B., TAYLOR, D., SCHALTEGGER, U. & ATUDOREI, V. 2012: Disentangling the Hettangian carbon isotope record: Implications for the aftermath of the end-Triassic mass extinction. — *Geochemistry Geophysics Geosystems* **13**, Q01007. <https://doi.org/10.1029/2011GC003807>
- BEERLING, D. J. & BERNER, R. A. 2002: Biogeochemical constraints on the Triassic–Jurassic boundary carbon cycle event. — *Global Biogeochemical Cycles* **16/3**, 10–36. <https://doi.org/10.1029/2001gb001637>
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT CS., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ F. GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTÍ G., TÓTH Á., TÓTH GY. 1990: *A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1: 50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest pp. 119 p.
- BERNOULLI, D. 2001: Mesozoic–Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily. — In: VAI, G. B. & MARTINI, I. P. (eds): *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer, Dordrecht, 307–326. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9829-3_18
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. — In: DOTT, R. H. & SHAVER, R. H. (eds): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM Special Publication* **19**, 129–187. <https://doi.org/10.2110/pec.74.19.0129>
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D. & CASTELLARIN, A. 1993: From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. — *Sedimentary Geology* **86/1**, 53–76. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90133-P](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90133-P)
- BICE D. M. & STEWART K. G. 1990: The formation and drowning of isolated carbonate seamounts: tectonic and ecological controls in the northern Apennines. — *IAS Special Publications* **9**, 145–168. <https://doi.org/10.1002/9781444303834.ch6>
- BLACKBURN, T. J., OLSEN, P. E., BOWRING, S. A., MCLEAN, N. M., KENT, D. V., PUFFER, J., MCHONE, G., RASBURY, E. T. & ET-TOUHAMI, M. 2013: Zircon U–Pb geochronology links the end-Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **340/6135**, 941–945. <https://doi.org/10.1126/science.1234204>
- BOND, D. P. G. & GRASBY, S. E. 2017: On the causes of mass extinctions. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **478**, 3–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.005>
- BONIS, N. R., RUHL, M. & KURSCHNER, W. M. 2010a: Milankovitch-scale palynological turnover across the Triassic–Jurassic transition at St. Audrie’s Bay, SW UK. — *Journal of the Geological Society* **167/5**, 877–888. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-141>
- BONIS, N. R., RUHL, M. & KURSCHNER, W. M. 2010b: Climate change driven black shale deposition during the end-Triassic in the western Tethys. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **290/1–4**, 151–159. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.016>
- BOSELLINI, A., MASETTI, D. & SARTI, M. 1981: A Jurassic “Tongue of the Ocean” infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. — *Marine Geology* **44/1**, 59–95. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90113-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90113-4)
- BOWN, P., LEES, J. & YOUNG, J. 2004: Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. — In: THIERSTEIN, H. & YOUNG, J. (eds): *Coccolithophores*. Springer, Berlin & Heidelberg, 481–508. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_18

- BÖHM, F. 2003: Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). — In: PILLER, W. E. (ed.): *Stratigraphia Austriaca*. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 231–268.
- BÖHM, F., EBLI, O., KRYSZYN, L., LOBITZER, H., RAKÚS, M. & SIBLÍK, M. 1999: Fauna, stratigraphy and depositional environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Österreich). — *Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt* **56/2**, 143–271.
- BRAYARD, A., ESCARGUEL, G., BUCHER, H., MONNET, C., BRUHWILER, T., GOUEMAND, N., GALFETTI, T. & GUEX, J. 2009: Good genes and good luck: Ammonoid diversity and the end-Permian mass extinction. — *Science* **325/5944**, 1118–1121. <https://doi.org/10.1126/science.1174638>
- BRUSATTE, S. L., BENTON, M. J., RUTA, M. & LLOYD, G. T. 2008: Superiority, competition, and opportunism in the evolutionary radiation of dinosaurs. — *Science* **321/5895**, 1485–1488. <https://doi.org/10.1126/science.1161833>
- ČADJENOVIĆ, D., KILIBARDA, Z. & RADULOVIĆ, N. 2008: Late Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic Carbonate Platform and Budva Basin, Southern Montenegro. — *Sedimentary Geology* **204/1**, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.12.005>
- CALLEGARO, S., BAKER, D. R., DE MIN, A., MARZOLI, A., GERAKE, K., BERTRAND, H., VITI, C. & NESTOLA, F. 2014: Microanalyses link sulfur from large igneous provinces and Mesozoic mass extinctions. — *Geology* **42/10**, 895–898. <https://doi.org/10.1130/g35983.1>
- CIRILLI, S. 2010: Upper Triassic-lowermost Jurassic palynology and palynostratigraphy: A review. — In: LUCAS, S. G. (ed.): *The Triassic timescale*. Geological Society, London, Special Publications **334**, The Geological Society Publishing House, Bath, 285–314. <https://doi.org/10.1144/sp334.12>
- CLÉMENCE, M.-E., GARDIN, S., BARTOLINI, A., PARIS, G., BEAUMONT, V. & GUEX, J. 2010: Benthic-planktonic evidence from the Austrian Alps for a decline in sea-surface carbonate production at the end of the Triassic. — *Swiss Journal of Geosciences* **103/2**, 293–315. <https://doi.org/10.1007/s00015-010-0019-z>
- COBIANCHI, M. & PICOTTI, V. 2001: Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower–Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **169/3**, 219–244. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00217-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00217-6)
- COHEN, A. S. & COE, A. L. 2007: The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 374–390. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.036>
- COURTILLOT, V. & RENNE, P. R. 2003: On the ages of flood basalt events. — *Comptes Rendus Geoscience* **335/1**, 113–140. [https://doi.org/10.1016/s1631-0713\(03\)00006-3](https://doi.org/10.1016/s1631-0713(03)00006-3)
- CSÁSZÁR G. & ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: *Bakony, Bakonybél, Kőrös-hegy*. — Magyarország geológiai alapszelvényei. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.
- DAVIES, J. H. F. L., MARZOLI, A., BERTRAND, H., YOUNI, N., ERNESTO, M. & SCHALTEGGER, U. 2017: End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. — *Nature Communications* **8**, 15596. <https://doi.org/10.1038/ncomms15596>
- DETRE Cs. 1981: A Duna-balparti triász rögök rétegtani helyzete. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentés 1979-ről*, 81–86.
- DULAI, A. 2002: A Dunántúli-középhegység hettangi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája I. — *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* **26**, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 112 p.
- FOWELL, S. J., CORNET, B. & OLSEN, P. E. 1994: Geologically rapid Late Triassic extinctions: Palynological evidence from the Newark Supergroup. — In: KLEIN, G. D. (ed.): *Pangea: Paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent*. Geological Society of America Special Paper **288**, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 197–206. <https://doi.org/10.1130/spe288-p197>
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoós alaphegység-rögök. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* **16**, 1–228.
- GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 313–328.
- GALÁCZ, A., VÖRÖS, A. 1972: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. — *Földtani Közlemények* **102**, 122–135.
- GALLI, M. T., JADOU, F., BERNASCONI, S. M., CIRILLI, S. & WEISSERT, H. 2007: Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic–Jurassic transition in the western Southern Alps (Northern Italy). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 52–70. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.023>
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. 1999: The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. — *Geologische Rundschau* **87/4**, 644–657. <https://doi.org/10.1007/s005310050237>
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. 2009: Jurassic tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. — *Journal of Alpine Geology* **50**, 1–152.
- GÉCZY, B. 1971: Ammonite faunae from the Lower Jurassic standard profile at Lókút, Bakony Mountains, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominate, Sectio Geologica* **15**, 47–76.
- GOLDHAMMER, R. K., LEHMANN, P. J. & DUNN, P. A. 1993: The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, West Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. — *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 318–359.
- GÖTZ, A. E., RUCKWIED, K., PÁLFY, J. & HAAS, J. 2009: Palynological evidence of synchronous changes within the terrestrial and marine realm at the Triassic/Jurassic boundary (Csővár section, Hungary). — *Review of Palaeobotany and Palynology* **156/3–4**, 401–409. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.04.002>
- GREENE, S. E., MARTINDALE, R. C., RITTERBUSH, K. A., BOTTJER, D. J., CORSETTI, F. A. & BERELSON, W. M. 2012: Recognising ocean acidification in deep time: An evaluation of the evidence for acidification across the Triassic–Jurassic boundary. — *Earth-Science Reviews* **113/1–2**, 72–93. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.009>

- GUEX, J., SCHOENE, B., BARTOLINI, A., SPANGENBERG, J., SCHALTEGGER, U., O'DOHERTY, L., TAYLOR, D., BUCHER, H. & ATUDOREI, V. 2012: Geochronological constraints on post-extinction recovery of the ammonoids and carbon cycle perturbations during the Early Jurassic. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **346**, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.030>
- GYÖRI O. 2014: *Paleofluidum-áramlási események nyomozása dunántúli-középhegységi mezozoos karbonátokban*. — PhD értekezés, ELTE, Budapest, 147+XXI pp.
- HAAS J. 1995: Az Északi Gerecse felsőtriász karbonát platform képződésménei. — *Földtani Közlemények* **125**, 259–293.
- HAAS, J. & TARDY-FILÁČZ, E. 2004: Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an intraplatform basin succession at Csővár (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentary Geology* **168/1–2**, 19–48. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.03.002>
- HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M. & ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* **20**, 1–353.
- HAAS, J., TARDY-FILÁČZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40/2**, 111–177.
- HAAS, J., GÖTZ, A. E. & PÁLFY, J. 2010: Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csővár Basin (Hungary). — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **291/3–4**, 456–468. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.014>
- HALLAM, A. & WIGNALL, P. B. 1999: Mass extinctions and sea-level changes. — *Earth-Science Reviews* **48**, 217–250. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00055-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00055-0)
- HALLAM, A. 1990: The end-Triassic mass extinction event. — In: SHARPTON, V. L. & WARD, P. D. (eds): *Global catastrophes in Earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper **247**, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 577–583. <https://doi.org/10.1130/spe247-p577>
- HALLAM, A. 2002: How catastrophic was the end-Triassic mass extinction? — *Lethaia* **35**, 147–157. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2002.tb00075.x>
- HARRIS, T. M. 1937: The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. — *Meddelelser om Groenland* **112/2**, 1–112.
- HAUTMANN, M. 2004: Effect of end-Triassic CO₂ maximum on carbonate sedimentation and marine mass extinction. — *Facies* **50**, 257–261. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0020-y>
- HESSELBO, S. P., ROBINSON, S. A., SURLYK, F. & PIASECKI, S. 2002: Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism? — *Geology* **30/3**, 251–254. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2)
- HESSELBO, S. P., ROBINSON, S. A. & SURLYK, F. 2004: Sea-level change and facies development across potential Triassic–Jurassic boundary horizons, SW Britain. — *Journal of the Geological Society, London* **161/3**, 365–379. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-033>
- HESSELBO, S. P., MCROBERTS, C. A. & PÁLFY, J. 2007: Triassic–Jurassic boundary events: Problems, progress, possibilities. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.020>
- HILLEBRANDT, A. V., KRYSZYN, L., KÜRSCHNER, W. M., BONIS, N. R., RUHL, M., RICHÓZ, S., SCHOBEN, M. A. N., URLICHS, M., BOWN, P. R., KMENT, K., MCROBERTS, C. A., SIMMS, M. & TOMÁŠOVÝCH, A. 2013: The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). — *Episodes* **36/3**, 162–198.
- HODYCH, J. P. & DUNNING, G. R. 1992: Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? — *Geology* **20**, 51–54. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0051:DTMITE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0051:DTMITE>2.3.CO;2)
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R. L. 1996: Global isotopic events. — In: WALLISER, O. H. (ed.): *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, 63–88. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79634-0_6
- HORI, R. S., FUJIKI, T., INOUE, E. & KIMURA, J.-I. 2007: Platinum group element anomalies and bioevents in the Triassic–Jurassic deep-sea sediments of Panthalassa. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 391–406. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.038>
- HUYN, T. T. & POULSEN, C. J. 2005: Rising atmospheric CO₂ as a possible trigger for the end-Triassic mass extinction — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **217/1–4**, 223–242. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.12.004>
- KIESSLING, W. & ABERHAN, M. 2007: Environmental determinants of marine benthic biodiversity dynamics through Triassic–Jurassic time. — *Paleobiology* **33/3**, 414–434. <https://doi.org/10.1017/s0094837300026373>
- KIESSLING, W. & SIMPSON, C. 2011: On the potential for ocean acidification to be a general cause of ancient reef crises. — *Global Change Biology* **17/1**, 56–67. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02204.x>
- KIESSLING, W., ABERHAN, M., BRENNEIS, B. & WAGNER, P. J. 2007: Extinction trajectories of benthic organisms across the Triassic–Jurassic boundary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224**, 201–222. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.029>
- KOCSIS, Á. T., KIESSLING, W. & PÁLFY, J. 2014: Radiolarian biodiversity dynamics through the Triassic and Jurassic: implications for proximate causes of the end-Triassic mass extinction. — *Paleobiology* **40/4**, 625–639. <https://doi.org/10.1666/14007>
- KOCSIS T. Á., SÁGHI K. & PÁLFY J. 2015: A Paleobiology Database szerepe a modern őslénytani kutatásban. — *Földtani Közlemények* **145/1**, 85–98.
- KONDA J. 1987: Magyarország geológiai alapszélvényei: Gerecse, Süttő, Vöröshídi-kőfejtő. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.
- KORTE, C. 1999: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-, ¹⁸O- und ¹³C-evolution des triassischen Meerwassers: geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden. — *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten* **52**, 1–171.

- KORTE, C. & KOZUR, H. W. 2011: Bio- and chemostratigraphic assessment of carbon isotope records across the Triassic-Jurassic boundary at Csővár quarry (Hungary) and Kendlbachgraben (Austria) and implications for global correlations. — *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **59**, 101–115.
- KORTE, C., KOZUR, H. W., BRUCKSCHEN, P. & VEIZER, J. 2003: Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67/1**, 47–62. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(02\)01035-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(02)01035-9)
- KOVÁCS ZS. 2016: *A triász-jura határ a Dunántúli-középhegységben és korrelációs lehetőségei szénizotóp-sztratigráfia alapján.* — MSc diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 93 p.
- KOZUR, H. 1993: First evidence of Liassic in the vicinity of Csővár (Hungary), and its paleogeographic and paleotectonic significance. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **136/1**, 89–98.
- KOZUR, H. & MOCK, R. 1991: New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **134/2**, 271–297.
- LANTOS Z. 2004: *Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában: karbonátszedimentológiai esettanulmányok.* — PhD értekezés, ELTE, Budapest, 141 + XI p.
- LATHUILICRE, B. & MARCHAL, D. 2009: Extinction, survival and recovery of corals from the Triassic to Middle Jurassic time. — *Terra Nova* **21/1**, 57–66. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00856.x>
- LINDSTRÖM, S., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., HANSEN, K. H., PEDERSEN, G. K., ALSEN, P., THIBAUT, N., DYBKJÉR, K., BJERRUM, C. J. & NIELSEN, L. H. 2017: A new correlation of Triassic–Jurassic boundary successions in NW Europe, Nevada and Peru, and the Central Atlantic Magmatic Province: A time-line for the end-Triassic mass extinction. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **478**, 80–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.025>
- MARZOLI, A., RENNE, P. R., PICCIRILLO, E. M., ERNESTO, M., BELLINI, G. & DE MIN, A. 1999: Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **284/5414**, 616–618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- MC ELWAIN, J. C., BEERLING, D. J. & WOODWARD, F. I. 1999: Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic boundary. — *Science* **285/5432**, 1386–1390. <https://doi.org/10.1126/science.285.5432.1386>
- MC ELWAIN, J. C., POPA, M. E., HESSELBO, S. P., HAWORTH, M. & SURLYK, F. 2007: Macroecological responses of terrestrial vegetation to climatic and atmospheric change across the Triassic/Jurassic boundary in East Greenland. — *Paleobiology* **33/4**, 547–573. <https://doi.org/10.1666/06026.1>
- MC ELWAIN, J. C., WAGNER, P. J. & HESSELBO, S. P. 2009: Fossil plant relative abundances indicate sudden loss of Late Triassic biodiversity in East Greenland. — *Science* **324/5934**, 1554–1556. <https://doi.org/10.1126/science.1171706>
- MCR OBERTS, C. A., KRYSZYN, L. & HAUTMANN, M. 2012: Macrofaunal response to the end-Triassic mass extinction in the west-Tethyan Kössen basin, Austria. — *Palaios* **27/9**, 607–616. <https://doi.org/10.2110/palo.2012.p12-043r>
- MINDSZENTY A. 1992: *Diagenézistörténeti vizsgálatok a tatai Kálvária-domb felső-triász szelvényében.* — Kutatási jelentés, Budapest. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár: VBK.1558, 20 pp.
- MORRELL, J. 2001: Genesis and geochronology: the case of John Phillips (1800–1874). — *Geological Society, London, Special Publications* **190/1**, 85–90. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2001.190.01.07>
- OLSEN, P. E., SHUBIN, N. H. & ANDERS, M. H. 1987: New Early Jurassic tetrapod assemblages constrain Triassic–Jurassic tetrapod extinction event. — *Science* **237**, 1025–1029. <https://doi.org/10.1126/science.3616622>
- OLSEN, P. E., KENT, D. V., SUES, H.-D., KOEBERL, C., HUBER, H., MONTANARI, A., RAINFORTH, E. C., FOWELL, S. J., SZAJNA, M. J. & HARTLINE, B. W. 2002: Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary. — *Science* **296/5571**, 1305–1307. <https://doi.org/10.1126/science.1065522>
- OLSEN, P. E., KOEBERL, C., HUBER, H., MONTANARI, A., FOWELL, S. J., ET-TOUHAMI, M. & KENT, D. V. 2002b: Continental Triassic–Jurassic boundary in central Pangea: Recent progress and discussion of an Ir anomaly. — In: KOEBERL, C. & MACLEOD, K. G. (eds): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper **356**, Geological Society of America, Boulder, 505–522. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2356-6.505>
- ORCHARD, M. J. 2010: Triassic conodonts and their role in stage boundary definition. — In: LUCAS, S. G. (ed.): *The Triassic timescale*. Geological Society, London, Special Publications **334**, The Geological Society Publishing House, Bath, 139–161. <https://doi.org/10.1144/sp334.7>
- PÁLFY, J. & KOCSIS, T. Á. 2014: Volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province as the trigger of environmental and biotic changes around the Triassic-Jurassic boundary. — In: KELLER, G. & KERR, A. C. (eds): *Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*. Geological Society of America Special Paper **505**, Geological Society of America, Boulder, CO, 245–261. [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(12\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(12))
- PÁLFY, J. & ZAJZON, N. 2012: Environmental changes across the Triassic-Jurassic boundary and coeval volcanism inferred from elemental geochemistry and mineralogy in the Kendlbachgraben section (Northern Calcareous Alps, Austria). — *Earth and Planetary Science Letters* **335**, 121–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.039>
- PÁLFY, J., MORTENSEN, J. K., CARTER, E. S., SMITH, P. L., FRIEDMAN, R. M. & TIPPER, H. W. 2000: Timing the end-Triassic mass extinction: First on land, then in the sea? — *Geology* **28/1**, 39–42. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C39:ttemef%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C39:ttemef%3E2.0.co;2)
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M. & VETŐ, I. 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. — *Geology* **29/11**, 1047–1050. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1047:CIAAOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1047:CIAAOG>2.0.CO;2)
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., CARTER, E. S., GÖRÖG, Á., HALÁSZ, D., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HETÉNYI, M., MÁRTON, E., ORCHARD, M. J., OZSVÁRT, P., VETŐ, I. & ZAJZON, N. 2007a: Triassic-Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csővár section, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 11–33. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.021>

- PÁLFY J., DULAI A. & SZENTE I. 2007b: Kálvária-dombi kőfejtő nyugati udvara. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 41–44.
- PALOTAI, M., PÁLFY, J. & SASVÁRI, Á. 2017: Structural complexity at and around the Triassic–Jurassic GSSP at Kuhjoch, Northern Calcareous Alps, Austria. — *International Journal of Earth Sciences* **106/7**, 2475–2487. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1450-4>
- PICOTTI, V. & COBIANCHI, M. 1996: Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. — *Memorie di Scienze Geologiche (Padova)* **48**, 171–219.
- RAMPINO, M. R., HAGGERTY, B. M. & PAGANO, T. C. 1997: A unified theory of impact crises and mass extinctions: Quantitative tests. — *Annals of the New York Academy of Sciences* **822/1**, 403–431. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1997.tb48358.x>
- RAUP, D. M. 1992: Large-body impact and extinction in the Phanerozoic. — *Paleobiology* **18/1**, 80–88. <https://doi.org/10.1017/s0094837300012227>
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982: Mass extinctions in the marine fossil record. — *Science* **215**, 1501–1503. <https://doi.org/10.1126/science.215.4539.1501>
- REMANE, J. 2003: Chronostratigraphic correlations: their importance for the definition of geochronologic units. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **196/1–2**, 7–18. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(03\)00310-9](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(03)00310-9)
- RENNE, P. R. & BASU, A. R. 1991: Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. — *Science* **253**, 176–179. <https://doi.org/10.1126/science.253.5016.176>
- RICHOZ, S., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., PROSS, J., PUTTMANN, W., QUAN, T. M., LINDSTROM, S., HEUNISCH, C., FIEBIG, J., MAQUIL, R., SCHOUTEN, S., HAUZENBERGER, C. A. & WIGNALL, P. B. 2012: Hydrogen sulphide poisoning of shallow seas following the end-Triassic extinction. — *Nature Geoscience* **5**, 662–667. <https://doi.org/10.1038/ngeo1539>
- RUCKWIED, K., GÖTZ, A. E., PÁLFY, J. & TÖRÖK, Á. 2008: Palynology of a terrestrial coal-bearing series across the Triassic/Jurassic boundary (Mecsek Mts., Hungary). — *Central European Geology* **51/1**, 1–15. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.51.2008.1.1>
- RUHL, M. & KÜRSCHNER, W. M. 2011: Multiple phases of carbon cycle disturbance from large igneous province formation at the Triassic–Jurassic transition. — *Geology* **39/5**, 431–434. <https://doi.org/10.1130/g31680.1>
- RUHL, M., KUERSCHNER, W. M. & KRZYSTYN, L. 2009: Triassic–Jurassic organic carbon isotope stratigraphy of key sections in the western Tethys realm (Austria). — *Earth and Planetary Science Letters* **281/3–4**, 169–187. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.020>
- SCHALLER, M. F., WRIGHT, J. D. & KENT, D. V. 2011: Atmospheric pCO₂ perturbations associated with the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **331/6023**, 1404–1409. <https://doi.org/10.1126/science.1199011>
- SCHLAGER, W. & GINSBURG, R. N. 1981: Bahama carbonate platforms — The deep and the past, *Marine Geology* **44/1–2**, 1–24. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90111-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90111-0)
- SCHOENE, B., GUEX, J., BARTOLINI, A., SCHALTEGGER, U. & BLACKBURN, T. J. 2010: Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. — *Geology* **38/5**, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G30683.1>
- SCHULTE, P., ALEGRET, L., ARENILLAS, I., ARZ, J. A., BARTON, P. J., BOWN, P. R., BRALOWER, T. J., CHRISTESON, G. L., CLAEYS, P., COCKELL, C. S., COLLINS, G. S., DEUTSCH, A., GOLDIN, T. J., GOTO, K., GRAJALES-NISHIMURA, J. M., GRIEVE, R. A. F., GULICK, S. P. S., JOHNSON, K. R., KIESSLING, W., KOEBERL, C., KRING, D. A., MACLEOD, K. G., MATSUI, T., MELOSH, J., MONTANARI, A., MORGAN, J. V., NEAL, C. R., NICHOLS, D. J., NORRIS, R. D., PIERAZZO, E., RAVIZZA, G., REBOLLEDO-VIEYRA, M., REIMOLD, W. U., ROBIN, E., SALGE, T., SPEIJER, R. P., SWEET, A. R., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., VAJDA, V., WHALEN, M. T. & WILLUMSEN, P. S. 2010: The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. — *Science* **327/5970**, 1214–1218. <https://doi.org/10.1126/science.1177265>
- SIGNOR, P. W. & LIPPS, J. H. 1982: Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. — In: SILVER, L. T. & SCHULTZ, P. H. (eds): *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*. *Geological Society of America Special Paper* **190**. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 291–296. <https://doi.org/10.1130/spe190-p291>
- SOBOLEV, S. V., SOBOLEV, A. V., KUZMIN, D. V., KRIVOLUTSKAYA, N. A., PETRUNIN, A. G., ARNDT, N. T., RADKO, V. A. & VASILIEV, Y. R. 2011: Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. — *Nature* **477/7364**, 312–316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>
- STEINTHORSDDOTTIR, M., JERAM, A. J. & McELWAIN, J. C. 2011: Extremely elevated CO₂ concentrations at the Triassic/Jurassic boundary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **308/3–4**, 418–432. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.050>
- TANNER, L. H., LUCAS, S. G. & CHAPMAN, M. G. 2004: Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions. — *Earth-Science Reviews* **65/1–2**, 103–139. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(03\)00082-5](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(03)00082-5)
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., TREMOLADA, F., ROSENTHAL, Y., BAILEY, T. R., FEIST-BURKHARDT, S., BRINKHUIS, H., PROSS, J., KENT, D. V. & FALKOWSKI, P. G. 2007: End-Triassic calcification crisis and blooms of organic-walled ‘disaster species’. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.026>
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., PAYNE, J. L., TOMASOVYCH, A., PROSS, J., FIEBIG, J., BENBRAHIM, M., FOLLM, K. B. & QUAN, T. M. 2008: Carbon cycle perturbation and stabilization in the wake of the Triassic–Jurassic boundary mass-extinction event. — *Geochemistry Geophysics Geosystems* **9/4**, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007GC001914>
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., QUAN, T. M., LINDSTROM, S., PUTTMANN, W., HEUNISCH, C., PROSS, J., FIEBIG, J., PETSCHICK, R., ROHLING, H. G., RICHOZ, S., ROSENTHAL, Y. & FALKOWSKI, P. G. 2009: Floral changes across the Triassic/Jurassic boundary linked to flood basalt volcanism. — *Nature Geoscience* **2**, 589–594. <https://doi.org/10.1038/ngeo577>
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., BACHAN, A., SUAN, G., RICHOZ, S. & PAYNE, J. L. 2013: Microbes, mud and methane: cause and consequence of recurrent Early Jurassic anoxia following the end Triassic mass extinction. — *Palaeontology* **56/4**, 685–709. <https://doi.org/10.1111/pala.12034>
- VADÁSZ E. 1910: A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **18/2**, 101–171.

- VIGH G. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–28-ról*, 87–100.
- VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. — In: LOBITZER H. & CSÁSZÁR G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*. Wien, I: 145–154.
- VÖRÖS, A., GALÁCZ A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia* **104/1**, 69–84.
- WARD, P. D., HAGGART, J. W., CARTER, E. S., WILBUR, D., TIPPER, H. W. & EVANS, T. 2001: Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. — *Science* **292/11**, 1148–1151. <https://doi.org/10.1126/science.1058574>
- WIGNALL, P. B. 2001: Large igneous provinces and mass extinctions. — *Earth-Science Reviews* **53/1–2**, 1–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4)
- WIGNALL, P. B. & BOND, D. P. G. 2008: The end-Triassic and Early Jurassic mass extinction records in the British Isles. — *Proceedings of the Geologists Association* **119**, 73–84. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(08\)80259-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(08)80259-3)
- WILLIFORD, K. H., WARD, P. D., GARRISON, G. H. & BUICK, R. 2007: An extended organic carbon-isotope record across the Triassic-Jurassic boundary in the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4**, 290–296. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.032>
- ZEMPOLICH, W. G. 1993: The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: A record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments. — In: LOUCKS, R. G. & SARG, J. F. (eds): *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **57**, 63–105.
- Kézirat beérkezett: 2017. 10. 27.

Dolomittest a tatai Kálvária-domb alsó-jura mészkövében

GYŐRI Orsolya^{1,2}, MINDSZENTY Andrea², HAAS János¹, CZUPPON György³

¹MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

³MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.
(gyori.orsi@gmail.com, andrea.mindszenty@gmail.com, haas@caesar.elte.hu, czuppon@geochem.hu)

The dolomite body in the Lower Jurassic limestone of the Kálvária Hill, Tata

Abstract

A few metres-sized dolomite body is present in the Lower Jurassic limestone strata of the Kálvária Hill of the Gerecse Mts. The dolomite making up this body is unique, both in the outcrop itself and in the Jurassic beds of the Gerecse Mts. It is laminated, yellow-red and follows a fracture, thus further invading the host Jurassic limestone along a bedding plane. The dolomite that effectively replaces the host rock is fine to medium crystalline; locally, saddle dolomite crystals have also been observed. A breccia zone cuts across the dolomite body, although brecciation is not evident within the dolomite and only calcite veins are present. The breccia zone is cemented by white-grey-yellow calcite that incorporates dolomite crystal fragments. Calcitized dolomite crystals can be found in the host Jurassic limestone next to the breccia zone. The three different dolomite types are most probably associated with the same dolomitization event. Dolomitizing fluids could have migrated through fractures and occasionally along bedding planes. Dolomite crystal fragments — found within zones of the breccia-cementing calcites — could have their origins in the dolomitized host rock. The stable isotope data of the dolomite suggest that dolomitization probably took place in the burial realm, either from the existing pore water or hydrothermal fluids; the latter would have migrated through fractures in the lithified Lower Jurassic limestone. The post-sedimentary character of the fractures suggests a post-Late Jurassic age for the dolomitization. The meteoric origin of the calcite found in fractures — and as cement in the breccia zone — points to subaerial exposure. This would imply the occurrence of a pre-Late Cretaceous–Palaeogene dolomitization event.

Keywords: Dolomite, stable isotopes, Lower Jurassic, Tata, Kálvária Hill, Transdanubian Range

Összefoglalás

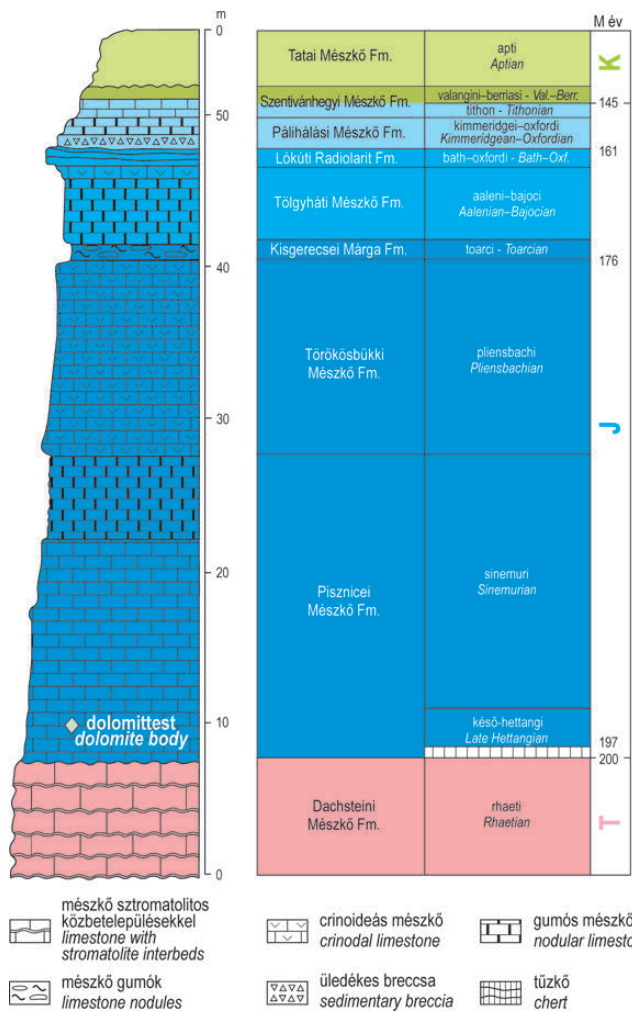
A tatai Kálvária-dombon feltáruló alsó-jura mészkőben korábban nem azonosított dolomittestet ismertünk fel. A dolomittest egy repedés mentén jelenik meg és egy szintben a Pisznicei Mészkő réteglapjával párhuzamosan is kiterjed, így „gomba” alakú metszetet mutat. A dolomit finom–középkristályos, és helyenként nyeregdolomit is megjelenik. A dolomittestet breccsazonát harántolja. A klasztokat több generációs fehér–szürke–sárga kalcit cementálja, amelyben zárványként apró dolomittörmelék is megfigyelhető. A dolomittest nem breccsásodott, hanem rétegződéssel párhuzamos kalciterek vágják át. Dolomit utáni kalcit pszeudomorfózát (dedolomitot) is azonosítottunk a Pisznicei Mészkő breccsazonát melletti szakaszán. A három különböző dolomit (finom–középkristályos helyettesítő dolomit, nyeregdolomit cement, törmelékes dolomitzárványok a kalcitban), valamint a később kalcittal helyettesítődött dolomit képződése is feltételezhetően ugyanahhoz a dolomitosodási eseményhez köthető. A repedés mentén áramló, esetenként réteglap mentén elszivárgó fluidum szövetromboló módon dolomitosította a mellékkőzetet. Ennek a dolomitfázisnak a törmelékét találjuk meg a breccsazonát cementáló kalcit zónái között. A dolomitosodás repedéshez kötötten ment végbe. A stabilizotóp-értékek betemetődéskor végbement folyamatot valószínűsítenek. Az anyacsoport lehetett az ekkor jelenlévő porusvíz vagy hidrotermális fluidum. A törések posztszediment jellege, és a breccsát cementáló kalcit meteorikus eredete alapján a dolomitosodási esemény a késő-jura és késő-kréta–paleogén között mehetett végbe.

Tárgyszavak: dolomit, stabilizotópok, alsó-jura, Tata, Kálvária-domb, Dunántúli-középhegység

Bevezetés

A Gerecse hegységtől nyugatra fekvő Kálvária-dombot mezozoikumi kőzetek építik fel (1. ábra). A rétegsor a késő-triász végén belső karbonátplatformon képződött mészkő-

vel (Dachsteini Mészkő) indul. A platformnak a triász–jura határon történt megfulladását követően viszonylag sekély, de nyílt tengerben halványvörös mészkő (Pisznicei Mészkő) lerakódása kezdődött el a késő-hettangiban, amit crinoideás mészkő lerakódása követett a pliensbachi idején. A kora-



1. ábra. A Kálvária-dombon feltárt képződmények rétegszlopa és rétegtani besorolása, a dolomitest helyzetének bemutatásával (HAAS & HÁMOR 2001, HAAS 2007)

Figure 1. Position of the dolomite body, marked on the lithostratigraphic column of the Kálvária Hill (HAAS & HÁMOR 2001, HAAS 2007)

First column shows the Formation names, Mészko = Limestone, Márga = Marl, Radiolarit = Radiolarite

jura késői szakaszától mélytengeri környezetben, uralkodóan ammonitico rosso típusú mészkőfajták jöttek létre, a középső-jura késői szakaszában radioláriás tűzkőréteggel. A rendkívül kondenzált késő-jura-kora-kréta rétegsorra eróziós diszkordanciával és jelentős üledékhézaggal apti korú, sekélytengeri crinoideás mészkő (Tatai Mészko) települ.

A Kálvária-domb a hazai mezozoikum kiemelkedő jelentőségű, emblematikus feltárása, amit nemzedékeken át kutatók serege vizsgált (pl.: FÜLÖP 1975, HAAS 1995). Ennél fogva minden új ismeret különös fontossággal bír. A feltárás alsó-jura rétegsorában, a Pisznicei Mészko alsó részén

2. ábra. → (A) Világossárga dolomitest az alsó-jura, rózsaszín Pisznicei Mészko-ben, függőlegesen repedést, vízszintesen réteglapot követve. (B) A dolomitest és az alsó-jura mészkő fokozatos átmenete, szaggatott vonalak között jelölve. Mind a dolomitban, mind a mészkőben kalciterek, illetve kalcitfészkek fordulnak elő. (C) A dolomitest (sárga körvonal) és a breccsazóna (fehér körvonal) viszonya. A kérdőjellel jelölt szakaszokon nem meghatározható a kettő kapcsolata. Szürke téglalapok jelölik a további képek készítésének helyét. (D) A kalcittal cementált, szabálytalan lefutású breccsazóna. (E) Durvakristályos, zónás kalcit cementálja az alsó-jura mészkő klasztjait a breccsazónában. Egy üregben fenn-nőtt kristályok is megjelennek. (F) Alsó-jura mészkőklasztok, fehér-szürke kalcittal cementálva a breccsazónában. (G) A dolomitestet átszelő kalciterek (sárga nyilak) és a breccsazóna kapcsolata

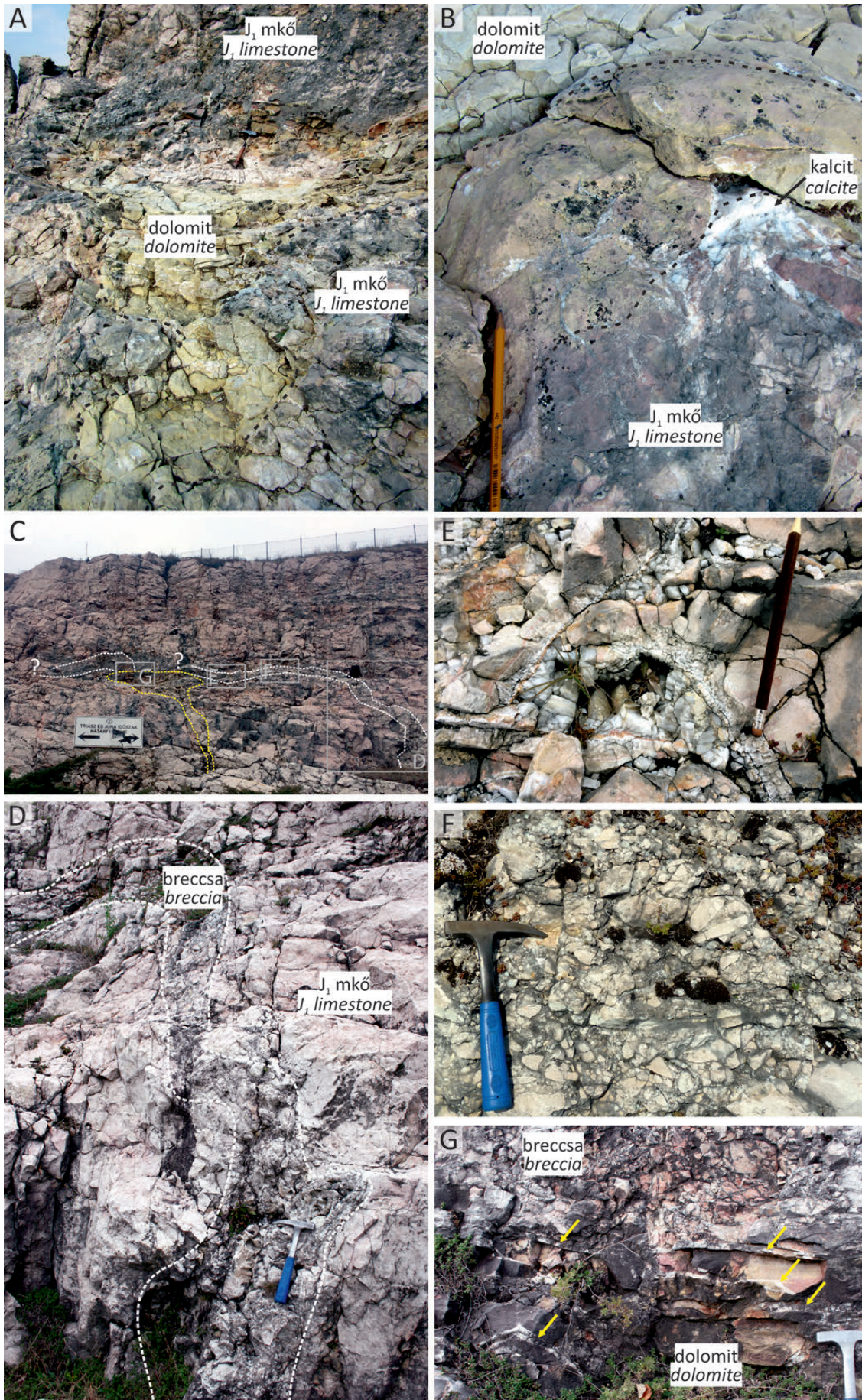
Figure 2. (A) Light yellow dolomite body in the Lower Jurassic Pisznice Limestone, following a fracture vertically and bedding plane horizontally. (B) Diffuse boundary of the dolomite and the Lower Jurassic limestone, marked by dashed lines. (C) Relationship of the dolomite body (yellow outline) and the breccia zone (white outline). It is undefinable at the question marks. Small rectangles mark the position of the following pictures. (D) Calcite cemented, irregular breccia zone. (E) Coarse-crystalline calcite, cementing Lower Jurassic limestone clasts in the breccia zone. (F) Relationship of calcite veins, cross-cutting the dolomite body and the breccia zone

GYÖRI doktori disszertációjában (GYÖRI 2014), kisebb dolomitest felismeréséről számolt be (2. ábra, A–D). Jelen tanulmányunkban az ezzel kapcsolatos újabb eredményeket mutatjuk be. A dolomitest felismerése azért is lényeges, mert a dunántúli-középhegységi jurából eddig csupán a platform környezetet képviselő Kardosréti Mészko részleges dolomitizálásáról történt érintőleges említés az irodalomban (HAAS et al. 1984), ezzel szemben hemipelágikus környezetben ülepedett képződményekből dolomitot eddig nem írtak le. Ez azért is meglepő, mert a triász összletből ismert, különböző genetikájú dolomitípusok esetében a törés menti dolomithelyettesítés és -cementáció meglehetősen gyakori és e folyamatok egy része feltehetően a triász követően mehetett végbe (HIPS et al. 2016, HAAS et al. 2017). A törési zónához kötődő dolomitizálás tanulmányozása a terület tektonikai fejlődésének megértéséhez is hozzájárulhat.

A Kálvária-domb rétegsorában GYÖRI két kalcit-generációt ismert fel (GYÖRI 2014), amik repedés menti fluidumáramlásról tanúskodnak. Az idősebb kalcitot az elsődleges fluidumzárványain mért végső jégolvadási hőmérséklet-értékek és stabilizotóp-értékei alapján módosult meteorikus anyagból eredeztette. A kalcit 5000 ppm-nél magasabb Mg-tartalma szintén hosszan tartó felszín alatti áramlásra enged következtetni (GYÖRI 2014). Ezt a kalcitípust a feltárásban csak aptinál idősebb képződményekben lehetett megfigyelni. Ezzel ellentétben a fiatalabb kalcit típus valamennyi képződményt átvágja. Ezen kalcit stabilizotóp értékei és elsődleges fluidumzárványai meteorikus anyagból tanúskodnak. A fiatalabb kalcit kitöltött repedések ÉÉK–DDNy-i csapásiránya késő-miocén–pliocén feszültségterben való képződésre enged következtetni (GYÖRI 2014).

Módszerek

A petrográfiai vizsgálatokhoz Dickson-féle oldattal (DICKSON 1966) festett vékonycsiszolatokat használtunk, amelyeken MAAS – Nuclide ELM-3-típusú, hideg katódos műszerrel katódlumineszcens (CL) vizsgálatokat is végeztünk. A gerjesztés 10keV feszültségen, 0,5 mA áramerősség mellett történt. A stabilizotóp-mérések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében zajlottak, Finnigan Delta Plus XP stabilizotóp-mérő tömegspektrométerrel, GASBENCH II mintaelőkészítési rendszerben. A fogorvosi fúróval vett porminták feltárása vízmentes foszforsavval történt (ROSENBAUM & SHEPPARD 1986, SPÖTL & VENNEMANN 2003). Az eredményeket a V-PDB nemzetközi sztenderdhez



viszonyítva, δ értékben adjuk meg (a következő képlet szerint), amelynek dimenziója ‰. $\delta = w(R_{\text{minta}}/R_{\text{szender}} - 1) \times 1000$, ahol R_{minta} és R_{szender} a mintában és a sztenderdben meghatározott $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt jelölik. Duplikát mintákon és sztenderdeken mért eredmények alapján a mérések pontossága jobb, mint 0,1‰.

Eredmények

Terepi megfigyelések

A Kálvária-domb kerítéssel védett részének ÉNy-i sarkához közel (EOV X: 255245, Y: 595032), a jura rétegsor legalsó részén, a triász-jura határfelszín felett mintegy 3 méterrel, a vastagpados Pisznicei Mészkőben szabálytalan alakú dolomit kőzettest figyelhető meg. A test 50–200 cm széles, legnagyobb vastagsága 200 cm (2. ábra, A). A dolomit sárga, foltokban vörös színű. A befogadó kőzet felé az átmenet helyenként éles, máshol fokozatos és gyakran előfordul, hogy a kettő határán kalcitér jelenik meg (2. ábra, B). A dolomittest réteglap mentén oldalirányban elnyúlik, míg lefelé egy repedés mentén kb. 2 m-en keresztül követhető, így a feltárásban „gomba” alakot mutat (2. ábra, C). Közvetlen környezetében, a Pisznicei Mészkőben egy kalcittal cementált breccaszóna húzódik (2. ábra, C, D). A kalcit többgenerációs, a törés falán fehér, szürke, nyúlt kristályok formájában jelenik meg. Továbbá belül sárga és rózsaszín kalcitkristályokat is látunk a klasztok körül (2. ábra, E). A breccaszónában a befogadó kőzet szögletes, 0,5–10 cm átmérőjű klasztjait szürke–fehér–világossárga, durvakristályos kalcit cementálja (2. ábra, E, F). A kalcitkristályok helyenként üregben, fenn-nőtt módon jelennek meg (2. ábra, E). A breccaszóna szélessége 50–100 cm, lefutása szabálytalan, csapása pontosabban nem állapítható meg (2. ábra, C, D). A dolomittest mellett és fölött egyértelműen követhető, attól kb. 2–3 cm vastag kalciterek választják el. A dolomitot a breccaszóna csapásában a rétegzéssel közel párhuzamos kalciterek vágják át (2. ábra, G).

Petrográfiai és geokémiai megfigyelések

A dolomittestben a kristályok mérete 10–100 μm között változik (dol1). Helyenként szabálytalan lefutású, lemezeslencsés elrendeződésben kristálméret-változás figyelhető meg (1D). (3. ábra, A). A durvább kristályos sávokban jellemző, hogy nagyobb a kristályközi porozitás (ezt a pórusokba beszivárgó kék műgyanta jelzi). A finomkristályos részeken a dolomitkristályok között, helyenként 1–10 μm -es hematit–goethit kristályhalmazok jelennek meg (3. ábra, B). A breccsában egyes dolomitklasztok szegélyén fennnőtt nyeregdolomit kristályait lehet megfigyelni (dol2) (3. ábra, C). A vizsgált két dolomit minta stabilizotóp-összetétele: $^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0,65\%$, $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -6,12\%$, valamint $^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 1,88\%$, $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -5,54\%$ (fekete négyszögek; 4. ábra). Az egyes dolomitfázisokat nem lehetett szeparáltan mintázni, így az említett értékek a finomkristályos és a kisebb, de

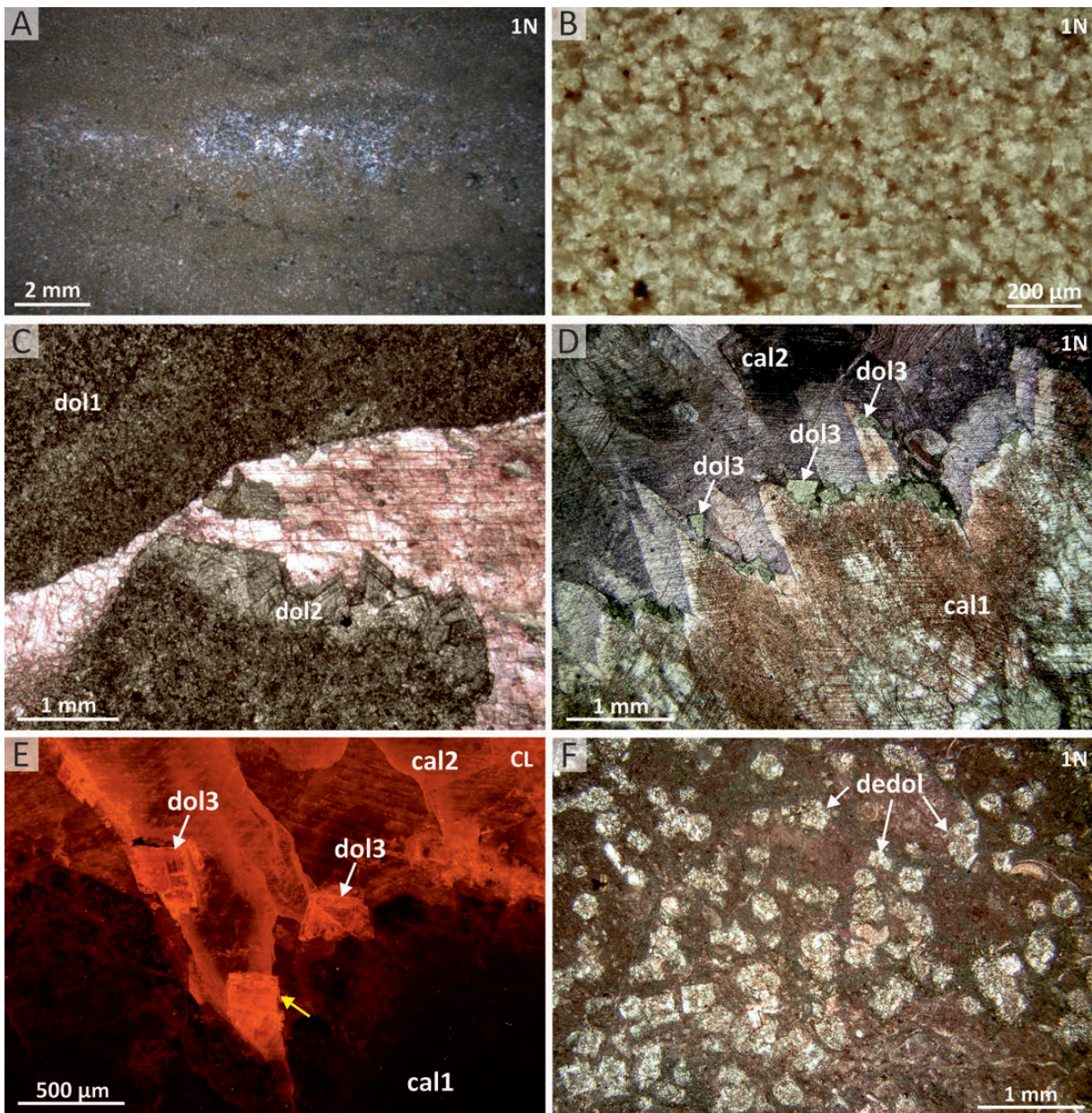
változó arányban jelenlévő nyeregdolomitot együtt reprezentálják.

A breccsát cementáló és a dolomittestet átszelő repedéseket kitöltő kalcit többgenerációs. A repedés falán fehér, szürke nyúlt–oszlopos kristályok jelennek meg (cal1), míg belsejében a befogadó kőzet szögletes, 0,5–10 cm átmérőjű klasztjait cementálja átlátszó durvakristályos kalcit (cal2) (3. ábra, D). Ahol a breccaszóna a dolomitot harántolja, a kristálméret-változásból adódó lemezességgel párhuzamosan, helyenként azokat átszelve 0,5–1 cm széles, fehér kalciterek húzódnak. A kalcit festett csiszolatán zónásság mutatkozik (3. ábra, D). Az első zóna (cal1) 2 cm széles, rózsaszínre festődő, nem lumineszkáló, gyengén fluoreszkáló kalcit (3. ábra, E). Gyakoriak benne a 2–3 μm -es hematizárványok. A szkaloóderes kristályok lapjai több helyen egyenetlenek. Ezen az egyenetlen felületen 50–100 μm -es szubhedrális, azaz részben saját alakú dolomitkristályok (dol3) jelennek meg (3. ábra, D). A dolomitra fényes, narancs zónákkal tagolt CL kép jellemző (3. ábra, E). Ezt a zónát egy kb. 1 cm széles, lilára festődő (3. ábra, D), fényes narancsszínnel lumineszkáló, nem fluoreszkáló kalcit zóna követi. Egyes dolomitkristályok közvetlenül az első lilára festődött zónára következnek. A kalcit stabilizotóp-értékei az alábbi tartományt fedik le: $^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0,18 - 2,73\%$, $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -8,42 - -5,51\%$ (4. ábra)

A kalcittal cementált breccaszóna mellett az alsó-jura befogadó kőzetben 300–500 μm -es, rombusz átmetszetű alakzatokban, amelyek feltehetően euhedrális-szubhedrális dolomitkristályok utáni pszeudomorfózák, mozaikpátos kalcit figyelhető meg (dedolomit – „dedol”), (3. ábra, G).

Diszkusszió

A dolomittest törési zónához való kötöttsége és a dolomit petrográfiai bélyegei arra engednek következtetni, hogy lokálisan repedés menti, szövetromboló dolomitosodás érte az alsó-jura mészkövet. A dolomittest egy szintben laterálisan nagyobb területen jelenik meg, ami arra utal, hogy a dolomitosító fluidum réteglap mentén, oldalirányban távolabbra is behatolhatott a befogadó kőzetbe, így kialakítva a feltárásban megfigyelt „gomba” alakot. Egyes dolomitos breccsaklasztok (dol1) szélén nyeregdolomit (dol2) kristályok jelennek meg, amelyek 60 °C feletti dolomitosodásra utalnak (SPÖTL & PITMANN 1998). Fluidumzárványok hiányában azonban pontosabban nem becsülhetjük meg a dolomitosító fluidum hőmérsékletét. A dol1+dol2 fázisból együttesen kinyerhető stabilizotóp-adatokat összevetve a Dunántúli-középhegység különböző típusú és eredetű dolomitmintáinak izotóp-összetételével (HAAS et al. 2014a, b, 2015, HIPS et al. 2015, 2016, in HAAS et al. 2017), a legnagyobb hasonlóság az alsó-triász kevert karbonátos–szilicikus összetételű dolomitmintáival mutatkozik (4. ábra). Az alsó-triász kőzetek dolomitosodása azonban több korai és késői fázisban történt és a dolomitosodáshoz kapcsolódóan változatos ásványtársulás is megjelenik (HAAS et al. 2017). Mindez nem engedi meg, hogy a genetikai értelme-



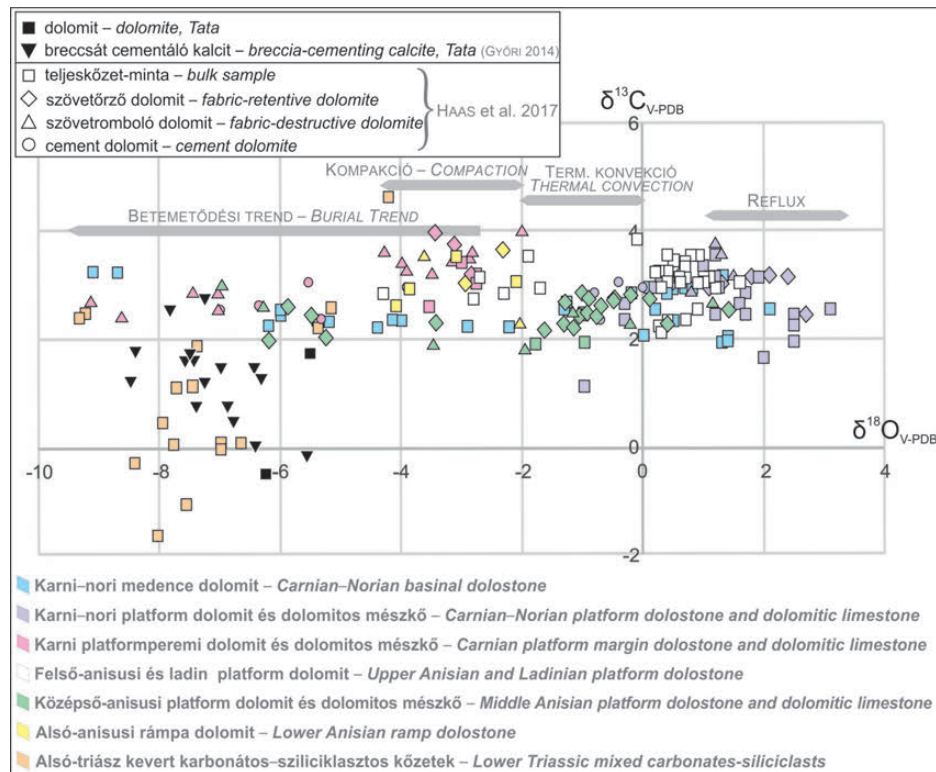
3. ábra. (A) Lencsés-lemezes elrendeződésű, finom- és közepkristályos dolomit (dol1). (B) Finom-(közép)kristályos szubhedrális-anhedrális dolomit (dol1). A kristályok között hematit jelenik meg. (C) Dolomitos (dol1) breccsaklaszt szélén megjelenő nyeregdolomit kristályok (dol2), amelynek töredéke a kalcitcementbe ágyazódik. (D) A repedéskitöltő kalcit első, rózsaszínre festődő, azaz vaszegény zónájában a kristályok felszíne egyenetlen, kristályapok nem figyelhetők meg. Ez visszaoldódásra utal. Az oldott felszínen szubhedrális dolomitkristályok (dol3) jelennek meg, majd lilára festődött, azaz vasgazdag kalcit következik. (E) Nem lumineszkáló kalcit (cal1) oldott felszínén zónás, szubhedrális dolomitkristályok jelennek meg (dol3). A kristályok enyhén különböző (fekete, ill. tompavörös) lumineszcenciájú kalcit zónán jelennek meg, abba részben beágyazódva. Az idősebb kalcittal (cal1) a szabálytalan oldalukkal érintkeznek, míg a fiatalabb kalcit felé romboédres lapokat lehet megfigyelni, de előfordul az is (sárga nyíl), hogy romboéder lapja néz az idősebb kalcit felé. (F) Romboéder metszetű, dedolomitkristályok (dedol) a breccsazóna melletti befogadó alsó-jura mészkőből

Figure 3. (A) Fine and medium crystalline dolomite (dol1), showing larger crystal size in lens shaped patches. (B) Haematite crystals occurring in-between the fine dolomite crystals (dol1). (C) Saddle dolomite crystals (dol2), occurring on dolomite (dol1) breccia clast. Fragments of the saddle dolomite crystals can be found in the calcite, cementing the breccia. (D) Dissolved crystal terminations seen on the iron-poor, pink stained calcite. This is followed by subhedral dolomite crystals (dol3). Last mineral phase is iron-rich, purple-stained calcite. (E) Zoned dolomite crystals, found on the dissolved crystal faces of the non-luminescent calcite (cal1). The dolomite crystals (dol3) occur on calcite zones of slightly different luminescence (black to dull red). They usually show irregular face towards cal1 and rhombohedral face towards the younger, orange luminescent calcite, however rhombohedra facing the older calcite (cal1) can be also observed (marked by yellow arrow), (F) Rhombohedral dedolomite crystals (dedol) in the Lower Jurassic limestone, next to the breccia zone

zésüket a tatai dolomittestre is alkalmazzuk. A tatai dolomitminták (dol1+dol2) oxigénizotóp összetétele meglehetősen negatív (4. ábra) és a többi középhegységi mintát tekintve a betemetődés során dolomitosodott kőzetek mezőjébe esnek. Ez jelezheti, hogy magasabb hőmérsékleten tör-

tént a dolomitosodás. Az anyaoadat lehetett a befogadó kőzet felmelegedett pórusvize, vagy akár hidrotermális (azaz a környezeténél melegebb) fluidum is.

A kalcittal cementált breccsazónát befogadó alsó-jura mészkőben megjelenő rombusz átmetszetű kristályok



4. ábra. A kálvária-dombi dolomit (fekete négyzet), a repedéskitöltő-breccsát cementáló kalcitminták (fekete háromszög) és további, Dunántúli-középhegységi dolomittípusok stabil szén- és oxigénizotóp értékei (HAAS et al. 2017)
Figure 4. Stable carbon and oxygen isotope values of the dolomite (black rectangle) and fracture-filling, breccia-cementing calcite (black triangle) from the Kálvária Hill, compared to different dolomite types from the Transdanubian Range (HAAS et al. 2017)

(dedol) korábban képződött dolomit kalcitosodásával, azaz dedolomitosodással jöhettek létre. Az, hogy ennek az egykori dolomitnak nem találtuk nyomát a breccsazonával nem harántolt, attól távol eső alsó-jura mészkőben a breccsazonához való kötöttségét jelzi. Ugyan a fent említett dol1 és dol2 fázisok egyértelműen repedés menti dolomitosodáshoz köthetők, dedolomitot csak a breccsazona mellől származó mészkőmintában figyeltünk meg. Ez arra utal, hogy a breccsazonában, avagy kialakulásának kezdeti fázisában — mikor az aprózódás még elhanyagolható volt, és még csak egy repedés volt jelen — dolomitosító fluidum áramlott keresztül rajta. A dolomit kis területen történő megjelenése azt valószínűsíti, hogy a megfigyelt dol1, dol2 és a dedolomitot megelőző dolomitkristályok egy dolomitosodási eseményhez köthetők.

A breccsazona és a dolomittest viszonya kérdéses, ugyanis breccsásodást nem, csupán kalciterek figyelhetünk meg a dolomitban. A breccsát cementáló kalcit és a dolomittestet átszelő kalciterek izotópos összetétele mind egymáshoz, mind a GYÖRI (2014) által idősebb kalcitként definiált fázishoz hasonló. Amennyiben a breccsazona az idősebb, míg a dolomit a fiatalabb, akkor a dolomitosodás során ennek is (klasztoknak és cementnek is) dolomitosodnia kellett volna. Erre nézve nem találtunk bizonyítékot, így valószínűbbnek tartjuk, hogy a breccsásodás a dolomit kialakulását követte. Mivel a breccsazona melletti befogadó kőzetben is találtunk dolomitosodásra utaló jeleket (dedol), feltéte-

lezük, hogy egy kezdeti szerkezeti elem (a breccsazona elődje) már vezethette azt az oldatot, ami a dolomittest kialakulását is eredményezte. Később, a repedés mentén további tektonikai aktivitásnak köszönhetően breccsazona alakult ki, amit kalcit cementált. Ily módon a breccsát cementáló kalcit a repedés menti dolomitosodásnál fiatalabb. A további tektonikai aktivitás eredményeként kialakuló breccsásodással egyidejű, vagy annál fiatalabb lehet. A Fe-szegény kalcit (cal1) külső zónái oldottak, tehát a kalcitcementációt az ásványra nézve telítetlen oldat áramlása szakíthatta meg. Az oldott felszínre következő dolomitkristályok (dol3) morfológiája és a kalcitfázisokkal való érintkezése arra utal, hogy azok nem helyben váltak ki, hanem a kalcit felszínére szállítottak és a következő, már Fe-gazdag kalcitcement magába foglalta őket. Az apró kristályok nagy valószínűséggel a fent ismertetett, repedés menti dolomittestből származhatnak. A kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiből becsült fluidum ^{18}O -összetétel, a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek és az elsődleges zárványok végső jégolvadási hőmérsékleteiből számolt sótartalom-értékek meteorikus – enyhén sós anyaoldatra engednek következtetni (GYÖRI 2014). A rétegsor kora-juránál fiatalabb képződményeinek repedéseiben, üregeiben nem jelenik meg egyik fent említett kalcittípus sem.

A törések által meghatározott dolomitosodás rendszerint Mg-ban gazdag, repedés mentén felfelé áramló, hidrotermális, azaz környezeténél melegebb oldatokhoz köthető (DAVIES & SMITH 2006, QING & MOUNTJOY 1992,

1994, MACHEL & LONNÉE 2002). A Budai-hegység és a Duna-balparti rögök területéről ismert hasonló folyamat, a Mátyáshegyi és Csövári Formációból. Ezeknek a karbonátos lejtő és medence képződményeknek a dolomitodása a Neotethys peremi övezetében kialakult vetők mentén feláramló, hidrotermális oldatok hatására történt (HIPS et al. 2016). Van példa a vastagpados onkoidos Dachsteini Mész-kő hidrotermális dolomitodására is a Nagyszál környékén (BALOG & HAAS 1990).

A kálvária-dombi alsó-jura mészkőben talált dolomit-előfordulást egyelőre nehéz geodinamikai keretbe illeszteni. Valószínűsíthető, hogy a jura üledék litifikációját követően, a betemetődés során, diszkrét törési zóna mentén, extenziós feszültségtérben következett be a Pisznicei Mész-kőben megfigyelt dolomitodás. Ez alapján a folyamat leghamarabb a késő-jura, de inkább a kora-kréta során kezdődhetett. A breccsát cementáló kalcit fluidumzárvány és stabilizotóp adatai olyan meteorikus eredetű anyaoldatra utalnak, amely hosszú időt tölthetett a felszín alatt, így a kőzet-víz kölcsönhatás eredményeként összetétele megváltozott (GYÓRI 2014). Ezt megerősíteni látszik a kalcit relatíve magas Mg-tartalma, amelyre a legkézenfekvőbb magyarázat, hogy a dolomitban gazdag triász összleten áramlott keresztül az anyaoldal (GYÓRI 2014). A kalcitcement valószínűsített módosult meteorikus eredete szárazulati eseményhez köti a folyamatot (GYÓRI 2014). Szárazulati esemény bizonyíthatóan a késő-kréta–paleogén idejéről ismert a területen. A fentiek alapján annyit lehet tehát megállapítani, hogy a dolomitodás a Pisznicei Mész-kő kőzetté válását követően és a késő-kréta–paleogén szárazulati esemény előtt következhetett be.

Következtetések

A tatai Kálvária-domb alsó-jura rétegeiben talált dolomitestben három dolomittípus, továbbá annak közelében a befogadó kőzetben egykori dolomit utáni kalcit pszeudo-

morfózákat azonosítottunk. Ezek feltételezhetően egyetlen dolomitodási eseményhez köthetők. A Kálvária-domb csaknem teljes és folyamatosan feltárt jura rétegsorában hasonló dolomitestet nem találtunk és a gerescei jura képződményekben sem figyeltek meg dolomitodást. A dolomitest feltételezhetően repedés menti dolomitodás során jött létre. A diszkrét repedések közötté vált mészkőben alakulhattak ki, így a dolomitodás valószínűsíthetően a késő-jurát követően történhetett. A dolomitestnél fiatalabb, annak közelében megjelenő, breccsát cementáló kalcit izotóp-összetétele, Mg-tartalma és elsődleges fluidumzárványainak sótartalma meteorikus eredetű, hosszabb kőzet-víz kölcsönhatás során módosult összetételű anyaoldatra enged következtetni. Ezek alapján a kalcit szárazulati kitérttséghez köthető fluidumáramlás során vált ki, ami a késő-kréta–paleogén unkonformitási eseménynél idősebb dolomitodást valószínűsít.

Az alsó-jura, hemipelágikus mészkőben, repedés mentén felismert dolomitest felveti a lehetőségét annak, hogy a jövőben a Gerecse és Bakony területén megjelenő jura karbonátos képződményekben is kutassuk hasonló, repedés menti dolomitodás nyomait.

Köszönetnyilvánítás

Ezt a tanulmányt az első szerző doktori munkájának egy megoldatlan rejtélye inspirálta és MINDSZENTY Andrea 70. születésnapja alkalmából készült különszám fogadja be. GYÓRI Orsolya témavezetőjének, MINDSZENTY Andreának szeretné így kifejezni köszönetét azon évekért, amit a Kálvária-domb kutatásával töltöttek. Az ünnepelt egyúttal társszerző is, hiszen egy doktori munka minden részlete, és ami abból születik, közös gondolkodás eredménye.

A munkához anyagi támogatást a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alap K 124313 nyilvántartási számú projektje nyújtott. Köszönjük HIPS Kinga és SCHUBERT Félix részletes bírálatát, továbbá SZTANÓ Orsolya javaslatait.

Irodalom — References

- BALOG A. & HAAS J. 1990: A váci Nagyszál Dachsteini Mész-kőnek a szedimentológiai jellegei és diagenézise. — *Földtani Közlöny* **120/1–2**, 11–18.
- DAVIES, G. R. & SMITH JR., L. B. 2006: Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. — *AAPG Bulletin* **90**, 1641–1690. <https://doi.org/10.1306/04300706142>
- DICKSON, J.A.D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Research* **36**, 491–505. <https://doi.org/10.1306/74d714f6-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- FÜLÖP J. 1975: Tatai Mezozoos alaphegység-rögök. — *Geologica Hungarica ser. Geologica*, **16**, 229 p.
- GYÓRI O. 2014: Paleofluidum áramlási események nyomozása Dunántúli-középhegységi mezozoos karbonátokban. — Doktori értekezés ELTE, 148 p.
- HAAS J. 1995: Az Északi-Gerecse felső-triász karbonátplatform képződményei. — *Földtani Közlöny* **125**, 259–293.
- HAAS J. 2007: Kálvária-dombi szabadtéri geológiai múzeum. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben. Budapest, Hantken Kiadó, 45–47.
- HAAS, J. & HÁMOR, G. 2001: Geological garden in the neighbourhood of Budapest, Hungary. — *Episodes* **24**, 257–261.
- HAAS J., J. EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M., ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* **20**, 1–353.

- HAAS, J., BUDAI, T., GYŐRI, O. & KELE, S. 2014a: Multiphase partial and selective dolomitization of Carnian reef limestone (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentology* **61**, 836–859. <https://doi.org/10.1111/sed.12088>
- HAAS, J., BUDAI, T., GYŐRI, O. & KELE, S. 2014b: Similarities and differences in the dolomitization history of two coeval Middle Triassic carbonate platforms, Balaton Highland, Hungary. — *Facies* **60/2**, 581–602. <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0397-1>
- HAAS, J., LUKOCZKI, G., BUDAI, T. & DEMÉNY, A. 2015: Genesis of Late Triassic peritidal dolomites in the Transdanubian Range, Hungary. — *Facies* **61/3**, Paper 8 <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0435-7>
- HAAS, J., HIPS, K., BUDAI, T., GYŐRI, O., LUKOCZKI, G., KELE, S., DEMÉNY, A. & POROS, Zs. 2017: Processes and controlling factors of polygenetic dolomite formation in the Transdanubian Range, Hungary: a synopsis. — *International Journal of Earth Sciences* **106/3**, 991–1021. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1347-7>
- HIPS, K., HAAS, J., POROS, Zs., KELE, S. & BUDAI, T. 2015: Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): origin of microcrystalline dolomite. — *Sedimentary Geology* **318**, 113–129. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.12.002>
- HIPS, K., HAAS, J. & GYŐRI, O. 2016: Hydrothermal dolomitization of basinal deposits controlled by a synsedimentary fault system in Triassic extensional setting, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **105**, 1215–1231. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1237-4>
- MACHEL, H. & LONNÉE, J. 2002: Hydrothermal dolomite a product of poor definition and imagination. — *Sedimentary Geology* **152**, 163–171. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(02\)00259-2](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(02)00259-2)
- QING, H. & MOUNTJOY, E. W. 1992: Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin. — *Geology* **20**, 903–906. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0903:lsffit>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0903:lsffit>2.3.co;2)
- QING, H. & MOUNTJOY, E. W. 1994: Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin. — *AAPG Bulletin* **78**, 55–77. <https://doi.org/10.1306/bdff9014-1718-11d7-8645000102c1865d>
- ROSENBAUM, J. & SHEPPARD, S. M. F. 1986: An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 1147–1150. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90396-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90396-0)
- SPÖTL, C. & PITMAN, J. K. 1998: Saddle (baroque dolomite) in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial diagenetic concept. — *IAS Special Publication* **26**, 437–460. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch19>
- SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. W. 2003: Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17**, 1004–1006. <https://doi.org/10.1002/rcm.1010>
- Kézirat beérkezett: 2018. 01. 02.

Austrian versus Hungarian bauxites in an Alpine tectonic context: a tribute to Prof. Andrea MINDSZENTY

TARI, Gábor¹, LINZER, Hans-Gert²

¹OMV, Trabrennstrasse 6–8. 1020 Vienna, Austria, gabor.tari@omv.com

²RAG, Schwarzenbergplatz 16. 1015 Vienna, Austria

Osztrák és magyar bauxitok egy alpi tektonikai keretben: tisztelet MINDSZENTY Andrea professzornak

Összefoglalás

A kréta korú osztrák–magyar bauxitok részletes korrelációját MINDSZENTY Andrea tette közzé elsőként a 1980-as években. Az Északi-Mészkőalpokban és a Dunántúli-középhegységben elhelyezkedő bauxitok közötti jelenlegi távolság néhány száz kilométer nagyságrendű. A késő-krétára (turontól a kora-santonniig) vonatkozó vázlatos palinspasztikus rekonstrukció azonban sokkal közelebbi egykori helyzetükre utal. Ugyanakkor, fontos különbségek is vannak ezeknek a bauxitoknak a tulajdonságai között, amelyek a felszínre került kora-alpi takarórendszer fölötti eltérő paleogeográfiai helyzetüket tükrözik. Más jellegű eltérések, mint például a porozitásban mutatkozó különbségek, a későbbi alpi szerkezeti felülbélyegzésnek tudhatók be.

Az osztrák és magyar bauxitok nemcsak a képződésükkel egyidős földtani viszonyokról nyújtanak információkat, hanem a regionális geodinamikai környezetre vonatkozó adatokkal is szolgálnak közvetlenül a lerakódásuk előtt és után is.

A kréta bauxitok tipikus lerakódási környezete a tágabb alpi régióban különféle flexurális medencék peremén végbement kiemelkedéssel és karsztosodással függött össze. A bauxitok fontos földtani információkkal szolgálhatnak az egykori regionális geodinamikai folyamatokról, ahogy erre MINDSZENTY Andrea úttörő módon már az 1990-es évek elején rámutatott.

Tárgyszavak: bauxit, kréta, flexurális medence, alpi, Ausztria, Magyarország

Abstract

The correlation between the respective Cretaceous bauxites of Austria and Hungary was first highlighted by the pioneering work of Andrea MINDSZENTY in the 1980s. The physical distance today between these bauxite occurrences, located in the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Range (Hungary), is on the order of one hundred kilometres. However, a semi-quantitative palinspastic reconstruction of their relative positions at the time of the bauxite deposition during the Late Cretaceous (Turonian to early Santonian) indicates their proximity. The important differences between these Upper Cretaceous bauxites are due to their different palaeogeographic settings during their deposition on a subaerially exposed Eo-Alpine nappe substratum. Some other differences, such as porosity, can be attributed to the subsequent tectonic overprint in the Alpine edifice.

The Austrian and Hungarian bauxites not only provide important information about the syn-depositional geological landscape but also carry clues about the pre- and post-depositional regional tectonic context of the areas where they developed.

The typical setting for many of the Cretaceous bauxites in the broader Alpine region was uplift and karstification, in association with the formation of various flexural basin systems. Therefore bauxites, in general, may contain important geological information about the regional geodynamic processes. The latter point was made by Andrea MINDSZENTY, in a pioneering manner, in the early 1990s.

Keywords: bauxite, Cretaceous, flexural basin, Alpine, Austria, Hungary

Introduction

The first systematic comparison of the Austrian and Hungarian bauxites of the Northern Calcareous Alps (NCA)

and the Transdanubian Range (TR), respectively (*Figure 1*), were published by MINDSZENTY et al. (1987, 1991) and D'ARGENIO & MINDSZENTY (1987). Whereas in both areas there were numerous studies dedicated to the bauxites

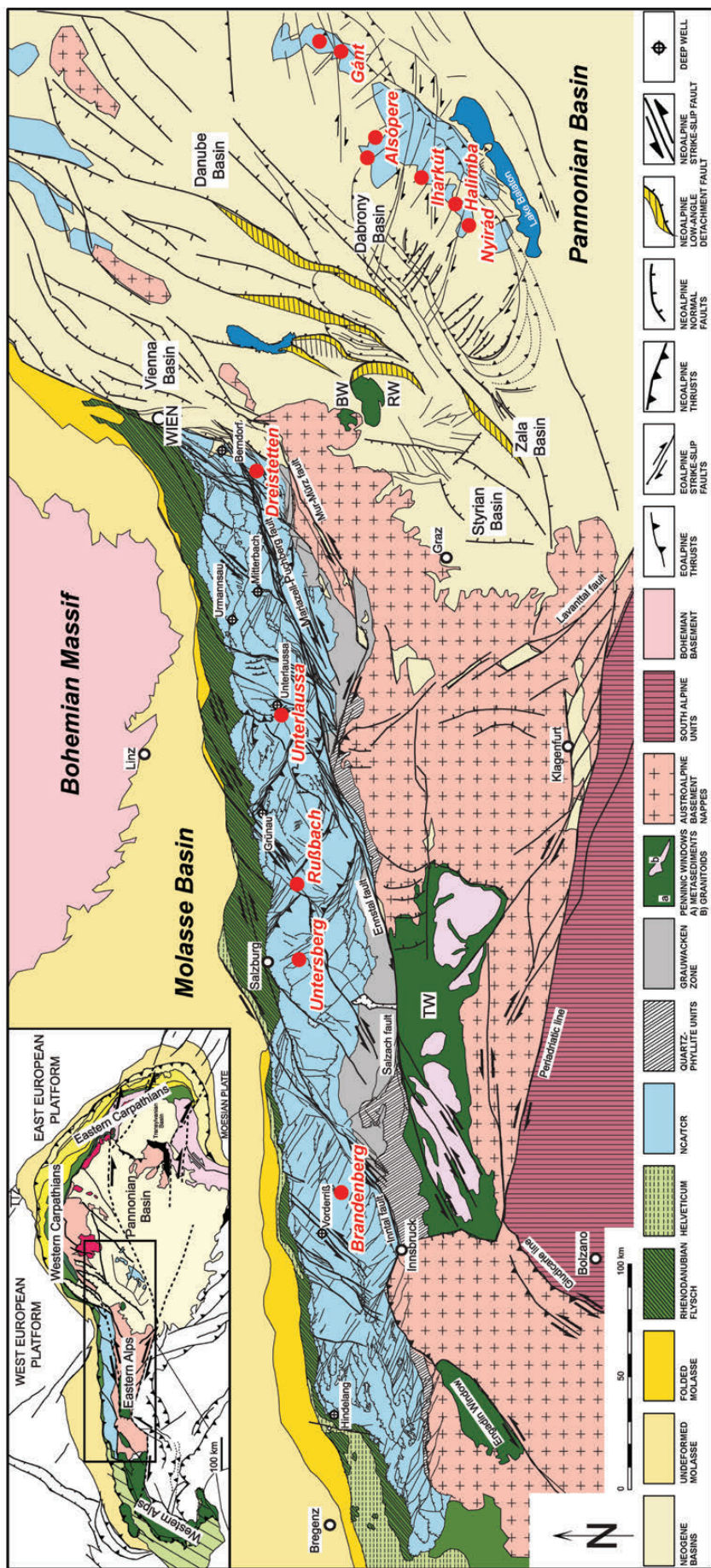


Figure 1. Alpine structural elements of the Eastern Alps and the western Pannonian Basin, modified from LINZER & TARI (2012). The locations of the Austrian and Hungarian bauxite occurrences mentioned in the text are highlighted by red dots. TW: Tauern Window; BW: Bernstein Window; RW: Rechnitz(Rohonc) Window

1. ábra. Alpi szerkezeti elemek a Kelet-Alpokban és a Pannon-medence nyugati részén, LINZER & TARI (2012) után módosítva. A szövegben említett osztrák és magyar bauxit-előfordulásokat piros pontok jelölik. Rövidítések: TW: Tauern-ablak; BW: Borostyánkő-ablak; RW: Rohonc-ablak

themselves (e.g. MINDSZENTY et al. 1991, BÁRDOSSY & MINDSZENTY 2013) the attempt to directly correlate and compare these Austrian and Hungarian deposits was an important first attempt.

Since then, many more studies were devoted to the understanding of the geodynamic context of the deposition of Cretaceous bauxites in the broader area of the Alps and the Mediterranean (D'ARGENIO & MINDSZENTY 1987, MINDSZENTY et al. 1987, 1995, 2000; D'ARGENIO & MINDSZENTY 1995).

More than two decades after these pioneering publications, the present paper aims to a) emphasize the significance and longevity of the observations and interpretations made by Prof. Andrea MINDSZENTY, b) to briefly overview the progress made in the understanding of the regional Alpine structural evolution as it relates to bauxite formation and c) to highlight the need to continue the studies of bauxites with modern techniques as they contain valuable geologic information about regional-scale Alpine geodynamic processes.

Cretaceous bauxite occurrences in Austria and Hungary

The bauxite deposits in Austria are distributed in an W–E direction along the NCA (*Figure 1*), the most important ones being Brandenberg in Tirol, Untersberg near Salzburg, Rußbach-Almweg near Strobl, Unterlaussa near Windischgarsten and Dreistetten, west of Wiener Neustadt (e.g. SCHADLER 1950, HABERFELNER 1951, RUTTNER & WOLETZ 1957, PLÖCHINGER 1960, SCHULZ 1960, RUTTNER 1970, 1987, GÜNTHER & TICHY 1978, LEISS 1989, MINDSZENTY et al. 2005). The stratigraphic position and age of all these bauxite occurrences are quite uniform (*Figure 2*) at the base of the Lower Gosau Subgroup (*sensu* WAGREICH & FAUPL 1994) corresponding to a Turonian to Coniacian depositional period. The bauxites deposited on a major regional Eo-Alpine unconformity called “pre-Gosau”, as the nappe stacking and folding corresponding to this unconformity predates the deposition of the much less deformed Upper Cretaceous Gosau beds (e.g. MINDSZENTY et al. 1987). The main lithological characteristics of the Austrian bauxites have been summarized in details by MINDSZENTY et al. (1987) and therefore they will not be repeated here.

The Hungarian bauxites of the TR are occupying a relatively smaller area but with many more occurrences than in Austria (*Figure 1*). The most important locations, most of them actually corresponding to former industrial bauxite mining sites, are: Nyirád, Halimba, Iharkút, Fenyőfő, Alsópere, Bakonyoszlop, Iszkaszentgyörgy, Gánt and Nagyegyháza. The amount of geological literature describing the Hungarian bauxites is at least an order of magnitude larger than the corresponding Austrian one. This is primarily due to the intensive industrial exploration and exploitation of Hungarian bauxite deposits during the second half of the twentieth century. Obviously, the fact that Hungarian

bauxites occur at three distinct stratigraphic levels (Albian, early Senonian, early Eocene), whereas Austrian bauxites were described only from Upper Cretaceous strata so far (*Figure 2*), also explains the striking inequality in the numbers of bauxite-related scientific publications. It is to be noted that bauxite was even resedimented from the various levels into a Miocene red clay formation in the TR (KELEMEN et al. 2017).

As to the relation of the multiple bauxite horizons within the TR (*Figure 2*) to the regional Alpine structure and palaeogeography, MINDSZENTY (1984) published an outstanding summary cartoon (*Figure 3*). In idealized transects she showed the major stages of bauxite accumulation in the TR, corresponding to certain periods in the Alpine evolution of the region.

During the Albian, bauxite was depositing in the subaerially exposed flanks of the early, gentle major synclines of the TR formed during the “Austrian” phase of Eo-Alpine shortening (*Figure 3a*). Karstification has not reached the Upper Triassic Main Dolomite beneath Lower Cretaceous to Uppermost Triassic limestones and bauxite was accumulating under “vadose” and freatic conditions based on the textural signature of the Alsópere deposit. As Upper Albian to Cenomanian sediments gradually overlapped the flanks of the synclines, the loci of bauxite deposition shifted updip (*Figure 3a*).

After the “pre-Gosau” Eo-Alpine deformational phase the entire region of the TR had experienced surface uplift and denudation (*Figure 3b*). The associated erosion removed large part of the pre-existing Mesozoic sequence, locally even the Albian-covered bauxite itself reworking it into new accumulations. Erosion reached not only the Norian Main Dolomite, but even the Carnian Veszprém Marl has been subaerially exposed based on the dolomitic and siliciclastic extraclasts in the Senonian-covered bauxite. Bauxite deposition occurred in a saturated facies close to the shoreline at low elevation and in a vadose environment on the higher parts of the karstified terrain (*Figure 3b*).

Finally, following the “Laramian” Eo-Alpine deformational phase (*Figure 2*), redeposition of existing vadose bauxites must have contributed significantly to the youngest, Palaeocene to Lower Eocene bauxites (*Figure 3c*). These sediments accumulated on top of the Campanian Ugod Limestone Formation partly in a saturated facies. Due to the overall transgressive character of the immediately overlying Middle Eocene sequence, most of the saturated and vadose/freatic bauxites were preserved (*Figure 3c*).

Differences between the Austrian and Hungarian bauxites

Since there are no documentations of age equivalent Palaeocene/Eocene or Lower Cretaceous bauxites or resedimented bauxite-bearing Miocene red clays in Austria to date (*Figure 1*), the discussion below concerns only with the Upper Cretaceous bauxites. The overall similarities and

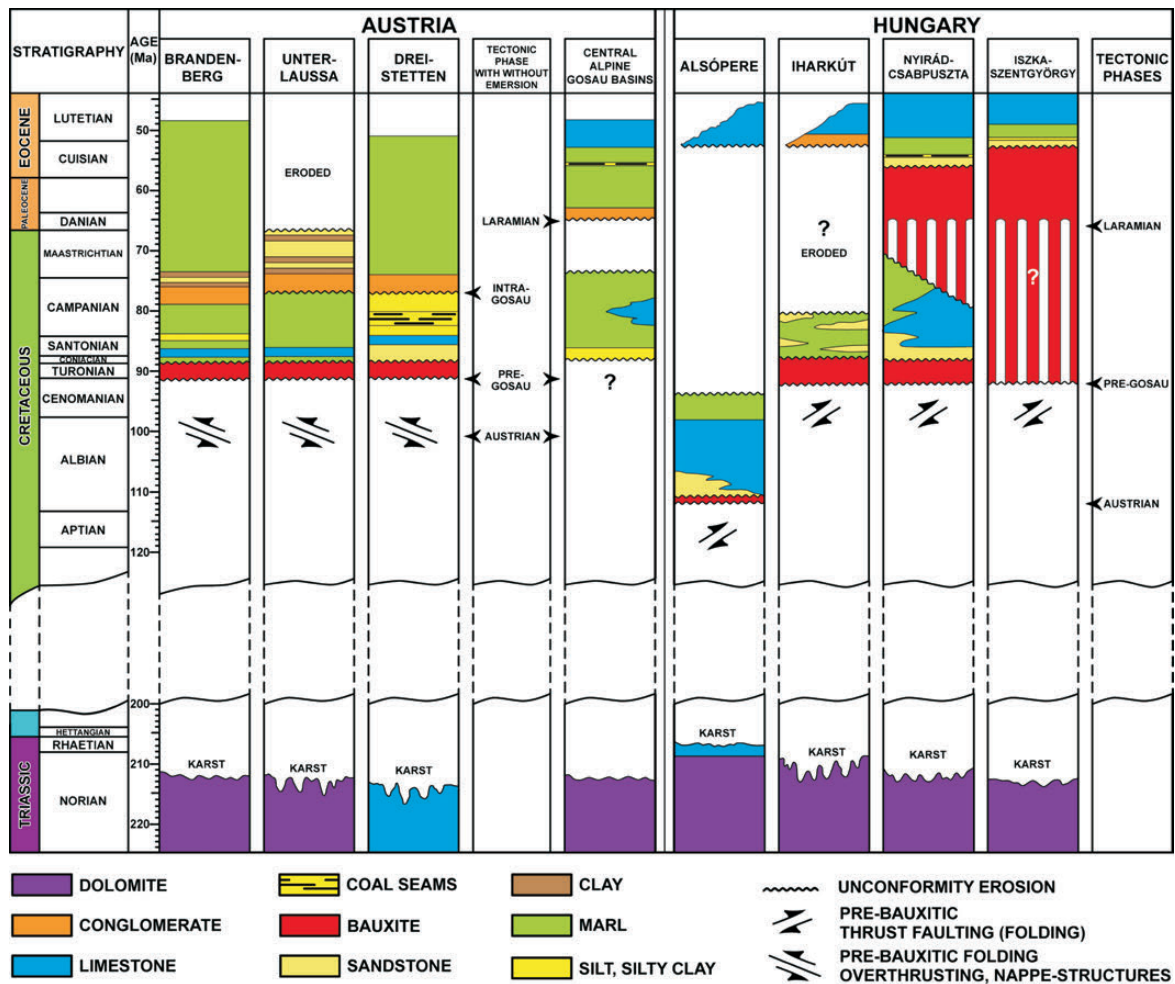


Figure 2. Stratigraphic position of the Austrian and Hungarian bauxites, reproduced from MINDSZENTY et al. (1987). For the locations of these occurrences see Figure 1.

2. ábra. Az osztrák és magyar bauxitok rétegtani helyzete MINDSZENTY et al. (1987) után módosítva

differences between the Austrian and Hungarian bauxites were summarized by MINDSZENTY et al. (1987). Here only some of the differences are highlighted, which may reflect differences in the regional-scale tectonic settings of these bauxites:

a) The Senonian cover above the bauxites (Figure 2) is thicker in Austria, up to a few kilometres locally, corresponding to pronounced subsidence (e.g. WAGREICH 1988, 1995) as opposed to the no more than 1000 m thick cover in Hungary which deposited due relatively slow, gradual subsidence (e.g. HAAS 1983, SIEGL-FARKAS & HAAS 2002).

b) Overall, the typical Gosau-type facies succession in Austria has coarse continental clastics filling a pre-existing erosional relief above an erosional unconformity corresponding to the pre-Gosau deformational phase. The shallow marine mixed carbonates and siliciclastics of the Turonian to Coniacian Lower Gosau Subgroup (*sensu* WAGREICH & FAUPL 1994) overlying the conglomerates are more evenly distributed but do reflect deposition in subbasins. The Upper Gosau Subgroup is dominated by Santonian to Eocene age deepwater turbiditic sediments, in part deposited below the carbonate compensation depth (CCD). In contrast, the lateral lithofacies variations are more predictable in the Senonian of the TR,

indicating deposition in a single basin where the initial inherited palaeotopography had a major control on the sedimentation (e.g. HAAS 1999). Furthermore, the gradual subsidence in the Senonian basin of the TR did not result in a deep basin reaching the CCD.

c) Post-accumulation chemical alteration of bauxites is minor in Austria *versus* medium to intense in Hungary.

d) Degree of compaction is significantly higher (porosity: 6–23%) in Austria compared to the low to medium compaction in Hungary (25–43%).

e) Chromite is quite frequent in the Austrian bauxite deposits, however, it is not so prevalent in the bauxites of the TR in Hungary (ÁRGYELÁN & HORVÁTH 2002).

f) Some special minerals, such as the radioactive carnotite (a potassium uranium vanadate) reported from the Unterlaussa bauxite deposit (KÖHLER 1955), appears to be missing in the TR bauxites (Sándor SZAKÁLL, personal communication 2017).

All these observations need to be addressed in a regional palaeogeographic model which could explain the differences between the Upper Cretaceous Austrian and Hungarian bauxites.

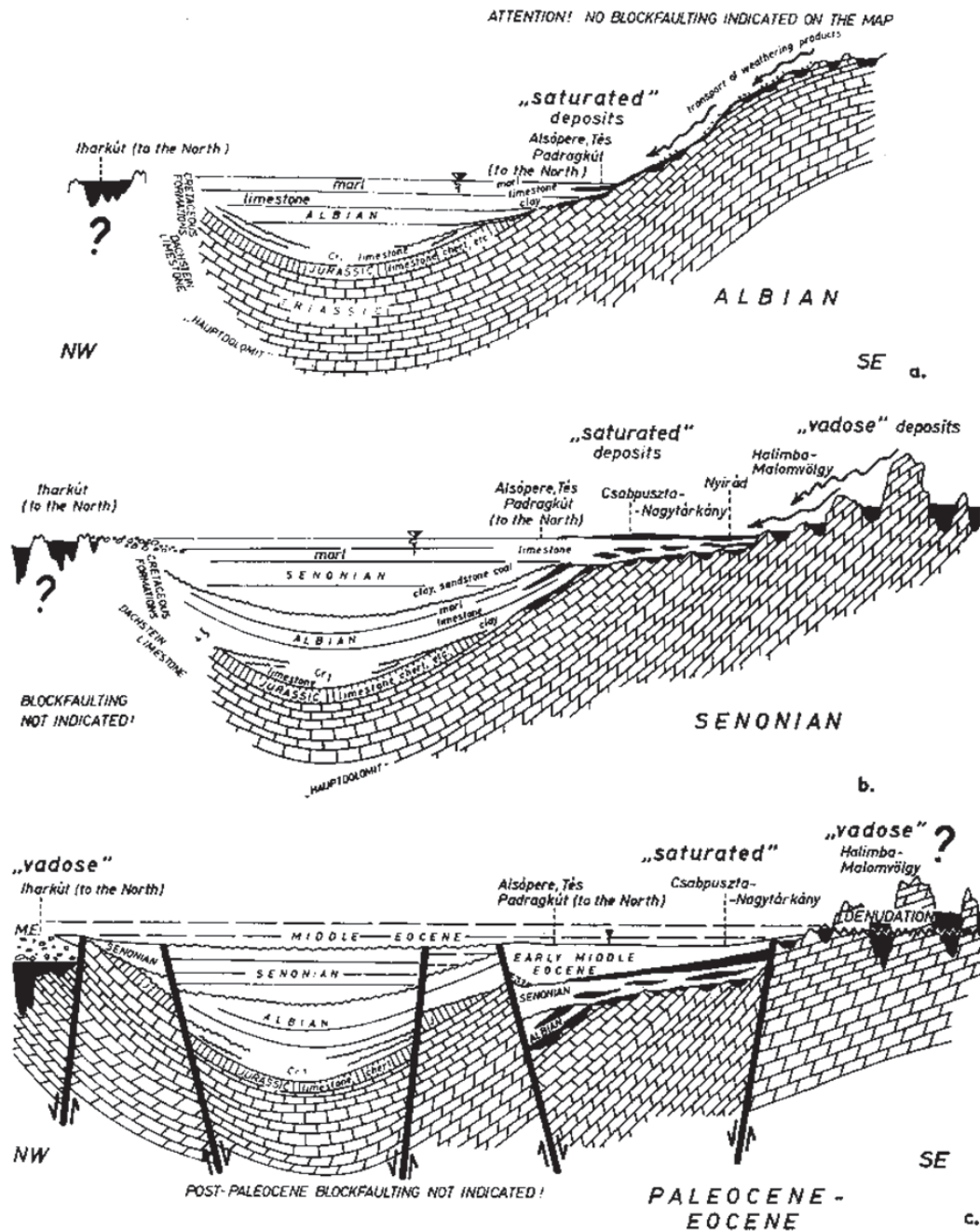


Figure 3. Idealized profiles showing the major stages of bauxite accumulation in the Transdanubian Range, reproduced from MINDSZENTY (1984)

3. ábra. Idealizált szelvények a dunántúli-középhegységi bauxitképződés fontosabb időszakjaira vonatkozóan, MINDSZENTY (1984) után

Palinspastic position of the NCA relative to the TR during bauxite deposition

There is general agreement that Eo-Alpine Cretaceous thrusting and nappe formation in the NCA was transpressive (e.g. LINZER et al. 1995), and this is expressed by the closely spaced NW-striking dextral tear faults crosscutting the thrust sheets (Figure 1), but not the thrusts themselves (e.g. EISBACHER & BRANDNER 1996). The style of deformation was classified as “thrust-dominated transpression” by ORTNER et al. (2016).

The nature and extent of Eo-Alpine thrusting was and, it seems like, still debated by some in the case of the TR (for a discussion, see TARI & HORVÁTH 2010). In this work, we build on our own work (TARI 1994) describing the TR as the most internal and structurally highest segment of the Eo-Alpine nappe system. The structural fabric of the NCA and TR share the same primary elements (e.g. throughgoing NW-striking dextral strike-slip faults). However, these features are not nearly as well-defined in the subsurface of the TR as in the NCA, mostly because of the present-day low-relief terrain with overall poor outcrop conditions.

Therefore the exact age of these prominent strike-slip faults is long debated in the Hungarian literature. Interpretations range from assuming an entirely Miocene period for their activity to considering a Cretaceous inception and Miocene reactivation of these features (TARI 1991, 1994; SASVÁRI et al. 2007; CSICSEK & FODOR 2016; FODOR et al. 2017).

Regardless, as LINZER & TARI (2012) showed, the NCA of Austria and the TR of Hungary were much closer to each other geographically during the Late Cretaceous (Figure 4) after most of the subsequent deformations responsible for their apparent present-day separation (Figure 1) are palinspastically restored. Admittedly, this cartoonish map-view restoration ignores the complex post-Santonian rotations documented in the NCA and the TR by palaeomagnetic declination anomalies (e.g. MAURITSCH & BECKE 1987, MÁRTON et al. 2000, MÁRTON & FODOR 2003, PUEYO et al. 2007).

If one accepts the simple model shown in Figure 4, then the differences between the Austrian and Hungarian Cretaceous bauxites, systematically described for the first time by MINDSZENTY et al. (1987), may be explained in a preliminary, interpretative manner, subject to more work. The discussion here follows the same order as in the previous section:

a) The classic Gosau basins were forming closer to the leading of the Alpine orogen (Figure 5) in a wedgetop

position on top of the Eo-Alpine foreland fold-and-thrust belt related to the subduction of the Alpine Tethys. The laterally variable, but pronounced subsidence in these Gosau basins were either controlled by subduction tectonic erosion (WAGREICH 1995), subduction roll-back (FROITZHEIM et al. 1997) or extensional collapse (WILLINGSHOFER et al. 1999). In contrast, the upper part of the classic Gosau basin fill finds its age equivalent in the Senonian basin of the TR, some 100 km southward from the Gosau basins in the NCA (Figure 4). However, the Senonian basin of the TR might have been either deposited in a different part of the same basin system or simply formed as a part of another basin. Using the recent overview forearc basins by NODA (2016) one could speculate that the extensional Gosau basins developed in the central segment of a compressional accretionary type orogene whereas the Senonian of the TR corresponded to the internal part of a forearc basin with more gradual subsidence (Figures 4 & 5). We consider the exact geodynamic context of these Senonian flexural-type basins still poorly understood at present.

b) The contrast in the facies variations in the Senonian cover of the bauxites could also be attributed to the relative tectonic positions of the classical Gosau basins versus the Senonian of the TR (Figures 4 & 5). The numerous Gosau basins were rapidly subsiding in somewhat isolated basin fragments in a generally deeper water setting (Figure 5). In

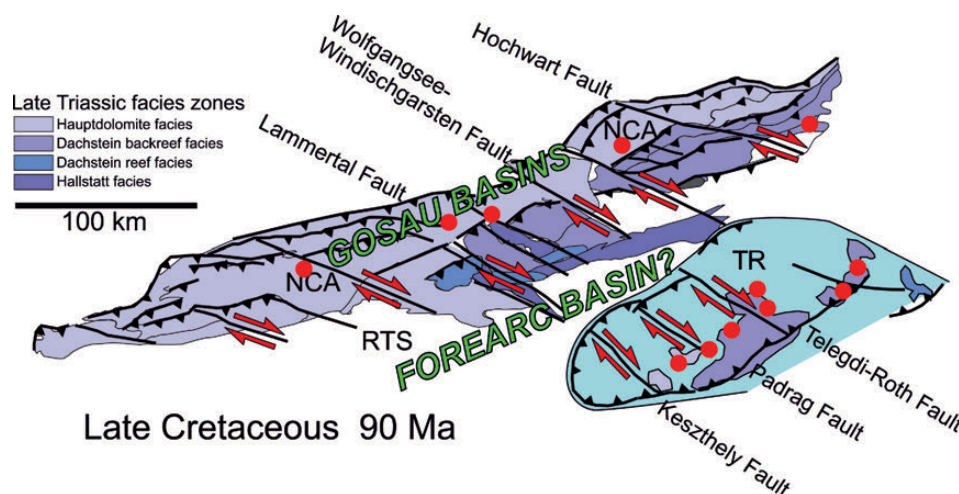


Figure 4. Cartoonish summary of Late Cretaceous structural elements and the relative positions of the Northern Calcareous Alps (NCA) and the Transdanubian Range (TR), adapted from LINZER & TARI (2012)

Note that the classic Alpine Late Triassic lithofacies units cannot be easily correlated with those of the TCR (János Haas, personal communication, 2017). This cartoonish map-view restoration admittedly ignores the complex post-Santonian rotations documented in both the NCA and the TR by palaeomagnetic declination anomalies (e.g. Mauritsch & Becke 1987, Márton et al. 2000, Márton & Fodor 2003, Pueyo et al. 2007). We believe that the right lateral Cretaceous strike-slip faults of the NCA may be correlated with those of the TR. For example, the Wolfgangsee-Windischgarsten Fault in the NCA may correspond to the Telegdi-Roth Fault in the TR. The approximate positions of the Austrian and Hungarian bauxites shown in Figure 1 are also indicated here as red dots. Note the proximity of these bauxite occurrences relative to their present-day separation from each other (cf. Figure 1). RTS = Radstadt Thrust System

4. ábra. Vázlatos összefoglalás az Északi-Mészkö-Alpok (NCA) és a Dunántúli-középhegység (TR) késő-kréta szerkezeti elemeire vonatkozóan, LINZER & TARI (2012) után

Figyelemreméltó, hogy az NCA klasszikus alpi késő-triász litofációs zónáit nem könnyű korrelálni a TCR hasonló kifejlődésével (HAAS János, személyes közlés, 2017). Ez a vázlatos térképi rekonstrukció beismerten figyelmen kívül hagyja a komplex poszt-szenon forgásokat amiket mind az NCA és mind a TR esetében paleomágneses deklinációs anomáliák jeleznek (pl. MAURITSCH & BECKE 1987, MÁRTON et al. 2000, MÁRTON & FODOR 2003, PUEYO et al. 2007). Mi úgy gondoljuk, hogy az NCA kréta korú jobbos elmozdulásai valószínűleg korrelálhatók a TR hasonló haránttöréseivel. Például, az NCA Wolfgangsee-Windischgarsten törése megfelelhet a TCR Telegdi-Roth törésének. Az osztrák és magyar bauxitok hozzátétőleges elhelyezését, hasonlóan az első ábrához, itt is piros pontok mutatják. Figyelemreméltó a bauxitok egymáshoz közeli viszonya a mai nagy távolság dacára (lásd 1. ábra). RTS = Radstadti feltolódási rendszer

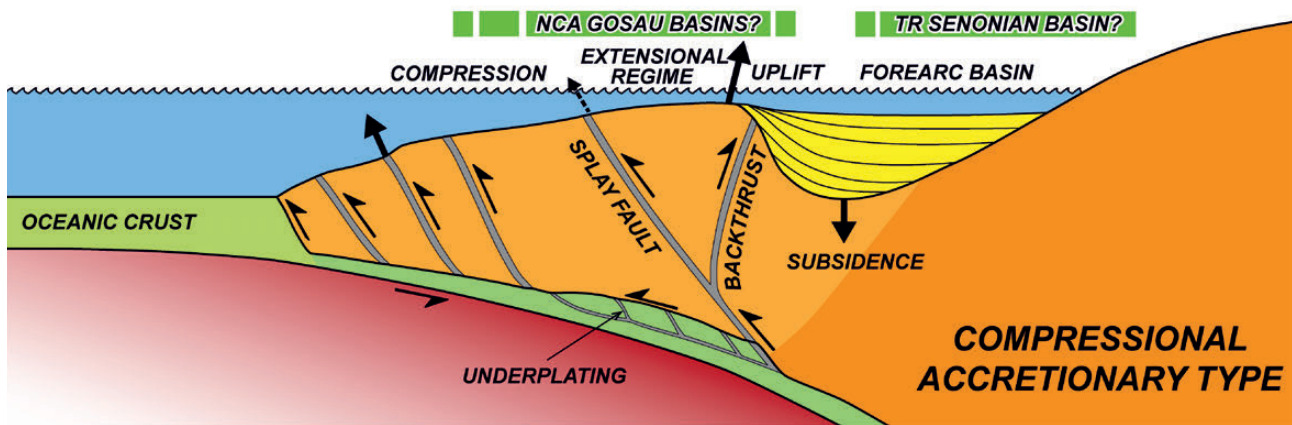


Figure 5. Summary of the main structural elements of a compressional accretionary arc (NODA 2016). The possible positions of the classic Gosau Basins of the NCA versus the Hungarian Senonian basin on the NW flank of the TR are tentatively shown. For a corresponding speculative map-view interpretation, see Figure 4

5. ábra. Egy kompressziós akkreciós ív alapvető szerkezeti elemeinek az összefoglalása, NODA (2016) után. A klasszikus NCA Gosau medencék és a Dunántúli-középhegység ÉNy-i szárnyán elhelyezkedő magyar senon medence lehetséges pozícióját zöld színnel kiemeltük. A regionális szelvényhez tartozó spekulatív térképi értelmezést a 4. ábra mutatja

contrast, the Senonian of the TR was clearly one single basin despite the initial separation at the base due to inherited palaeotopography (HAAS 1999) with lower subsidence rate and less water depth (Figure 5).

c) Bauxites in the Northern Calcareous Alps were covered already in the Turonian (SIEGL-FARKAS & WAGREICH 1996) whereas the bauxitic karst terrain in the TR has remained exposed until the early Santonian (e.g. MINDSZENTY et al. 1984). The prolonged period of subaerial exposure is the primary reason for the more advanced alteration observed in the Hungarian bauxites.

d) As MINDSZENTY et al. (1987) already pointed out, the post-early Senonian Alpine compressional deformations and deep burial affected the Austrian bauxites much more than their age equivalent Hungarian counterparts. The more severe compaction found in the NCA bauxites is primarily due to the post-depositional structural evolution of the NCA versus the TR (Figure 1).

e) Obducted ophiolites could have been the source for the chromium spinel grains in the Gosau basins of the NCA (FAUPL et al. 1987). The Penninic ophiolites incorporated into the external part of the accretionary prism could have easily contributed laterally or downdip to the sediment fill of the Gosau basins. However, given their position, they could not have been the provenance area for the forearc basin located updip (Figure 5).

Heavy mineral studies (POBER & FAUPL 1988, WAGREICH 1988, FAUPL & WAGREICH 1992) showed that the Turonian to Lower Santonian clastic sediments deposited in the “internal” Gosau basins were predominantly of local origin derived mainly from Permian to Triassic formations in the surroundings. Heavy mineral analysis of the lower part of the Senonian in the TR (Ajakai és a Csehbányai Formations) suggested that the chromespinels were derived from alkaline tholeiitic rocks (ÁRGYELÁN & HORVÁTH 2002).

Bauxite formation at the margin of flexural basins

The overall geodynamic framework for the uplift, karstification, deposition and burial of the Cretaceous Austrian and Hungarian bauxites was the Eo-Alpine tectonic evolution (oblique subduction and collision) of the Tethyan realm (MINDSZENTY et al. 1987).

Based on detailed studies of bauxites and the overlying cover formations of the TR, MINDSZENTY (1994, 1999) and MINDSZENTY et al. (2000) suggested that the formation of the pre-Santonian bauxites are related to foreland-type flexural deformation in front of advancing Alpine thrust units. More specifically, the formation of the Albian bauxite and its immediately overlying cover was connected with the regional compression caused by the obduction of the Neo-Tethys whereas the Senonian bauxite and its cover sequence formed due to the regional shortening associated with the Alpine Tethys subduction (János HAAS, personal communication 2017). According to the model of BÁRDOSY & MINDSZENTY (2013), the deposition of bauxite deposits and their sedimentary cover was triggered and enhanced by the inception of flexural subsidence of a formerly emerged and subaerially exposed palaeosurface.

Interestingly, the flexural basin formation context appears to be applicable for many other Mediterranean bauxite deposits as well, for example in the case of Mesozoic–Tertiary Apulia in Italy (MINDSZENTY et al. 1995, D’ARGENIO & MINDSZENTY 1995).

Conclusions and the need for future work

As a semi-quantitative map-view restoration of several consecutive Alpine deformational periods brings the Northern Calcareous Alps in Austria and the Trans-

danubian Range in Hungary unexpectedly close to each other for the early Late Cretaceous period (LINZER & TARI 2012), the similarities and differences between the Cretaceous Austro-Alpine bauxites summarized by MINDSZENTY et al. (1987) highlight the need for further analysis of these deposits. All of these bauxites were undoubtedly formed in an orogenic setting, at the margin of flexural, generally foreland-type basins (MINDSZENTY et al. 2000). The generic flexural origin of the Upper Cretaceous basins associated with the cover sequences of the bauxites in the NCA versus the TR should have a different geodynamic context within the overall Eo-Alpine orogene. Therefore more modern data and analysis are required, especially on the much less studied Austrian bauxites, to make specific interpretations as to the provenance areas, “source-to-sink” aspects and the flexural origin of the basins where they were deposited.

The poorly understood difference in the geodynamic settings of the Austrian and Hungarian bauxites is ultimately responsible for the differences between them (such as porosity, extraclast composition, degree of chemical

alteration, etc.) as it was already hinted by the pioneering works of Andrea MINDSZENTY in the 1980s.

Acknowledgements

The first author is most grateful to Andrea MINDSZENTY for the geologic inspiration during the last few decades starting with his student years in Budapest in the 1980s. Her ability to always “see the outcrop not only the rocks” and the desire to look beyond the local geology is contagious. The first author also appreciates the invitation by József PÁLFY to personally contribute to Prof. MINDSZENTY’s 70th birthday celebration in Budapest. Special thanks due to Orsolya SZTANÓ for the invitation to contribute to this special volume and for her editorial patience. Reviewers László CSONTOS, János HAAS and László FODOR provided useful and constructive comments on the first draft of this paper, their efforts are gratefully acknowledged. SZAKÁLL Sándor kindly confirmed the apparent lack of carnotite in the bauxites of the TR.

References — Irodalom

- ÁRGYELÁN, G. & HORVÁTH, P. 2002: Heavy mineral assemblages of Senonian formations in the Transdanubian Range, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 319–339.
- BÁRDOSSY, G. 2013: Karst bauxites. — *Developments in Economic Geology* **14**, Elsevier, 442 p.
- BÁRDOSSY, G. & MINDSZENTY, A. 2013: The Iharkút Bauxite. — *Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary* **1**, 133 p.
- CSICSEK, Á. L. & FODOR, L. 2016: Középső-triász képződmények pikkelyeződése a bakonyi Öskü környékén (Imbrication of Middle Triassic rocks near Öskü (Bakony Hills, Western Hungary). — *Földtani Közöny* **146/4**, 355–370.
- D'ARGENIO, B., & MINDSZENTY, A. 1987. Cretaceous bauxites in the tectonic framework of the Mediterranean. — *Rend. Soc. Geol. It.* **9**, 257–262.
- D'ARGENIO, B. & MINDSZENTY, A. 1995: Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. — *Eclogae Geologicae Helveticae* **88**, 453–500.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. 1996: Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. — *Eclogae Geologicae Helveticae* **89**, 553–572.
- FAUPL, P., POBER, E., & WAGREICH, M. 1987: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 142–155.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **13**, 387–403. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(92\)90006-c](https://doi.org/10.1016/0195-6671(92)90006-c)
- FODOR, L., HÉJA, G., KÖVÉR, SZ., CSILLAG, G. & CSICSEK, Á. L. 2017: Cretaceous deformation of the south-eastern Transdanubian Range Unit, and the effect of inherited Triassic–Jurassic normal faults. — Pre-conference Excursion Guide, 15th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) 5–8th April 2017 Zánka, Lake Balaton *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **32**, 47–76.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P. T. & VAN DAALLEN, M. 1997: Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. — *Tectonophysics* **280**, 267–293. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(97\)00037-1](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(97)00037-1)
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. 1978: Bauxitbergbau in Salzburg. — *Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde* **118**, 327–340, Salzburg.
- HABERFELNER, E. 1951: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. — *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.* **96**, 62–69, 7 text-figures, Wien.
- HAAS, J. 1983: Senonian cycle in the Transdanubian central range. — *Acta Geologica Hungarica* **26**, 21–40.
- HAAS, J. 1999: Late Cretaceous isolated platform evolution in the Bakony Mountains (Hungary). — *Geologica Carpathica* **50**, 241–256.
- KELEMEN, P., DUNKL, I., CSILLAG, G., MINDSZENTY, A., VON EYNATTEN, H. & JÓZSA, S. 2017: Tracing multiple resedimentation on an isolated karstified plateau: The bauxite-bearing Miocene red clay of the Southern Bakony Mountains, Hungary. — *Sedimentary Geology* **358**, 84–96. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.07.005>
- KÖHLER, A. 1955: Ein Vorkommen von Carnotit im Bauxit von Unterlaussa. — *Jahrb. Oberösterreich. Musealvereins* **100**, 359–360.

- LEISS, O. 1989: Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. — *Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges.* **140**, 137–150.
- LINZER, H. G. & TARI, G. 2012: Structural correlation between the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). — *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **100**, 249–266.
- LINZER, H. G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. — *Tectonophysics* **242**, 41–61. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00152-y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00152-y)
- MAURITSCH, H. J. & BECKE, M. 1987: Paleomagnetic investigation in the Eastern Alps and the southern border zone. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 282–308.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary), sign for rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(02\)00672-8](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(02)00672-8)
- MÁRTON, E., KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL. I. 2000: Miocene rotations in the Eastern Alps — Paleomagnetic results from intramontane basin sediments. — *Tectonophysics* **323**, 163–182. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00102-5](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00102-5)
- MINDSZENTY, A. 1984: The lithology of some Hungarian bauxites: a contribution of the paleogeographic reconstruction. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **27**, 441–455.
- MINDSZENTY, A. & D'ARGENIO, B. 1987: Bauxites of the Northern Calcareous Alps and the Transdanubian Central Range: a comparative estimate. — *Rend. Soc. Geol. It.* **9**, 269–276.
- MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & SZANTNER, F. 1984: Az iharkúti bauxit üledékföldtani jellegei és felhalmozódási körülményei. — *Földtani Közlemények* **114**, 19–48.
- MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & BOGNÁR, L. 1987: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. — *Travaux ICSOBA* **16–17**, 14–31.
- MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, GY., RUTTNER, A. & BÖRÖCZKY, T. 1991: Extraclasts from Cretaceous/Tertiary bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary results and tentative geological interpretation. — *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, Vienna, Teil I.* 309–345.
- MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B., & AIELLO, G. 1995: Lithospheric bulges recorded by regional unconformities. The case of Mesozoic-Tertiary Apulia. — *Tectonophysics* **252**, 137–161. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00091-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00091-7)
- MINDSZENTY, A., CSOMA, A., TÖRÖK, Á., HIPS, K. & HERTELENDI, E. 2000: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxit szintek a dunántúli középhegységben (Rudistid limestones, bauxites, paleokarst and geodynamics. The case of the Cretaceous of the Transdanubian Central Range). — *Földtani Közlemények* **131**, 107–152.
- MINDSZENTY, A., OTTNER, F. & LOBITZER, H. 2005: The bauxite occurrence of Russbach Almweg near Strobl, Upper Austria. — In: WEIDINGER, J. T. & SPITZBART, I. (eds): *Geologie des Gmundner Bezirkes*. — *Gmundner Geo-Studien* **3**, 47–50.
- NODA, A. 2016: Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. — *Geological Society of America Bulletin* **128**, 879–895. <https://doi.org/10.1130/b31345.1>
- ORTNER, H., KOSITZ, A., WILLINGSHOFER, E. & SOKOUTIS, D. 2016: Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. — *Basin Research* **28**, 731–751. <https://doi.org/10.1111/bre.12129>
- PLÖCHINGER, B. 1960: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt. — *Jahrbuch Geol. Bundesanstalt* **104**, 359–442.
- POBER, E. & FAUPL, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geologische Rundschau* **77**, 641–670. <https://doi.org/10.1007/bf01830175>
- PUEYO, E. L., MAURITSCH, H. J., GAWLICK, H.-J., SCHOLGER, R. & FRISCH, W. 2007: New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. — *Tectonics* **26**, TC5011. <https://doi.org/10.1029/2006tc001965>
- RUTTNER, A. 1970: Die Bauxitvorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. — *Ann. Inst. Publ. Hung.* **56**, 131–134.
- RUTTNER, A. 1987: The Austrian bauxites. Their possible origin and their paleogeographic relevance. — *Rend. Soc. Geol. It.* **9**, 281–286
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G. 1957: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. Tektonische und mineralogische Untersuchungen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* **48 (1955)**, 221–256.
- SASVÁRI, A., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mountains, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 477–486.
- SCHADLER, J. 1950: Ein neues Bauxit-Vorkommen in Oberösterreich (Rußbach bei Strobl am Wolfgangsee). — *Verh. Geol. B.-A.* (1948), 136–137.
- SCHULZ, O. 1960: Bauxit in der Gosau-Schichten von Brandenburg (Tirol). — *Berg- u. Hüttenm. Mh.* **12**, 347–348.
- SIEGL-FARKAS, Á. & WAGREICH, M. 1996: Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Advances in Austrian and Hungarian Joint Geological Research*, Budapest, 127–135.
- SIEGL-FARKAS, Á. & HAAS, J. 2002: Stratigraphic and sedimentological analysis of the Upper Cretaceous sequence of the Zala Basin on the basis of the investigation of the Szilvágy-33 well. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 153–174.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90120-h](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90120-h)
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. — *PhD Thesis*, Rice University, Houston, Texas, 501 p.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 2010: Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years old tectonic model. — *Földtani Közlemények* **140**, 483–510.

- WAGREICH, M. 1988: Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Russbach (Oberösterreich, Salzburg). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **131**, 663–685.
- WAGREICH, M. 1995: Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). — *Tectonophysics* **242**, 63–78. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00151-x](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00151-x)
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. 1994: Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **110**, 235–254. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90086-8)
- WILLINGSHOFER, E., NEUBAUER, F. & CLOETHING, S. 1999: The significance of Gosau-Type Basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine Carpathian Belt. — *Physics and Chemistry of the Earth (A)* **24**, 687–695. [https://doi.org/10.1016/s1464-1895\(99\)00100-3](https://doi.org/10.1016/s1464-1895(99)00100-3)
- Kézirat beérkezett: 2017. 08. 08.

Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére)

LEÉL-ŐSSY Szabolcs, VIRÁG Magdolna

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
losz@geology.elte.hu, virag.magdi@gmail.com

Developments in the speleology of the Buda Hills in the last two decades (with a special focus on the Rózsadomb and its surroundings)

Abstract

In 1995 LEÉL-ŐSSY Sz. published in this bulletin an overview of the caves of the Buda Hills. Due mainly to the progress in investigation methods and to new building construction sites in the area, since LEÉL-ŐSSY's work there have not only been new discoveries but new results have emerged from research into the genetics and minerals of local hypogene caves. To give one example, in 1995 30 km of cave passages were known in the Rózsadomb; now that figure is 55 km. Among the new theories related to genetics, the most important one focuses on altered zones and the source and the mixing of the ascending thermal water that created the caves. The number of known mineral species in the Buda caves has increased from 15 to 31. This was the time of the first age determinations, which provided us with actual dates.

Today there are 239 known caves in the Buda Hills and 176 caves in Budapest (including the caves in Róka Hill, which belongs to the Pilis Hills). In the area of Rózsadomb there are 102 caves on the list of the Hungarian Cave Register.

In the last 20 years, the most important cave discoveries in the Rózsadomb area were in Molnár János Cave (mainly in the phreatic zone), and in the Hideglyuk, Harcsaszájú and Pál-völgy Caves. After the discovery of the connecting passages between the last three mentioned caves and the Mátyás-hegy Cave, this Pál-völgy Cave System is recently the longest known cave system (31 km long) in Hungary. Its length exceeds the Baradla Cave in Aggtelek–Jósvafő (together with the part of the Baradla Cave in Slovakia — there known as the Domica Cave). Furthermore, a major result of the speleological investigations has been the discovery of the Mélyszint (deep part) of the Ferenc-hegy Cave; formerly, knowledge about this cave was based on the surface-close passages. The discovery of three "new" small caves — the Citadella Crystal Cave, the Királylakai Cave and the József-hegy No. 4 Cave — is also significant. This is due to their having valuable mineral precipitations and their potential for further investigations. In addition to these three important caves, over the last 20 years 28 small caves have been found by explorers: mainly in the Rózsadomb area and in the Buda Hills.

Keywords: hypogenic speleogenesis, Pál-völgy Cave System, Citadella Crystal Cave, Királylakai Cave, altered zones, age of the speleothems

Összefoglalás

LEÉL-ŐSSY Sz. 1995-ben közölt összefoglalót a Budai-hegység barlangjairól e lap hasábjain. Az azóta eltelt időszakban — a kutatási módszerek fejlődésének, és a megszorított hegyvidéki építkezéseknek köszönhetően — nemcsak új feltárások történtek (főként a Rózsadomb térségében, ahol az 1995-ben ismert 30 km-es járáthossz csaknem a duplájára, 55 km-re növekedett), hanem az itteni hipogén barlangok genetikájával, ásványvilágával kapcsolatban is számos új eredmény született. A keletkezéssel kapcsolatos új elméletek közül az elváltozott (kovás) zónákkal és a barlangot kioldó aszcendens termákvizek eredetével és keveredésével kapcsolatos új eredményeket kell kiemelniünk. A Budai-hegységben ismert barlangi ásványfajok száma az akkori 15-ről 31-re emelkedett. Ebben az időszakban születtek az első konkrét eredményeket tartalmazó korhatározások is.

Az egész Budai-hegységben ma 239 barlangot ismerünk. Budapesten (a Pilishez tartozó Róka-hegyen lévővel együtt) 176 barlang található. A Rózsadomb térségében 102 barlangot kataszterizáltak az Országos Barlangnyilvántartásban.

Az elmúlt 20 évben a legfontosabb barlangfelfedezések a víz alatti Molnár János-barlangban, a Hideglyuk- és Harcsaszájú, valamint a Pál-völgyi-barlangban történtek. Az utóbbi három barlang és a Mátyás-hegyi-barlang közötti összekötő járatok feltárásának köszönhetően, közel 31 km-es hosszával a Pál-völgyi-barlangrendszer lett Magyarország leghosszabb barlangja, megelőzve az aggtelek-jósvafői Baradla-barlangot (beleértve a Baradla szlovákiai részét, a Domica-barlangot is). Nagy eredmény az eddig csak felszín közeli járatairól ismert Ferenc-hegyi-barlangban a Mélyszint megtalálása. Három új

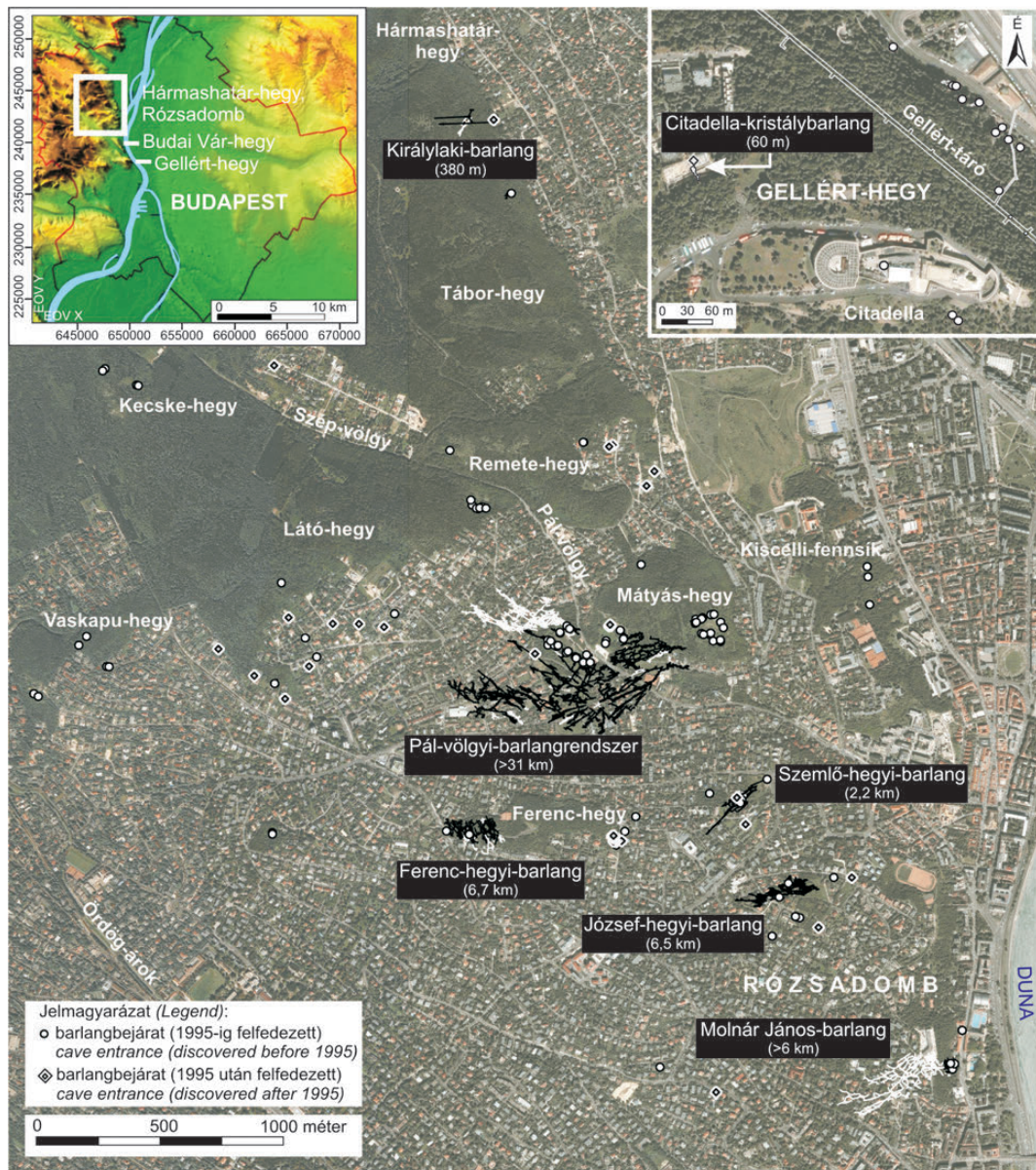
kisbarlang: a Citadella-kristálybarlang, a Királylaki-barlang és a József-hegyi 4. sz. barlang felfedezése pedig különösen értékes ásványkiválásai, ill. nagyon perspektivikus továbbkutatási lehetőségei miatt nagyon jelentős. Ezen kívül további 32 kisbarlangot találtak a kutatók az elmúlt 20 évben a Budai-hegységben, elsősorban a Rózsadomb térségében.

Tárgyszavak: hipogén barlangkeletkezés, Pál-völgyi-barlangrendszer, Citadella-kristálybarlang, Királylaki-barlang, kovás elváltozott zónák, barlangi kiválások kora

Bevezetés, előzmények

A Budai-hegység barlangjai közül a történelmi idők előtt csak a Máriaremetei-szurdokvölgy kis forrásbarlangjai (Remete-barlang, Remete-kőfülke, Hétlyuk-zsomboly) voltak ismertek. Ezek közül a Remete-barlang gazdag ősem-

beri lelőhelynek bizonyult. A Gellért-hegyi-barlang (Szent Iván-barlang) 10 méternél nagyobb bejáratát már az őskortól használhatták. Itt ősemberi leleteket nem találtak, de a középkortól kezdve biztosan lakott hely volt. Egyes vélemények (DÉNES in ADAMKÓ et al. 1992) szerint ez a barlang lehet fővárosunk egyik névadója.



1. ábra. A budai Rózsadomb és Gellért-hegy barlangjainak (barlangpoligonok) térképe (barlangadatok: Országos Barlangnyilvántartás 2017, térkép alap: Google Earth, IKONOS; VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013: 86. fotótábla után módosítva). Az 1995 után felfedezett barlangszakaszokat fehér vonallal jelöltük

Figure 1. Cave-polygons displayed on the Google Earth IKONOS map of Rózsadomb area and Gellért Hill and its surrounding (speleological data from the Hungarian Cave Register 2017; modified after VIRÁG in MINDSZENTY (ed.) 2013 (Photo table no 86). The cave passages discovered since 1995 marked with a white line

A hipogén karsztbarlangok közül először a Vár-hegy különálló kis üregeit találták meg, amikor a tatárjárás után IV. Béla parancsára beépült a Vár-hegy platója, és az új házak kertjében kutakat ástak. A kutak 6–10 m mélységben, az édesvízi mészkő paplan aljában harántolták a 0,5–1,0 m belvilágú oldásos gömbfülkéket. Ezeknek a kis üregeknek az összenyitásából, lemélyítéséből alakult ki napjainkra a több mint 3 km-es Budai Vár-barlang.

A rózsadombi barlangok megismerése a 19. század közepén kezdődött, amikor MOLNÁR János a Malom-tó fölött egy 12 m mély üreget talált. A nagy felfedezések sorát a 20. század elején a kőbányászat nyitotta meg (1904, Pál-völgyi-barlang). A század közepétől a barlangfeltárásokat az urbanizációhoz kapcsolódó egyéb műszaki beavatkozások (házalapozás, csatorna- és nyomóvezeték fektetés, kútásás, fúrás, teraszosítás, tároshajtás stb.) feltárásai tették lehetővé (pl. 1984, József-hegyi-barlang — LEÉL-ŐSSY SZ. 2003, 2014).

Az elmúlt egy-két évtizedben általánosan elterjedté vált a piropatronok használata. Így vált lehetővé olyan, több méter hosszú, ember által járhatatlan méretű szűkületek kibontása, amik tágas járatokat kötnék össze. Így több esetben sikerült évtizedek óta ismert rövid barlangokból kiindulva több km-es hatalmas rendszereket felfedezni, és számos új kisbarlangot találni (I. ábra, I. táblázat).

A Rózsadomb környéki barlangok genetikája

Már MOLNÁR J. (1869) megfigyelte, hogy a Duna-parti források felszíne néha szinte buzog a távozó szén-dioxidtól és kén-hidrogéntől. Ugyanakkor a 20. sz. első felében CHOLNOKY (1925), SCHAFARZIK-VENDL (1929), KADIĆ (1931) a „mészkő hasadékain beszívargó víz” oldó hatásának tulajdonították a Pál-völgyi-barlang járatainak kialakulását. PÁVAI-VAJNA (1930) rögzítette először, hogy a mélyből feltörő forró oldatok, ill. gőzök-gázok is alakíthatnak ki oldásformákat, tágíthatják barlangjárat méretűre a hasadékokat.

KESSLER (1931, 1934, 1936), az általa feltárt Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangot „hévízes” eredetűnek tekintette. Később a budai barlangok kapcsán KERÉKES (1944) és JAKUCS (1948) hévízforrásos barlangkeletkezést említ. A hideg vizes (epigén) keletkezést tartotta elsődlegesnek CHOLNOKY (1925, 1944) PANOŠ (1960) és

KORPÁS (2000). CHOLNOKY felismerte ugyan a hévízforrások elsődleges szerepét, de a nagyméretű barlangjáratot a későbbi víznyelőbarlangtól származtatta. A 20. század második felében megjelent összefoglaló barlangos munkák (LEÉL-ŐSSY S. 1957; BERHIDAI 1964; ERNST 1965; BALÁZS 1966; KOVÁCS & MÜLLER 1980; SZUNYOGH 1982, 1984, 1987; TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989; NÁDOR 1991, 1992; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995) többségükben azonban már a hévízes/hidrotermás/termálkarsztos/hipogén eredetet (ki melyik hasonló jelentésű jelzőt használta) fogadták el. Ebben nagy szerepet játszottak a keveredési korrózió elméletének barlangtani alkalmazását tárgyaló külföldi munkák (BÖGLI 1963, 1965, 1971; RUNNELS 1969; PLUMMER 1975; BAKALOWICZ et al. 1987; FORD & WILLIAMS 1989; DUBLYANSKY 1991, 1995, 2000) is.

A 20. század első felében keletkezett munkákban azonban még nem volt tisztázott a hévízforrások magas hőmérsékletének oka, ill. a szén-dioxid eredete. SCHRÉTER (1912) szerint a néha 70 °C feletti hévízforrás hőmérséklet a Visegrádi-hegység badeni andezitvulkánosságának köszönhető. A ma elfogadott álláspont szerint ennek inkább a Pannon-medence alatti földkéreg kivékonyodásának köszönhető magas

I. táblázat. Az 1995 óta felfedezett barlangok, hosszúságuk és vertikális kiterjedésük (barlangadatok: Országos Barlangnyilvántartás 2017)

Table I. Caves discovered after 1995 and their horizontal and vertical extent (speleological data from the National Cave Register 2017)

Kataszteri szám	Barlangnév	Felfedezés éve	Hosszúság (méter)	Vertikális (méter)
4762-24	Decimus-barlang	1996	28	13
4762-28	Verecke út 115. szám alatti barlang	1996	24	4,9
4763-35	Remetehegyi köz 1. sz. barlang	1998	15	0
4763-36	Remetehegyi köz 2. sz. barlang	1998	3	0
4762-19	Törökvézi út 133d barlangja	1998	15	10,2
4762-20	Törökvézi út 121b barlangja	1999	2,4	2,1
4762-29	Szalamandra-utcai-barlang	1999	15	13
4762-66	Pusztaszeri-barlang	2000	27	10
4762-56	Ferenc 1. sz. barlang	2001	32	11
4762-57	Ferenc 2. sz. barlang	2001	15	10,1
4762-58	Ferenc 3. sz. barlang	2001	10	4,5
4762-59	Ferenc 4. sz. barlang	2001	18	7,8
4762-60	Ferenc 5-6. sz. barlang	2001	103	30
4763-8	Óbuda 1. sz. barlang	2001	18,7	9,7
4763-7	Óbuda 2. sz. barlang	2001	21	7
4750-6	Tamara-barlang	2001	18	8,7
4762-23	Alibi 1. sz. barlang	2002	22	13
4762-22	Alibi 2. sz. barlang	2002	19	8,5
4763-3	Patricia-barlang	2003	2,5	2,5
4763-9	Kiscelli-barlang	2004	50	10
4762-65	Felhévízi-barlang	2005	11	9
4732-29	Citadella-kristálybarlang	2007	60	18
4762-73	Pünkösdi-barlang	2007	13	9,4
4762-75	Origo-barlang	2008	26	16
4762-5	Szent Lukács-kristályág	2008	36	4,5
4762-77	József-hegyi 4. sz. barlang	2009	31	8,5
4763-37	Mátyás-hegyi köfajtó 2. sz. ürege	2009	8	2,5
4763-38	Mátyás-hegyi köfajtó 3. sz. ürege	2009	8	5
4762-80	Kanális-barlang	2010	23	6,3
4762-79	Nagyboldogasszony-barlang	2010	11	6,5
4763-39	Királylakai-barlang	2011	380	34
4762-82	Verecke út 69. szám alatti barlang	2015	8,4	6,5

hőfluxus az oka (POROS 2011, POROS et al. 2012), amint azt korábban ALFÖLDI (1978, 1979) is felvetette. KESSLER (1936) megelégedett azzal, hogy az aszcendens vizek széndioxidot is tartalmaznak. KOVÁCS & MÜLLER (1980) megpróbált magyarázatot adni a jelenségre: ők a mélybe került karbonátos kőzetek metamorfózisából származtatták a szén-dioxidot. POROS et al. (2012) a Pesti-síkság alatti rétegekből származó, szervesanyag-éréshez is kötődő, mélyből feláramló medenceeredetű fluidumoknak tulajdonítja az agresszív gázok (pl. CO_2 és CH_4) eredetét.

VIRÁG (2016) áttekintést ad a budai barlangok keletkezésére vonatkozó elméletekről, ill. magáról a kioldódási folyamatról.

A Budai-termálkarszt világszerte elismerten a hipogén barlangok típusterületének számít. A hipogén barlangok genetikájáról összefoglaló munkák is megjelentek (pl. KLIMCHOUK et al. 2000, PALMER 2007, KLIMCHOUK 2007, FORD & WILLIAMS 2007, KLIMCHOUK & FORD 2009). Ezekben a munkákban kitérnek a Budai-termálkarszt problémakörére. A világ hipogén karsztos területeivel és barlangjaival foglalkozó legújabb könyvben a Budai-termálkarsztról (annak hidrogeológiájáról és barlangjairól) több fejezet is szól (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017, LEÉL-ŐSSY SZ. 2017).

A hipogén barlangokat kioldó folyamat első lépcsője a csapadékvíz beszivárgása. A Budai-hegység és a Pilis területére hulló viszonylag kis mennyiségű csapadék (évi 500–600 mm, ami az ezredforduló óta 350 és közel 1000 mm között ingadozott) nagy része elpárolog, lefolyik, felhasználja a növényzet, és csak kisebb része szivárog át az epikarszton, és jut be a karbonátos kőzet repedéseibe. MAUCHA (1998) jósvafői mérései szerint a triász időszi, a Budai-hegységénél tisztább karbonátok esetében 20–25% közötti a kőzet repedéseibe beszivárgó csapadékvíz aránya. (A budai-hegységi, magasabb agyagtartalmú eocén kőzetek esetében ez az érték nyilván alacsonyabb.) Ez a víz kerül később ismét a felszínre. SCHAFARZIK (1921) alkotta meg a „vízkörzés” alapmodelljét, amit az újabb információk tükrében több szerző is korszerűsített (VENDEL & KISHÁZI 1964; KOVÁCS & MÜLLER 1980; ALFÖLDI 1981; ERŐSS 2010; ERŐSS et al. 2010, 2012). TÓTH J. (1963, 2009) munkáiban részletezi a különböző rendű áramlási pályák jellemzőit. Eszerint a lokális ág esetében a be- és kiáramlási zóna közel van egymáshoz, az áramlásban részt vevő víz viszonylag rövid ideig tartózkodik a felszín alatt — ez az idő években, évtizedekben és talán évszázadokban mérhető —, nem jut el nagyobb mélységbe, emiatt nem is melegszik fel jelentősen. Ismét a felszínre lépve hideg vízü forrásként jelentkezik (vö. Városkút-forrás). Az intermedier ág hosszabb időt (évszázadokat, egy-két évezredet) töltve a föld alatt már nagyobb mélységbe jut le, jobban felmelegszik, és kilépéskor langyos vízü forrást alkot (pl. Molnár János-barlang: Boltív-forrás, Alagút-forrás).

A regionális ág lokális és intermedier ágakat fog közre, nagyobb utat tesz meg, nagyobb mélységbe jut le, akár több tízezer évig is a felszín alatt tartózkodhat (ALFÖLDI 1979). Meleg hévforrásokat (pl. Gülbaba-forrás) táplál a megcsa-

polási zónában. Új megállapítás, hogy ezeknek a forrásoknak a vizét nemcsak a fő vízgyűjtő területen (a karbonátos Budai- és Pilis hegységben) lehullott és a föld alatt körpályát bejárt csapadék adja, hanem egy része a Gödöllői-dombság területéről érkezik hozzá. Ezt már ALFÖLDI (1981) felvetette, és ERŐSS (2010), ERŐSS et al. (2010, 2012) és POROS (2011), ill. POROS et al. (2012) is elfogadta. Újabb hidrogeológiai kutatások (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015) rámutatnak arra, hogy a Gödöllői-dombságon beszivárgó víz (a lokális megcsapolódás mellett) a sziliciklasztos üledékes kőzeteken átszivároghat hozzákeveredik a Pesti-síkság alatti regionális áramlási pályához, és a Duna mentén megcsapolódó forrásokhoz járul hozzá. SZABÓ V. et al. (2009) kénizotópos vizsgálatai is valószínűsítik, hogy az eltemetett, miocén kori evaporitokkal érintkező víz is bekerül a regionális ágba.

Az utánptótlódási területéről kiinduló vízármlások keleties vergenciával, 1000 méternél is mélyebbre jutnak le a Pesti-síkság alá, majd ott a korlátozottan vízáteresztő, agyagos fedőüledékek alatt visszafordulnak nyugat felé, és a Duna jobb partján húzódó forrásokban kerülnek egymással keveredve ismét a felszínre. (Ezt a „köráramlást” LORBERER (2002) szerint a beszivárgási és a megcsapolási területek közti magasságkülönbség, a két terület vizeinek sűrűségkülönbségében jelentkező eltérő hőmérséklete és eltérő ionkoncentrációja, az ún. hőlift-hatás alakítja ki.) Mélybe áramlásuk közben a környezetüktől hőt vonnak el, fokozatosan felmelegsznek. A különböző áramlási pályákon mozgó, különböző mélységbe eljutó, és ismét a felszín felé tartó, eltérő hőmérsékletű és iontartalmú vizek elegyedésekor lép fel a keveredési korrózió jelensége (l. még később). Ennek során az áramlásukat lehetővé tevő litoklázisok, ill. nyílt repedések oldalfalát oldva, ember által is járható méretű barlangi folyosókat hoznak létre. A korábbi feltételezésekkel szemben a keveredés és oldódás nemcsak a felszín közvetlen közelében zajlik: a Molnár János-barlang ezredforduló után felfedezett egyes ágai (l. később) a karsztvíz szintje alatt közel 100 méterrel húzódnak. A Pesti-síkság alatti fúrások több száz méter mélyen is harántoltak tágas üregeket, melyeket MÁDL-SZŐNYI & TÓTH J. (2015) munkája alapján vélhetően a fent említett, Gödöllői-dombságon beszivárgó víz és a Pesti-síkság alatti regionális áramlás keveredésének oldó hatása alakított ki. ERŐSS (2010), ill. ERŐSS et al. (2012) pedig bebizonyította, hogy a Gellért-hegy térségében csak termákvíz megcsapolódás zajlik, és nem tapasztalható keveredési korrózió. Ezen a területen a dolomitban nem is alakultak ki jelentősebb barlangjáratok. ERŐSS (2010) a kisméretű járatok kialakulásáért más üregképző tényezőket tesz felelőssé (l. később).

A keveredési korrózió során a két, eltérő hőmérsékletű és/vagy eltérő ionkoncentrációjú, külön-külön telített oldat elegyedésekor létrejövő új oldat telítetlen, tehát a karbonátra nézve oldóképes lehet, agresszív CO_2 -t tartalmaz (pl. VERESS 2004). A folyamatosan bekövetkező elegyedés pedig folyamatos oldódást eredményez, és egyre tágasabb barlangjáratok kialakulásához vezet. A belső méreteknek a kőzet mechanikai tulajdonságai, és a repedezettség mértéke szab

határt: a Budai-hegység litoklázisokkal, vetőkkel sűrűn átjárt közettömegében nem jöhettek létre 100 méteres óriás barlangtermek — vagy ha igen, hamar beomlottak. A kialakuló folyosók minden esetben a korábbi töréseket követik: ezt a jelenséget, a „tektonikus preformációt” már számos szerző felismerte az elmúlt évtizedek során (JAKUCS 1948, 1971, 1994; LEÉL-ŐSSY S. 1957; BERHIDAI 1964; MÜLLER 1974; KRAUS 1978; TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989; NÁDOR 1991; FODOR et al. 1991; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997a). Az alulról felfelé irányuló kioldódás következménye, hogy a budai barlangok képződése teljesen független a felszín topográfiájától. Kialakulhatnak hegyoldal alatt (Szemlő-hegyi-barlang), hegytetői helyzetben (Ferenc-hegyi-barlang), vagy akár völgyek alatt is (Pál-völgyi-barlangrendszer Szépvölgyi-ága és Természetbarát-szakasza). Gyakori eset, hogy egy hálalpozás során, sokszor a rejtett gömbfülke felett 20 cm-re sem lehet tudni, hogy ott egy barlangjárat húzódik, csak amikor már a sziklabontás harántolja az üreget. Az utóbbi évtizedekben több tucat kisebb-nagyobb barlangot (pl. a József-hegyi-barlangot vagy a Pusztaszeri-barlangot) sikerült így megtalálni.

A keveredési korrózió mellett jelentős szerepe lehet a barlangok kioldásában annak a közismert fizikokémiai ténynek, hogy a hideg víz több CO_2 -t tud oldatban tartani. Tehát a felszín felé áramló meleg vizes oldatok az egyre hűvösebb környezetükkel érintkezve folyamatosan hűlnek, és ezáltal jelentős oldásra képesek (FORD 1988, NÁDOR 1991, ERŐSS 2010, PALMER 2007, LEÉL-ŐSSY SZ. 2014). A terület kiemelkedése, és ehhez kapcsolódóan a karsztvíz szintjének csökkenése következtében a korábban kioldott barlangjáratokban a barlangi tó szabad tükrű lesz, fölötte légtér jön létre. A karsztvíz szintjében és közvetlenül alatta pedig azonnal megindul a kigázosodás jelensége (a CO_2 eltávoztása), ami karbonátkicsapódáshoz vezet, mivel a kisebb CO_2 tartalmú víz kevesebb karbonátot tud oldatban tartani. Ennek köszönhető a budai barlangok változatos és igen látványos karbonátos ásványkiválásainak jelentős része (l. később).

A MOLNÁR (1869) által észlelt CO_2 és H_2S kigázosodás egyes rózsadombi és Gellért-hegyi termálforrások vizéből (pl. Iszaptó-forrás, a Császárszár- és a Királyfürdő kén-hidrogén-szagú vize és kéntartalmú kiválásai) hatással lehet a barlangképződésre is. A H_2S oxidációja során ugyanis kénsav képződik, és a karbonátos kőzetekkel reakcióba lépve CO_2 szabadul fel, ami az oldó hatást még tovább fokozza (FORD & WILLIAMS 2007, PALMER 2007). KLIMCHOUK (2007) néhány magyarországi barlang esetében — kizárólagosan (Bátori-barlang, Sátorköpusztai-barlang), vagy a szénsavas oldódással vegyesen (József-hegyi-barlang: CO_2 és H_2S) — lehetségesnek tartja a kénsavas barlangképződés folyamatát is. SZABÓ V. et al. (2009) szerint a kén az evaporitok (gipsz, anhidrit) beoldódásából ered. Ugyanakkor a szulfát a Tardi Agyag Formációban lévő pirit oxidálódásából is származhat (pl. ERŐSS 2010; ERŐSS et al. 2011a; POROS 2011; POROS et al. 2010, 2012). POROS et al. (2012) szénhidrogén-tartalmú fluidzárvány-vizsgálat eredményei, repedéskitöltő ásványvizsgálatai és a recens analógiák

alapján feltételezi, hogy a budai barlangok képződésében a fent említett szerves anyagok szénhidrogénné éréséhez kötötten, a medence eredetű fluidumokkal érkező agresszív gázok: a CO_2 , CH_4 (CO_2 -vé oxidálódva) és a H_2S vizes közegben történő oxidációja és ezáltal a kénsavas oldás is szerepet játszhatott.

A Budai-termálkarszt barlangjainak képződésében (megcsapolódási területenként különböző mértékben) a keveredési korrózió mellett szerepet játszhat a mikrobák és a redox folyamatok által befolyásolt kénsavas barlangképződés, és zárt rendszerben a folyamatosan hűlő termálvíz fent említett karbonátoldó hatása is (vö. GOLDSCHIEDER et al. 2010, ERŐSS 2010, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013). E hipogén karsztosodási folyamatokat részletesen pl. PALMER (2007) és FORD & WILLIAMS (2007) összefoglaló munkái is tárgyalják.

ERŐSS (2010), ERŐSS et al. (2008; 2011b; 2012a, b), MÁDL-SZŐNYI & ERŐSS (2011, 2013), MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. (2015, 2017), MÁDL-SZŐNYI et al. (2015), BODOR et al. (2014, 2015), DÉRI-TAKÁCS et al. (2015) és ERHARDT et al. (2017) munkáikban a Budai-termálkarszton zajló oldódási és kiválási folyamatokat, vagyis a barlangképződést és a kiválások létrejöttét is hidrogeológiai kontextusban, a különböző rendű, felszín alatti vízáramlási rendszerek megcsapolódási jelenségeiként vizsgálják és kezelik. Ezek alapján a nagyobb léptékű vízáramlások hipogén barlangképződésre gyakorolt hatásai a fent említett megcsapolódási terület sajátosságaira vezethetők vissza, amely kiemelt (fedetlen) karbonátos hegység és vastag sziliciklasztos üledékes kőzetekkel fedett karbonátos, süllyedő medence találkozásánál helyezkedik el (vö. MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. [2015] általános koncepció modellje). Ezáltal a gravitációsan vezérelt áramlási pályák vizei a beszivárgási terület távolsága és a topográfia függvényében eltérő mélységből érkeznek, és eltérő hidrogeológiai tulajdonságokkal (vízkémiai összetétel, oldott gáztartalom, hőmérséklet stb.) rendelkeznek. E kiáramlási terület tehát különböző rendű áramlási pályák megcsapolódási területe, ahol az erózióbázison ezek keveredésével a karbonátos kőzetekben, (a Rózsadomb térségében) a keveredési korrózió a fő üregképző tényező. A Gödöllői-dombság és Pesti-síkság alatt is történik keveredési korrózió és ehhez kapcsolódóan a karbonátos kőzetekben üregképződés a Gödöllői-dombság felől beáramló, sziliciklasztos üledékes kőzeteken keresztül mélybe jutó, és a mélyből a karbonátos kőzetekben feláramló termálvizek áramlási pályáinak érintkezésekor. A budai oldal irányából érkező áramlási pályák lokális-intermedier rendszerének vizeiben a HCO_3^- , míg mélyebb helyzetű, regionális pályák vizeiben a SO_4^{2-} anion a domináns. A pesti oldalon a sziliciklasztos üledékes kőzetfedő jelenléte miatt a felszín alatti vizekben leginkább a Na^+ és Cl^- ion a jellemző. A regionális pályákon a Pesti-síkság irányából, a medence mélyebben elhelyezkedő, magasabb hőmérsékletű rétegei felől meleg víz érkezik (pozitív hőanomália), melynek hűlése a feljebb már szintén részletezett módon megnövekedett oldóképességet eredményez. A pesti oldalon a süllyedő, sziliciklasztos fedőjű karboná-

tos üledékes medencében szervesanyag-érés is lejátszódik, melynek következtében szénhidrogén, CH_4 -, CO_2 - és H_2S -gáz jut a mélyben a felszín alatti vízbe. A regionális áramlási pálya mentén a Duna (helyi erózióbázis) menti törésvonalak felé vándorolnak, és többnyire a felszín közelében (sekélyebb mélységben) oxidatív környezetbe jutnak, ahol az oxidáció hatására még nagyobb mértékű CO_2 -felszabadulás, így további szénsavas és kénsavas oldás játszódik le. A redukív-oxidatív zóna határán, a redox folyamatokhoz és így általában a kénsavas oldódáshoz is kötődve mikrobák is közreműködhetnek az oldódás és kiválás folyamatában, azonban pontosabb szerepük jelenleg még ismeretlen. A biofilm kialakulásának körülményeit és a fenti folyamatokban játszott szerepét a Gellért-hegy alagútjában, egy kísérlet keretein belül, BODOR et al. (2017) kutatja.

A barlangok fő üregképződése a keveredési korrózió, és emellett a mélységből feláramló meleg vizekkel érkező, vízben oldott gázok (CO_2 , H_2S), a termásvíz hűlése, a kénsavas oldódás és egyéb hipogén folyamatok hatására, freatikus körülmények között zajlott.

A barlangjáratok 3D helyzetét figyelembe véve a Rózsadomb és a Gellért-hegy esetében is vannak kitüntetett üregesedési szintek, melyeket térinformatikai elemzések is alátámasztanak (vö. VIRÁG et al. 2013a). A rózsadombi nagy barlangok és kőzetpedések porozitásának mértékére térfogat modellezés is készült (ALBERT 2010, ALBERT et al. 2015). A Pál-völgyi-barlang jelentős részére, a teljes Szemlő-hegyi-barlangra és a Molnár János-barlang 2002 előtt ismert (kb. 450 m hosszú) régi részére készült elemzések alapján a magasabb helyzetben húzódó, inaktív, jellemzően Szépvölgyi Mészköben, alárendelten Budai Márgában kialakult üregeket befogadó kőzettömeg 0,5 m-nél nagyobb oldott járatokat magába foglaló makroporozitása hasonló (Pál-völgyi-barlang: 1,46%, Szemlő-hegyi-barlang: 1,66%). Ugyanakkor a döntő részt freatikus zónában elhelyezkedő, még jelenleg is képződő Molnár János-barlang jellemzően márgában húzódó „régirészének” üregeit befogadó kőzettest makroporozitása mindössze 0,92%.

A budai barlangok ásványvilága

A barlangokban képződött ásványkiválások (például cseppkő, borsókö, kalcitlemez stb.) gyűjtőneve speleotéma (speleothems) (HILL & FORTI 1997). Adott kiválási környezetben az arra jellemző morfológiájú barlangi kiválások jönnek létre. A nemzetközileg elfogadott 38 morfológiai kiválástípus (HILL & FORTI 1997, PALMER 2007) közül a budai barlangokban 28 megtalálható. Hazai viszonyok között elsőként a Szemlő-hegyi-barlangban találták meg és írták le a borsókövet, a „barlangi karfiolt”, kalcitlemezt, „barlangi karácsonyfát” és a gipszkristályszálat; a Pál-völgyi-barlangból az apadási színlőt, a csepegő-szivárgó hideg vizekhez kötődő cseppkőtornyocskákat, és a száradási repedéseket kitöltő „septária-boxwork”-ot, valamint a kelyhek; a József-hegyi-barlangból pedig a gipsztöröket, gipszhólyagokat, medenceujjakat és a borsóköttálcákat (vö.

TAKÁCSNÉ BOLNER 2011). E barlangok egyben e kiválások hazai típuslelőhelyének is számítanak. HILL & FORTI (1997) a világ barlangjaiból összesen 255 ásványfajt említ, melyeknek száma 2011 márciusában már 319-re emelkedett (ONAC & FORTI 2011). A Budai-termálkarszt barlangjaiból, üregeiből a jelen munkában ismertetett eredményekkel együtt eddig 31 ásványfajt sikerült kimutatni.

A barlangképződéssel egy időben, illetve azt követően keletkezett barlangi kiválástípusokat és képződési környezetüket a II. táblázat mutatja be. A budai barlangok kiválásainak vizsgálatával és genetikai értelmezésével az elmúlt harminc évben sokan foglalkoztak. A főként morfológiai alapokon történő kiválástípus-vizsgálatok (pl. KRAUS 1982, 1990, 1993, 2006; NÁDOR 1991; SÁSDI 1993; TAKÁCSNÉ BOLNER 1980, 1989, 1993, 2005a, b, 2011) mellett, jellemzően a József-hegyi-barlang képződésén, LEÉL-ŐSSY SZ. (LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997a, b, 2005, 2014; LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003; LEÉL-ŐSSY et al. 2011) már műszeres anyagvizsgálatokat is végzett. NAGY S. (2008), ERŐSS (2010), POROS (2011), POROS et al. (2012), GYÓRI et al. (2011), valamint újabban VIRÁG et al. (2011, 2013a–k, 2015, 2016) és VÖRÖS et al. (2013) további budai barlangok képződésüket vizsgálta.

A hipogén keletkezésű budai barlangokban térben együtt tanulmányozhatóak az időben elkülönülő folyamatok (például miocén hidrotermás események, pleisztocén–holocén termálkarsztos fázis és hideg vizes beszivárgás) során, különböző környezetben létrejött kiválások. A vadózus zónában a beszivárgó csapadékvízhez kötődő kiválások (például a cseppkövek) a klíma- és beszivárgástörténet rekonstrukciójában játszanak szerepet (l. később). A barlangi tavak felszínén, és a vízszint alatt néhány méterrel, már freatikus környezetben létrejött termálkarsztos speleotémák vizsgálata és kormeghatározása segítségével nyomon követhető a karsztvízszint változása és a járatok vadózus zónába kerülésének ideje. Ezek értelmezéséhez a termálfürdők és források mai kiválásai is analógiát nyújtanak (VIRÁG et al. 2013b–f). A Budai-termálkarszt részét képezik a hipogén barlangok képződésével összefüggő (a felszín alól kiáramló meleg és langyos vizekből kivált) travertínok is (vö. KELE 2009; KELE et al. 2009, 2011).

Az 1995 óta megismert ásványkiválások és kiválástípusok megtalálása az azóta feltárt barlangjáratok, a több budai barlangban végzett szisztematikus mintagyűjtés, az újabb műszeres anyagvizsgálati lehetőségek és eszközök fejlődésének az együttes eredménye (l. később 2–5. ábra, II. táblázat). U–Th kormeghatározással és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatokkal a pleisztocén–holocén paleoklíma- és környezetváltozásokról, valamint a termálvízszint változásáról (ingadozásáról) nyerhetünk újabb információkat (l. alább).

Ásványvizsgáló módszerek

A szisztematikus begyűjtött barlangi kiválások műszeres vizsgálata az alábbi módszerekkel, műszerekkel és helyszíneken történtek:

ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék: sztereomikroszkópos vizsgálatok (OLYMPUS SZX9), mikropetrográfiai vizsgálatok: polarizációs mikroszkóp (OLYMPUS BH-2); katód lüminoszóp (CL) (OLYMPUS MAAS Nuclide ELM-3R, hideg katódos); MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport: UV fluoreszcens mikroszkóp, kék fény gerjesztés (ZEISS

Axioskop 40, Hg gőzlámpa). További petrográfiai, szöveti és kémiai, ásványos összetételbeli vizsgálatok és elem-térképek készültek az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén: röntgen porfrakció (XRD) (Siemens D-5000), transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) (JeolJen100) és differenciál termikus analízis (DTA) vizsgálat; az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszékén: pásztázó elektron

II. táblázat. A budai barlangok ásványkiválásai (KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ŐSSY 1995, 1997b, 2005, 2014; TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a, 2011 munkái és újabb eredmények alapján összeállította: VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013k, módosítva és kiegészítve (hivatkozások a szövegben); nevezéktan: HILL & FORTI 1997 és PALMER 2007 nyomán)

Table II. Cave minerals in the Buda Thermal Karst (based on KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ŐSSY 1995, 1997b, 2005, 2014; TAKÁCS-BOLNER 2005a, 2011, modified after VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013k; (partly based on new results; see references in the text) terminology based on HILL & FORTI 1997, PALMER 2007).

Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
--------	------------	--------------	---------------------

Barlangi kiválások (a fő üregképződéssel egyidejű vagy később keletkezett); *barlangképződésnél idősebb; (*) kovás elváltozott zóna:

KARBONÁTOK:

kalcit	CaCO ₃	pát, telér*/ ~farkasfog kalcit (szkalenoéder), izometrikus „gömbkalcit”	mélyfreatikus zóna/hidrotermás
		boxwork*	freatikus zóna
		freatikus (karfiolszerű) kalcitkéreg, ~barlangi karfiol, ~rétegzett kalcitbevonat	nyílt tükrű tó, freatikus zóna
		kalcitlemez (halmaza: barlangi kúp, barlangi „karácsonyfa”)	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		apadási színlőborda	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		medenceujj	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		borsókő (közönséges ~, huzat ~, üveggömb ~, porózus borsókő)	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
		borsókőkúp ~ borsókőoszlop (logomit), borsókőfüggöny (logotit)	felszálló pára/beszivárgó víz? (evaporáció), vadózus
		tálca, perem	felszálló pára, vadózus zóna
		barlangi gyöngy	beszivárgó víz (toba csepegő víz), vadózus zóna
		sztalaktit, sztalagmit, cseppkőoszlop	beszivárgó víz (csepegő víz), vadózus zóna
		(mikro) tetarata, „mésztafagát”	beszivárgó víz (folyó víz), vadózus zóna
		cseppkőkéreg, lefolyás, cseppkőzászló	beszivárgó víz (lefolyó víz), vadózus zóna
		heliktit	beszivárgó víz (kapillaris víz), vadózus zóna
		cseppkőszínlő (gallér), medencepát (~hideg vizes kalcit romboéder), kehely	beszivárgó víz (tó), vadózus zóna
cseppkő-tornyocska, cseppkőtölcsér	beszivárgó víz, vadózus zóna		
szeptária-boxwork (száradási repedésben kalcit)	beszivárgó víz, vadózus zóna		
hegyitej, por	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna		
aragonit	CaCO ₃	kristálybokor (kristálytű), „frostwork”	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
hidromagnezit	Mg ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂ ·4H ₂ O	hegyitej, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
huntit	CaMg ₂ (CO ₃) ₂	hegyitej, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	por, tű, „hegyitej” (mikrobiális?)	felszálló pára? (mikrobiális!), vadózus zóna
magnezit	MgCO ₃	borsókő, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus

OXIDOK és HIDROXIDOK:

kvarc, kova (*)	SiO ₂	póruskitöltés mikropát (*), üledékkitöltés	elváltozott zóna/üledékkitöltés
goethit (*)	FeO(OH)	bevonat, telér*, gumó* (oxidáció)/ sznottit (mikrobiális), „cseppkő”, üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció/elváltozott zóna (freatikus, vadózus zóna)
hematit	Fe ₂ O ₃	bevonat (mikrobiális), telér* (oxidáció), üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
romanechit	(Ba, H ₂ O) ₂ (Mn ²⁺ , Mn ³⁺) ₄ O ₁₀	bevonat (mikrobiális), üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
hollandit	Ba (Mn ²⁺ , Mn ³⁺) ₂ O ₁₆		
todorokit?	(Na, Ca, K, Ba, Sr) _{1-x} (Mn, Mg, Al) ₆ O ₁₂ ·3-4H ₂ O		
birnessit?	(Na _{0.3} Ca _{0.1} K _{0.1})(Mn ⁴⁺ , Mn ³⁺) ₂ O ₄ ·1,5 H ₂ O		

II. táblázat. Folytatás

Table II. Cont.

Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
Barlangi kiválások (a fő üregek képződéssel egyidejű vagy később keletkezett); *barlangképződésnél idősebb; (*) kovás elváltozott zóna:			
SZULFÁTOK:			
barit	BaSO ₄	pát, telér*/ mikropát (mikrobiális?)	mélyfreatikus zóna/hidrotermás/vadózus zóna?
gipsz	CaSO ₄ × 2H ₂ O	gipsztör, gipszcillár (durva kristályos)	freatikus/vadózus zóna?
		durvakristályos kéreg, aprókristályos bevonat	evaporáció, vadózus zóna
		gipszvirág, gipszkigyó	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz szál (árvalányhaj), gipsztű (agyag felszínén)	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz hólyag	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz „cseppkő” (sztalaktit)	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna
		szelenit (áttetsző durva kristályok, agyagban), gipsz „tövis”	evaporáció, vadózus zóna
		gipszcillag (mikrobiális?)	evaporáció, vadózus zóna
cölesztin	SrSO ₄	mikropát	(gipszkéreg-szubsztrátum határán), vadózus zóna
thenardit	Na ₂ SO ₄	kristálysálak	evaporáció, vadózus zóna
pentahidrit	MgSO ₄ × 5H ₂ O	kristálysálak, „por”	evaporáció, vadózus zóna
hexahidrit	MgSO ₄ × 6H ₂ O	kristálysálak, „por”	evaporáció, vadózus zóna
epszomit	MgSO ₄ × 7H ₂ O	virág, kigyó	evaporáció, vadózus zóna
alunit (*)	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
jarosit (*)	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
EGYEBEK (nem szorosan a barlangképződéshez kötődő ásványok, ásványcsoportok):			
SZULFIDOK:			
pirit*	FeS ₂	telér, gumó (oxidálódik goethitté), hintett	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás/üledékes kőzetben
markazit*	FeS ₂	gumó (oxidálódik goethitté)	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás/üledékes kőzetben
cinnabarit	HgS	pát, telér, hintett*	hidrotermás
metacinnabarit	HgS	pát, telér, hintett*	hidrotermás
HALOGENIDEK:			
fluorit*	CaF ₂	telér	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás
„Agyagásványok” (SZILIKÁTOK):			
kaolinit (*)	Al ₂ [Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈]	póruskitöltés (mikropát (*), „por”), üledékkitöltés	elváltozott zóna/üledékkitöltés
halloysit	Al ₂ [Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈](H ₂ O) ₄	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
szepiolit	Mg ₃ Si ₆ O ₁₅ (OH) ₂ × 6 H ₂ O	pórusokban „por”	(gipszkéreg-szubsztrátum határán), vadózus zóna
illit*	(K, H ₂ O)(Al, Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂], (H ₂ O)]	üledékkitöltés, (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
szmektit csop.	(Na, Ca) _{0,33} (Al, Mg) ₂ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₂ × nH ₂ O	üledékkitöltés, (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
cirkon	ZrSiO ₄	üledékkitöltésben	üledékkitöltés
gránát (csoport), piroxén (csoport) – augit?		üledékkitöltésben	üledékkitöltés

mikroszkóp (SEM+EDX) (AMRAY 1830i) vizsgálat; és nyomelem összetételbeli mérések az MTA ATOMKI HEKAL jóvoltából, Debrecenben (Agilent 4100 MP-AES és Agilent 8800 ICP-MS Triple Quad). Az U–Th kor meghatározások SURÁNYI G. (Izotóp laboratórium) jóvoltából ICP-MS készülékkel (KFKI), a radiokarbon vizsgálatok MOLNÁR M. segítségével (MTA ATOMKI HEKAL, Debrecen, AMS laboratórium, Environ MICADAS típusú gyorsító tömegspektrométer), a ¹³C és ¹⁸O stabilizotóp geokémiai elemzések az MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet Stabilizotóp-laboratóriumában (Finnigan delta plus XP vivőgáz tömegspektrométer) készültek.

Hidrotermás eseményekhez kötődő repedéskitöltő ásványok

A repedéseket kitöltő ásványtársulásokat (kalcit, barit, pirit, fluorit, kvarc, „limonit”, cinnabarit, metacinnabarit, aragonit stb.) az elmúlt száz évben a témával foglalkozó kutatók különböző paragenetikai sorrendekbe állították, többféle képződési fázisba sorolták, és létrejöttüket általában utóvulkáni tevékenységhez kötötték (pl. SCHRÉTER 1912; SCHAFARZIK 1921; SCHERF 1922; TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989; NÁDOR 1991; SÁSDI 1993; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997a; NAGY S. 2008).

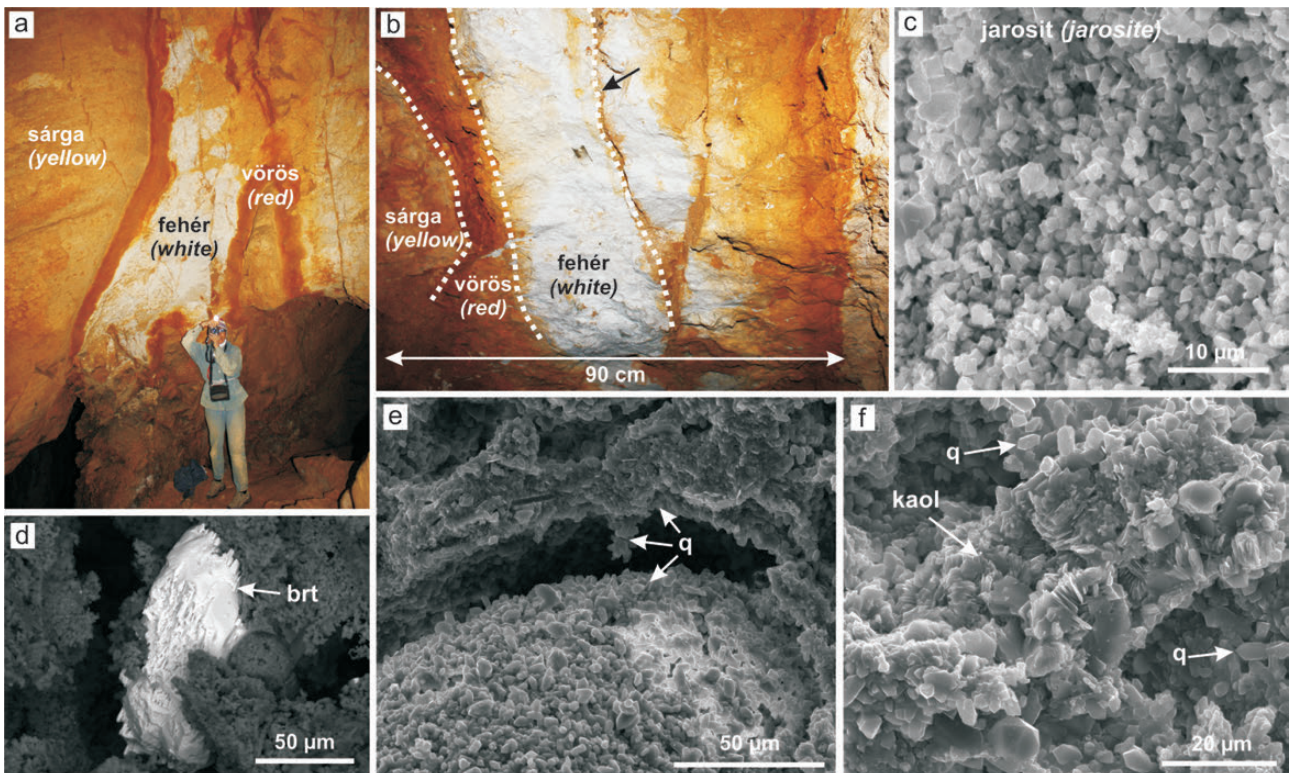
POROS (2011), GYÓRI et al. (2011) és POROS et al. (2012) munkái alapján a befogadó kőzet repedéseit, üregeit kitöltő ásványkiválások (jellemzően kalcit–barit–szulfid-, pirit-vagy markazittelések) — helyzetük, irányuk alapján — feltehetően a miocén hidrotermális események során, jellemzően 17–15 millió évvel ezelőtt, a kora-miocén végén–középső-miocén elején, 60–80 °C-os képződési hőmérsékleten, akár 800 m vastag üledéktakaróval fedetten, hosszú ideig fennálló freatikus környezetben, „lefojtott” hidrogeológiai viszonyok közt keletkeztek. Az ásványtelésekben néhány lelőhelyen fluoritot (a Kis-Sváb-hegyen és a Gellért-hegy K-i peremén) találtak. Cinnabaritot a Róka-hegyen azonosítottak, NAGY B. & PELIKÁN (1976) munkájában közölt cinnabarit és metacinnabarit-előfordulás nyomán. FÜREDI (1993) a cinnabarit barlangi megjelenését a Pál-völgyi-barlangban több barittel kapcsolatban is felveti. NÁDOR (1991), SÁSDI (1993), és NAGY S. (2008) a Ferenc-hegyi-barlangból ugyancsak barittal társuló cinnabaritot említene. Fluorit a Vérhalom–1 fúrás anyagából és a Pusztaszeri-barlangból is előkerült.

A repedéskitöltő kiválásokat (pl. kalcitot és baritot) a későbbi barlangképződési folyamatok feltárták, mivel később főként e repedések mentén zajlott a barlangjáratok kioldódása is (POROS 2011, POROS et al. 2012). A Molnár János-barlang víz alatti szakaszaiban és tárójában is (a kő-

zetben hintetten, gumó és telér formájában, ill. az üledékben) még üde pirit található, azonban a vadózus zónában, és a jelenleg már száraz, magasabb orográfiai helyzetben húzóódó barlangokban a pirit már goethitté és hematittá oxidálódott.

Kovás elváltozott zónák

A rózsadombi barlangokban (legáltalánosabban a Pál-völgyi-barlangrendszerben, ritkábban a Molnár János-, a Ferenc-hegyi-, a Szemplő-hegyi- és a József-hegyi-barlang egyes szakaszaiban) több helyen is megfigyelhető, hogy a barlang mennyezetét átszelő vékonyabb–vastagabb törések/repedések mentén a befogadó, magas agyagtartalmú eocén kőzet (főként márga) színe és állaga (porozitása) a repedéssel/töréssel párhuzamos sávban, 0,5–1,5, ritkán 2 méter vastagságban megváltozik (2. ábra, a, b). Ezek azok a kovás, porózus „elváltozott zónák”, melyeket a korábbi szerzők „kovás teléseknek” neveztek. A „kovás telések” létrejöttét SCHRÉTER (1912) után közel száz éven át az utóvilági működéshez kapcsolták, csak az átalakulás feltételezett kora és néhány apró részlet tekintetében mutatkoztak kisebb különbségek (pl. SCHAFARZIK 1921; SCHERF 1922; KADIĆ 1936; JASKÓ 1948; JAKUCS 1950; KÁRPÁT 1985; TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 1990; TAKÁCSNÉ BOLNER &



2. ábra. Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. a) Ásványtelések mentén létrejött kovás elváltozott zóna (Pál-völgyi-barlang); b) Elváltozott zóna részlete, az eredeti ásványtelér közepén nyílall jelölve (Pál-völgyi-barlang); c) Jarosit (Molnár János-barlang, SEM); d) Részben korrodálódott/erodálódott barit (brt) az elváltozott zóna közepén (Hideg-lyuk, SEM); e) Kioldódott kagylóhéj helyén képződött kvarc/kova (q) (Mátyás-hegyi-barlang, SEM); f) Elváltozott zóna fehér sávjában képződött kaolinit (kaol) és kvarc/kova (q) (Pál-völgyi-barlang, SEM)

Figure 2. Siliceous altered zones in the caves of Rózsadomb. a) Siliceous altered zones along the mineral veins (Pál-völgy Cave); b) Details of an altered zone. The original mineral vein indicated by white arrow (Pál-völgy Cave); c) Jarosite (Molnár János Cave, SEM); d) Partly corroded/eroded barite (brt) in the middle of the altered zone (Hideg-lyuk, SEM); e) Quartz/silica (q) cement replacing the dissolved carbonate shell of a Pecten (Mátyás-hegy Cave, SEM); f) Kaolinite (kaol) and Quartz/silica (q) precipitated in the white band of altered zone (Pál-völgy Cave, SEM)

KRAUS 1989; NÁDOR 1991; SÁSDI 1993; NAGY S. 2008; részletesen I. VÖRÖS 2013; VÖRÖS et al. 2013).

GYŐRI et al. (2011) a Mátyás-hegy DK-i kőfejtőben található „kovás” elváltozást megvizsgálva — SÁSDI (1993) véleményéhez hasonlóan — azt feltételezi, hogy a fent említett elméletekkel ellentétben nem kovásodás történt, hanem a márga CaCO_3 -tartalma oldódott ki. Ő cementfázisként kovát — egyetlen, belső kovacementtel kitöltött ősmaradvány kivételével — nem talált. Úgy gondolja, hogy a kőzet visszamaradt, oldhatatlan fázisai: a detritális kvarc- és az agyagásványok alkotják a könnyű és nagy porozitású kőzetet. Az elváltozott márga másodlagos pórusaiban fenn-nőtt alunitkristályokat mutatott ki, melyek képződéséhez szükséges kéntartalmú oldat forrásaként alternatívaként, a pirit-oxidáció hatására kialakult savas környezetet, vagy a törések mentén feláramló H_2S -tartalmú fluidumokat jelölte meg. Szerinte a kénsavas oldás eredményének tekinthető elváltozott zónák képződése a miocén kalcit- és barittelérek képződése után, az azok mentén áramló felszín alatti víz hatására történt, de megelőzte a fő barlangképződési fázis eseményeit, így ezt a jelenséget feltételesen a pliocén idejére teszi.

Az alunit azonosítása fontos eredmény, mert POLYAK & PROVENCIO (2001), POLYAK et al. (2006) és PALMER (2007) leírásaiból tudjuk, hogy olyan barlangokban, ahol agyagtartalmú kőzetek (márgák) kénsavas oldatokkal kerültek kölcsönhatásba, reakciótermékként alunitot, kaolinitet (halloysit) és kovakiválást lehet megfigyelni. Ez alapján a rózsadombi barlangok elváltozott zónáiban megfigyelt ásványok közül nemcsak a márgás eocén kőzetek és a kéntartalmú fluidumok reakciótermékeként, az illitből és a detritális földpátszemcsékből származó K felhasználásával létrejött alunit megjelenését, hanem a pórusokban történő kovadásulást is lehet a kénsavas oldatokkal való kölcsönhatással magyarázni. Oxidatív környezetben, a márga mésztartalma és az oldat kéntartalma következtében a pórusokban gipsz is megjelenhet.

A Pál-völgyi-barlangrendszerben, a Ferenc-hegyi-barlangban és a Molnár János-barlang Kessler-termében végzett vizsgálatok újabb eredményekkel járulnak hozzá a kovás elváltozott zónák képződésének megértéséhez (VÖRÖS 2013, VÖRÖS et al. 2013). Az újabb modell szerint a Budai Márgában a korábbi repedéskitöltő hidrotermás, pirittartalmú (FeS_2) ásványtelérek mentén, feltehetően a pirit vizes közegben lejátszódó oxidációja hatására felszabaduló kénsavas oldatok „oldó” hatásának következménye lehet a kovás, porózus elváltozott zónák kialakulása. A Budai-termálkarszton a miocén pirites ásványtelérek mellett a nagyobb méretű piritgumók, pirites fészkek, ill. egyes esetekben a Budai Márga, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag diszperz pirittartalmának oxidációja járulhat hozzá lokálisan a kőzetek kénsavas oldódásához. A márgában helyenként dúsuló diszperz pirit oxidációjának köszönhető a kőzet 1–2 cm átmérőjű, kerekded oldásos bemélyedéseinek a kialakulása (pl. az Alibi-barlangok esetében). A nagyobb tömegű pirit-fészkek átalakulása pedig ökolny méretű goethitcsomók kialakulását eredményezte (pl. a József-hegyi- és a Mátyás-hegyi-barlangban).

A lokálisan erősen savas környezetben a márga karbonáttartalma kioldódott, és a helyen keletkező pórusokban, üregekben az agyagásványok kénsav hatására történő átalakulásából származó kvarc (kova) és kaolinit vált ki (2. ábra, e, f). A márga agyagásványai és a kénsavas fluidum kölcsönhatásának eredményeként a fentiek mellett kis mennyiségben alunit (GYŐRI et al. 2011) és jarosit is kimutatható (2. ábra, c). A pirittartalmú érkitöltésből származó Fe^{2+} -ból az oxidáció során Fe^{3+} keletkezett, és az oxidált állapotú vas-ionok oldalirányba vándoroltak, majd a savas oldat miatt megnövekedő pH-jú közegben a karbonátos mellékkőzettel kölcsönhatásba lépve a vas amorf ferrihidrit formájában kivált, és idővel goethitté alakult. Az oldódási-kiválási jelenség eredménye a korábbi telért követő sáv mentén kialakult jellegzetes fehér-vörös-(sárga) elszíneződésű, gyakorlatilag karbonátmentes, ősmaradványhéjak „kovásodott” maradványait tartalmazó (2. ábra, e), könnyen morzsolható, porózus elváltozott zóna (pl. Mátyás-hegyi-barlang, Névtelen-folyosó). A korábbi pirit-kalcit-barittelérek mentén a kalcit kioldódása, a barit részleges degradációja (2. ábra, d) és a pirit oxidációja, ill. agyagásványosodás tapasztalható. A folyamat a hosszan elnyúló barlangképződés idején (a pleisztocénben) történhetett, amikor a barlangjárat már a karsztvízszint közelében lehetett. Tehát a barlangot kioldó fluidumok elősegítették és erősítették a pirit oxidálódását, és ezáltal az elváltozott zónák kiszélesedését is. A freatikus zóna hátárán a kőzet mikroporozitását kitöltő víz, a vadózus zónában pedig a kapilláris víz oldottoxigén-tartalma tudta biztosítani a piritoxidáció feltételeit. Természetesen nem zárható ki, hogy a korábban már említett, törések mentén feláramló, termálvízben megtalálható H_2S -tartalmú fluidumok is szerepet játszottak az elváltozás létrejöttében (VÖRÖS et al. 2013).

A hipogén barlangképződéshez (termálkarsztos fázis) kötődő ásványok

Mélyebb helyzetben lévő freatikus, viszonylag állandó kémiai, hőmérsékleti és nyomásviszonyokkal jellemezhető környezetben, adott ionra nézve helyenként túltelített oldatból keletkezhetnek a jellemzően nagyméretű (több cm), sajátalakú üreg- (és repedés-) kitöltő durvapátos kalcit- és baritkristályok (vö. HILL & FORTI 1997, PALMER 2007; l. következő fejezet).

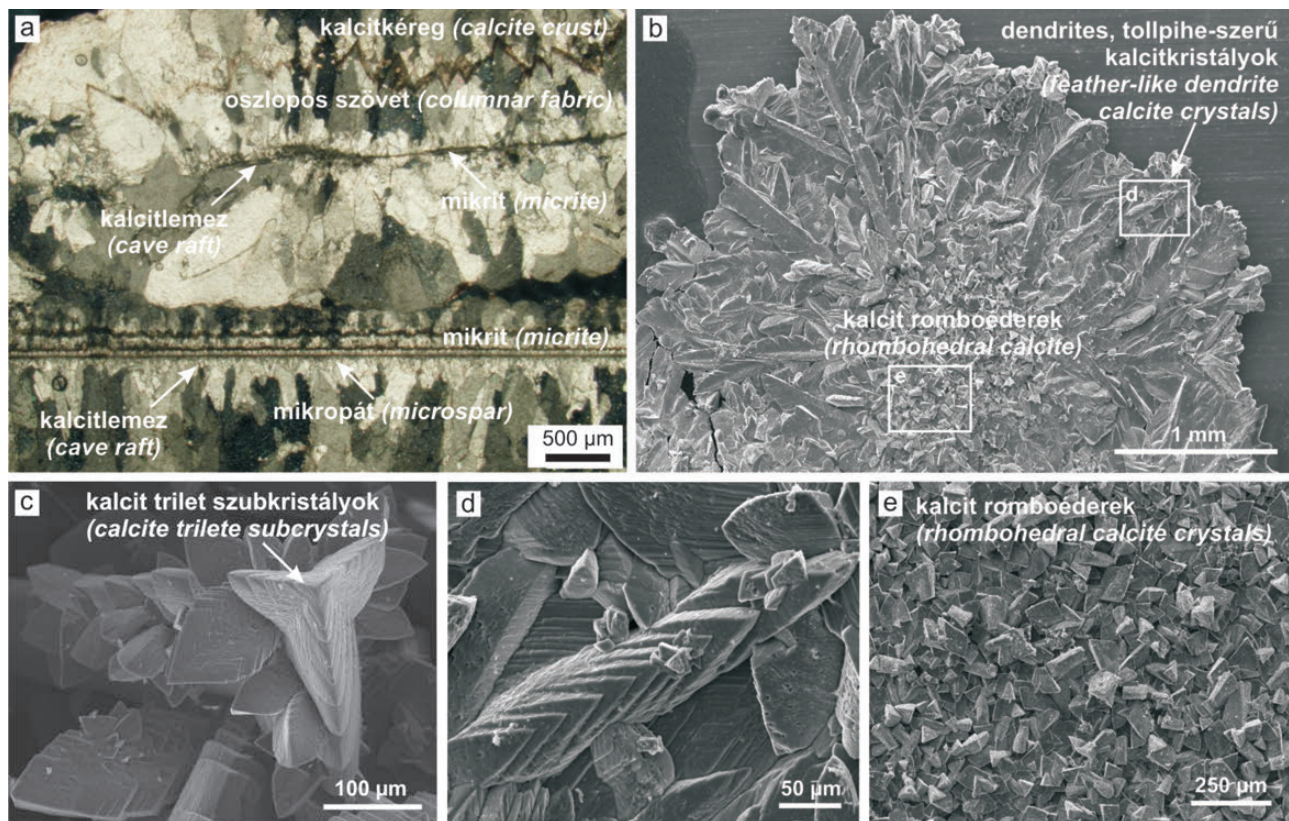
A terület kiemelkedésével és a karsztvízszint egyidejű csökkenésével a járatok a freatikus zónából fokozatosan a vadózus zónába kerültek. Egyes barlangjáratokban (elsősorban a magasra felnyúló hasadékokban) a meleg víz hosszú ideig (akár több tízezer, vagy akár százezer évig) is tartózkodhatott (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012). Előfordulhatott, hogy a járat alsó részében még a keveredési korrózió folyamatával jellemezhető freatikus, a felső részében már — kondenzvíz korróziót is feltételezve — vadózus viszonyok uralkodtak. Jelenlegi példa erre a földtani helyzetre a Molnár János-barlang Kessler-terme. A járatokat oldó, eredetileg agresszív víz idővel, a mellékkőzet oldódása következtében, telítetté vált. A karbonátkiválás ak-

kor indulhatott meg, amikor a vízszint felett már levegős részek is voltak, azaz már megvolt a lehetőség a vízben oldott CO₂ eltávozására („kigázosodás”) és a párolgásra (a vadózus zónában, a járatok főtéjén kondenzvíz korrózióra és gömbfülkék képződésére, vö. MÜLLER 1974; SZUNYOGH 1982, 1984, 1989; KRAUS 1993; AUDRA et al. 2007). A karbonátos kőzetek oldódása és a kigázosodás eredményeként a víz fokozatosan túltelítetté vált. A Szemlő-hegyi-barlangban végzett speleotéma-térképezés eredményei alapján a kiválás több mint 500 ezer évvel ezelőtt indulhatott meg, amikor a barlangot meghatározó ÉK–DNy-i csapásirányú járatok aljában feltehetően néhány (1,5–9 méter) mély, gáttal elválasztott langyos, karbonátra túltelített vizű, egymástól elkülönülő tavak húzódtak (VIRÁG et al. 2015, 2016). A jellemzően karbonátásványokból álló termálkarsztos kiválások a képződési környezetnek megfelelően változatos morfológiájúak. Ehhez igazodik osztályozásuk és ez kínál lehetőséget a környezeti rekonstrukcióra. FORD (1995) megfigyelései szerint a fenti körülmények között a barlangi kiválások képződése általában a vízszint alatt 2 méterrel a legintenzívebb, és a vízszint alatt ~10 méterrel már jellemzően nem következik be.

A barlangot részben kitöltő meleg vizű tóban, a vízszint

alatt (annak feltehetően a felső néhány méterén) a túltelítetté váló vízből lassú, hosszan elhúzódó folyamat során, freatikus körülmények közt vált ki a járatok — főként gömbfülkék — falait egyenletes vastagságban borító, összefüggő kalcitkéreg, vagy karfiolszerű kalcitkéreg (cave clouds, mammillary crust). Keresztmetszetben jól látszik, hogy az akár 3–10 cm vastag kalcitkéregt tömötten egymás mellé rendeződő, durvakristályos, megnyúlt, oszlopos kristályok alkotják (pl. Szemlő-hegyi-barlang, József-hegyi-barlang).

A járatot kitöltő, nyugodt víztükrű tó felszínén, a vízszintben válik ki a kalcitlemez („barlangi tutaj”, cave raft; 3. ábra, a; BLACK 1953), amelynek képződése például a Gellért-hegy forrásaiban vagy a Molnár János-barlang Szt. Lukács-kristályágában ma is megfigyelhető. A CO₂-kigázosodás eredményeként a meleg víz túltelítetté válik. A párolgó vízfelszínen kezdetben vékony mészhártya válik ki, amelyet a felületi feszültség tart fent. A lebegő vékony lemez a tó felszínére cseppenő víz által keltett hullámzás hatására eltörik, és lesüllyed a tó fenekére. A túltelített, víz alatti környezetben a kalcitkéreghez hasonló módon a kalcitlemezek tovább növekednek, vastagodnak (3. ábra, b–e). Jellemzően a lemezek oldalsó peremén dendrites, „tollpihe-szerű” kristályok, kalcit trilet szubkristályok (vö. JONES 2005,



3. ábra. Kalcitlemezek. a) Víz alatt tovább vastagodott kalcitlemez mikroszkópi képe (Szemlő-hegyi-barlang, XN; nevezéktan: FRISIA & BORSATO 2010); b) Kalcitlemez belső alap romboéderei és dendrites, tollpiheszerű kalcitkristály tovább növekedései a szegélyen (Gellért I. Ősforrás, SEM; nevezéktan: JONES 2005, JONES & RENAULT 2010); c) Kalcit dendrites kristályok trilet szubkristályai (Gellért táro, SEM); d) Kalcit trilet szubkristályok (3. ábra, b) (Gellért I. Ősforrás, SEM); e) Kalcitlemez kezdeti, belső alap romboéderei (3. ábra, b) (Gellért I. Ősforrás, SEM)

Figure 3. Cave rafts. a) Cave rafts and its phreatic overgrowth of calcite crust under polarization microscope (Szemlő-hegy Cave, XN; terminology based on FRISIA & BORSATO 2010); b) Cave raft and its details. Rhombohedral calcite crystals on central base of cave raft. Feather-like dendrite calcite crystals overgrowth on the edge of the central part of cave raft (Gellért I. Spring, SEM; terminology based on JONES 2005, JONES & RENAULT 2010); c) Calcite trilete subcrystals of dendritic fabric (Gellért tunnel, SEM); d) Details of calcite trilete subcrystals on Figure 3, b (Gellért I. Spring, SEM); e) Details of rhombohedral calcite crystals on central part of Figure 3, b (Gellért I. Spring, SEM)

JONES & RENAUT 2010) figyelhető meg (3. ábra, c, d). Amíg az Ősforrásban képződő kalcitlemezek fent említett formái csak mikroszkóppal látszódnak, a Királylakai-barlang pátos kristályai szabad szemmel is jól megfigyelhetők. Az Ősforrás kalcitlemezei vékonyak, egymáshoz kevésbé cementálódtak, ami azt jelzi, hogy ott a lesüllyedést követően az idő és a körülmények nem voltak megfelelők a jelentősebb megvastagodáshoz (VIRÁG et al. 2013d). A mészhártyák lesüllyedése gyakran megismétlődött. Az Ősforrás mellett többek között a Török-forrás-barlangjában és a Molnár János-barlang Szt. Lukács-kristályágában is intenzív, recens kalcitlemez-képződés figyelhető meg. Kalcitlemez jóval lassabb ütemben, hideg vízzel tavakban is kiválthat; pl. Pál-völgyi-, Béke- és Baradla-barlang. A jelenleg már kiemelt helyzetben lévő, inaktív budai barlangokban több tízezer év is rendelkezésre állt ehhez a folyamathoz. Ebből adódóan például a Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlang, vagy a Királylakai-barlang járataiban sok helyen láthatunk ilyen megvastagodott és egymáshoz cementálódott lemezeket, amelyek középső részén megfigyelhető az eredeti vékony lemez és a körülötte megvastagodott szegély is, amellyel ezek a kiválások a 2–3 cm vastagságot is elérhetik (3. ábra, a). A lemezek vastagsága eredetileg max. 0,5–1 mm lehetett. Az egyedi kalcitlemezekből álló felhalmozódások vastagsága meghaladhatja a 0,5–1 métert is (pl. a Pál-völgyi-barlangban). A kalcitlemezek tömeges jelenléte arra utal, hogy keletkezésük idején nagy szabad felülettel rendelkező, összefüggő karsztvíz töltötte ki a járatokat, és hosszú időn keresztül zavartalanul folyhatott a CaCO_3 kiválása. Ez a jelenség feltehetően összefügg a tó mélységével és a víz telítettségével, valamint a rendelkezésre álló idővel. A Szemlő-hegyi-barlang egykori tavainak feltételezett szegélyén és a kalcitlemez-halmok legfelső szakaszán már csak mm vékony, cementáció nélküli kalcitlemezek láthatóak (VIRÁG et al. 2015, 2016). A Citadella-kristálybarlangban és a Ferenc-hegyi-barlangban csak alárendelt mennyiségben található vékony kalcitlemezek. A Pál-völgyi-barlangban sok helyen megfigyelhető, hogy a kalcitlemez-lerakódások nem az aljzaton, hanem a járatok falához cementálódva őrződtek meg, kijelölve így az egykori aljzat helyét. E színlőszerű, párkányokat és álmennyezeteket alkotó horizontok akár tágas folyosókon keresztül is követhetők a barlangon belül. Helyenként ezek alsó részén jellegzetes poligonális bordázat (szeptária-boxwork) figyelhető meg. A vízszint lecsökkenésekor kiszáradt agyagos üledék repedéseiben válhatott ki az újabb vízelöntés során a kalcit, amely így megőrizte az egykori agyagos aljzat száradási repedéseinek nyomait. (Legkívül gyakran gipszkristálykák borítják a felszínét pl. a József-hegyi-barlangban: ADAMKÓ & LEÉL-ŐSSY 1984.) Az újabb jelentős vízszint-csökkenés idején a kalcitlemezek alól áthalmozódott az agyag, így az egykori üledékfelszín morfológiája megőrződött (KISS & TAKÁCSNÉ BOLNER 1987). A jelenség hasonló a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban észlelt „V” alakú száradási repedésekkel kapcsolatos kiválásokhoz.

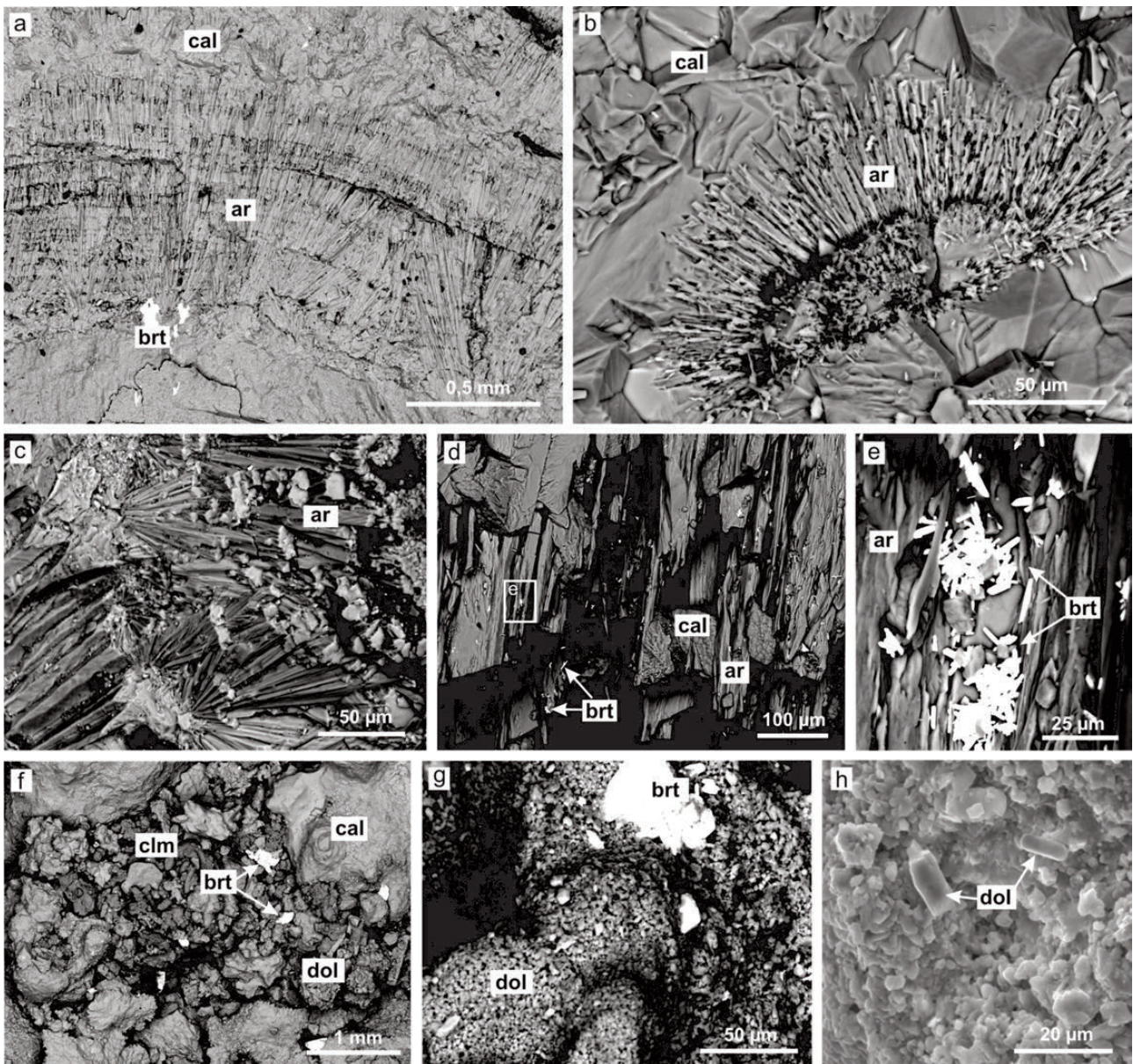
A tó felszínét érő állandó csepegés, vagy egy-egy buborékfeláramlási hely környezetében a kalcitlemezek hosszú

időn keresztül ugyanazon helyen süllyedhetnek le, így egy ponton halmozódnak fel és cementálódnak össze, oszlopszerű képződményt, kalcitlemez-kúpokat („barlangi karácsonyfákat”; cave cone) hozva létre (pl. Pál-völgyi-, Szemlő-hegyi-, József-hegyi- és Citadella-kristálybarlang).

A vízszintjelző kalcitkiválások közé tartoznak a fokozatosan süllyedő vízszint mentén fejlődő, egymás alatt szabályos távolságra húzódnó, horizontálisan elnyúló kiválások sorozatából álló ún. apadási színlőbordák (folia; pl. Pál-völgyi-barlangrendszer, Királylakai-barlang, Gellért-hegy Török-forrás-barlangja, Tamara-barlang). Ezek a tó egykori peremvonalának helyzetét örökítik meg.

A főként kalcit (és kisebb részt aragonit) anyagú közönséges borsókó (sárga vagy fehér színű, koncentrikus szerkezetű gömböcskék halmaza; cave coralloid, popcorn) már a vadózus zónában, a meleg vízzel a tó szintje felett, evaporáció és CO_2 -kigázosodás eredményeként (vagy a felszínről beszivárgó, és a barlangi huzat hatására bepárlódó vízből) keletkezett. HILL & FORTI (1997), KOLESAR & RIGGS (2004) és mások szerint ez a kiválástípus többféle módon is létrejöhet: (1) a párolgó tó felszínéről a vele érintkező, mállott kőzetfelületen kapillárisan felkúszó, túltelített vízfilm elpárolgásával; (2) a magasból lecseppenő víz szétporladásával („spricc” borsókó); (3) a kiálló falfelületeken a lecsapódó vízpárát (aeroszolt) vagy a falfelületen szivárgó vízfilm „szárító” huzat hatására („huzatborsókó”). Borsókó kiválhat a következő folyamat során is: (4) a meleg vízzel a tó párolgásával a magasabban húzódnó hideg falfelületre kondenzvízként lecsapódó vízpára a légtér CO_2 -ját felvéve (esetleg a beszivárgó vízzel elegyedve, a keveredési korrózió jelenségének köszönhetően oldóképessé válik). Az üreg falfelületén lecsorgó, kezdetben még agresszív, telítetlen vízfilm azonban lejjebb, a tóhoz közeledve egyre melegebb kőzetfelületen, fokozatosan túltelítetté válik, és a vadózus zóna alsóbb járatszakaszain, a CO_2 -kigázosodás és párolgás következtében, borsókóként válik ki belőle a CaCO_3 (pl. AUDRA et al. 2007). A rózsadombi barlangok borsókóveinek létrejöttéért főként az (1) és (4) folyamatok lehetnek felelősek (l. még MÜLLER (1974) és KRAUS (1993) modelljeit). Pontos genetikájuk ma sem teljesen tisztázott. A közönséges borsókó gyakori a Szemlő-hegyi-, Ferenc-hegyi-, József-hegyi- és Királylakai-barlangban. A képződmény hegyén vagy bázisán gyakran aragonit kristálytűcsomói (frostwork) figyelhető meg (l. még később), amelyek a kiválás növekedése során az egyes sávok közt is belső laminákat alkothatnak (4. ábra, a–c). A kezdeti aragonittűk közti pórusokban és a tűk felszínén kalcit és táblás baritkristályok növekedhetnek (4. ábra, d, e). Az ún. porózus borsókó („kalciszivacs”) apró borsókóformái között nagy porozitással rendelkezik, és az apró üregekben változatos ásványtársulás figyelhető meg (pl. huntit, dolomit — l. később, — barit, agyagásványok; (4. ábra, f–h); VIRÁG et al. (2015, 2016).

A meleg vízhez kötődő légteres részekben, ha a környezet kedvez a párolgásnak, további ásványfajok és kiválástípusok keletkeznek. Kalcit (főleg borsókó) és aragonit-tűkristályok együttes megjelenésével jellemezhetőek a lefelé



4. ábra. Borsókó. a) Borsókó belső sávjai: kalcit- (cal) és aragonit- (ar) tűk, közte apró barit (brt) (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); b) Borsókó bázisa (kezdeti aragonittűk: ar), és rajta tovább növekedő kalcit- (cal) kristályok (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); c) Aragonittűk (ar) részlete (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); d) Aragonit- (ar) tűk között képződő kalcit- (cal) és táblás barit- (brt) kristályok (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); e) Aragonit (ar) tűkön növekedő táblás barit (brt) részlete (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); f) Porózus borsókó pórusaiban képződött barit (brt), dolomit (dol) és agyagásványok (clm) (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); g) A pórusokban képződött dolomit (dol) és barit (brt) részlete (Szemplő-hegyi-barlang, SEM); h) Feltehetően mikrobiális közreműködéssel képződött? dolomit- (dol) kristályok (Szemplő-hegyi-barlang, SEM)

Figure 4. Cave coralloid. a) Calcite (cal) crystals, aragonite (ar) needles with small sized barite (brt) forming the internal bands of cave coralloid (Szemplő-hegy Cave, SEM); b) Base of cave coralloid made of aragonite (ar) needles overgrown by calcite (cal) crystal on the needles (Szemplő-hegy Cave, SEM); c) Details of aragonite (ar) needles (Szemplő-hegy Cave, SEM); d) Calcite (cal) and tabular barite (brt) crystals among the aragonite (ar) needles (Szemplő-hegy Cave, SEM); e) Details of tabular barite (brt) growth on the aragonite (ar) needles (Szemplő-hegy Cave, SEM); f) Barite (brt), dolomite (dol) and clay minerals (clm) in the pores of porous cave coralloid (Szemplő-hegy Cave, SEM); g) Details of dolomite (dol) and barite (brt) crystals growth in the pores (Szemplő-hegy Cave, SEM); h) Possibly microbially mediated dolomite (dol) crystals (Szemplő-hegy Cave, SEM)

talszerűen elvégződő tálcsák, borsókófüggönyök (logotit) és borsókóoszlopok (logomit) (Szemplő-hegyi-barlang, József-hegyi-barlang); vö. KRAUS (2006). Tágasabb járatba torkolló szűk repedéseken feláramló meleg, nagy CO₂-tartalmú levegő kiáramlásának környezetében hasonló (szintén párolgás–kigázosodás által kiváltott) folyamatok során jön létre a repedések szájánál képződő borsókóperem (pl. Szemplő-hegyi-barlang). A légtér barlangszakaszokban

termásvíz párolgásához, CO₂-kigázosodáshoz, a mélyebbről feláramló meleg levegő szárító hatásához („evaporációhoz”) köthetően képződő kiválások létrejöttének meteorológiai körülményeit a Szemplő-hegyi- és a Molnár János-barlangban jelenleg WEIDINGER et al. (2017) vizsgálja. Az aragonit tűkristályok és kristálypamacsok, „bokorszerű” (frostwork) képződmények szintén „evaporációs” eredetűek (pl. József-hegyi-barlang, Szemplő-hegyi-barlang, Király-

laki-barlang, Citadella-kristálybarlang). Aragonit hideg vízből is kiválhat, ha a vízben jelentős a kalcit kristályosodását gátló Mg-ionok koncentrációja ($> 12 \text{ mol\% MgCO}_3$), de a szulfátaktivitás is kalcitkiválást gátló, az aragonit kiválását elősegítő tényező lehet (GONZALEZ & LOHMANN 1988). A Mg-ionok jelenlétével és az intenzív párolgással hozzák összefüggésbe a nagy víztartalmú, kenhető hegyitej (montmilch), kiszáradva por formájában megjelenő, ill. apró kristálytűk, borsókó formájában is megfigyelhető magas Mg-tartalmú karbonátásványok: hidromagnezit (pl. Királylaki-barlang, József-hegyi-barlang, Ferenc-hegyi-barlang), magnezit (Erdőhát úti-barlang), huntit, és dolomit (utóbbiak pl. Molnár János-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Citadella-kristálybarlang, József-hegyi-barlang) keletkezését (HILL & FORTI 1997). A dolomitásvány előfordulását először BOGNÁR (1986) azonosította a József-hegyi-barlangban. A dolomitásványok (a képződéshez szükséges körülményeket ismerve) itt feltehetően mikrobák közreműködése által segített módon (vö. JONES 2010) jöhettek létre (4. ábra, g, h). Ugyanakkor egyes szerzők az aragonit, huntit vagy hidromagnezit dolomitá alakulását is feltételezik (pl. HILL 1987, POLYAK 1992).

A karbonátos kiválások képződéséért alapvetően a CO_2 -kigázosodás és/vagy az evaporáció (párolgás) és a víz túltelődése felelős.

A legújabb vizsgálatok megállapították (ERŐSS 2010; BORSODI et al. 2012; ANDA et al. 2014, 2015, 2017; MAKK et al. 2016; BODOR et al. 2017), hogy elsősorban a Gellért-hegy térségében, jelenleg az üregek oldódásában és az ásványkiválásban a kénsavas barlangképződést mikrobiális tevékenység is segítheti. Fenti szerzők olyan szulfátredukáló, szulfidoxidáló, illetve $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ oxidációval kolloidális ferrihidrit — $\text{Fe}(\text{OH})_3$ kiválását előidéző mikrobaközösségeket azonosítottak, amelyeket korábban már például ENGEL (2007) mint a kénsavas barlangokra jellemző életközösségeket írt le.

A redox viszonyoknak a vízfelszín közelében, ill. fölötté, a vadózus zónában észlelhető megváltozása a barlang falán vagy a korábbi kiválások felületén jellegzetes, vas-mangán-oxidos (-hidroxidos) kiválást, feketés, vörösesbarnás bevonatot eredményez (5. ábra, h). Ezek létrejötte valószínűleg (részben) mikrobák közreműködésével történik (vö. PALMER 2007). Jelenleg a Molnár János-barlang freatikus (keveredési?) zónájában, ill. a tavak szintje fölötti kb. 80 cm-es sávban figyelhető meg barnásfekete bevonat (5. ábra, c). Helyenként az aláhajló felületekről nyálkás állagú, függőceppkőre emlékeztető, feltehetően szintén mikrobiális eredetű, barnásfekete alakzatok nyúlnak alá (sznottitok; 5. ábra, j). A bevonatokhoz gyakran gipszkristályok társulnak. A vas-oxid (-hidroxid) ferrihidrit, goethit és hematit formájában, a mangán-oxid (-hidroxid) pedig romanechit, hollandit (NAGY S. 2008), todorokit vagy birnessit ásványként jelenik meg, azonban — főleg az utóbbiak — azonosítása, amorf képződmények lévén, meglehetősen bizonytalan. Fekete mangán-oxid (hidroxid) gyakran figyelhető meg a vadózus zónabeli barlangok karbonátos kiválásainak bázisán (pl. borsókó: József-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Királylaki-barlang), a Ferenc-hegyi-bar-

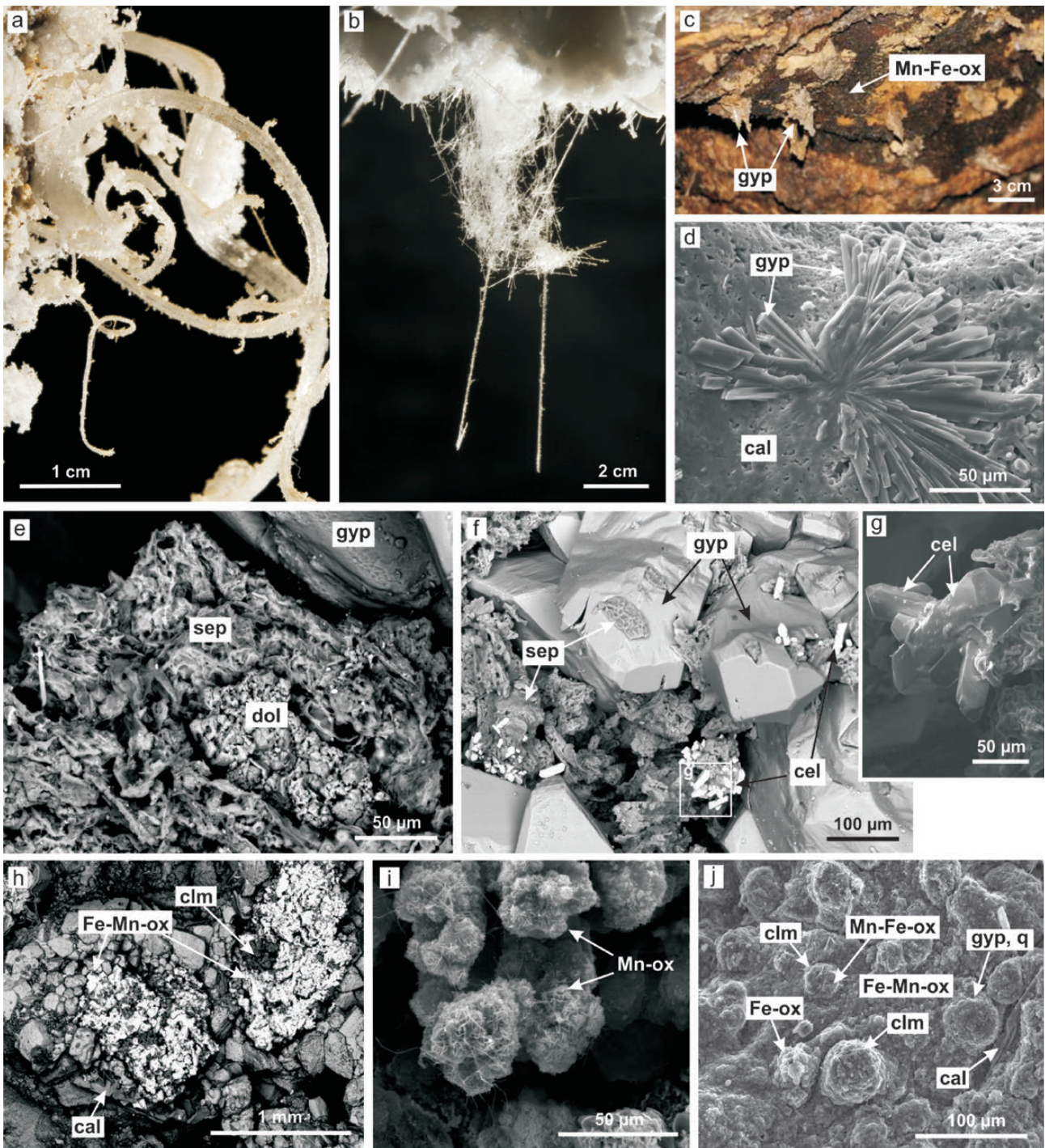
langban, vagy „porszerű” formában a Királylaki-barlangban (5. ábra, i). Az aljzati üledéket pl. a Szemlő-hegyi-barlangban a vas-mangán-oxidos kiválás vörösre és feketére színezi.

A mikrobák közreműködéséhez kötöten, pl. a Gellért-hegy üregeiben recensen (biofilm) képződő ferrihidritet azonosítottak (pl. Török-forrás-barlangja), melynek fosszilis (goethit, ill. helyenként hematit) „üledék” megfelelőjét is megtalálták a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban (ERŐSS 2010, PÁSZTOR 2016).

A termálkarsztos fázishoz és/vagy felszínről beszivárgó vízhez kötődő ásványok

A hófehér vagy áttetsző gipsz képződhet a termásvíz hatására is: a vízzel feláramló H_2S kénsavvá oxidálódik, és ez lép reakcióba — jellemzően a víztükör fölötti, légtéres szakaszban a nedves felületű karbonátos alapközzel, vagy a barlangi kiválásokkal. Általános jelenség a mészkőben és márgában hintve vagy gumó formájában, illetve a barlangnál idősebb ásványtelérekben található pirit (vagy markazit) oxidációja során keletkező kénsavas víz karbonátokkal való reakciója és az ezt követő evaporáció eredményeként a gipszkiválás. A beszivárgó víz oxidálhatja a fedőkőzetben található piritet, és a keletkező szulfátot a barlangüregbe juttatja, amely jellemzően gipszkiválást eredményez. A József-hegyi-barlangból kerültek leírásra a legnagyobb tömegben és legváltozatosabb formában megjelenő gipszképződmények. A légtéres járatokba szivárgó víz párolgása miatt kiváló szulfátásvány megjelenhet gipszcseppkő, a falakat nagy felületen beborító (a rózsadombi barlangokban leginkább elterjedt) gipszkéreg, a faltól növekedés közben eltávolodó gipszhólyag, a falból kiálló (1–2 cm hosszú, 1–3 mm széles) vagy aljzaton heverő, akár 20 cm hosszúságú, 3 mm széles gipsztűk formájában. A gipszvirág és a gipszkígyó általában 5–15 cm hosszúságú (5. ábra, a). A gipszkígyók alig pár mm átmérőjűek, a kristálytani C-tengelyük körül csavarodó, megnyúlt, kunkorodó hófehér képződmények. A gipszvirágok rostos száalai az 1 cm-es vastagságot is meghaladhatják, és gyakran egy pontból kiindulva 360° -ban terülnek szét. Az ún. árvalányhaj hajlékony gipszszáalai hajszálvékonyak (5. ábra, b), hosszúságuk akár az 1 métert is megközelítheti. Sokszor vattaszerű, kusza csomókban halmozódnak fel az aljzaton, máskor az oldal-falról nőnek ki, vagy a mennyezetről lógnak le. Elképzelhető, hogy a termásvízes időszakban, még freatikus körülmények közt képződtek a barlang látványos, több centiméter hosszú, durvakristályos, vastag gipsztőrei, gipszcstillárai (pl. LEÉL-ŐSSY SZ. 1995; 1997a, b; 2014).

Az utóbbi időben felfedezett Citadella-kristálybarlangban is gazdag formakincsű gipszkiválások jellemzőek (gipszkéreg, -hólyag, -kígyó, -virág, -szál; LEÉL-ŐSSY SZ. et al. 2007). A Molnár János-barlang Kessler-termében a vízszint fölötti 40–90 cm közti szakaszon durvakristályos gipsz-„tövisek” (5. ábra, c), az agyagban áttetsző durva gipszkristályok (szelenitek), gipszcstillagok, a magasabb zónában pedig helyenként 1,5–5,5 m-rel a vízszint fölött nagyobb



5. ábra. Gipsz és vas-mangán-oxid (-hidroxid) kiválások. a) Gipsz-„kigyók” (Citadella-kristálybarlang); b) Gipszszálak, -tűk (Citadella-kristálybarlang); c) Gipsz-„tövisek” (gyp) és mangános-vas-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat az agyagos, oldott márga oldalfalon (Molnár János-barlang); d) Gipszcsillagok (gyp) a kalcit- (cal) kiváláson (apadási színlobordán) (Török-forrás-barlangja, SEM); e) Gipszkéreg (gyp) és kalcitkiválások kontakt zónájában: dolomit (dol) és sepiolit (sep) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); f) Gipszkéreg (gyp) kontakt zónájának pórusaiban cölesztin (cel) és sepiolit (sep) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); g) Cölesztin (cel) (5. ábra f) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); h) Kalciton (cal) vas-mangán-oxidos (Fe-Mn-ox) kiválás és agyagásványok (clm), a kalcitkristályok felületének visszaoldódásával (Királylakai-barlang, SEM); i) Mangán-oxidos (Mn-ox) kiválás, bevonat (Molnár János-barlang, Szt Lukács-ág, SEM); j) Sznottit felületének ásványkiválásai: Mn-Fe-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat, agyagásványok (clm), gipsz (gyp), kvarc (q) és visszaoldott kalcitkristály (cal) (Molnár János-barlang, SEM)

Figure 5. Gypsum and Fe-Mn-oxide (hydroxide) speleothems. a) Gypsum „snake” (Citadella Crystal Cave); b) Fibrous gypsum and cave cottons (Citadella Crystal Cave); c) Gypsum „thorns” (gyp) and Mn-Fe-oxide coated speleothems on the clayey originally marl cave wall (Molnár János Cave); d) Gypsum „stars” (gyp) on the folia calcite speleothems (Török Spring Cave, SEM); e) Dolomite (dol) and sepiolite (sep) at the altered contact zone between the gypsum crust (gyp) and its calcite substratum (Szemlő-hegyi Cave, SEM); f) Celestite (cel) and sepiolite (sep) in the pores of altered contact zone between the gypsum crust (gyp) and its calcite substratum (Szemlő-hegyi Cave, SEM); g) Celestite (cel) (Details of Figure 5, f) (Szemlő-hegyi Cave, SEM); h) Fe-Mn-oxide coated speleothems and clay minerals (clm) on the dissolved surface of calcite (cal) crystals (Királylakai Cave, SEM); i) Manganese-oxide (Mn-ox) coated speleothems (Molnár János Cave, St Lukács passage, SEM); j) Mn-Fe-oxide coated speleothems, clay minerals (clm), gypsum (gyp), quartz (q) and dissolved calcite (cal) crystals as cave minerals on surface of snottite (Molnár János Cave, SEM)

méretű gipsz-, „tövisék” és gipszkígyók figyelhetőek meg a világosszürke kovás–agyagos falon. A Szt. Lukács-kristályágban, az agyagos oldalfalban az előbbihez hasonlóan sok helyen áttetsző, durvakristályos gipsz található, a vas-mangán-oxidos bevonat (pl. goethit) fölött pedig összefüggő gipszkéreg jellemző. Helyenként (az oldalfalon és az agyagos főten egyaránt) változó méretű gipszkígyók és gipszvirágok, ill. apró gipszszálak, -tűk is megfigyelhetőek. A gipszkéreg és karbonátos alapközet kontakt zónájában, illetve a gipszkéreg alatti és fölötti szakaszon dolomit és huntit, ill. aragonittűk (és apró kalcit borsókövek) is keletkeztek (VIRÁG et al. 2016).

A Szemlő-hegyi-barlang egyik jelentős hasadékjában (és alárendelten a hozzá csatlakozó hasadékokban is) 0,5–3 cm vastag, egyes részekben összefüggő gipszkéreg jellemző, amely a korábbi karbonátos képződményeket egyenletesen borítja. A gipszkéreg és karbonátok kontakt zónájában cölesztin, szepiolit, dolomit és további agyagásványok találhatóak (VIRÁG et al. 2015, 2016; 5. ábra, e–g).

A Pál-völgyi-barlangrendszer egyes szakaszain — alárendelten — szintén előfordulnak gipszkiválások: vékony gipszkéreg, apró gipszvirágok és -kígyók, gipszcsillagok, valamint az agyagos aljzaton apró gipsztűk.

A Gellért-hegy üregeiben a gipszkéreg, -szálak és gipszvirágok, -kígyók mellett vékony szálak és apró kristálytűk formájában pentahidrit (KARDOS 2011) és hexahidrit, a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban továbbá epszomitvirág, -kígyó (PÁSZTOR 2016) is található. A Török-forrás-barlangjában a vadózus zónában falakat borító jelentős gipszkéreg mellett a vízszintben található apadási színőlbordák felszínén apró gipszcsillagok (5. ábra, d) képződnek.

A Szemlő-hegyi-barlang és a Molnár János-barlang betonfalú tárójában thenardit kristálysálak képződnek.

A gipsz (és egyéb szulfátásványok) létrejöttéért feltehetően — részben? — mikrobák által segített folyamatok is szerepet játszhatnak (vö. HILL 1987).

Az agyagásványok jellemzően a barlangüreg oldódásához kapcsolódóan, vagy egy későbbi esetleges felszínre nyílás során is felhalmozódhattak üledékként a járatokban. Létrejöhetnek szénsavas és kénsavas fluidumok hatására is. A Szemlő-hegyi-barlangból jellemzően gipsz kísérványaként került elő — feltehetően — szepiolit (VIRÁG et al. 2015, 2016), bizonytalanként meghatározott halloysit pedig a Citadella-kristálybarlang üledékéből származik (LEÉL-ŐSSY Cs. et al. 2007). Mind az aktív Molnár János-barlangból, mind a vadózus zónabeli barlangokból üledékkitöltésként nagy mennyiségű kaolinit, illit, szmektit-csoportba sorolható rétegszilikát és kvarc (oxid) azonosítható (VIRÁG et al. 2016). A József-hegyi-barlang üledékéből továbbá cirkont, gránátot és piroxént sikerült kimutatni (LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997a, 2014).

Felszínről beszivárgó vízhez kötődő ásványok

A felszínről beszivárgó csapadékvízhez kötődnek a vadózus zónába került járatok kalcitkiválásai. Ide tartoznak a közismert cseppkőképződmények is. Színük sokféle lehet,

amit általában a szilárd zárványként beépülő, vagy a felületet színező (például Fe-, Mn-oxidos) vegyületek határoznak meg. A rózsadombi barlangokban a termálvizes eredetű képződményekhez képest — többnyire alárendelten — számos cseppkőtípus ismert (l. alább). A Pál-völgyi-barlangrendszer a legcseppkőesebb rózsadombi nagybarlang: a cseppkődobok kivételével a hazánkban ismert összes típus megtalálható itt (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a,b).

A repedéseken keresztül beszivárgó vízből, a mennyezeten megjelenő vízcseppből képződik a függőcseppkő (sztalaktit). A víz lecseppenve az aljzaton a állócseppkővet (sztalagmit) hoz létre. Ezek összeépülése esetén jön létre a cseppkőoszlop. A rózsadombi barlangokban a leggyakoribb cseppkőforma a kőzeten szivárgó-lefolyó vízből képződő cseppkőlefolys (flowstone), és az agyagos aljzaton cementáló cseppkőbekéregzés. Az áthajló felületeken végigcsordogáló vízből szépen sávzott cseppkőzászlók jönnek létre. Valószínűleg nagyon lassú vízutánptóldás esetén, az oldalfalon bepárlódó vízfilmről apró, néhány mm-es, szabályos gömböt formáló üveggömb borsókő válhat ki (vö. LEÉL-ŐSSY SZ. 1997a). Az erős barlangi légáramlás hatására bekövetkező bepárlódás hatására az irányított elhelyezkedésű „huzatborsókő” is gyakori. A kapilláris méretű közetporusokból kifelé szivárgó vízcseppkőből keletkező kiválások a görbecseppkővek (heliktitek). A laza, agyagos aljzatra hulló vízcseppkehez kötődnek a sekély, mozgatott vízü medencékben, az odajutott törmelékzemcsék köré koncentrikusan kiváló barlangi gyöngyök, a nyugodt vízü medencék peremeit gallérlként szegélyező cseppkőszínlők, és a lehulló vízcsepp vájta mélyedéseket bélelő cseppkőcsészék. A nyugodt vízü medencék belsejében a saját alakú pátos kalcitkristályok válnak ki („medencepát”). A Pál-völgyi-barlangban, egyes helyeken vázkristályszerű, pár cm-es, üreges „kelyhek” is megfigyelhetőek. Az intenzíven csepegő víz eróziója az agyagos aljzaton „badland”-ekhez hasonló üledéktornyokat hoz létre, amelyek felületét később kalcit vonhatja be. A „mésztufagátak” (tetaráták) a járatok alján a vízfolyás irányára merőlegesen képződtek. Kis méretben a cseppkőlefolysok felszínét a lefolyó vízből kiváló mikrotetaráták tagolhatják, amelyek belsejében apró „medencepátok” fejlődnek. Kisebb méretben és változatosságban, a József-hegyi- és a Szemlő-hegyi-barlangban is számos, fehér, sárga, vörös és barna cseppkőtípus megtalálható.

A rózsadombi barlangok kora

A barlangok lepusztulási folyamat (oldódás) során létrejövő képződmények, így keletkezésük korából nincsenek dokumentumok, korukra csak a későbbi ásványkiválásaik vizsgálata alapján következtethetünk, azaz korukat csak felülről tudjuk lehatárolni (KORDOS 1976).

Maguknak a barlangjáratoknak a kioldódási idejét a képződményeik alább ismertett kormeghatározásai alapján csak becsülni tudjuk. LEÉL-ŐSSY SZ. (1997a, 2014) becsülése alapján a rózsadombi barlangok minimum 500–700

ezer évvel ezelőtt már a maihoz hasonló méretű járatrendszert alkothattak.

A termálvizes képződmények kora

A budai barlangok ásványain FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) végzett először spektrometriás U–Th korhatározásokat. A begyűjtött példányok azonban (egy, a Ferenc-hegyi-barlangból származó borsókövet kivéve) idősebbek voltak a módszer akkor 350 ezer éves határánál, így konkrét koradattal nem szolgáltak.

1997-ben készült el LEÉL-ŐSSY Sz. kandidátusi disszertációja, ami a Bergeni Egyetemen végzett uránsoros: ^{234}U – ^{230}Th izotóparányt vizsgáló korhatározásain alapult, és aminek a vizsgált alanyai a József-hegyi-barlang ásványkiválásai voltak (LEÉL-ŐSSY Sz. 1997a, 2014; LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005; LEÉL-ŐSSY Sz. et al. 2011).

A József-hegyi-barlangból LEÉL-ŐSSY Sz. (1997a) által vizsgált, kis oldott üregekben elhelyezkedő idősebb kalcit-szkalenoéderek kora (l. az előző fejezetet) fiatalabb, mint 1,2 millió év. A Molnár János-barlangból SURÁNYI (2005) által vizsgált fenn-nőtt, durvapátos kalcitkristályok maximális kora 1,5 millió év, vagyis azok is már a pleisztocén idején keletkeztek, és nem a miocén hidrotermás esemény részeként jöttek létre. A kalciton fenn-nőtt táblás baritok még ennél is fiatalabbak lehetnek.

A barlang fejlődéstörténetére levont következtetéseket a koradatok mellett a korábbi morfológiai megfigyelések tették lehetővé, amik az ásványok előző fejezetben bemutatott csoportosítását alapozták meg. A paleovízszint változásaira értelemeszerűen az egykori barlangi tavat alkotó karsztvíz felszínén kivált kalcitlemezek elemzéséből lehetett következtetni. Ezekből derült ki, hogy kb. 400 000 éve a karsztvízszint a fő járatszint közelében (kb. 160 m tszf-en) helyezkedett el. A víz szintje folyamatosan lejjebb helyeződött, és mintegy 65 000 éve süllyedt a barlang 115 m tszf-en húzóódó legalsó pontja alá. A 35 koradat bizonyította azt a korábbi feltételezést is, hogy a közönséges borsókö nem víz alatti, hanem légtéres képződmény: az egyes helyszíneken a kora átlag 100 000 évvel fiatalabb volt, mint az ugyanonnan származó kalcitlemezé. Sikertült kimutatni egy, a riss-würm interglaciálisshoz köthető vízszintemelkedést is: ekkor a fő járatszinten már korábban kiszáradt agyagos barlangi üledéket (a Kinizsi-pályaudvaron és a Fagylaltos-folyosóban) újra elöntötte a megemelkedő karsztvíz, és a belőle kivált néhány mm vastag kalcitkéreg pszeudomorfózáként megőrizte a korábban összeroppedezett agyagfelszín formáját. A vizsgálatokból sikerült megállapítani a karsztvízszint csökkenésének és a hegy emelkedésének eredőjét: ez évenként 0,2 mm-nek adódott. Azóta ezt RUSZKICZAY-RÜDIGER kitett-ségi vizsgálatai is megerősítették, ill. kismértékben módosították (részletesen l. később).

A Budai-hegység kiemelkedésére, ill. a termálvízszint csökkenés idejének meghatározásához további korvizsgálatokat végzett SZANYI Gy. is főleg Pál-völgyi-barlangi kalcitlemezeken (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012). Szintén

az ^{234}U – ^{230}Th izotóparányt elemezte. 24 mérést végzett Pál-völgyi-, és további 9 mérést pedig Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangi példányokon, és a Citadella-kristálybarlang egy mintáján.

A Pál-völgyi-barlangban még gyakoribbak a kalcitlemezek, mint a József-hegyi-barlangban, de a felső szintek kiválásai idősebbek a módszer max. fél millió éves határánál. SZANYI adatai kétütemű, részben kissé lassúbb, részben kissé gyorsabb mozgást mutattak ki (Pál-völgyi-barlang: 0,15 mm/év az utóbbi 351 ezer évben, Szemlő-hegyi-barlang: 0,21 mm/év az elmúlt 289 ezer évben, József-hegyi-barlang: 0,32 mm/év az utóbbi 217 ezer és 66 ezer éves intervallumban), mint LEÉL-ŐSSY Sz. korábbi mérései, amelyek még alfa-spektroszkópiás módszerrel készültek. SZANYI évtizeddel későbbi mérései pontosabbak, ő már ICP-MS készüléket használhatott. KELE et al. (2011) rózsadombi travertínokon végzett vizsgálati eredményei (0,20–0,25 mm/év) jó egyezést mutatnak a fenti barlangi kiválásokon végzett elemzésekkel (0,15–0,32 mm/év az elmúlt kb. 350 ezer év alatt).

A Gellért-hegyen a legmagasabb helyzetben lévő Citadella-kristálybarlangból (167 m tszf) gyűjtött kalcitlemezek kora 195 ezer (185–206 ezer) év (LEÉL-ŐSSY Cs. et al. 2007). A Gellért-hegyi-aragonitbarlangból (110 m tszf) ERŐSS (2010) és VIRÁG et al. (2013g) végzett kormeghatározást: a karfiolszerű kalcitkéreg kora kb. 130 ezer év (az utóbbi esetben 130,5 ezer [125–136 ezer] év), a goethites üledék repedéseiben kivált „lemezszerű” kalcit pedig 55 ezer (53,5–57 ezer) éves. KARDOS (2011) a Gellért-hegy néhány további kis barlangjából előkerült vízszintjelző barlangi kiválások (kalcitlemez, apadási színlőborda, karfiolszerű kalcitkéreg) U–Th kormeghatározását végezte el, melyek további korvizsgálatokkal lettek kiegészítve (VIRÁG et al. 2013h). Az eredmények alapján a karfiolszerű kalcitkéreg kora: 128 m tszf, 217 ezer (194–244 ezer) év és 192 ezer (178–208 ezer) év; 120 m tszf, 132 ezer (123–141 ezer) év és 97 ezer (91–103 ezer) év; az apadási színlőborda (106 m tszf) pedig 75 ezer (69–80 ezer) év. KARDOS (2011) a fentiek közül a legalacsonyabban (106 m tszf) és a legmagasabban (167 m tszf) található ismert korú kalcitkiválások U–Th adatai és tszf magassága alapján a Gellért-hegy kiemelkedési ütemét 0,49 mm/évnek határozta meg. Ez jól egyezik KELE (2009), ill. KELE et al. (2009) által a Gellért-hegyi travertínok korából számolt 0,47–0,52 mm/év kiemelkedési ütemmel.

Legújabbán VIRÁG M. végez (SURÁNYI G. segítségével) U–Th (ICP-MS) korhatározásokat a rózsadombi barlangok ásványkiválásain. Ennek alapján például a Mátyás-hegyi-barlang Mikulás-ágából származó karfiolszerű kalcitkéreg kora 500 ezer év körüli, a vastagabb kalcitlemezek 402 ezer (342–523 ezer), a papírvékony lemezek pedig 339 ezer (295–406 ezer) évesek. A termálvízből tehát az adott barlangszakaszon fél millió éve már karbonátkiválás történt, és 300–400 ezer évvel ezelőtt pedig a tó nyílt víztükörrel rendelkezett (VIRÁG et al. 2014). A Szemlő-hegyi-barlang vízszintjelző karbonátképződményein történt újabb U–Th kormeghatározások alapján feltételezhető, hogy a járatokban a nagy mennyiségű ásványkiválás kezdete — a Mátyás-

hegyi- és József-hegyi-barlanghoz hasonlóan — kb. 500 ezer évre tehető. A Molnár János-barlang Szt. Lukács-kristályága már kb. 6860 évvel ezelőtt részben a víz szintje felett húzódnak (VIRÁG et al. 2016).

A cseppkövek kora

A Pál-völgyi-barlangrendszerben a közelmúltban DEMÉNY et al. (2013) részletesen vizsgálták a VB-folyosó egyik cseppkővének stabilizotóp összetételét. Kutatásaikból kirajzolódott, hogy az izotóp-geokémiai adatok jól tükrözik a cseppkő által dokumentált mintegy 6000 év (BP 11–5 ezer év) jelentősebb nagyfrekvenciájú éghajlatváltozásait: 8–9 ezer, ill. 4,5–5,5 ezer évvel ezelőtt a mainál szárazabb, míg kb. 7000 évvel ezelőtt egy jelentősen nedvesebb klímaperiódust tudtak azonosítani. Egyben felvetették a száraz, ill. nedves időszakokban más és más helyről érkező légtömegek hatásának lehetőségét.

A Pál-völgyi-barlang 2,5 m magas, 4–5 m széles Búboskemenca nevű cseppkőfolyására merőlegesen, 2010 júliusában 3 cm átmérőjű, 23 cm hosszú fúrás mélyült, amely a cseppkővet 15 cm vastagságban harántolta. A mag több részéből is készült U–Th (ICP-MS) és radiokarbon (AMS, MOLNÁR M.) kormeghatározás (VIRÁG et al. 2011, 2013i). Az eddigi eredmények alapján a középső-pleisztocénben, 222 ezer (209–236 ezer) évvel ezelőtt indult meg a karbonátkiválás, amely később hosszabb időre megszakadt. A következő kiválási szakasz már jóval fiatalabb, késő-pleisztocén; 53,8 ezer (49,2–58,5 ezer) évvel ezelőtt lassú cseppkőképződés indult meg, és az agyagos sávok közbe-retegződése arra utal, hogy közben többször szünetelhetett is. A pleisztocén végétől, holocén elejétől a cseppkőképződés felgyorsult: 12,3 ezer (10,4–14,3 ezer) évtől napjainkig a kiválás feltehetően közel folyamatos volt. Mindez nagy felbontású, folytonos, ¹³C, ¹⁸O, D és nyomelem-geokémiai és mikropetrográfiai vizsgálatokon alapuló holocén paleoklíma- és környezetrekonstrukciót tesz lehetővé (az adatok elemzése jelenleg még folyamatban van).

A Pál-völgyi-barlang legmagasabban fekvő részében (Negyedik Negyed), a folyosó magasabb szakaszán található az Óriás-cseppkő (3–4 m magas, sötétbarna színű cseppkőoszlop-pár és cseppkőzászlók). Egy aljzaton heverő cseppkőzászló-darabkából 1992-ben D. FORD U–Th-spektrometriás módszerrel kormeghatározást végzett. A képződés kezdetén fejlődött sztalaktit kora a módszer határánál, 350 ezer évnél idősebbnek adódott, a ránőtt cseppkőzászló legkülső részének kora pedig 290 ± 44 ezer év (TAKÁCSNÉ BOLNER 1998). A 20 évvel később újravizsgált cseppkőzászló egy másik darabjának kora is középső-pleisztocénnek bizonyult. VIRÁG M. és SURÁNYI G. (in VIRÁG et al. 2013j) U–Th ICP-MS mérései alapján a minta belső, legidősebb részének kora ~415 ezer (328 ezer –), legkülső részé pedig ~153 ezer (146 ezer–160 ezer) év. Az eredmények alapján az Óriás-cseppkő eddig az ország legidősebb datált cseppkőve. A Szemlő-hegyi-barlang sötétbarna cseppkő-és fehér, sárga borsókő rétegeinek váltakozásából álló minta elemzése során a két elkülönülő sötétbarna cseppkőszáv kora középső-

pleisztocénnek bizonyult: 227 ezer (213–244 ezer) év és 182 ezer (172–193 ezer) év (VIRÁG et al. 2015, 2016). A középső-pleisztocén sötétbarna cseppkővek és a korábban említett kalcitlemezek kora (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012; VIRÁG et al. 2016) bizonyítja, hogy a beszivárgás és cseppkőképződés epigén karsztos folyamata már abban az időben is zajlott, amikor még az alsóbb barlangszakaszokon hipogén karsztos hatás érvényesült.

Újonnan megismert barlangszakaszok régen ismert barlangokban

Az elmúlt 20 évben lendületet kapott a fővárosi barlangkutató, és — jelentős részben az újabb kutatási módszereknek köszönhetően — valamennyi budai-hegységi jelentősebb barlangban történtek felfedezések.

Az első nagy jelentőségű feltárás 2001 decemberében történt, amikor sikerült megtalálni az évtizedek óta keresett átjárót a Pál-völgyi- és a Mátyás-hegyi-barlang között. Erre a korábbi években a két barlangban talált újabb szakaszok (pl. Szépvölgyi-ág) megismerése adott lehetőséget. Korszzerű módszereket (pl. rádióhullámos keresés) is felhasználtak. A felfedezés szakmai jelentőségét növeli, hogy korábban úgy vélték, hogy a Pál-völgy tektonikus árka miatt nem lehet összeköttetés. Úgy tűnik azonban, hogy az egymillió évnél fiatalabbra becsült barlangkeletkezés későbbi, mint a tektonikai működés. A barlangrendszer térképén jól látható, hogy több járat is keresztezi a völgy legmélyebb szakaszán haladó Szépvölgyi utat.

Alig egy év múlva következett be az áttörés a Molnár János-barlang kutatásában. KALINOVITS S. csapata negyedszázadon át kutatta a 430 méteres, majdnem teljesen víz alatti aktív hipogén barlangot, amikor GYURKA Zs.-nek 2002 végén sikerült egy melegvíz-beömlés mellett az omladékban egy úszható méretű nyílást nyitnia, miáltal megnyílt a barlang hátsó szakasza. Lényegében bontás nélkül, mára már több mint 6 km-nyi járatrendszert sikerült itt feltárni a bűvároknak. Alig pár szakaszon nyúlnak a járatok a karsztvíz szintje fölé. A legnagyobb ilyen szakasz a Kessler-terem, amelybe 2008 őszén ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY SZ. és SURÁNYI G. vezetésével, előzetes geofizikai vizsgálatokat követően (SURÁNYI et al. 2010) egy 9 méteres segédjáró kihajtásával sikerült a József-hegyi-táróból is bejáratot nyitni, így a vízszint fölött kb. 10 m magas és 20 m átmérőjű terem (a 22 000 m³-es terem 90%-a a víz alatt van) száraz lábbal is megközelíthető lett. A tó vize a felső kb. 10 méteren 27 °C-os. Az újonnan felfedezett járatok a Rómer Flóris utcáig elnyúlnak, beérnek a több 10 m vastag oligocén agyag alá is. A tektonikus hasadékok mentén kialakult folyosók általában több m szélesek, és magasságuk felülmúlja szélességüket. A járatok a bejáratához (a karsztvíz szintjéhez) képest megközelítik a 100 méteres mélységet is. Mivel a barlangjáratok jelentős része a freatikus zónában még aktívan oldódik, a többi rózsadombi barlanghoz képest itt még kevés az ásványkiválás. Több helyen látványos, 2–3 cm élhosszúságú, általában vékony mangán-oxidos kéreggel

borított, a barlangjáratoknál idősebb baritkristályok láthatók a víz alatt. Ezek néhol több cm-es kalcit-szkalenoódekre váltak ki. A légtér járatokban néhol több cm-es gipsztűket, gipsz-„töviseket” találhatunk a falakon. Látványosak a több méteres a gömbfülkék, pedig a járatok a Budai Márga bryozoás márga tagozatában oldódtak ki, néhol elérve a Szépvölgyi Mészövet. Különösen érdekes a Kessler-teremben a vízszint fölötti egy-két m szélességű, mindent beborító, leheletvékony vas-mangán-oxidos (-hidroxidos) kéreg. Az említett segédjáró főtéjében egy pár cm széles, pirittartalmú kalcittelelér látható. A terem oldalfala előtt ez a telér elkezd szélesedni, majd a Kessler-terem főtéjében már egy-két m szélességű kovás elváltozott (és kissé omlékony) zónát alkot. Ez a jól látható, szerencsés földtani környezet jó lehetőséget adott ezen (régebben kovás teléreként emlegetett) képződmény genetikájának megismeréséhez (VÖRÖS 2013, VÖRÖS et al. 2013, VIRÁG & SZABÓ Z. 2013).

A Budai Márga bryozoás tagozatában a kovás elváltozott zóna mentén kialakult Szt. Lukács-kristályagat 2007-ben bontották ki ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY Sz. és KOVÁCS M. vezetésével. A József-hegyi-táróban 1976-ban, az alagút kihajtásakor előkerült 1,5 méteres gipszkéreggel borított gömbfülkét nem burkolták le. Alsó részének megbontásával sikerült bejutni egy 15 méter hosszú folyosóba, aminek laza, agyagos az alja, és oldalfalán nagyon látványos gipszkiválások (gipszkéreg, durvakristályos gipsz, gipszkígyó, gipszszálak), kalcit, aragonit, huntit, dolomit anyagú képződmények és vas-mangán-oxidos (-hidroxidos) bevonatok vannak (VIRÁG & SZABÓ Z. 2013, VIRÁG et al. 2016). 10 méteres mellékágában az előbbieken túl gömbfülkék és 10 cm-t elérő gipszkristályok is láthatók. A barlangszakasz egyértelműen a Molnár János-barlang része, nem rendelkezik önálló kataszteri számmal, de nincs járható összeköttetése a Molnár János-barlanggal. A folyosó behúzódik a Kessler-terem alsó része fölé, így ha az alján lévő agyagdugót átbontanák, a terem vízszintje alá nyúló járatokat elöntené a víz. A barlangi tó időnkénti vízszintemelkedése (azaz a dunai árvizek során) a Szt. Lukács-kristályág alján kisebb „pocsolyák” alakulnak ki, melyekben a kalcitlemez jelenlegi kiválása is megfigyelhető.

A Ferenc-hegyi-barlang kutatása során a Guru csoport tagjai NAGY S. vezetésével 2000-től kezdve több mint tucatnyi helyszínen találtak új járatokat (Milleneumi-szakasz, Törekvés-ág, Kettős-delta, Elefánt stb). Legjelentősebb felfedezésük a 2003-ban megtalált Mélyszint, ahol több lépcsőben, több mint 500 métert találtak. Ezzel a barlang mélysége (aminek az addig ismert része jórészt felszín közeli járatokból állt) 40-ről 87 méterre növekedett. A Mélyszint eléri az eocén alapkonglomerátumot. Az ezredforduló előtt 4 km-es barlang hossza így mára elérte a 6700 métert, de a feltérképezetlen szakaszokkal még több is lehet.

2014-ben a régi bejárat közelében egy csatorna bekötéshez ásott árok a Törökvész úton, 3 méteres mélységben egy közel 3 m átmérőjű, kitöltetlen gömbfülkét tárt fel. Ennek az alját megbontva ADAMKÓ P. (SLÍZ Gy. segítségével) 15 méternyi új járatot tárt fel, ami a végén visszavezetett a Ferenc-hegyi-barlang eredeti, felfedező ágába.

A József-hegyi-barlangot felfedező Rózsadombi Kinizsi SE tagjai három évtizeden át kutatták a barlangot. Az ezredforduló után, az „új generáció” felnevelésével megelénkült a kutatás. A legjelentősebb új szakasz LEÉL-ŐSSY Cs. felfedezése volt, amikor megtalálta a Kulcs-termet, amin keresztül a CO₂- és léghőmérséklet-mérések tanúsága szerint jó lehetőség nyílik a barlang feltételezett „másik felének” a megtalálására. Azóta ifj. ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY Zs. és társaik kutatásának köszönhetően a barlang már ismert, bár még nem teljesen feltérképezett hossza 6500 m körüli.

Az alig 320 m hosszú Harcsaszájú-barlang újrakutatását a Barit csoport tagjai NYERGES A., NAGY G. D. és SZABÓ L. vezetésével 2006-ban kezdték meg. 2008-ban túljutottak a Turista-folyosón, és egy cseppkövekben gazdag, sokfelé igen agyagos, kiterjedt járatrendszert fedeztek fel, aminek a hossza 4700 m körüli.

2005-ben a Szabó József csoport tagjai NAGY A. vezetésével megkezdtek a Pál-völgyi-kőfejtő mélypontján nyíló Hideg-lyuk-barlang újrakutatását. Számtalan bontással töltött hétvége után, 2009-ben jutottak be a barlang hátsó részébe. Nagyméretű, omladékos termeket találtak, jelentős cseppkőlefolysók, kalcitkristályokkal, érintetlen agyagfelszínekkel. Szintén kb. 4 és fél km-es barlangot találtak. Mára már a veszélyes szűkületet kikerülve, a Gábor-Áron-barlangon keresztül nyitottak egy kényelmes bejáratot a Hideg-lyuk újonnan felfedezett részeibe.

2010 márciusában sikerült kibontani az összeköttetést a Harcsaszájú-barlanggal. Ekkor a 8 km-es Harcsaszájú-Hideg-lyuk-barlangrendszer alig 30 méterre volt a közel 20 km-es Pál-völgyi-Mátyás-hegyi-barlangrendszertől. A megerősödő intenzív kutatásban legalább 100-an dolgoztak az összeköttetés megtalálásán a két rendszer között. A munkát végül az újonnan felfedezett Meta-barlangon (és a Kis-hideg-lyuk-barlangon) keresztül siker koronázta, és 2011 decembere óta a hajdan négy különálló nagybarlang (és több kisebb) ma már egy rendszert alkot, amit Pál-völgyi-barlangrendszernek neveztek el. Ez immár Magyarország leghosszabb (több mint 31 km összhosszúságú) barlangja.

Közben az eredeti Pál-völgyi-barlangban és a Mátyás-hegyi-barlangban is történtek újabb feltárások. A Pál-völgyi-barlangban a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport KISS A. és TAKÁCSNÉ BOLNER K. vezetésével, majd az utóbbi években TÓTH A. irányítása mellett 1998-ban 300 méteres új szakaszt fedezett fel a Delfin farkánál, majd egy évvel később a Lapátolhat szálkőnél 300 métert találtak. 2010-ig nem történt átütő feltárás, de a rövidebb új járatok összesített hossza ebben az évtizedben is elérte az 1 km-t. 2012-ben 200 m lett meg a Papp Ferenc-ág új szakaszában, és végül 2016-ban a Fürdős Q 700 méteres, és a Sztriptíz-terem kb. 100 méteres új része jelenti a legfrissebb sikert.

Az eredeti Mátyás-hegyi-barlangban egy rövidebb, új szakaszt találtak a felső szinten, az Ebédlő felett, ami azonban a barlang többi részéhez képest képződményekben szokatlanul gazdag (pl. borsókövek borítják az oldalfalat). Az alsó szinten, a Mozi alatt kb. 40–50 méterrel egy 260 méteres új részt tártak fel az Anubisz és az Adrenalin Egyesület barlangkutatói TÚRI Z. vezetésével. Szűk,

törmeléken hasadékok jellemzik, melyekben érezhető a légáramlás, ami biztató a további feltárások szempontjából. A Névtelen-folyosónál és a Tűzoltó-ágban is történt továbbjutás.

A Szemlő-hegyi-barlangban is zajlottak közben kutatások. KIS J., BARCZIKAI D., KRAUS S. és STIEBER J. vezetésével több kisebb új szakaszt is megismertek, amelyek közül a Gyöngyös-folyosó a legjelentősebb. Itt nemcsak érintetlen borsókövek, kalcitlemezek fordulnak elő, hanem a barlangban szokatlan szépségű álló és függő cseppkövek is kialakultak. Ebben a barlangban fokozottan vigyázni kell az új feltárásokkal, nehogy azok megváltoztassák a légáramlási viszonyokat, mert a Szemlő-hegyi-barlangban, az Óriás-folyosóban a Szt. János kórház orvosainak irányításával légzőszervi megbetegedésekben szenvedők (elsősorban gyerekek) gyógykezelése is folyik — kiváló hatásokkal. (Középtávon tervezzük az Agyagos-szakasz bevonását is a barlangterápiába, de ehhez még további vizsgálatok szükségesek.) Hazánkban a Tapolcai-barlangrendszer részét képező Tapolcai Kórház-barlang mellett jelenleg csak a Szemlő-hegyi-barlang rendelkezik gyógybarlang minősítéssel. A feltárásokon túlmenően a barlangban nagyarányú járatrendezések (tágítások, törmelékek áthelyezése) is történtek.

Új kisbarlangok a Budai-hegységben

Citadella-kristálybarlang

2006-ban egy kicsiny üreg nyílt meg a Gellért-hegy Budai Vár néző oldalában, a legmagasabban fekvő utcában, egy családi ház alapozása közben. A szokatlanul nagy (15 000 m³-es) alapozó gödör aljában egy kicsiny üreg nyílt meg a Budai Mária meszes kifejlődésében. 2007 januárjában került sor a megkutatására. LEÉL-ŐSSY SZ., ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY CS. vezetésével két hét alatt sikerült feltárni a 3 teremből és egy kanyargós aknából álló, 70 m hosszú és 18 m mély barlangot. Különös értékét a benne lévő páratlanul látványos, hófehér gipszképződmények (gipszkéreg, gipszvirágok, gipsztűk, árvalányhaj) és több cm-es aragonit kristálytűkből álló pamacsok adják. Az alján kalcitlemezekből álló kis barlangi kúpok is előfordulnak. Ezek kora SURÁNYI G. uránsoros korhatározása szerint mindössze 195 000 év (LEÉL-ŐSSY CS. et al. 2007). Legelső szakaszán 18 °C a hőmérséklet, ami csálthatatlanul utal a 60 méterrel lejjebb fakadó meleg vizes forrásokkal való légtér összeköttetésre. Különleges értékei miatt mindössze néhány hónap alatt fokozottan védetté nyilvánították. Sajnos, bejárata magántulajdonú telken nyílik, megközelítése jelenleg nehézségekbe ütközik.

József-hegyi 4. sz. barlang

2009 telén víz nyomóvezetékét fektettek a Józsefhegyi úton. A meszes Budai Márgában ásott árokban, 1,5 m mélyen egy 2,5 m átmérőjű gömbfülke nyílt meg, alján nagy mennyiségű törmelékkal.

Az omladékot eltávolítva ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY SZ., LEÉL-ŐSSY CS., LEÉL-ŐSSY ZS. és ifj. ADAMKÓ P. egy lejtős folyosóba jutott, és a gödör DK-i oldalán egy másik, nagyméretű zárógömbfülke nyílt meg, ami alatt egy közel 2 m átmérőjű, teljesen kitöltött hévforrásokból indul lefelé. Az először megbontott lejtős folyosó alig 3–4 méteres mélységben keresztezi a Józsefhegyi utat, és ott kettéágazik. Látványos oldásformák között az egyik ág szinte függőlegesen vezet lefelé: ezt 12 méteres mélységig sikerült kibontani, de egy agyagos–bentonitos kitöltésben vész el a járat, barlangi huzat (légmozgás) nincs. Sajnos, a kutatógödör több mint egy éven keresztül nyitott volt, a lejtős Józsefhegyi út egyenesen ide vezette a csapadékot: a barlang szinte víznyelőként működött. A behordott nagy mennyiségű törmelék jelentős mértékben újra feltöltötte az aknát.

A másik bontási pont, a hévforrások vége is elveszett a bentonitos kitöltésben: itt is 8 m mélyre hatoltak le, teljes szelvényben kibontva a járatot, de itt sem észlelhető légmozgás.

Amíg nyitva volt a gödör (később kibetonozták, vasbeton födémmel látták el), telenként jelentős méretű jegecsedés csapódott le a kiáramló meleg levegőből. Valahol tehát kellett lennie egy huzatoló végpontnak is. Meglepő módon ezt a mélybe vezető akna elágazásánál pár méterrel távolabb, a felszín alatt mindössze 5–6 méterrel húzódo végponton találták meg: STIEBER J. vizsgálómérnök mérései szerint itt telenként 18 °C-os levegő jön ki érezhető huzattal, és a József-hegyi-barlangnál egy nagyságrenddel magasabb CO₂-tartalom utal a mélybe vezető kapcsolatra. Földrajzi elhelyezkedése is mutatja, hogy ez a bontáspont lehet a kulcsa a József-hegy tetején már megismert járatrendszer, és a Molnár János-barlang közötti, feltételezett barlang megismerésének. Már több mint 80 m³ agyagot termeltek ki itt a felszínre, és a kutatások folytatódnak.

Királylaki-barlang

Az 1950-es években gáztározót akartak létesíteni a Hármashegy-hegy tömbjében. 5 m átmérővel kb. 500 m hosszú körszelvényű alagútrendszert létesítettek a Mátyáshegyi Formáció dolomitjában. Bár az alagutakat túlnyomó részt lebetonozták, rövid szakaszokat kihagytak. Egy ilyen szakaszon, egy hasadékba bemászva, azt kitisztítva fedezték fel 2011-ben SZENTHE I., BORKA P. és KOVÁCS R. a ma már 380 m hosszban és 34 méteres mélységig ismert barlangot.

A teljes egészben tűzköves dolomitban kialakult barlang szokatlanul nagyméretű járatrendszer, gazdag ásványkiválásokkal. (A kezdeti megfigyelések eredményei pl. SZABÓ Z. & LEÉL-ŐSSY SZ. [2013] munkájában olvashatók.) Adott barlangszintben előfordulnak a hipogén barlangokra jellemző, mm-es és közel cm-es kalcitlemezek, melyeket gyakran borítanak a kalcit cm-es, pátos kristályai. Az oldalfalakon helyenként apadási színlőbordák látszanak, és az oldott barlangüregben szinte mindent elborítanak a hófehér-halványbarna–világosszürke borsókövek. Az utóbbiak bázisán és az oldalfalakon gyakoriak a bevonatként vagy porszerű formában megjelenő mangán-oxid-kiválások. A „tűpárnáká”

összeálló vékony, fehér kristálytűkből álló aragonit- és hidromagnezit-halmazok is sokfelé megjelennek. Külön érdekesség, hogy a fehér kristályok sokszor a sötét tűzkő gumók felszínére váltak ki. A barlang egy-egy szakasza — ahhoz képest, hogy dolomitban képződött — meglepően gazdag cseppkövekben is. Nemcsak lefolyásokkal találkozhatunk, hanem közel egy m magas, arasznyi átmérőjű álló cseppkövekkel és több cm széles, fél méter hosszú függő cseppkövekkel is.

Az eredeti barlangüreg helyenként feljebb harapódzott, így látványos feltárást hozott létre a Mátyáshegyi Formáció Sashegyi Dolomit Tagozatának tanulmányozásához. A barlangból származó tűzköves dolomit kora a legújabbban elvégzett conodonta vizsgálatok alapján középső nóri (KARÁDI et al. 2016).

További, kisebb jelentőségű, rövidebb, új barlangok a Budai-hegységben

A tágabb értelemben vett Rózsadombon, a Duna és a Látó-hegy csúcsa között rengeteg új építkezés kezdődött az elmúlt 20 évben. A házalapozások, ill. az új beépítésekhez kapcsolódó közműépítések az előző fejezetben ismertetett 3 budai barlangon kívül további 28 kisbarlang feltáráshoz vezettek (1. ábra, 1. táblázat). Ezekből a barlangokból egyelőre nem lett komolyabb barlang, de a lehetőséget biztosítják a jövő kutatóinak a feltáráásra.

A Decimus-barlang 1996-ban került elő a Látó-hegyre vezető Verecke-lépcső mellett, egy családi ház építése során, de már belekerült a Földtani Közlöny idézett 1995-ös számába (LEÉL-ŐSSY SZ. 1995), így erről itt most nem szólunk részletesebben.

Verecke út 115. barlangja: 1996-ban került elő egy építkezés során a 24 m hosszú és 4 m mélyre vezető barlang. KRAUS S. kutatta.

A Remete-hegyi köz 1. és 2. sz. barlangja 1998-ban került elő. Vízsintes kisbarlangok, amelyek közül a 2. sz. alig 3 méteres, de az 1. sz. 15 méter hosszú, képződménymentes, érdekes formákkal tagolt két kisebb tereméből áll. KOVÁCS R. kutatta.

Törökvész út 133/d barlangja: 1998-ban egy építkezésen találta és bontotta meg a Rózsadombi Kinizsi SE ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével. 15 m hosszú és 10 m mély a Budai Márgában kialakult barlang. Vakon elvégződő aknája törmeléken és képződménymentes.

Törökvész út 121/b barlangja: 1999-ben került elő a jelentéktelen, a barlangméret határát jelentő 2 méterre épp csak meghaladó hosszúságú (és egyben mélységű) kicsiny, képződménymentes akna. KRAUS S. vizsgálta.

Szalamandra utcai-barlang: 1999-ben egy társasház alapozása közben Budai Márgában megnyílt 1 méternél is kisebb, kitöltött gömbfülkét bontottak meg ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével. A függőlegesen induló, majd meredeken lejtőssé váló barlangot 13,5 méteres mélységig bontották ki. 15,5 m után azonban a hasadék annyira összeszűkül, hogy lehetetlenné vált benne dolgozni. Az ásványkiválásokat szerény baritelőfordulás képviseli. Az új (piro-

patronos) technikával érdemes lenne tovább bontani: talán a feltételezett nagy, látó-hegyi barlangrendszer egyik kulcsa lehet ez a kisbarlang.

Pusztaszéri-barlang: 2000-ben egy építkezésen egymás mellett két, 3 métert is meghaladó átmérőjű, gömbfülke került elő a Budai Márgában, aminek oldalát borsókőkiválás díszítette. Sajnos, az építkezés annyira meggyengítette az egyik gömbfülke oldalát, hogy azt fel kellett számolni. A másik gömbfülkéből rövid járat indult ki, amelyben ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével 10 m mélyre hatoltak le. Itt egy újabb, alig fél méteres gömbfülke alatt lehetne megkísérelni a továbbjutást. Mivel a gömbfülke éppen a lakótelep közös garázsába nyílt, azt egy vasbeton fedéllel lezárták, és az épületen kívül egy aknával lyukasztottak rá a tovább vezető járatra. Így az először felfedezett gömbfülkébe most kerülővel, a barlangba az új bejáraton át lemenve, majd onnan fölfelé mászva lehet bejutni. Az alapozó gödörben, közvetlenül a gömbfülke mellett az ELTE Ásványtani Tanszékéről SZENTPÉTERY K. 2–3 mm-es, fenn-nőtt fluoritkristályokat gyűjtött.

Óbuda 1–2 sz. barlang: 2001-ben az óbudai Remete-hegy oldalában, a Haránt közben egy társasház építése során az alapozó gödör oldalában 3 barlangra utaló nyom került napvilágra a Budai Márgában. A Rózsadombi Kinizsi SE kutatói ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével mind a hármat megbontották. Az első két bontási pont egy közös barlangba vezetett: a 21 m hosszú, közel vízszintes, majd enyhén lejtőssé váló, omladékos járatban 7 m mélyre sikerült lejutni. Kezdetleges gömbfülkék és kevés borsókő fordul elő benne. A másik bontáspontból induló járat meredebben lejtett, de szűkebb keresztmetszetű volt. Ebben a 18 m hosszú járatban 9 m mélyre sikerült lejutni. Említésre méltó természetvédelmi érték nem fordul elő a barlangban. A bejáratot egy betonlagút segítségével kivezették a közterületre.

Ferenc-barlangok: A Ferenc-hegy keleti gerincén, a fennsík felé vezető Ferenchegyi út végében, a hegy déli oldalán 2001-ben egy családi ház Budai Márgába mélyülő alapozó gödrében egymás után 7 gömbfülke nyílt meg rövid idő alatt. A Rózsadombi Kinizsi SE kutatta ezeket a kisbarlangokat. Először fordult elő, hogy egyetlen alapozó gödör ennyi barlangot talált. Az építkezés során a ház alapja körül 270°-ban egy betonfolyosót alakítottak ki. Mindegyik barlang ebből a folyosóból nyílik.

A Ferenc 1. sz. barlang 32 m hosszú és 11 m mélyre vezet le. A beton körfolyosó legvégében, egy széles, létrával ellátott aknával indul. Az eredeti, legalább 3 m átmérőjű gömbfülke, amiből a járat indult, beomlott, ezért kellett a helyszínt kibiztosítani. A létrán leereszkedve 6 m mélyen egy 5–6 m átmérőjű terembe érünk, ahol borsókővek láthatók. Innen vezet ferdén lefelé a Budai-hegység talán legszebb, legépebben megmaradt, közel 1 m átmérőjű hévforráscsőve, amit nagyméretű borsókővek is díszítenek. A járat omladékban végződik.

A Ferenc 2. sz. barlang egy széles, ferdén lefelé haladó hasadék, ami egy omladékos, borsókővekkel gazdagon díszített tereméből indul. A lejtős rész fokozatosan össze-

szűkül, és egy közel 1 m széles kovás zónába torkollik. Ebben a zónában még 2 métert ástak függőlegesen lefelé. A barlang itt vakon elvégeződik.

A Ferenc 3. sz. barlang tk. egy 4–5 m körátmérőjű omladék, ahol az omladék és az oldásos falú szálkőzet határán majdnem teljesen körbe lehet menni. 10 m hosszú és mindössze 3 m mély. A legmélyebb pontján egy kis oldalterembe lehet bekúszni. Képződménymentes.

A Ferenc 4. sz. barlang, bár egy ígéretes kinézetű, határozott szilahasadékból indul, a kutatás szempontjából nem perspektivikus. 4 méteres mélységben kitágul és onnan kezdve nagy mennyiségű, puha, földes agyag tölti ki, ami-ben a feltárás „elvezett”: a szálkő oldalfal nem található. Képződménymentes.

A Ferenc 5–6 sz. barlang a kutatás során összenyílt, és magában foglalja a 7. sz. gömbfülkét is. (Jelenleg ez viseli a Ferenc 5. sz. barlang nevet.) Ez a legmagasabb pontja a rendszernek: az alagút kialakítása előtt, a felső kijáratként működő gömbfülkében télen nagy mennyiségben vált ki jégcsap a kifelé tartó, párás barlangi levegőből. A barlang SZABÓ Z., SZÁMADÓ I., KUNISCH P., PÉTER D. és KAPOSI J. munkája nyomán ma már több mint 100 m hosszú, és közel 30 m mélyre vezet le. Az eredetileg 5. sz. barlang bejáratát a nagyfokú omlásveszély miatt kibetonozták: járatába a 6. sz. barlangba bemelve, alulról felfelé közelíthető meg. Csak a két bejárat terem volt nyitott, a barlang további szakasza teljesen kitöltött volt. A kitöltést eltávolították, és ma egy oldásos barlangjáratban lehet lemenni a végpontig. A mélypont felett 10 méterrel egy közel 10 m hosszú, lefelé összeszűkülő nyílt, borsóköves hasadék tárult fel. Az új bontási technikával érdemes lenne ennek a végpontját megkutatni. A barlang legalja „elvész” a törmeléken kitöltésben, itt légmozgás már nem tapasztalható.

A Tamara-barlangot Máriaremetén, triász időségi Dachsteini Mészköben bontották ki 2001-ben ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével, MARÁCZI J. segítségével. Szintén egy családi ház építkezésekor került elő az azonos nevű utcában. Egyetlen más budai kisbarlang sem rendelkezik olyan gazdag ásványkiválásokkal, mint ez. Az alig 18 méteres, és 9 m mélyre levezető kis barlang roskadozik a kalcitlemez, apadási színlő, borsókő és cseppkő kiválásaitól.

Alibi-barlangok: 2002-ben a Ruthén utca felső, zsákutcaszerűen elvégződő végében, egy új társasházhoz készülő, sziklába vágott garázs kialakításakor több gömbfülkét is találtak ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével, amiket megbontva két különálló kis barlangot tártak fel a Budai Márgában. Az egyik, kb. 3 m átmérőjű gömbfülke falát kagylószerű, 1–3 cm-es bemélyedések díszítik: itt kisebb pirit-szemcsék alakultak át „limonittá”, és a közben keletkező kénsav oldott ki parányi üregeket. A gömbfülke mögött a folytatás gyorsan összeszűkül. A másik barlangot 9 méteres mélységig sikerült kibontani. Eredetileg két bejárat nyílása volt, amiből az első 5 m teljesen kitöltetlen, nyílt üreg volt. A barlangok jelenleg az elkészült, az utcáról 20 méteres alagúton keresztül megközelíthető garázsból nyílnak.

A Pál-völgy felső szakaszának folytatásában, a Szépvölgyben, a kisméretű Patrícia-barlang található legmesz-

szebb a Dunától. A barlang definíciójának határát alig meghaladó méretű üregére ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. bukkant 2003-ban egy családi ház építése közben.

A Mátyás-hegy Dunára néző oldalában, a Haránt utcában 3 kis barlangindikáció nyílt meg 2004-ben. Ezek közül az egyik kettős, szabályos kis nyílt gömbfülkéje egy lejtős barlangjáratba vezetett. ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével kutatták meg ezt a Kiscelli-barlangot, és LEÉL-ŐSSY CS., HAVASI A. és ifj. SZÁMADÓ I. egy 5 m hosszú, 10 m mély rendszert talált a Budai Márgában, amelyik nagyon omladékos. A végponton egy ferde, omladékos hasadék eltömődött szakasza jelenti a barlang végét. A hasadék elején egy omladékos, felfelé vezető vakkürtő is nyílik.

A Szeréna út és Csejtei utca sarkánál 2005-ben 3 épület csatornázásakor megnyílt kis gömbfülkéből bontották ki ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével a Felhévizi-barlangot. PÉTER D., HAVASI A., BALÁZS G. és MEIXNER ZS. 9 m mélyre bontott le a 11 m hosszú, szerény borsókövekkel díszített barlangban. Bejárat szakaszát kibetonozták és kilétrázták.

A Szemlő-hegyi-barlang ÉK–DNy-i csapású járataitól pár méterre ÉNy-i irányban 2007-ben egy parkoló alapozásakor a Szépvölgyi Mészköben alig 1–2 méteres mélységben 2 barlangjáratot talált ADAMKÓ P. A Rózsadombi Kinizsi SE kutatói ADAMKÓ P. és LEÉL-ŐSSY SZ. vezetésével kutatták ezeket. Az első kutatási helyszínen BARCZA M.-el 4 méteres mélységben egy agyagos, nagyeesű hasadékba jutottak. Ezt követve, egy 5 méteres függőleges szakasz után, közel 5 m vastag, masszív agyagos kitöltést eltávolítva jutottak be a Szemlő-hegyi-barlang Agyagos-szakaszának tetejére. Mivel az új barlangbejárat megváltoztatta a gyógybarlang légáramlási viszonyait, a felszínen a bejárat végleges elzárásra került: egy vasbeton lemezzel zárták le a frissen kibontott bejáratot. Így az új szakasz már csak a Szemlő-hegyi-barlang felől közelíthető meg. A másik bontási pontból kiindulva egy jelenleg önálló, 27 m hosszú és 10 m mély barlangot fedeztek fel. Bejáratának megtalálási időpontjáról nevezték el Pünkösdi-barlangnak. Egy kb. 1 m átmérőjű, mennyezeti zárógömbfülke alatt egy szűk, oldásos falú, gömbfülkékkel tagolt, meredek, helyenként függőleges hévforráscsőben haladtak lefelé, amit helyenként tágitani kellett. Sok hegyitej, kevés borsókő és kalcitkristály található a barlangban, amely egy kitöltött hasadékba érkezik. Nagy valószínűséggel a Szemlő-hegyi-barlang egy máig ismeretlen főhasadékába vezet. Érdemes lenne tovább bontani. Ezek a barlangfelfedezések egyúttal érdekes feltárásoknak számítanak, amik értékes adatokat szolgáltatnak a terület tektonikai viszonyairól. A Pusztaszeri-barlangnak az alja is Budai Márgában húzódik, de tőle 30 méterre ÉNy-i irányban, a Szemlő-hegyi-barlang folyosói felett már csak néhány méter vastag a márga. További 20 m után, ugyanebben az irányban a Pünkösdi-barlangnál már a Szépvölgyi Mészkö van a felszínen. Továbbhaladva ÉNy felé mintegy 80 méterre az ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY SZ., BORKA P. és KORNIS G. által 30 éve megtalált Zsindely utcai-barlang járata 6 m után már a Mátyáshegyi Formáció tűzköves rétegeit harántolja.

2008-ban került elő közvetlenül a látó-hegyi Árpád-

kilátó alatt egy Szépvölgyi Mészköbe mélyülő alapozó gödör mértani közepén (innen a neve) az Origo-barlang. A ki-fejezetten szűk kisbarlangot először a Rózsadombi Kinizsi SE tagjai kutatták, majd az FTSK kutatói jutottak le PINTÉR G. vezetésével 16 m mélyre a 25 m hosszú, gyakorlatilag képződménymentes barlangban, aminek bejárata a felépült ház garázsából nyílik.

A Mátyás-hegyi-kőfejtő 2. sz. barlangját 2009-ben találták meg az Anubisz és az Adrenalin Egyesület barlangkutatói TÚRI Z. vezetésével. 8 m hosszú hasadékában mindössze 2,5 méter mélyre lehet lehatolni. Oldalfala oldott.

A Mátyás-hegyi-kőfejtő 3. sz. barlangját szintén 2009-ben találták meg az Anubisz és az Adrenalin Egyesület kutatói TÚRI Z. vezetésével. Ez is 8 méter hosszú, oldott falú hasadék, amelynek egy részét a bánya működése során lerobbantották. A végében, 5 méteres mélységben egy bontásra alkalmas kis kereszthasadékot ér el. A két kisbarlang eredetileg valószínűleg összefüggött egymással.

2010-ben lett meg a Kanális-barlang 23 m hosszú, 6 m mélyre vezető járata. Szintén az Anubisz és az Adrenalin Egyesület barlangkutatói bontották ki. A Zöldkő utca és a Pálvölgyi út sarkán nyíló kicsiny lyukból feltörő páraoszlopokra felfigyelve tágították ki a bejáratát. Egy kb. 6 méteres teremből lehetett továbbjutni, a vetületben innen alig néhány méterre, azonban 20–30 méterrel lejjebb húzódó ismert barlangját, a Pál-völgyi-barlang Kiskarácsony-ágának a vége közelében. Huzatos, bontható végpontja van. Lehetséges, hogy a felszín és a mélyben húzódó Kiskarácsony-ág között is vannak további levegős járatok.

2010-ben, a Budai Várban, közvetlenül a Mátyás-templom főbejárata előtt gázvezeték-fektetés során az edesvízi mészkőbe mélyülő árokban, 1,5 méteres mélységben egy téglalobozat tetejét ütötték át. A nyílásba leereszkedve LEÉL-ŐSSY Sz. egy évszázadokkal korábban már ismert üregbe jutott ADAMKÓ P.-vel és LEÉL-ŐSSY Zs.-vel. 6 méteres mélységben megtalálták az eredeti hévízfeltörés helyszínét. A 11 m hosszú barlang mélypontja 6,5 méteren van. A barlangot a középkorban nagymértékben átalakították, oldalfalát, mennyezetét levésték, de egy-két kisebb gömbfülke így is látható még benne. A barlangban egy tereplépcsőt is kialakítottak. A szikla- és téglatörmelék majdnem az egész üreget kitölti. Török kori mázas cseréptöredékeket, állatcsontokat is találtak benne. A törmelék kitermelésére, a fölötte álló templomról elnevezett Nagyboldogasszony-barlang és a Vár-barlang feltételezett összeköttetésének felderítésére nem nyílt lehetőség. A Szentháromság tér átépítése során a bejáratot kibetonozták és a járdára helyezték át.

A Budai-hegységben a mai napig utolsónak előkerült barlangot a Verecke út 69-ben ADAMKÓ P. találta. Házalapozás közben nyílt meg 2015-ben. A meglehetősen agyagos Budai Márgában kialakult, 8,5 m hosszú kisbarlang 6,5 m mélyre vezet.

Összegzés

Az elmúlt évtizedekben számos előrelépés történt a budai barlangok megismerésében, úgy a korábban rejtett járatok feltárásában, mint a barlangok képződményeinek, a kiválás körülményeinek, korának, és a barlangokat létrehozó oldatok eredetének és a kioldási folyamatoknak a tisztázásában. Az öt rózsadombi nagybarlangot és a közel 100 kisbarlangot, valamint az építkezések, műszaki beavatkozások során előkerülő barlangindikációkat számos barlangkutató csoport és egyéni kutató vizsgálja. A barlangokat létrehozó fluidumok viselkedésével, a szeleotómák vizsgálatával pedig — elsősorban az ELTE-n, az MTA CSFK Geokémiai Kutató Intézetében és az ATOMKI HEKAL laboratóriumában — több, OTKA által is támogatott projekten dolgoznak jellemzően geológus, geográfus és (geo-) fizikus szakemberek. Jelen cikkben velük közös munkánk eredményeit is felhasználtuk. Bizton állíthatjuk, hogy a közeljövőben több új, jelentős eredményre számíthatunk ezen a területen.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk MINDSZENTY Andreának széleskörű szakmai segítségéért és hasznos tanácsaiért, NÉMETH Tibornak az ásványtani vizsgálatokban (XRD, DTA), DÓDONY Istvánnak a transzmissziós elektronmikroszkóp elemzésekben, BENDŐ Zsoltnak a pásztázó elektronmikroszkópos, HIPS Kingának pedig az UV fluoreszcens mikroszkópos vizsgálatokban nyújtott segítségért. Az U–Th kormeghatározások Prof. Stein-Erik LAURITZEN és SURÁNYI Gergely, a radiokarbon vizsgálatok MOLNÁR Mihály, a nyomelem mérések BRAUN Mihály, a karbonát stabilizotóp mérések pedig DEMÉNY Attila és munkatársai jóvoltából valósultak meg. Köszönjük KISS Klaudia, VÖRÖS Péter és HEGEDŰS András terepi munkában és mintafeldolgozásban nyújtott segítségét.

Köszönjük a fotók felhasználási lehetőségét KOVÁCS Richárdnak (5. ábra, a, b) és BENDŐ Zsoltnak (SEM: 2. ábra, c–f, 3. ábra, b, d, e). Az aktuális barlangadatokat az Országos Barlangnyilvántartásból EGRI Csaba bocsátotta rendelkezésünkre.

A kézirat alapos bírálásáért és építő jellegű megjegyzéseikért CZUPPON Györgyöt, FODOR Lászlót és POROS Zsófiát illeti köszönet.

A vizsgálatokat az OTKA 72590 K projekt támogatta. A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban. A munka részben az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-17-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.

Irodalom — References

- ADAMKÓ P., DÉNES GY. & LEÉL-ŐSSY SZ. 1992: *Budai barlangok*. — Fővárosi Önkormányzat kiadványa, Budapest, 47 p.
- ADAMKÓ P. & LEÉL-ŐSSY SZ. 1984: Budapest új csodája: a József-hegyi-barlang. — *Karszt és Barlang* **1984/I**, 1–8.
- ALBERT G. 2010: A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és porüstérfogatának modellezése. — *Földtani Közlemények* **140/3**, 263–280.
- ALBERT, G., VIRÁG, M. & ERŐSS, A. 2015: Karst porosity estimations from archive cave surveys — studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). — *International Journal of Speleology* **44/2**, 151–165. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.44.2.5>
- ALFÖLDI L. 1978: *Budapest hévizei*. — Kandidátusi dolgozat, Budapest, 156 p.
- ALFÖLDI L. 1979: Budapesti hévizek (a kandidátusi dolgozat kivonata). — *VITUKI Közlemények* **20**, 102 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. — *Hidrológiai Közlemények* **1981/9**, 397–403.
- ANDA, D., BÜKI, G., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. 2014: Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana-Hygieia Thermal Spring (Budapest, Hungary). — *Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica* **61/3**, 329–346. <http://doi.org/10.1556/AMicr.61.2014.3.7>
- ANDA, D., MAKK, J., KRETT, G., JURECSKA, L., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. 2015: Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). — *Extremophiles* **19**, 787–797. <http://doi.org/10.1007/s00792-015-0754-1>
- ANDA, D., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. K. 2017: Comparison of bacterial and archaeal communities from different habitats of the hypogenic Molnár János Cave of the Buda Thermal Karst System (Hungary). — *Journal of Cave and Karst Studies* **79/2**, 113–121, DOI: 10.4311/2015MB0134
- AUDRA, P., HOBLEA, F., BIGOT, J.-Y. & NOBECOURT, J.-C. 2007: The role of condensation-corrosion in thermal speleogenesis: study of a hypogenic sulfidic cave in Aix-Les-Bains, France. — *Acta Carsologica* **36/2**, 185–194. <https://doi.org/10.3986/ac.v36i2.186>
- BAKALOWICZ, M. J., FORD, D. C., MILLER, T. E., PALMER, A. N. & PALMER, M. V. 1987: Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. — *Geological Society of America Bulletin* **99**, 729–738. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2)
- BALÁZS D. 1966: A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. — *Hidrológiai Közlemények* **46/4**, 179–185.
- BERHIDAI GY. 1964: Budapest barlangjai. — In: SCHAFARZIK F., VENDL A. & PAPP F. (szerk.): *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 86–100.
- BLACK, D. M. 1953: Aragonite rafts in Carlsbad Caverns, New Mexico. — *Science* **117/3030**, 84–85. <https://doi.org/10.1126/science.117.3030.84>
- BODOR P., ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J. & CZUPPON GY. 2014: A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megcsapolódási területen. — *Karsztfelődés* **19**, 63–75.
- BODOR P., ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J. & KOVÁCS J. 2015: A csapadék hatása a rózsadombi források utánpótlódási és megcsapolódási területén. — *Földtani Közlemények* **145/4**, 385–396.
- BODOR, P., ANDA, D., BURKUS, V., ÓVÁRI, M., HORVÁTH, Á., KUZMANN, E., HOMONNAY, Z., FUTÓ, I., MAKK, J., BORSODI, A., MINDSZENTY, A. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2017: Evolution of bacterial biofilms and chemical precipitates in thermal springs depending on flow kinetics (Buda Thermal Karst, Hungary). — In: POSAVEC, K. & MARKOVIĆ, T. (eds): *44th Annual Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH), „Groundwater Heritage and Sustainability”, 25 to 29. September 2017, Dubrovnik, Croatia, Books of Abstracts*, p. 317.
- BOGNÁR L. 1986: Ásványérdekességek kristálybarlangjainkból. — *Ásványgyűjtő Figyelő* **3**, 16–18.
- BORSODI, A., KNÁB, M., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., ERŐSS, A. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2012: Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. — *Geomicrobiology Journal* **29**, 611–627. <https://doi.org/10.1080/01490451.2011.602801>
- BÖGLI, A. 1963: Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. — *Die Höhle*, 63–68.
- BÖGLI, A. 1965: The role of corrosion by mixed water in cave forming. — In: STEKL, O. (ed.): *Problems of the Speleological Research*, Czechoslovakia. Academy of Science, Prague, 125–131.
- BÖGLI, A. 1971: Corrosion by mixing of karst waters. — *Trans. Cave Res. Group G.B.* **13/2**, 109–114.
- CHOLNOKY J. 1925: Elnöki megnyitó. — *Földrajzi Közlemények* **53/1–3**, 141–145.
- CHOLNOKY J. 1944: Budapest, a legérdekesebb barlangok városa. — Posztumusz tanulmány. — *Karszt és Barlang* **1982/I**, 9–16.
- DEMÉNY, A., CZUPPON, GY., SIKLÓSY, Z., LEÉL-ŐSSY, SZ., LIN, K., SHEN, C.-C. & GULYÁS, K. 2013: Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. — *Quaternary International* **293**, 150–156. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.035>
- DÉRI-TAKÁCS, J., ERŐSS, A. & KOVÁCS, J. 2015: The chemical characterization of the thermal waters in Budapest, Hungary by using multivariate exploratory techniques. — *Environmental Earth Sciences* **74/12**, 7475–7486. <http://doi.org/10.1007/s12665-014-3904-3>
- DUBLYANSKY, Y. V. 1991: A Budai-hegység hidrotermás paleokarsztja — a folyadékzárvány vizsgálatok első eredményei. — *Karszt és Barlang* **1991/I–II**, 19–24.
- DUBLYANSKY, Y. V. 1995: Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. — *Environmental Geology* **25**, 24–35. <https://doi.org/10.1007/bf01061827>
- DUBLYANSKY, Y. V. 2000: Hydrothermal Speleogenesis in the Hungarian Karst. — In: KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (eds): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 298–303.
- ENGEL, A. S. 2007: Observations on the biodiversity of sulfidic karst habitats. — *Journal of Cave and Karst Studies* **69/1**, 187–206.

- ERHARDT, I., ÖTVÖS, V., ERŐSS, A., CZAUNER, B., SIMON, SZ. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2017: Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). — *Hydrogeology Journal* **25/3**, 1–21. (in press) <http://doi.org/10.1007/s10040-017-1591-3>
- ERNST L. 1965: A keveredési korrózió kérdéséhez. — *Karszt és Barlang* **1965/II**, 61–63.
- 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, Budapest, 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. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.51.2008.3.8>
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2010: *The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary*. EMR Final Report, SIEP Rijswijk, 120 p.
- ERŐSS, A., POROS, ZS., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, A. É. 2011a: Role of karstic and basinal fluids in porosity evolution in the Buda Hills, Hungary. — *AAPG International Conference and Exhibition 2011, Following Da Vinci's footsteps to future energy resources. Innovations from outcrops to assets*, Milan, Italy, Paper 1071554.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., BORSODI, A., KNÁB, M., CSOMA, É. A. & MINDSZENTY, A. 2011b: Results of in situ dissolution experiment to understand hypogenic karstification processes, Buda Thermal Karst, Hungary. — In: BERTRAND, C., CARRY, N., MUDRY, J., PRONK, M. & ZWAHLEN, F. (eds): *Proceedings of the H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon, France, 161–164.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHIEDER, N. & CSOMA, A. É. 2012: Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Journal of Hydrology* **426–427**, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.031>
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2012b: Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. — In: MALOSZEWSKI, P., WITCZAK, S. & MALINA, G. (eds): *Groundwater quality sustainability, IAH selected papers on hydrogeology* **17**, London, CRC Press — Taylor and Francis Group, 119–133. <http://doi.org/10.1201/b12715-12>
- FODOR, L., LEÉL-ÖSSY, SZ. & TARI, G. 1991: En-echelon fractures in a dextral shear zone — tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). — *Terra Nova* **4**, 165–170. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00467.x>
- FORD, D. C. 1988: Characteristics of dissolution cave systems in carbonate rocks. — In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (eds): *Paleokarst*. Springer-Verlag New York, 25–57.
- FORD, D. C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. — *Cave and Karst Science* **22/3**, 107–118. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_2
- FORD, D. C. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1991: Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **1991/I–II**, 11–18.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. 1989: *Karst Geomorphology and Hydrology*. — Unwin Hyman, London, 601 p. https://doi.org/10.1007/978-94-011-7778-8_5
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. 2007: *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. — John Wiley & Sons, Chichester, 562 p. <https://doi.org/10.1002/9781118684986.ch5>
- FRISA, S. & BORSATO, A. 2010: Karst. — In: ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. (eds): *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 269–318.
- FÜREDI V. 1993: Hidromagnezitis és cinnabarit (?) előfordulása a Pál-völgyi-barlangban. — In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): *Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1992. évi munkájáról*, MKBT, 88–91.
- GOLDSCHIEDER, N., MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. & SCHILL, E. 2010: Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. — *Hydrogeology Journal* **18**, 1303–1318. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0611-3>
- GONZALEZ, L. A. & LOHMANN, K. C. 1988: Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. — In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (eds.): *Paleokarst*. Springer-Verlag New York, 81–101. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_4
- GYÓRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. — *Földtani Közlemények* **141/4**, 341–361.
- HILL, C. A. 1987: Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. — *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin* **117**, 150 p.
- HILL, C. A. & FORTI, P. 1997: *Cave minerals of the World*. — National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 463 p.
- JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. — *Hidrológiai Közlemények* **28/1–4**, 53–58.
- JAKUCS L. 1950: Újabb hozzászólások a Budai-hegység hidrotermáinak eredetéhez. — *Hidrológiai Közlemények* **30**, 233–235.
- JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfológiájának, a karsztfejlődés variációi*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- JAKUCS L. 1994: A Budai-hegység hidrotermális karsztja. — *Földrajzi Értesítő* **43/3–4**, 235–246.
- JASKÓ S. 1948: A Mátyáshegyi-barlang. — *Beszámoló vitaulésekről* **10**, 3. szakülés, 133–144.
- JONES, B. 2005: Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Lýsuhóll, Snéfellssnes, Iceland. — *Sedimentology* **52**, 1277–1301. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00742.x>
- JONES, B. 2010: The preferential association of dolomite with microbes in stalactites from Cayman Brac, British West Indies. — *Sedimentary Geology* **226**, 94–109. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.03.004>
- JONES, B. & RENAULT, R. W. 2010: Calcareous spring deposits in continental settings. — In: ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. (eds): *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 177–224. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(09\)06104-4](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(09)06104-4)
- KADIĆ O. 1931: Budapest — barlangváros. — *Turisták Lapja* **43**, 249–250.
- KADIĆ O. 1936: Budapest a barlangok városa. — Különlenyomat a *Földtani Értesítő Új folyam* **1/4** és következő számaiból (**2/4-ig**), Magyar Barlangkutató Társaság, Budapest, 20 p.
- KARÁDI V., PELIKÁN P. & HAAS J. 2016: A Budai-hegység felső-triász medence kifejlődésű dolomitjainak conodonta biosztratiográfiája. — *Földtani Közlemények* **146/4**, 371–386.

- KARDOS A. 2011: *A Gellért-hegy barlangjai*. — Diplomamunka, ELTE-TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 102 p.
- KÁRPÁT J. 1985: *Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1984-ben végzett munkáiról*. — Kézirat, MKBT adattár, 81–87.
- KELE S. 2009: *Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések*. — Doktori disszertáció, ELTE-TTK és MTA Geokémiai Kutatóintézet, Budapest, 176 p.
- KELE, S., SCHEUER, GY., DEMÉNY, A., SHEN, C.-C. & CHIANG, H.-W. 2009: U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. — *Central European Geology* **52/3–4**, 199–224. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.52.2009.3-4.1>
- KELE S., SCHEUER GY., DEMÉNY A., SHEN, C.-C. & CHIANG, H.-W. 2011: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közöny* **141/3**, 293–312.
- KEREKES J. 1944: A Buda környéki hévizes barlangokról. — *Földrajzi Zsebkönyv*, 21–33.
- KESSLER H. 1931: A Szemlőhegyi cseppkőbarlang. — *Turisták Lapja* **43**, 250–252.
- KESSLER H. 1934: A Ferenc-hegyi aragonit barlang Budapest székesfőváros határában. — *Barlangvilág* **4/2**, 20–21.
- KESSLER H. 1936: *Barlangok mélyén*. — Franklin Társulat, Budapest, 134 p.
- KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1987: Újabb jelentős feltárások a Pál-völgyi-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1987/I–II**, 3–8.
- KLIMCHOUK, A. 2007: *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. — Special Paper No.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 p.
- KLIMCHOUK, A. & FORD, D. C. (eds) 2009: Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. — *Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1*, Simferopol, 292 p.
- KLIMCHOUK, A., FORD, D. C., PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (eds) 2000: *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. — National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 527 p.
- KOLEGAR, P. T. & RIGGS, A. C. 2004: Influence of depositional environment of Devils Hole calcite morphology and petrology. — In: SASOWSKY, I. D. & MYLROIE, J. (eds): *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Kluwer Academic, Plenum Publishers, New York, 227–241. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-9118-8_12
- KORDOS L. 1976: A szeleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. — *Karszt és Barlang* **1976/I–II**, 15–20.
- KORPÁS L. (szerk.) 2000: *Budapest, a barlangok fővárosa*. — Millenniumi Barlangnap 2000. június 23–25., MKBT, Budapest, 65 p.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1980/II**, 93–98.
- KRAUS S. 1978: *A budapesti Szemlőhegy és Ferenchegy hévizes eredetű üregrendszerének tektonikai vizsgálata*. — Egyetemi szakdolgozat, ELTE TTK
- KRAUS S. 1982: A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* **1982/I**, 29–34.
- KRAUS S. 1990: A budai barlangok hévizes karbonátkiválásai. — *Karszt és Barlang* **1990/II**, 91–96.
- KRAUS S. 1993: A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozásai. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II**, 47–53.
- KRAUS S. 2006: Újabb megismert barlangi kiválások. — *Karszt és Barlang* **1995–1996**, 9–12.
- LEÉL-ŐSSY CS., LEÉL-ŐSSY SZ. & ADAMKÓ P. 2007: A Citadella-kristálybarlang. — *Karszt és Barlang* **2007/I–II**, 67–78.
- LEÉL-ŐSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő* **6/2**, 155–169.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. — *Földtani Közöny* **125/3–4**, 363–432.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 1997a: *A József-hegyi-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése*. — Kandidátusi értekezés, MTA, 114 p.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 1997b: A József-hegyi-barlang ásványai. — *Karszt és Barlang* **1997/I–II**, 45–54.
- LEÉL-ŐSSY, SZ. 2003: Effects of anthropogeneous activities on cave exploration in the Buda Mountains. — In: HORVÁTH, G. (ed.): *Soil effect on karst processes. Workshop Proceedings, 12–16. September 2002, Budapest-Aggtelek*, 127–141.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 2005: A budai termálkarsztos barlangok genetikája és értékei. — In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT*, 45–53.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 2014: *Kristálybarlang a nagyváros alatt. A budapesti József-hegyi-barlang*. — GeoLitera, SZTE TTK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, 190 p.
- LEÉL-ŐSSY, SZ. 2017: Caves of the Buda Thermal Karst. — In: KLIMCHOUK, A., PALMER, A. N., DE WAELE, J., AULER, A. S. & AUDRA, P. (eds): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, Springer, Cham, 279–298. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_18
- LEÉL-ŐSSY, SZ. & SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **46/4**, 407–436. <https://doi.org/10.1556/ageol.46.2003.4.5>
- LEÉL-ŐSSY, SZ., SZANYI, GY. & SURÁNYI, G. 2011: Minerals and Speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary). — *International Journal of Speleology* **40/2**, 191–203. <https://doi.org/10.5038/1827-806x.40.2.11>
- LORBERER Á. 2002: Budapest hévizei mérnökgeológiai szemmel. — *Alagút és Mélyépítő szakmai napok, „Milleneum után, Európával, jövőnk környezetéért” konferencia, Eger*, 71–78.
- MAKK, J., TÓTH, E., ANDA, D., PÁL, S., SCHUMANN, P., KOVÁCS, A. L., MÁDL-SZŐNYI, J., MÁRIALIGETI, K. & BORSODI, A. K. 2016: *Deinococcus budaensis* sp. nov., a mesophilic species isolated from biofilm sample of a hydrothermal spring cave. — *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology* **66/12**, 5345–5351. <https://doi.org/10.1099/ijsem.0.001519>
- MAUCHA L. 1998: *Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958–1993*. — VITUKI, Budapest, 413 p.
- MÁDL-SZŐNYI, J. & ERŐS, A. 2011: Hypogenic karstification processes and products in flow system framework. — *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France*, 315–318.
- MÁDL-SZŐNYI, J. & ERŐS, A. 2013: Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. — In: *Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development, 21–23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH*, 71–75.

- MÁDL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. — *Hydrogeology Journal* **23/7**, 1359–1380. <http://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>
- MÁDL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2017: Topographically Driven Fluid Flow at the Boundary of Confined and Unconfined Sub-basins of Carbonates: Basic Pattern and Evaluation Approach on the Example of Buda Thermal Karst. — In: RENARD, P. & BERTRAND, C. (eds): *Advances in Karst Science, EuroKarst 2016, Neuchâtel, Springer, Cham*, 89–98. https://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8_10
- MÁDLNÉ SZŐNYI J., ERŐSS A. & VIRÁG M. 2013: A hipogén karsztosodás folyamatai a felszín alatti vízáramlások tükrében. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 81–83.
- MÁDL-SZŐNYI, J., PULAY, E., TÓTH, Á. & BODOR, P. 2015: Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. — *Environmental Earth Sciences* **74/12**, 7523–7538. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4608-z>
- MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. & TÓTH, Á. 2017: Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary — With Special Emphasis on Buda Thermal Karst. — In: KLIMCHOUK, A., PALMER, A. N., DE WAELE, J., AULER, A. S. & AUDRA, P. (eds): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, Springer, Cham, 267–278. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_17
- MINDSZENTY A. (szerk.) 2013: *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.
- MOLNÁR J. 1869: A hévízek Buda környékén. — *Math. és Természettudományi Közlemények* **7**, 163–244.
- MÜLLER P. 1974: A melegforrás barlangok és gömbfülkék képződéséről. — *Karszt és Barlang* **1974/1**, 7–10.
- NAGY B. & PELIKÁN P. 1976: Metacinnabarit és cinnabarit a csillaghegyi Róka-hegyen. — *MÁFI Évi Jelentés 1973-ról*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 51–55.
- NAGY S. 2008: *A Budai-hegység hidrotermás folyamatainak szerepe a Bátor-barlang és a Ferenc-hegyi-barlang kialakulásában*. — Diplomamunka, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, 91 p.
- NÁDOR A. 1991: *A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük*. — Doktori disszertáció, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 171 p.
- NÁDOR, A. 1992: Palaeokarstic features in Triassic-Eocene carbonates — Multiple unconformities of a 200 million year karst evolution, Buda Mountain, Hungary. — *Zbl. Geol. Palaeont.*, Stuttgart, Teil I.H. **11/12**, 1317–1329.
- ONAC, B. & FORTI, P. 2011: State of the art and challenges in cave minerals studies. — *Studia UBB Geologia* **56/1**, 33–42.
- PALMER, A. N. 2007: *Cave Geology*. — Cave Books, Dayton, Ohio, 454 p.
- PANOŠ, V. 1960: A Budai-hegység hévforrásos karsztja és különleges lerakódásai. — *Hidrológiai Közlemények* **40/5**, 391–395.
- PÁSZTOR D. 2016: *Hipogén karsztosodási indikátorok a Gellért-hegyi Aragonit-barlangban*. — Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 98 p.
- PÁVAI-VAJNA F. 1930: A forró oldatok, gőzök és gázok szerepe a barlangképződésnél. — *Hidrológiai Közlemények* **10**, 115–122.
- PLUMMER, L. N. 1975: Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. — *Geol. Soc. Amer. Memoirs* **142**, 219–236.
- POLYAK, V. J. 1992: *The mineralogy, petrography, and diagenesis of carbonate speleothems from caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico*. — Unpub. M.S. Thesis, Texas Tech. University, 165 p.
- POLYAK, V. J. & PROVENCIO, P. 2001: By-product materials related to H₂S-H₂SO₄ influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. — *Journal of Cave and Karst Studies* **63/1**, 23–32. <https://doi.org/10.1346/ccmn.2000.0480302>
- POLYAK, V. J., MCINTOSH, W. C., PROVENCIO, P. & GÜVEN, N. 2006: Alunite and natroalunite tell a story — the age and origin of Carlsbad cavern, Lechuguilla Cave, and other sulfuric-acid type caves of the Guadalupe Mountains. — In: *New Mexico Geological Society Guidebook, 57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico*, 203–210.
- POROS, Zs. 2011: *Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary — selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks*. — PhD Dissertation, Eötvös L. University, Budapest, 141 p.
- POROS, Zs., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, A. É. 2010: Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karst, Hungary. — In: 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, IMA2010, 21 to 27 August 2010, Budapest, Hungary, *Acta Mineralogica Petrographica Abstract Series* **6**, p. 465.
- POROS, Zs., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYÓRI, O., RONCHI, P. & SZEKERES, Z. 2012: Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **101**, 429–452. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0677-8>
- RUNNELS, D. D. 1969: Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. — *Jour. of Sed. Petr.* **39**, 1188–1201. <https://doi.org/10.1306/74d71dca-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, Sz., HORVÁTH, E. & DUNAI, T. J. 2005: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.048>
- SÁSDI L. 1993: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. II. Termális hatást tükröző paleokarsztok. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II**, 39–46.
- SCHAFARZIK F. 1921: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — *Hidrológiai Közlemények* **1**, 9–14.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. — Magyar Királyi Földtani Intézet, Stadium Sajtóvállalat, Budapest, 341 p.
- SCHERF E. 1922: Hévízforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi hegységben. — *Hidrológiai Közlemények* **2**, 19–88.

- SCHRÉTER Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **19/5**, 181–231.
- SURÁNYI G. 2005: *Módszerfejlesztés az $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ izotóparány mérésén alapuló uránsoros kormeghatározás terén.* — PhD értekezés, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 93 p.
- SURÁNYI, G., DOMBRÁDI, E. & LEÉL-ŐSSY, SZ. 2010: Contributions of geophysical techniques to the exploration of the Molnár János Cave (Budapest, Hungary). — *Acta Carsologica* **39/3**, 565–576. <https://doi.org/10.3986/ac.v39i3.84>
- SZABÓ V., FÓRIZS I., HALAS, S., PELC, A. & DEÁK J. 2009: A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján. — *Geotudományok. A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat* **77**, 73–81.
- SZABÓ Z. & LEÉL-ŐSSY SZ. 2013: Az óbudai Királylaki-barlang — a budai barlangok legújabb „ékszerdoboz”. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 232–234.
- SZANYI GY. 2007: *Budai barlangok kalcitkiválásainak uránsoros kormeghatározása.* — Diplomamunka, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 58 p.
- SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ. & VARGA ZS. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlöny* **139/4**, 353–366.
- SZANYI, GY., SURÁNYI, G. & LEÉL-ŐSSY, SZ. 2012: Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. — *Quaternary Geochronology* **14**, 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.09.001>
- SZUNYOGH G. 1982: A hévizes eredetű gömbfülkék kioldódásának elméleti vizsgálata. — *Karszt és Barlang* **1982/II**, 83–88.
- SZUNYOGH G. 1984: A gömbfülkék kondenzvíz-korróziós kialakulásának elméleti fizikai leírása. — *Karszt és Barlang* **1984/I**, 19–24.
- SZUNYOGH G. 1987: A hévizes eredetű gömbfülkék víztükör alatti kioldódásának elméleti vizsgálata. — *Karszt és Barlang* **1987/I–II**, 29–31.
- SZUNYOGH, G. 1989: Theoretical investigation of the development of spheroidal niches of thermal water origin — Second approximation. — *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology, 13–20. August 1989, Budapest, III*, 766–768.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1980: Új feltárások a Pál-völgyi-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1980/II**, 87–92.
- TAKÁCSNÉ BOLNER, K. 1989: Regional and special genetic marks of the Pál-völgy Cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. — *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology, 13–20. August 1989, Budapest, III*, 819–822.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1990: A Pál-völgyi-barlang üledékkitöltésének vizsgálatai. — In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): *Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1989. évi munkájáról*, MKBT, 44–52.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1993: Ritka karbonátkiválás-típusok. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II**, 29–38.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1998: Külső szakértők által végzett speciális vizsgálatok a Pál-völgyi-barlangban. — In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): *Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1997. évi munkájáról*, MKBT, 48–51.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2005a: A rózsadombi barlangok morfológiájának és ásványegyüttesének összehasonlító elemzése. Comparative analysis on the morphology and mineralogy of Rózsadomb caves. — In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT*, 125–131.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2005b: A Pál-völgyi-barlang képződmény-ritkaságai. Rare speleothems found in Pál-völgy Cave. — In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT*, 118–124.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2011: A Rózsadomb barlangjainak szerepe a magyar speleológia fejlődésében. The Rózsadomb caves and their contribution to the development of Hungarian speleology. — In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutató, Konferencia előadások, Budapest, 2010. május 7–9., MKBT*, 162–171.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. & KRAUS S. 1989: A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. — *Karszt és Barlang* **1989/I–II**, 61–66.
- TÓTH, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. — *Journal of Geophysical Research* **68/16**, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>
- TÓTH, J. 2009: *Gravitational System of Groundwater flow: Theory, Evaluation, Utilization.* — Cambridge University Press, USA, New York, 91–102. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511576546>
- VENDEL M. & KISHÁZI P. 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — *MTA Műszaki Tudományok Közleményei Osztályának Közleményei* **32**, 393–417. és **33**, 205–234.
- VERESS M. 2004: *A karszt.* — Berzsenyi Dániel Főiskola, Szombathely, 215 p.
- VIRÁG M. 2016: Történeti áttekintés a budai barlangok keletkezéséről — a klasszikus karsztfejlődéstől a hipogén barlangképződésig. — *Karszt és Barlang* **2012–14**, 24–46.
- VIRÁG M. & SZABÓ Z. 2013: Molnár János-barlang — a rendszer jelenleg is aktív tagja. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 228–232.
- VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., SURÁNYI, G. & LEÉL-ŐSSY, SZ. 2011: Infiltration history of the last 50 thousand years as reflected by the anatomy of a flowstone type speleothem precipitated from dripwaters of the Pál-völgy-Mátyáshegy Cave System (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). — In: CAPEZZUOLI, E., BROGI, A., RICCI, M. & BERTINI, A. (eds): *Rend. Online Soc. Geol. It.* **16**, 39–41.
- VIRÁG M., KÁLMÁNFINÉ ÁST H. & MINDSZENTY A. 2013a: Barlangszintek, barlangi kiválások és travertínók térbeli jellemzése. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 259–263.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A. & BENDŐ ZS. 2013b: A Városliget-II. fűrés (Széchenyi fürdő) ásványkiválásainak tanulságai a Budai Termálkarszt barlangjai számára. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 270–274.

- VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., BENDŐ, Zs. & HEGEDŰS, A. 2013c Unusual speleothems from a non-spelean environment — Mineral precipitates of the Széchenyi Spa (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). — In: MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., MINDSZENTY, A. & TÓTH, Á. (eds): *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions — In honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday*, 4-7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 140.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A. & BENDŐ Zs. 2013d: Az Ósforrás kalcitlemezei. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 188–191.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A., WEIDINGER T., MOLNÁR M., BENDŐ Zs., TANOS P. & MÁDLNÉ SZŐNYI J. 2013e: A Rudas fürdő travertínója. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 191–199.
- VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., BENDŐ, Zs., WEIDINGER, T., MOLNÁR, M., PÁLL-SOMOGYI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & VERES, V. 2013f: Anthropogenically modulated hydrological changes recorded by a ~120 years old flowstone-like travertine (Rudas Spa, Budapest, Hungary). — In: MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., MINDSZENTY, A. & TÓTH, Á. (eds): *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions — In honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday*, 4-7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 138.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A., LEÉL-ŐSSY SZ. & SURÁNYI G. 2013g: Gellérthegyi-aragonitbarlang. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 181–186.
- VIRÁG M., SURÁNYI G., KARDOS A. & MINDSZENTY A. 2013h: A Gellért-hegyi kisbarlangok vízszintjelző kiválásai. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 257–259.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., MOLNÁR M. & LEÉL-ŐSSY SZ. 2013i: A Búboskemence cseppkőlefolyás. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 245–248.
- VIRÁG M., TAKÁCSNÉ BOLNER K. & SURÁNYI G. 2013j: A Budai-hegység legidősebb vizsgált cseppkőve: az Óriás-cseppkő. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 243–245.
- VIRÁG M., TAKÁCSNÉ BOLNER K. & LEÉL-ŐSSY SZ. 2013k: Barlangi kiválástípusok (szpeleotémák). — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 248–252. (110. fotótábla, p. 249.)
- VIRÁG M., HEGEDŰS A. & SURÁNYI G. 2014: Szpeleotéma-térképezéssel az egykori termálvizek nyomában. — In: VERESS M. & ZENTAI Z. (szerk.): *Karsztféjlődés 17*, Absztrakt kötet, 2014.május 30 – június 1, Bük–Szombathely, p. 13.
- VIRÁG M., MINDSZENTY, A., KISS, K., KELE, S., CZUPPON, GY., PALCSU, L., SURÁNYI, G., BRAUN, M., WEIDINGER, T., HEGEDŰS, A. & LEÉL-ŐSSY, SZ. 2015: Superimposition of hypogenic and epigenic karst processes documented by speleothems of the Szemlő-hegy Cave (Budapest, Hungary). — In: *Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology*, International Association of Sedimentologists, Polish Geological Society, 22-25 June 2015, Krakow, Poland, p. 564.
- VIRÁG M., MINDSZENTY, A., KELE, S., CZUPPON, GY., SURÁNYI, G., BRAUN, M., PALCSU, L., FUTÓ, I., HEGEDŰS, A., KISS, K., SZIEBERTH, D. & LEÉL-ŐSSY, SZ. 2016: Study of speleothems and other thermal-karst features in the caves of Rózsadomb (Budapest, Hungary). — In: OTONICAR, B. & GOSTINCAR, P. (eds): *Paleokarst — 24th International Karstological School “Classical Karst”*, 13–17 June 2016, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Slovenia, Abstract & Guide Book, p. 34.
- VÖRÖS P. 2013: *Kovács elváltozások vizsgálata rózsadombi barlangokban*. — Diplomamunka, NyME–SEK–TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, és ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 78 p.
- VÖRÖS P., VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ Zs., NÉMETH T. & LEÉL-ŐSSY SZ. 2013: Eocén kőzeteket átszelő repedéskitöltésekhez kapcsolódó elváltozott zónák a budai barlangokban. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 34–39.
- WEIDINGER T., VIRÁG M., TORDAI Á., LUKÁCS D., LEÉL-ŐSSY SZ. & MINDSZENTY A. 2017: Barlangklimatológiai mérések a Budai-termálkarszton. — In: CSERNY T. & ALPEK B.L. (szerk.): *HUNGEO 2017, „Bányászat és környezet — harmóniában”*, Magyar Földtudományi Szakemberek XIII. Világialkalmazója, Program és előadás kivonatok, Pécs, 2017. augusztus 16–20, Magyarhoni Földtani Társulat, 32–33.

Kézirat beérkezett: 2017. 06. 07.

Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai-termálkarszton

MÁDLNÉ SZŐNYI Judit¹, ERŐSS Anita¹, HAVRIL Tímea¹, POROS Zsófia², GYŐRI Orsolya³, TÓTH Ádám¹, CSOMA Anita⁴, Paola RONCHI⁵, MINDSZENTY Andrea¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

²ConocoPhillips, Houston, USA, TX 77252-2197600 North Dairy Ashford (77079-1175) P.O. Box 2197

³MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

⁴MOL Nyrt. 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

⁵Eni Spa, Róma, Olaszország, Piazzale Enrico Mattei, 100144

¹e-mail: szjudit@ludens.elte.hu, ORCID: 0000-0002-5628-4386

Fluids, flow systems and their mineralogical imprints in the Buda Thermal Karst

Abstract

The fluid evolution of the Buda Thermal Karst (BTK) has been ongoing since the Late Miocene. At that time the system was fully confined and only the thermal buoyancy influenced the flow of fluids in the system. Parallel with the uplift of the Buda Hills, the infiltration of fresh water into the system began; thus the subsequent evolution of the topography-driven groundwater flow brought about the superposition of the two fluid flow systems. This occurred with different prevailing driving forces: namely, the topography in the upper part and buoyancy in the lower. The uplift of the Gödöllő Hills also had an influence on the processes of the BTK and resulted in the evolution of fluid flow heading from the eastern, confined part of the system towards the River Danube. Consequently, the dominantly basinal fluids of the confining strata infiltrated into the underlying carbonate aquifers filled with meteoric water via vertical leakage. These changes were followed in the mineral paragenesis of the BTK. The western region of the BTK is part of the NE Transdanubian Range and nowadays the carbonate aquifers are semi- or unconfined. The springs of this area represent the terminal points of local, intermediate and regional flow systems and they display the rock-water interaction along the flow path. The evaluation of the flow pattern could reveal the West–East direction of flow under the River Danube and the upwelling of fluids towards the discharge areas along the River Danube in the upper, shallow part of the system. The NaCl-type basinal fluids originated from the eastern-confining layers and they contribute to the regional flow component. West–Southwest of the River Danube, Mg²⁺- and SO₄²⁻- rich water can be found. The results represent the hydraulically continuous flow system of the BTK, the asymmetric flow pattern at the boundary of unconfined and confined carbonate aquifers and, moreover, the significance of confining layers in the accumulation and dissipation of heat. The pressure conditions present in the system are nearly hydrostatic. The NE Marginal Fault also has a role in the differentiation of the discharge areas at the foothills of the Rózsadomb and the Gellért Hill. In the area behind the Gellért Hill an intermediate flow system appears; therefore, at the foothills of the Gellért Hill only thermal water is discharged. At the Rózsadomb the lukewarm and hydrothermal fluid discharge areas are close to each other. Thus the evidence strongly suggests that the respective hydrothermal components of the Central and Southern systems differ. The NaCl-type water of the eastern half of the basin contributes to the discharge of the regional flow path of the Central system. This system transfers H₂S and CH₄ to the springs. In the case of the Southern System, the excess of sulphate in the water is more prevalent, and this may be in connection with the evaporite layers in the SW. On the basis of sulphur isotope analysis, the meteoric fluid component of the Rózsadomb receives its sulphur during infiltration through a pyrite-rich covering strata. The brief details mentioned here suggest that a better understanding of the fluid evolution of the BTK will contribute to the interpretation of hypogenic karstification and cave evolution in the area.

Keywords: fluid evolution, topography driven groundwater flow systems, buoyancy force, sulphur isotope, Buda Thermal Karst, Gödöllő Hills

Összefoglalás

A Budai-termálkarszt (BTK) fluidum-fejlődéstörténetét az ásványparagenezisek tükrében a késő-miocén fedett karbonátos állapottól vizsgáltuk. Ekkor a termikus felhajtóerő vezérelte a felszín alatti vízáramlást. Később, a Budai-hegység kiemelkedésével és a csapadékvíz beszivárgásával megkezdődött a vízszintkülönbségek által vezérelt vízáramlási rendszerek kialakulása. További változást okozott a Gödöllői-dombság kiemelkedése, mely a Budai-hegység kiemelt területei mellett a keleti medencerész felől is domborzati hajtóerőt biztosított. A meginduló beszivárgás lehetővé tette a fedő sziliciklasztos képződmények nátrium-kloridos vizeinek karbonátos víztartóba történő lejutását. Jelenleg a Budai-hegység és tágabb környezete a BTK áramlási rendszerének nyugati, félig fedett részét, míg a Gödöllői-dombságtól a

Dunáig tartó terület a rendszer keleti, fedett részét képezi. A BTK összefüggő áramlási rendszerében hidrosztatikushoz közeli nyomásviszonyok uralkodnak. A rendszer regionális és köztes megcsapolódási területei a Duna mentén húzódnak. A helyi, köztes és regionális áramlási rendszerek különbségeit a nyugati, félig fedett terület forrásai jelzik. A jelenkori vízáramlás domináns hajtóereje a vízszintkülönbségekből fakad, asszimmetrikus jellege a hidrosztratigráfiai helyzet, valamint a keleti és nyugati medencerészek közötti beszivárgáskülönbség következménye. A Duna alatt Ny–K irányú regionális átáramlás zajlik. A regionális feláramlás hidrotermális komponense NaCl-os medenceeredetű vízzel egészül ki. A meteorikus eredetű, langyos köztes, ill. a hideg helyi vízáramlásokban Mg^{2+} és SO_4^{2-} gazdag vizek jellemzőek, a medenceeredetű fluidumok jelenléte itt nem bizonyított. Az eredmények rámutatnak a rendszer hőmérsékleti eloszlását meghatározó folyamatokra, valamint a fedőüledékek hőfelhalmozódásban betöltött szerepére. A rózsadombi és a Gellért-hegy előterében található források fizikai-kémiai tulajdonságok szerinti elkülönülését szerkezeti és a két áramlási rendszer különbségei okozhatják. A Gellért-hegynél csak termálvíz lép felszínre, míg a Rózsadombnál langyos és termálvíz megcsapolódás egyaránt zajlik. A különbség a hidrotermális vizek összetételében, eltérő forrásterületre és vízkémiai folyamatokra utal. A déli rendszer szulfáttöbblete az evaporitösszletekkel, a központi rendszer szulfátja medenceeredetű kén-hidrogénnel hozható összefüggésbe. A rózsadombi langyos meteorikus vizek szulfátforrása a fedő képződménybek piritje lehet. A fluidum-fejlődéstörténeti tanulmány eredményei hozzájárulnak a barlangképződési folyamatok értelmezéséhez.

Tárgyszavak: fluidum-fejlődéstörténet, gravitációs áramlási rendszerek, termikus felhajtóerő, kénizotóp, Budai-termálkarszt, Gödöllő-dombság

Bevezetés, előzmények

A Budai-termálkarszt (BTK) évszázadok óta a geológusok, barlangászok, ásványtani szakemberek és hidrogeológusok kutatásainak középpontjában áll termálvízkincese, az utóbbi évszázadban felfedezett barlangjai, azok ásvány paragenézisei, valamint a főváros urbángeológiai vonatkozásai miatt (*l. ábra*). A számos, e témában született publikáció közül a teljesség igénye nélkül kiemelhető MINDSZENTY (2013) összefoglaló munkája, mely a terület földtani, geomorfológiai, vízföldtani kutatástörténetét és adatosságait, a források és az édesvízi mészkövek viszonyát, valamint barlangtani kérdéseket tárgyal, továbbá rávilágít az adottságok hasznosítási és természetvédelmi jelentőségére Budapest életében. GYALOG et al. (2016) kiadványa a földtani viszonyokat foglalja össze. VIRÁG (2016) a budai barlangok keletkezéséről, a termálkarsztos, illetve a hidrotermális eseményekkel foglalkozó szakirodalmakról közölt kutatástörténeti tanulmányt. LEÉL-ŐSSY (2017) a Budai-termálkarszt barlangjairól publikált. A fent idézett munkákban a témában szinte valamennyi korábban született szakirodalom fellelhető, melyek egyedi hivatkozásától sokaságuk okán itt eltekintünk.

Felmerül a kérdés, hogy egy ilyen sokoldalúan és részletesen feltárt területen tudományos értelemben lehet-e „újat mondani”, és ha igen, hogyan és milyen módon? A válaszadásnál figyelembe kell vennünk, hogy a kutatási területen, kiemelten Budapesten, az emberi beavatkozások megnehezítik a kutatók szándékát, hogy a természeti folyamatokat értelmezzék. A továbblépés kulcsa TÓTH J. (1999) megközelítésében rejlik, aki felvázolta a felszín alatti víz földtani hatótényező szerepét, azaz a földtani időskálán működő felszín alatti vízáramlási rendszerek kőzetvázra gyakorolt hatásának mechanizmusait. Ennek megfelelően összefüggéseket kereshetünk az áramlási rendszerekben mozgó víz, valamint a víz–kőzet kölcsönhatás földtani rétegsorokban hagyott nyomai között. Ennek jegyében indultak el az ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék rózsadombi termálkarsztos kutatásai (MINDSZENTY & MÁDL-SZŐNYI 1999, MINDSZENTY et al. 2001, MINDSZENTY et al. 2000). A Budai-

termálkarsztra vonatkozó tanszéki kutatások később (2007–2011) két, egymással párhuzamosan futó, iparilag támogatott (Shell, Eni) projekt formájában folytatódtak (ERŐSS et al. 2011a, POROS 2010). A hidrogeológiai felfedező kutatások (2011–2017) következő szakasza egy interdiszciplináris OTKA pályázat volt. E kutatások egészültek ki a Paleogén-medencére — a Mol NyRt. megbízásából (2011–2013) — végzett, a fluidumokat érintő alkalmazott kutatással (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

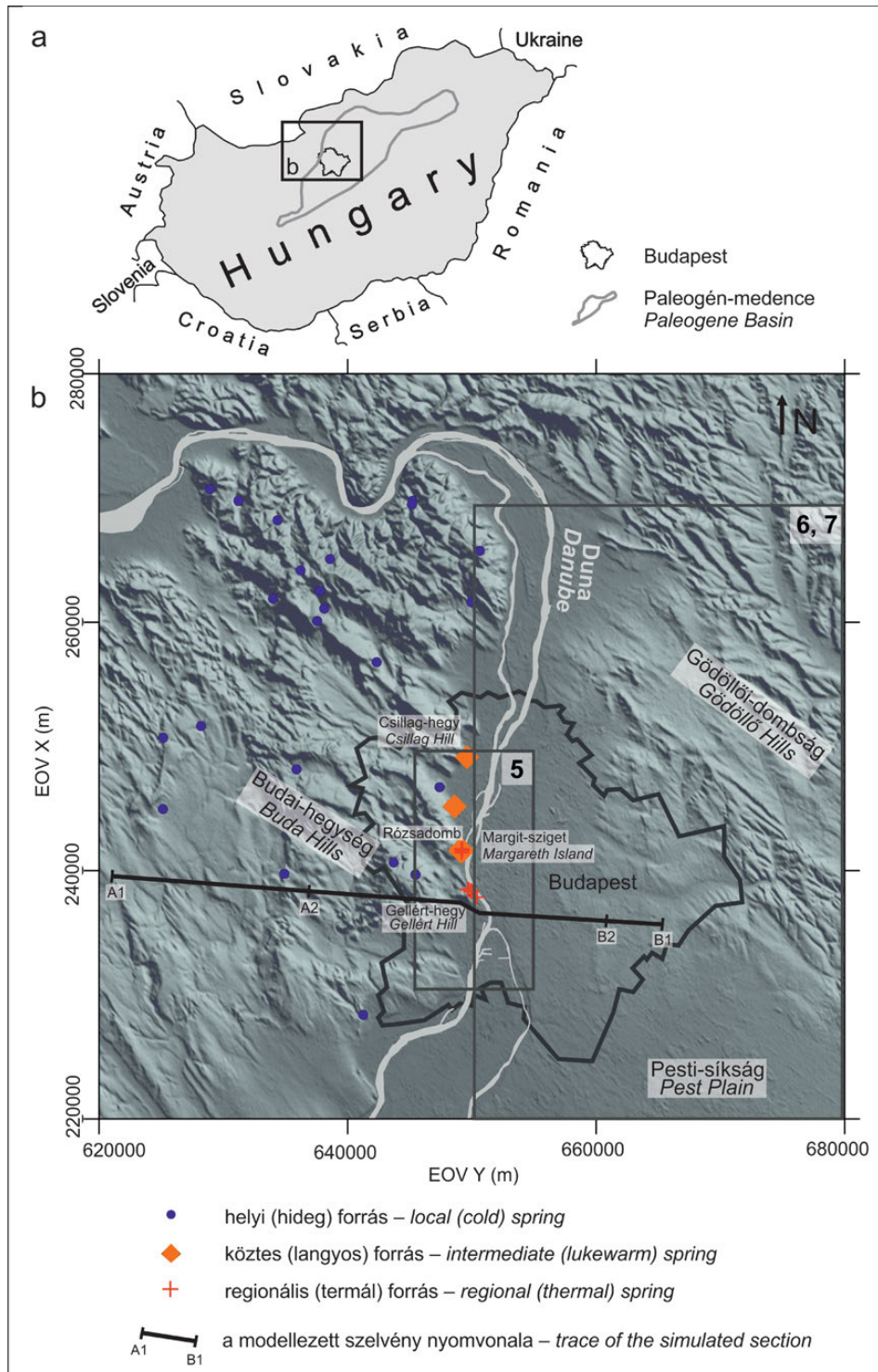
Hagyományosan a BTK-n belül, Budapesten három természetes forrásfeltérési helyet különítünk el. Az északi területeken (Csillag-hegy) csak langyos vizek, a központi területen (József-hegy vagy Rózsadomb) langyos és termálvizek, míg a déli területen (Gellért-hegy) csak termálvizek lépnek a felszínre (ALFÖLDI et al. 1968; ERŐSS et al. 2008, 2012a; PAPP 1942). E tanulmányban csak a központi és déli területek kútjaival és forrásaival foglalkozunk. Az ún. központi rendszer alatt a Rózsadomb előterében található forrásfakadások mellett a Lukács kutakat, a margitszigeti és az észak-pesti kutakat értjük. Az ún. déli rendszerhez soroljuk a Gellért-hegy előterében található forrásfakadások mellett a Gellért-hegy előterében található (Gellért, Rudas és Rác fürdő) kútjait, továbbá a dél-budai és pesti kutakat (lásd később *1., 2., 3. ábra*). A két rendszer határai korábbi irodalmi munkák alapján nem ismertek.

A fentiekben vázolt kutatások alapján tanulmányunk a következő kérdésekre kíván választ adni. Hogyan alakultak a miocéntől kezdve napjainkig a vízáramlást okozó hajtóerők, valamint — az ásványfázisok tükrében — a fluidum komponensek a BTK vízáramlási rendszerében? Mi jellemzi a BTK jelenlegi regionális léptékű vízáramlását a rendszer határai, nyomásviszonyai, vízáramlási rendszerei és fluidum komponensei tekintetében? Miben hasonlít és miben tér el egymástól a BTK központi és déli rendszere, ill. mi magyarázhatja az eltéréseket? E kérdések megválaszolásával a BTK új, regionális vízföldtani szintézisének kidolgozásához kívánunk hozzájárulni.

A cikkben a fluidum kifejezést SCHUBERT et al. (2007) értelmezésében használjuk ott, ahol a folyadék és gázfázisok együttesére gondolunk. A meteorikus víz fogalmát a

csapadékból származtatható vizekre használjuk. A medencefluidum elnevezést a származását tekintve tengeri eredetű, kémiaileg módosult összetételű, de jellegét tekintve nátrium-kloridos fluidumokra használjuk. Mindkét esetben, DEMING (2002) értelmezését követjük.

Tanulmányunkban a többnyire különálló cikkek formájában, angol nyelven közölt eredményeinket szintetizáljuk a feltett kérdések tükrében, valamint korábban nem publikált $\delta^{34}\text{S}$ vizsgálati eredményekkel egészítjük ki, melyek csak doktori dolgozatban, konferencia közleményekben vagy



1. ábra. A Budai-termálkarszt vizsgálati területe, a Rózsadomb és a Gellért-hegy megcsapolódási terület, a források elhelyezkedése, valamint a modellezett szelvény és térkép kivágatok

Figure 1. The Buda Thermal Karst area, discharge area of the Rózsadomb and Gellért Hill, springs, the trace of the simulated section and insets of further figures

kutatási jelentésekben szerepeltek. Az eredeti adatok közlésétől, azok minőségi, megbízhatósági értékelésétől itt eltekintünk, ezek a hivatkozott publikációinkban megtalálhatók. A tanulmány újdonsága mindezen ismeretek szintézisében rejlik. A dolgozat jellege miatt az alkalmazott módszerek önálló fejezetben történő ismertetésétől eltekintünk. A cikkben tárgyalt projekteken kívül a régióra párhuzamosan született egyéb eredményeket diszkussziós céllal említjük.

Az ásványfázisok, felszín alatti vizek és vízáramlási rendszerek megismerésére vonatkozó eredmények és értelmezésük

Ásványfázisok és fluidumzárványaik a miocén rendszerben

A paleofluidumok összetételének, az ezekből kiváló ásványfázisok, ill. azok időbeli változásainak megismerése fejlődéstörténeti szempontból, valamint a budai barlangok kialakulása szempontjából egyaránt lényeges kérdés. A legjellemzőbb telérkitöltő ásványok a kalcit, barit, fluorit és a szulfidok, melyek közül a Budai-hegységben a kalcit dominál, a második leggyakoribb ásvány a barit. A fluorit mellett kisebb mennyiségben pirit, markazit, cinnabarit és egyéb szulfidásványok (cink-szulfid, metacinnabarit, galenit és elemi kén) is előfordulnak (GÁL et al. 2008, GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012).

A miocén korú repedéskitöltő kalcitból szénhidrogén- és vizes fázisú zárványokat egyaránt azonosítottak (POROS et al. 2012), melyek spektroszkópos vizsgálata CO_2 és CH_4 jelenlétét mutatta ki mind a szénhidrogén, mind a vizes fázisban. Szénhidrogén-indikációk csak a központi régió zárványaiban voltak megfigyelhetők, a déli paleorendszerben nem jelentkeztek. Mikrotermometriai vizsgálatok alapján a repedéskitöltő ásványok 80°C -os fluidumból váltak ki (POROS et al. 2012). A zárványok szalinitása extrém alacsony ($<1,7 \text{ NaCl}_{\text{eq}}$ wt%), csapdázódásuk 85 bar nyomáson történt (POROS et al. 2012). A miocéntől fennálló hidrotérmális rendszer fő ásványkiválásai időben változtak (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). A miocénre jellemző kalcit-, barit- és fluorit-kiválást a miocén végétől megjelenő fluorit, barit, dolomit és gipsz váltotta fel a travertínó-kiválások oldási maradékában (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, KELE 2009).

A telérkitöltések megismerése azért lényeges, mert számos barlang ezen miocén korú telérek mentén oldódott ki (GÁL et al. 2008, GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012). A kalcit, barit és fluorit kiválása ún. medence fluidumokból történt. Mikrotermometriás nyomásadatok alapján az ásványokban található primer zárvány bezáródása idején a karbonátot hozzávetőlegesen 800 m vastag fedő borította (POROS et al. 2012). A fluidumzárványokban jelenlévő szénhidrogén a középső-miocénben kifejlődő paleoáramlási rendszerben jelenlévő medenceeredetű, NaCl -os jellegű vizekhez és gázokhoz köthető. A vizsgált repedéskitöltő ásványok nyomelem-összetétele azt jelzi, hogy a Ba, F, S,

Fe, Sr, Hg és Cu a szénhidrogénfázissal, valamint a CO_2 -vel együtt migrálhattak (POROS 2011). A fluidumzárványok szalinitása ugyanakkor arra utal, hogy a medence fluidumokat már ekkor számottevő mennyiségű beszivárgásból származó, azaz meteorikus eredetű karsztvíz hígította (POROS et al. 2012). A szeleotémákban a pleisztocén végétől az alacsony Mg-tartalmú kalcit, aragonit, gipsz vált dominánssá.

Az ásványfázisok ^{34}S értékei

A kéntartalmú ásványok időbeli, trendszerű változásának, valamint a kén eredetének megértéséhez az ásványfázisokból mért ^{34}S -izotóp értékek nyújtottak támpontot (*I. táblázat*, 2. ábra), melyek méréseink alapján a Budai-termálkarszt tágabb környezetére vonatkozóan széles spektrumon, -32 – -38% között mozognak (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010).

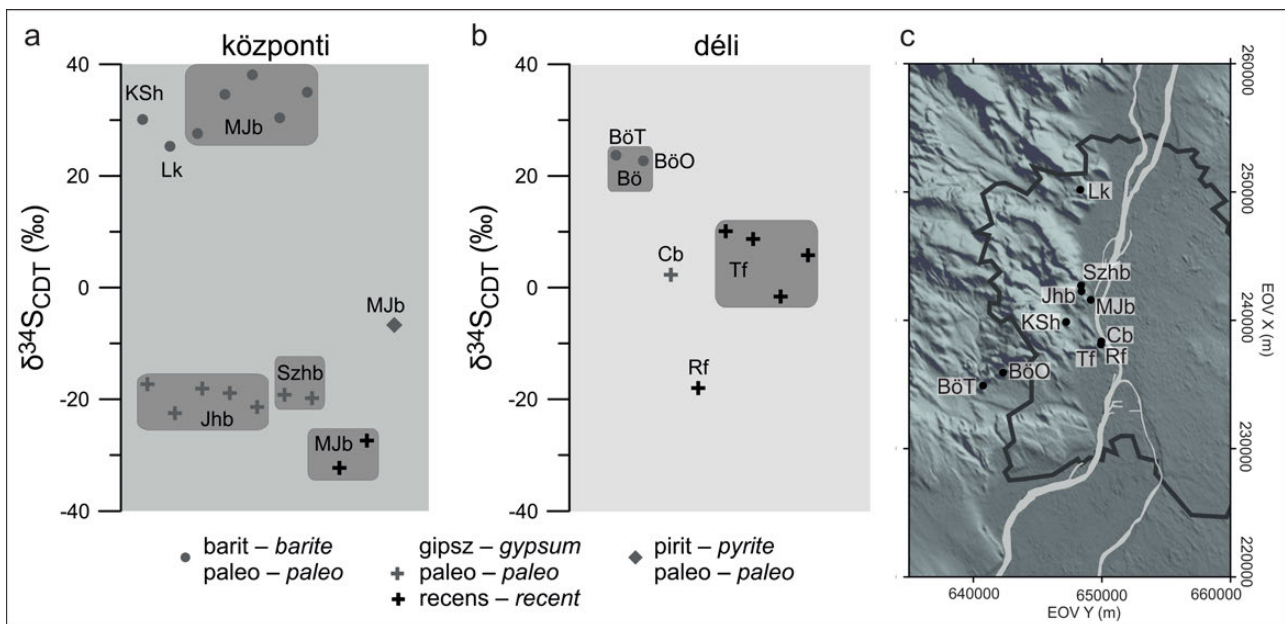
A szulfáthordozó ásványok tekintetében a Budai-hegység kőfejtőiből és barlangjaiból származó baritminták ^{34}S -tartalma 22 – $(38)\%$ közötti értéktartományban változnak mind a központi (barit II minta, *I. táblázat*), mind a déli (barit I minta, *I. táblázat*) rendszerből származó minták esetében (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). A központi rendszerhez tartozó József-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlangokból származó gipszminták ^{34}S -értékei, $(-22$ – $-17\%)$ a Budai-hegység déli területén található Citadella-barlangból származó gipsszel összevetve $(2,3\%)$ jelentős eltérést mutatnak (*I. táblázat*). A Molnár János-barlangban képződő gipsz izotópterékei a központi rendszer száraz barlangjainak gipszkiválásához képest is számottevő negatív eltolódást mutatnak $(-32$ – $-27\%)$. A déli rendszerben a forrásbarlangokból származó gipsz kénizotóp értéke széles skálán változik, a Török-forrásra jellemző $-1,6$ – 10% értéktől egészen a Rákóczi-forrás -18% értékéig. A Molnár János-barlang Budai Márga Formációból származó piritje $-6,7\%$ értéket mutat (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010).

Az adatokból láthatjuk, hogy a baritásványokon mért értékek a központi rendszeren belül nem mutatnak jelentős szórást, a déli rendszerben is csak némileg kisebbek a központihoz viszonyítva (*2. ábra*). A déli rendszerre vonatkozóan a Citadella-barlang és a Török-forrás közel állnak egymáshoz, mely a kénforrás tekintetében közös genetikára utalhat. A Török-forrás néhány gipszmintája és a Rákóczi-forrás gipszkiválásának kénizotópteréke ugyanakkor jelentős negatív eltolódást mutat. Ezt valószínűsíthetően az ezen barlangokban kimutatott mikrobiológiai hatásokkal magyarázhatjuk, mely az ásványkiválást és a kénizotópterékeket is befolyásolhatja (ANDA et al. 2015).

A központi rendszer száraz barlangjaiban és a vízzel kitöltött Molnár János-barlangban a gipszre kapott $\delta^{34}\text{S}$ értékek jelentősen negatívabbak a déli rendszer recens gipszkiválásainak izotópterékeihez képest. Magyarázatként felmerülhet a pirit bakteriális oxidációja és az ennek hatására bekövetkező negatív irányú $\delta^{34}\text{S}$ -izotóp-eltolódás (ANDA et al. 2015, 2016).

I. táblázat. Ásványkiválások $\delta^{34}\text{S}$ értékeiTable I. $\delta^{34}\text{S}$ isotope values of mineral precipitations

Név	Rövidítés	Rendszer	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	Ásvány	Kiválás kora	Mérés helye	Mérési hiba (%)
Kis-Sváb-hegy	KSh	központi	30,1	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Lapos kőfejtő	Lk	központi	25,3	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 1	MJb	központi	27,6	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 2	MJb	központi	34,6	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 3	MJb	központi	38,1	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 4	MJb	központi	30,4	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 5	MJb	központi	35	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 1	Jhb	központi	-17,30	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 2	Jhb	központi	-22,50	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 3	Jhb	központi	-18,10	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 4	Jhb	központi	-18,90	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 5	Jhb	központi	-21,40	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Szemlőhegyi-barlang 1	Szhh	központi	-19,20	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Szemlőhegyi-barlang 2	Szhh	központi	-19,80	gipsz	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 6	MJb	központi	-32,3	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 7	MJb	központi	-27,40	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János-barlang 8	MJb	központi	-6,70	pirit	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Budaörs, Odvas-hegy	BöO	déli	23,70	barit I	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Budaörs, Törökugrató	BöT	déli	22,70	barit I	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Citadella-barlang	Cb	déli	2,30	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Rákóczi-forrás	Rf	déli	-18,00	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$
Török-forrás 1	Tf	déli	10,10	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Török-forrás 2	Tf	déli	8,70	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Török-forrás 3	Tf	déli	5,80	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,3$
Török-forrás 4	Tf	déli	-1,60	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$



2. ábra. a) Ásványkiválások $\delta^{34}\text{S}$ értékei és tartományai a központi és a déli rendszerből származó minták elkülönítésével: KSh = Kis-Sváb-hegy, Lk = Lapos kőfejtő, MJb = Molnár János-barlang, Jhb = József-hegyi-barlang, Szhh = Szemlő-hegyi-barlang, Bö = Budaörs, BöO = Budaörs, Odvas-hegy, BöT = Budaörs, Törökugrató, Cb = Citadella-barlang, Rf = Rákóczi-forrás, Tf = Török-forrás (adatok forrása: POROS et al. 2010) (Mérés: Atomki és Eni (2010); három mérés átlagából kapott értékek, hiba: $\pm 3-5\%$) b) A mintavétel helyszíneinek indextérképe (magyarázat: I. táblázat)

Figure 2. a) $\delta^{34}\text{S}$ isotope values and ranges of mineral precipitations of the Central and Southern system: KSh = Kis-Sváb Hill, Lk = Lapos quarry, MJb = Molnár János Cave, Jhb = József-hegy Cave, Szhh = Szemlő-hegy Cave, Bö = Budaörs, BöO = Budaörs, Odvas-hegy, BöT = Budaörs, Törökugrató, Cb = Citadella Cave, Rf = Rákóczi Spring, Tf = Török Spring (data source: POROS et al. 2010), Rk = Ráckeve (data source: POROS et al. 2010) (Analysis: Atomki and Eni (2010); average values of three measurements, the error of analysis: $\pm 3-5\%$) b) Index map of sample locations (explanation: Table I)

A Rózsadomb és a Gellért-hegy előterében megcsapolódó vizek komponensei

A Budai-termálkarszt kutakban, ill. forrásokon keresztül felszínre jutó vizeiben a központi és déli rendszerek különbségei a vízkémiai összetételben és radionuklid tartalomban is nyomonkövethetők. ERŐSS (2010), valamint ERŐSS et al. (2012b) — a BTK két alrendszerének termálkútjai és forrásai fő- és nyomelem-összetételére, valamint a radionuklidokra kiterjedő — elemzésével, átfogó képet adott a BTK déli és központi rendszerének megcsapolódási területein megmutatkozó különbségekről. Geokémiai — PHREEQC — modellezés alapján a Rózsadomb (központi rendszer) esetében két keveredési szélső tag mutatható ki, egy meteorikus és egy hidrotermális összetevő (ERŐSS et al. 2012b), melyek kémiai összetételét a II. táblázat foglalja össze. A központi rendszerben e két összetevő különböző arányú keveredésével kell számolni (ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012b). Ugyanakkor a Gellért-hegy előterében felszínre jutó források kémiai összetételében és hőmérsékletében nincs számottevő különbség. Az itt megcsapolódó vizekben — a radionuklidok alapján — csak hidrotermális összetevő azonosítható (ERŐSS et al. 2012b).

A két területre levezetett hidrotermális komponensek fizikai-kémiai paramétereinek, valamint radionuklid-tartalmának összevetése révén kiderült, hogy a kationokat tekintve a Rózsadomb forrásai és kútjai nagyobb Na^+ , míg a Gellért-hegy forrásai és kútjai nagyobb Ca^+ és Mg^{2+} -tartalommal bírnak. Az anionokat tekintve a Rózsadomb esetén magasabb, a Gellért-hegy megcsapolódási területén alacsonyabb Cl^- -tartalom, valamint a szulfáttartalom fordított irányú különbsége figyelhető meg. A két terület jellegzetességei közötti további különbség a szabad CO_2 -tartalomban jelentkezik. A legnagyobb CO_2 -tartalommal a központi rendszer hidrotermális összetevője rendelkezik, melynek egyúttal legalacsonyabb a pH-ja. A CH_4 jelenléte kizárólag a központi rendszer hidrotermális komponensében volt kimutatható, melyben a H_2S -hez kötődő szulfidtartalom is némileg nagyobb (ERŐSS 2010). Továbbá a központi rendszer vizeiben a Gellért-hegyi értéket jelentősen meghaladó kovasavtartalom figyelhető meg.

A vizekben mért $\delta^{34}\text{S}$ izotóp értékek

A vizekben mért $\delta^{34}\text{S}$ izotóp értékek

A budapesti termálvizek oldott szulfátjának $\delta^{34}\text{S}$ elemzése a kénizotópok ásványparagenezisekben megmutatkozó térbeli különbségek, valamint a központi és déli rendszer vizeiben tapasztalt különbségek magyarázata szempontjából egyaránt indokolt. Az ERŐSS (2010) dolgozatában szereplő $\delta^{34}\text{S}$ és szulfáttartalomra vonatkozó adatokat az értelmezés érdekében kiegészítettük SZABÓ et al. (2009) munkájából rendelkezésre álló adatokkal (III. táblázat, 3. ábra).

A szulfáttartalom alapján a két rendszer vizei egyértelműen elkülönülnek. A termálkutakat és a termálforrásokat tekintve a $\delta^{34}\text{S}$ -tartalomban különbség nem figyelhető meg (3. ábra). A langyos források szulfátja a központi rendszer termálvizeinek alsó tartományában marad, viszont $\delta^{34}\text{S}$ -tartalma eltér a termálkutak és termálforrások értékétől. A központi rendszer termálkútjaira lineáris összefüggés figyelhető meg a szulfáttartalom és a $\delta^{34}\text{S}$ között. Ez nem mondható el a déli rendszer termálkútjaira és forrásaira, ott a szulfáttartalomnak nincs egyértelmű összefüggése a $\delta^{34}\text{S}$ értékekkel. Ugyanakkor területi trend figyelhető meg a $\delta^{34}\text{S}$ -tartalomban. A dél-pesti termálkutakat jellemzik a legpozitívabb értékek, a Gellért-hegy termálkútjainak adatai némileg alacsonyabbak, míg a termálforrások $\delta^{34}\text{S}$ értékei jellemzően némi negatív eltolódást mutatnak ugyanezen terület termálkútjainak vizéhez képest.

A megcsapolódási terület tágabb környezetében található források bevonása az értékelésbe

A központi és déli kutakra és forrásokra szorítókozó elemzéseken túl a vizsgálatokat a BTK tágabb környezetére is kiterjesztettük. Ehhez a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén található kataszterezett források (IZÁPY 2002) 1960 előtti archív adatainak klaszterezési eredményeit használtuk (4. ábra), lehetővé téve, hogy az áramlási rendszereket az intenzív bányavíztelenítés előtti, mintegy természetes állapotban tanulmányozhassuk (ALFÖLDI & KAPOLYI 2007). A vizsgálatok hipotézise szerint a források a felszín alatti víz-áramlási pályák végpontjai (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015). Így azok nemcsak a megtett utat, de a tápláló áramlási rendszert is jellemzik, beleértve azok hierarchizáltságát

II. táblázat. A meteorikus és a hidrotermális vizek (keveredési szélsőtagok) PHREEQC modellezéssel levezetett fizikai-kémiai paramétere, valamint azok levezetett radionuklid-tartalma a Rózsadomb területére (ERŐSS et al. [2012] táblázata, Table 4) kiegészítve ERŐSS (2010) dolgozatából származó adatokkal, valamint a Gellért-hegy előterére a kutakban és forrásokban mért ugyanezen adatok átlagértékei (ERŐSS [2010] adatai alapján)

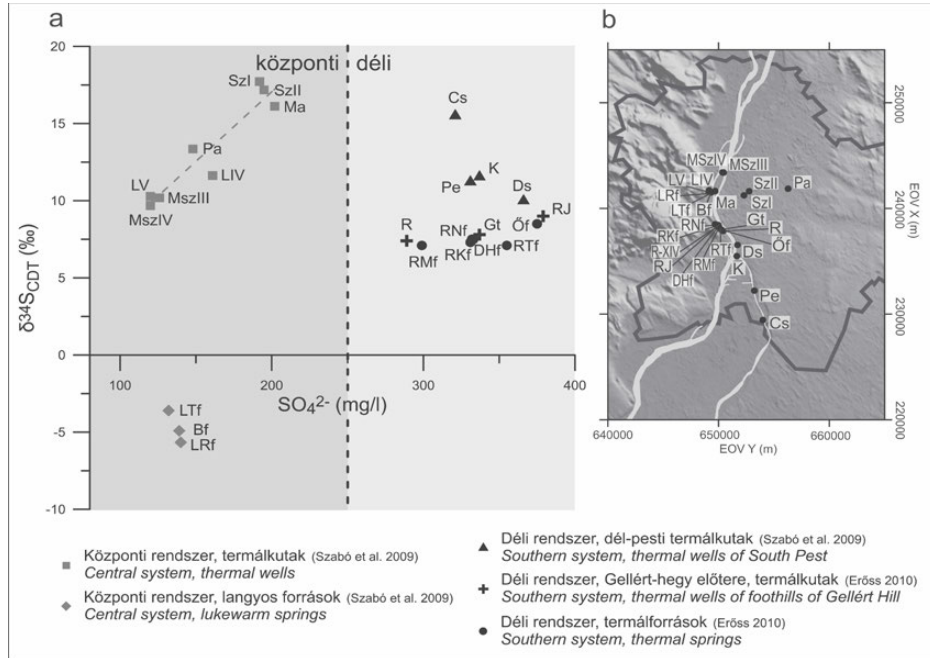
Table II. Characterization of the Rózsadomb and Gellért Hill discharge areas. Physicochemical parameters and radionuclides of meteoric and hydrothermal components (mixing end members) on the basis of PHREEQC modelling for the Rózsadomb area (Table 4 of ERŐSS et al. 2012b, complemented by the data of ERŐSS 2010; and on the basis of average values of springs and wells for the foothills of the Gellért Hill (after the data of ERŐSS 2010))

		Rózsadomb		Gellért-hegy Gellért Hill
		Meteorikus Meteoric	Hidrotermális Hydrothermal	Hidrotermális Hydrothermal
T	°C	12,0	76,5	42,7
TDS	mg/l	775,0	1440,0	1617,0
pH	mg/l	7,0	6,0	6,5
Na^+	mg/l	9,0	180,5	169,5
K^+	mg/l	2,0	20,6	20,6
Ca^{2+}	mg/l	115,5	163,2	187,0
Mg^{2+}	mg/l	44,5	33,4	57,3
Cl^-	mg/l	16,0	202,0	169,3
HCO_3^-	mg/l	445,0	576,0	618,0
SO_4^{2-}	mg/l	113,0	207,5	352,7
^{226}Ra	mBq/l	0,0	503,9	594,8
$^{234+238}\text{U}$	mBq/l	74,0	0,0	15,5
szabad CO_2 free CO_2	mg/l	52,0	228,7	156,7
CH_4	mg/l	0,0	0,5	0,0
H_2SiO_3	mg/l	9,0	62,0	35,9
S^{2-}	mg/l	0,2	0,7	0,6

III. táblázat. Kutakban és forrásokban mért $\delta^{34}\text{S}$, hőmérséklet és szulfáttartalom a központi és déli rendszer, a termálkút és forrás, valamint a déli rendszeren belül a dél-pesti, gellért-hegyi területek elkülönítésével. Adatok forrása: ERŐSS (2010), mérést végezte: Atomki (2010) három mérés átlagából kapott értékek, hiba: $\pm 5\%$; továbbá SZABÓ et al. (2009)

Table III. $\delta^{34}\text{S}$ temperature and sulphate of wells and springs of the Central and Southern system showing different regions. Data source: ERŐSS 2010, measured by Atomki (2010), average values based on three measurements, error: $\pm 5\%$; and SZABÓ et al. 2009, respectively

Név	Rövidítés	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	Hőm. (°C)	SO_4^{2-} (mg/l)	Rendszer	Megjegyzés	Hivatkozás
Széchenyi II. kút	SzII	17,18	76,80	195	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Széchenyi I. kút	SzI	17,72	53,00	192	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács IV. kút	LIV	11,63	52,50	161	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács V. kút	LV	10,28	50,90	120	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Paskál kút	Pa	13,35	67,70	148	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Magda kút	Ma	16,12	69,00	202	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Margitsziget, IV. kút	MszIV	9,68	38,10	120	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Margitsziget, III. kút	MszIII	10,19	37,80	126	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács Boltív-forrás	Bf	-4,91	22,00	139	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Lukács Római-forrás	LRf	-5,66	20,80	140	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Lukács Török-forrás	LTf	-3,60	23,90	132	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Csepel II. kút	Cs	15,61	45,20	321	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Kvassay kút	K	11,65	46,20	337	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Pesterzsébet kút	Pe	11,32	41,80	331	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Dunasétány kút	Ds	10,10	45,30	366	déli	dél-pesti termálkút	ERŐSS 2010
Rudas Juventus kút	RJ	9,00	44,60	379	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
GT-III kút	Gt	7,80	42,50	337	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
R-XIV kút	R	7,40	43,20	289	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
Ősforrás	Óf	8,50	37,30	375	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Török-forrás	RTf	7,50	35,20	333	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Mátyás-forrás	RMf	7,10	37,00	299	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Diana Hygieia-forrás	DHf	7,50	31,40	332	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rác-Kis-forrás	RKf	7,10	35,70	355	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rác-Nagy-forrás	RNf	7,30	37,40	331	déli	termálforrás	ERŐSS 2010



3. ábra. Kutakban és forrásokban mért $\delta^{34}\text{S}$ értékek a szulfáttartalom függvényében.

Az ábrán szereplő kutak és források neveinek rövidítései: Msz = Margitsziget, L = Lukács, Pa = Paskál, Ma = Magda, Sz = Széchenyi, Cs = Csepel, K = Kvassay, Pe = Pesterzsébet, R = Rudas, Gt = Gellért-táró, Ds = Dunasétány, RJ = Juventus, RMf = Mátyás-forrás, RNf = Rác-Nagy-forrás, RKf = Rác-Kis-forrás, RTf = Rudas Török-forrás, Óf = Ősforrás, DHf = Diana-Hygieia-forrás, LTf = Lukács Török-forrás, Bf = Lukács Boltív-forrás, LRf = Lukács Római-forrás (adatok: III. táblázat). Római számok jelzik a kutak sorszámat

Figure 3. $\delta^{34}\text{S}$ vs. sulphate plot of water samples of wells and springs.

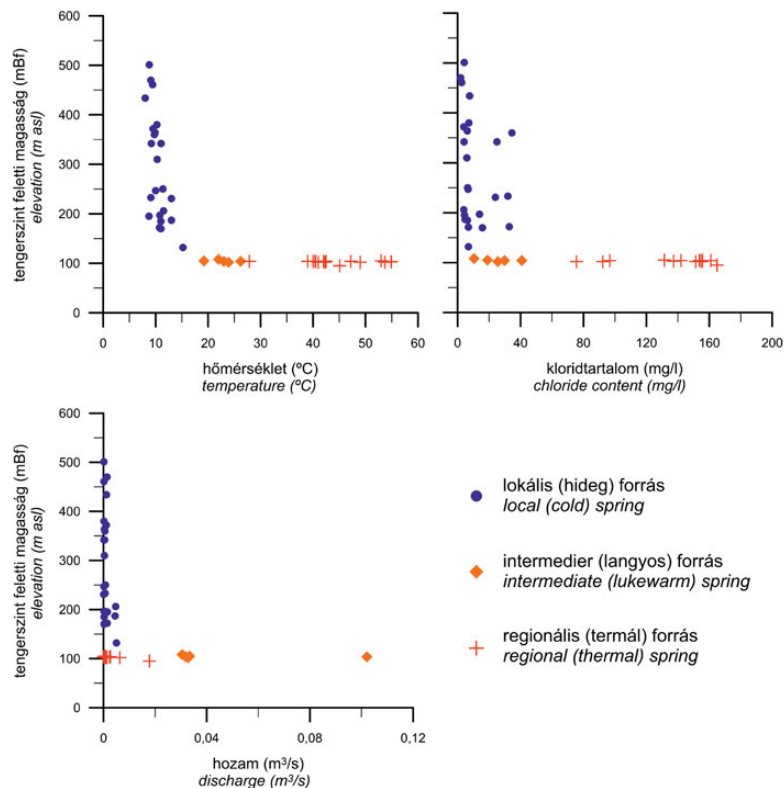
Abbreviations of data points: Msz = Margitsziget, L = Lukács, Pa = Paskál, Ma = Magda, Sz = Széchenyi, Cs = Csepel, K = Kvassay, Pe = Pesterzsébet, R = Rudas, Gt = Gellért-táró, Ds = Dunasétány, RJ = Juventus, RMf = Mátyás Spring, RNf = Rác-Nagy Spring, RKf = Rác-Kis Spring, RTf = Rudas Török Spring, Óf = Ős Spring, DHf = Diana-Hygieia Spring, LTf = Lukács Török Spring, Bf = Lukács Boltív Spring, LRf = Lukács Római Spring (data source: Table III). Roman numbers denote the identification number

(PENTECOST 2005, TÓTH J. 2009). Ebből a szempontból kiemelkedő a fakadási szint, hiszen domborzati hajtóerő esetén — a hipotézis értelmében — összefügg az áramlási rendszerek rendűségével (TÓTH J. 2009). Kérdés, hogy a fakadási szint mutat-e szisztematikus kapcsolatot a források egyéb — hőmérsékleti, kémiai és hozam — jellemzőivel. Ennek megválaszolására a Dunántúli-középhegység egészére hierarchikus klaszteranalízist végeztünk (BODOR et al. 2015), melynek eredményeként a régió egészére a források hat, egyértelműen elkülönülő csoportot alkottak. E csoportokat kétdimenziós stationer vízármlási szimuláció alapján regionális, köztes és helyi áramlásokhoz kötöttük (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015). Ezen eredményt a BTK tágabb környezetében található negyven forrás értékelésére használtuk fel, melyek előzetes vízármlási rendszerbe történő illeszkedése az 1. ábrán követhető. A vizsgált negyven forrás fakadási szintjének tengerszint feletti magasságát az 1960 előtti kloridtartalom, hőmérséklet- és forráshozam adatok mediánjának függvényében ábráztuk, a források regionális értékelésen alapuló vízármlási rendszerbe történő besorolásával együtt (helyi, köztes és regionális) (4. ábra).

A forráskilépési pont tengerszint feletti magassága tekintetében a helyi források egyértelműen elkülönülnek, ugyanakkor a termál- és a langyos források között csak igen

kis különbség jelentkezik. A legalacsonyabb tengerszint feletti magasságon a regionális áramláshoz köthető termálforrások fakadnak. A kloridtartalom tekintetében a helyi és köztes áramlásokhoz köthető források adatai közel azonos értéktartományban mozognak (< 40 mg/l), ugyanakkor a regionális áramláshoz köthető források kloridtartalma szignifikánsan nagyobb (80–170 mg/l). A forráskilépési pont tengerszint feletti magassága szerinti hőmérséklet-eloszlás egyértelmű elkülönülést mutat a hideg, (<15 °C), langyos (20–28 °C) és termál (38–58°C) források között. A köztes áramlásokhoz köthető források rendelkeznek a legnagyobb vízhozammal. A regionális termálforrások vízhozama nagyságrendileg a helyi hideg források és a langyos források között mozog (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015).

A NaCl-jellegű medence fluidumok hozzájárulásával a regionális áramlások esetében számolhatunk. Ezek a meteorikus eredetű hidrotermális vizek kémiai jellemzőit módosítják, ill. olyan elemekkel gazdagítják összetételét, melyek a NaCl-os jellegű vízhez köthetőek. A köztes áramlásokhoz kapcsolható langyos vizek és a helyi rendszerekhez köthető hideg vizek egyaránt meteorikus eredetűek, ugyanakkor a vizsgálatok alapján fakadási szintjükben, hőmérsékletükben és vízhozamukban is elkülönülnek egymástól.



4. ábra. Forráscsoportok hőmérséklet-, vízhozam- és kloridtartalom-fakadási szint diagramokon ábrázolva (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2017 alapján). A Dunántúli-középhegység forrásaira elvégzett hierarchikus klaszteranalízis eredményéből ábrázolva (BODOR et al. 2015)

Figure 4. Spring groups in the Buda Thermal Karst displaying on temperature, discharge and chloride content vs. elevation plots after MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. (2017). Groups are based on hierarchical cluster analysis for the springs of the Transdanubian Range (BODOR et al. 2015)

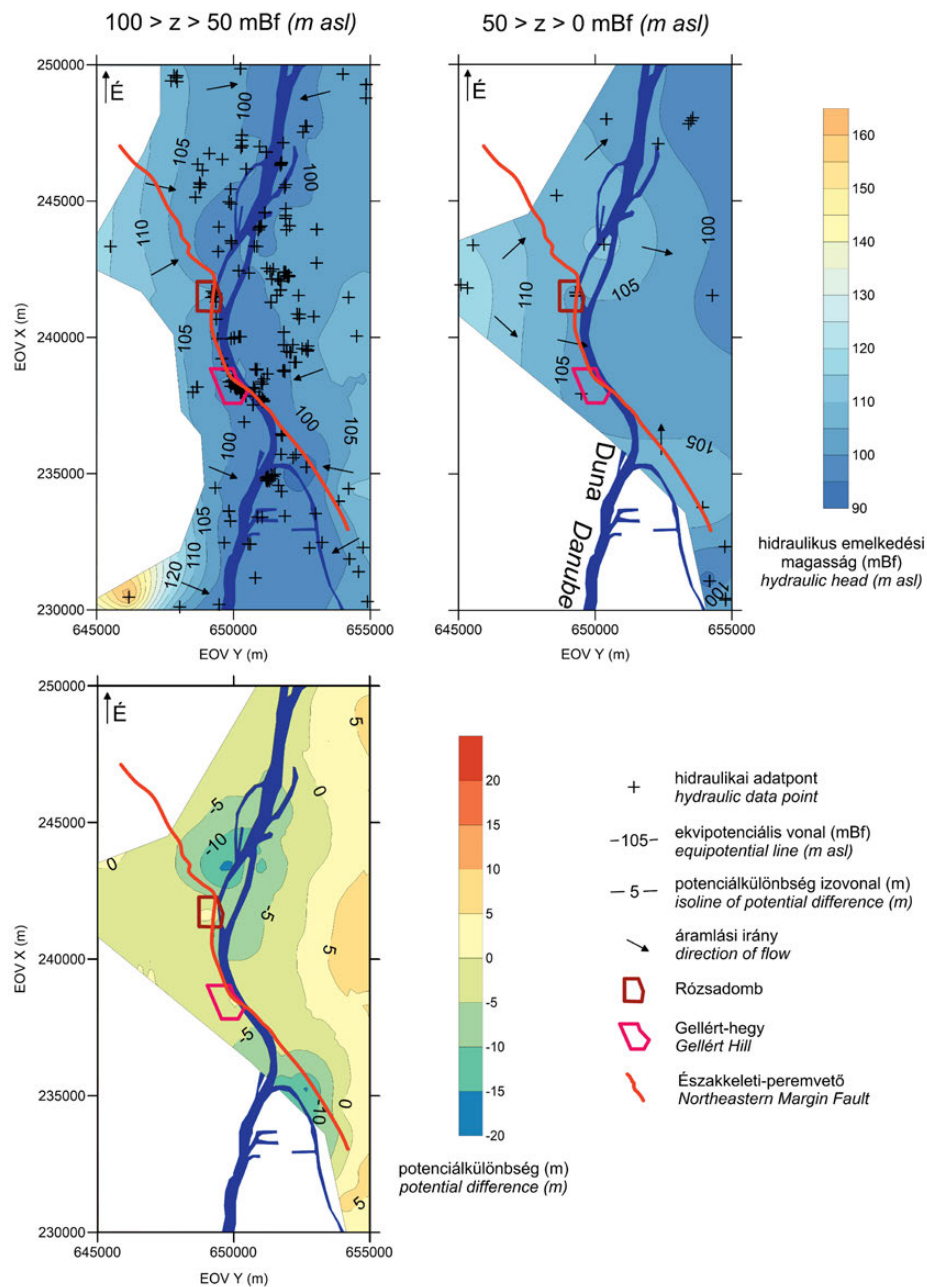
A megcsapolódási területek környezetének áramlási viszonyai

Annak érdekében, hogy a függőleges áramlási irányokról információt nyerjünk, a kutakban mért nyugalmi vízszintek szisztematikus értékeléséhez ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) hidraulikai adataiból kiindulva két mélységszintközre potenciáltérképet szerkesztettünk, majd képeztük a két potenciáltérkép különbségét (5. ábra).

A budai oldalon az ekvipotenciál vonalak lefutása egyértelműen korrelál a domborzattal (ERHARDT et al. 2017, ÖTVÖS et al. 2017), mely a vízszintek magasságkülönbségei

által vezérelt, gravitációs áramlási rendszerek jelenlétét jelzi. A felső, 100–50 mBf szintközre vonatkozó potenciáltérképen kirajzolódik a Duna megcsapoló hidraulikai jellege. Az alsó, 50–0 mBf szintközre vonatkozó potenciáltérképen a nyugatról kelet felé csökkenő ekvipotenciál vonalak a felszín alatti víz Duna alatti átáramlását jelzik (ERHARDT et al. 2017). A Duna megcsapoló szerepe ebben a mélységben nem követhető.

A Rózsadomb területén kb. –5 m-es potenciálkülönbség tapasztalható a mélyebb és sekélyebb szintközre jellemző hidraulikus emelkedési magasságok között, míg a Gellért-hegy előterében a különbség ettől kisebb, <–5 m. Ezek



5. ábra. Tomografikus potenciáltérkép, valamint a belőlük szerkesztett potenciálkülönbség térkép (ERHARDT et al. (2017) adatainak felhasználásával)

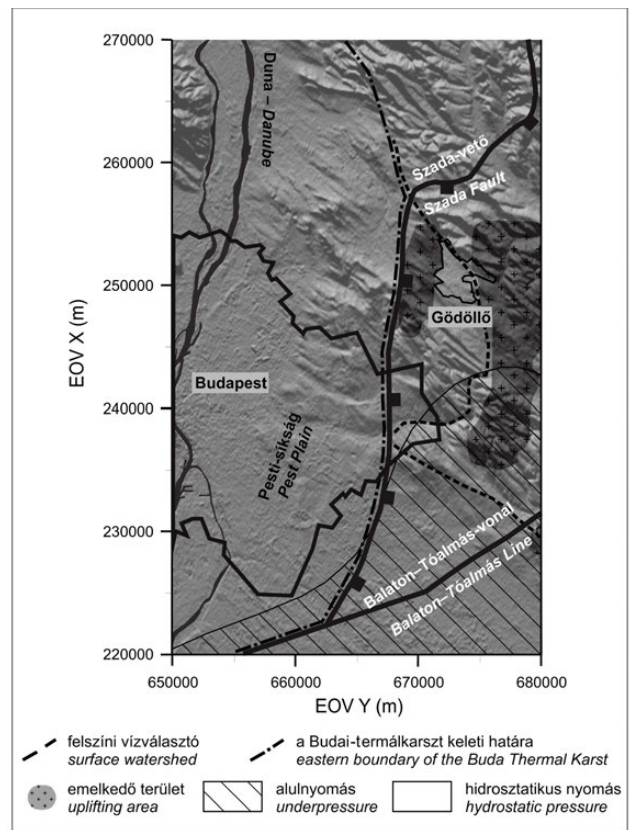
Figure 5. Tomographic potential maps and potential difference map (data source: ERHARDT et al. 2017)

alapján hidraulikailag is bizonyítható, hogy a vízáramlás függőleges komponense mindkét forrásterület esetében felfelé mutat, azaz feláramlás zajlik. A Dunától keletre ezzel szemben 5 m-es különbség jelenik meg, azaz a mélyebb szeletben kisebb, a sekélyebb zónában nagyobb hidraulikus emelkedési magasság jellemző, kifejezve a vizek a pesti oldal sziliciklasztos felszínközeli képződményeiben történő leáramlását. ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) rámutattak a területen húzódó északkeleti peremvető (5. ábra) torlasztó — függőlegesen vezető, és vízszintesen záró — hidraulikai hatására és ezzel magyarázták a rózsadombi és a Gellért-hegy előterében található megcsapolódási területek elkülönülését. Ugyanakkor a mélyebb zóna potenciálos eloszlása a Duna alatt átáramlást jelez, ami a peremvető vízszintes irányú torlasztó hatásának némileg ellentmond.

A Budai-termálkarszt keleti határa

Felmerült a kérdés, hogy keleti irányban meddig mozoghat a Duna alatt átáramló felszín alatti víz, ill. mi a forrásterülete a keleti irányból érkező, a Duna mentén feláramló víznek. A Gödöllői-dombság környezetére elvégzett, kutakban mért nyugalmi vízszintek és nyomásadatok értékelésén alapuló hidraulikai elemzés alapján a Pesti-síkság és a Gödöllői-dombság területe alatt a triász és eocén karbonátos víztartóban a felszín alatti víz kiáramlási terület felé történő mozgását nem túlnyomás okozza (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017). A jelenlegi normál, ill. közel hidrosztatikus pórnyomás-értékek inkább az alulnyomás felé tolódtak el. E jelenséget vízkivétel is előidézheti — melynek szerepe nem zárható ki —, de ennek egyértelmű hatását a kutak létesítéskori vízszintjei és azok időbeli változásának elemzése nem igazolta. Az alulnyomás kialakulásához ugyanakkor hozzájárulhatott a dombság 4 millió éve kezdődött kiemelkedése. A kiemelkedés eróziót idézett elő (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2006), melynek hatására a vízzel telített kőzetváz egésze kőzetmechanikai értelemben nem egyensúlyi állapotba került. A Gödöllői-dombság paleogén és neogén vízfogó képződményeinek beszivárgást korlátozó hatása miatt a kiemelkedést nem követhette hatékony beszivárgás (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). A karbonátos képződmények a Szada-vetőtől K–DK irányban vastag fedőüledék alatt találhatók. A karbonátos víztartóból nyugat felől érkező oldalirányú utánpótlódást a Szada-vető korlátozza, mert síkjában az érkező víz, kelet felől kis hidraulikus vezetőképességű sziliciklasztos képződményekkel érintkezik. A Gödöllői-dombság vízfogó sziliciklasztos képződményein át szintén korlátozott a karbonátos víztartó utánpótlódása. INGEBRITSEN et al. (2006) nyomán e hatások együttesen vezethetnek a karbonátos víztartó alulnyomásos helyzetéhez, és magyarázatként szolgálhatnak a Szada-vetőtől délkeletre, a Balaton–Tóalmás-vonal környezetében kimutatott alulnyomásos zóna kialakulására (6. ábra).

A Budai-termálkarszt K–DK-i hidraulikai határát — domborzatilag vezérelt vízáramlást feltételezve — a dombság felszíni vízválasztója és az alulnyomásos zóna jelöli ki. Az alulnyomás közvetetten utal arra, hogy a Szada-vetőtől



6. ábra. A BTK K-i lehatárolása a Gödöllői-dombság irányában (módosítva MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). A főbb tektonikai elemek: HAAS et al. (2010), a kiemelkedő területek: RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007), vízválasztó és a normál- valamint az alulnyomásos területek (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)

Figure 6. Delineation of eastern boundary of the BTK (Gödöllői Hills) (modified after MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Data source: tectonic lines – HAAS et al. (2010), uplifting areas – RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007), surface watershed and areas of hydrostatic and underpressure – MÁDL-SZŐNYI et al. (2017)

K–DK irányban található karbonátos alaphegységi képződmények feltehetően nem állnak kapcsolatban a normál hidrosztatikus nyomásviszonyokkal rendelkező Pesti-síkság alatti területekkel. A Budai-termálkarszt vízáramlási rendszerének feltételezhető keleti határát a 6. ábra szemlélteti.

A medence fluidumok jelenléte a Budai-termálkarszt keleti félmedencéjében

A BTK rendszerében azonosított medence fluidumokat korábbi szerzők a pesti oldal felől származtatták, ugyanakkor eredetükre vonatkozó magyarázattal nem szolgáltak (ERŐSS et al. 2011a, b, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015). Archív adatok alapján a kutakban mért Cl⁻-koncentráció a –500 és –1000 mBf közötti elevációtartományban a Dunától Budapest keleti határáig növekedő trendet mutat, és 18 000 mg/l maximális értéket ér el. Mélyebben, –1000 mBf alatti mélységben — mely a karbonátos víztartót is érinti — ugyanezen távolságban (a Dunától Budapest keleti határáig) a kloridkoncentráció mindössze 3000 mg/l értéket ér el (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017). Ezt felismerve, a Gödöllői-dombság területére elvég-

zett elemzések alapján ott, ahol az összes oldottanyag-tartalom (TDS) meghaladja a 3000 mg/l értéket, a terület alaphegységi karbonátos és fedőképződményeiben a vizek Cl-tartalma követi a TDS értékeket (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Megvizsgálva a TDS eloszlását a Dunától keletre húzódó kivágatban, a medence fluidumok forrása levezethető a Gödöllői-dombság területén található vizekből, a -500 és -1000 mBf közötti zónából, ahol az összes oldottanyag-tartalom maximuma meghaladja a 40 000 mg/l koncentrációértéket (7. ábra, a). Összevetve a -1000 mBf alatti koncentráció értékeket a kizárólag a karbonátos víztartóra szűrőzött kutakból származó koncentráció értékekkel, a medence fluidum forrása a karbonátos fedőben keresendő (7. ábra, b, c) (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017). A NaCl-os „medence fluidum” az összes oldottanyag-tartalom maximuma alapján tehát a karbonátot fedő neogén és paleogén képződ-

ményekhez kötődik. Ugyanakkor ilyen NaCl-os jellegű vizek koncentrált jelenléte a BTK Dunától nyugatra eső területein nem volt kimutatható.

További felmerülő, BTK-ra vonatkozó kérdés a vizek szulfáttartalmának eredete. Az archív kútadatok vízkémiai feldolgozásán alapuló elemzés azt mutatta, hogy 0 – (-500) mBf eleváció intervallumban a szulfátkoncentráció maximuma < 300 mg/l értékkel Budapest területére esik, ugyanakkor mélyebben, -500 – (-1000) mBf leváció intervallumban, ~1000 mg/l értékkel Budapesttól DNy-ra található. A -1000 mBf alatti eleváció tartományban a koncentráció maximum értéke 600 mg/l értékre csökken és a Csepel-sziget déli vonalában található (kívül esik az 1. ábra területén). A Dunától keletre eső területen hasonló szulfát-anomália nem tapasztalható (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

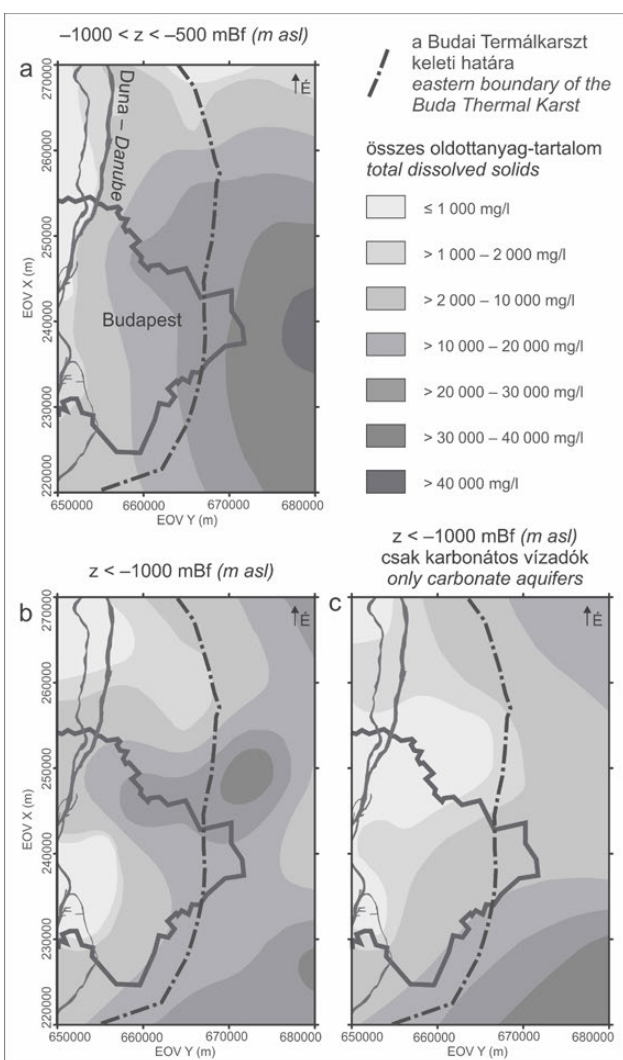
2D regionális léptékű áramlási- és hőtranszport-szimuláció a BTK déli rendszerében

A felszín alatti vízárnyalási kép, valamint a rendszerben zajló hőtranszport-folyamatok megismerésére a COMSOL Multiphysics szoftver (ZIMMERMAN 2006) segítségével két-dimenziós stacioner numerikus modellezést végeztünk. A regionális léptékű szimuláció során EPM (ekvivalens porózus média) megközelítést alkalmaztunk. A szerkezeti elemeket (normál vetők és oldaleltolódások) FODOR et al. (1994) szerkezetföldtani adatai alapján vízvezető elemekként vettük figyelembe, melyhez a szoftver „fracture flow” modulját használtuk. A szimulációhoz a Budai-termálkarszt területére készült reprezentatív földtani szelvényekből indultunk ki (FODOR 2011 in MINDSZENTY szerk. 2013). Tanulmányunkban a déli rendszert keresztező földtani szelvény mentén végzett vízárnyalás-modellezés eredményeit mutatjuk be MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. (2017) munkája nyomán (1. és 8. ábra).

A BTK területén előforduló földtani képződmények hidrosztratigráfiai besorolása, valamint a képződmények modellezéséhez szükséges fizikai paramétereinek megállapítása MARTINECZ (2014) munkája alapján történt (8. ábra, a). A modell felső határa a karsztvíz-, illetve a talajvízszint, mely a Duna vonalában rendelkezik a legkisebb értékkel. A nyugati határt CSEPREGI (2007) adataiból kiindulva konstans hidraulikus emelkedési magasságokkal jellemeztük. A K-i oldalon csökkenő hidraulikus emelkedési magasságokat adtunk meg a fedő réteg vastagságáig, alatta állandó hidraulikus emelkedési magasságokkal dolgoztunk MÁDL-SZŐNYI et al. (2015) tanulmánya alapján. Az alsó határt impermeábilisként kezeltük.

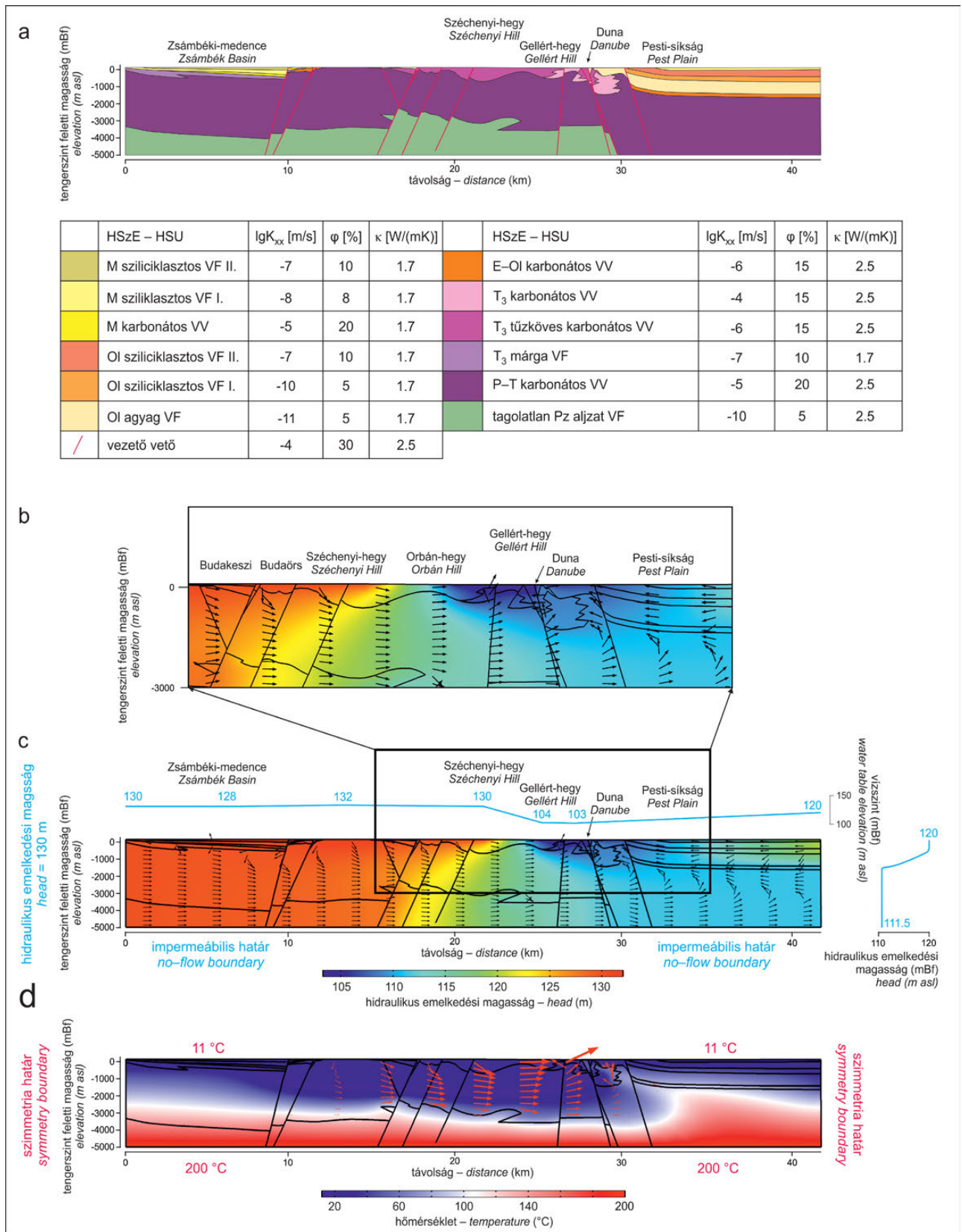
A hőtranszport-szimulációhoz a felső határt 11 °C középhőmérséklettel jellemeztük és LENKEY et al. (2002) nyomán 5 °C / 100 m geotermikus gradienst alkalmaztunk. Az oldalsó határokon keresztül a hőmérsékleti gradiens zérus. Az alsó határt 200 °C-os kezdeti hőmérsékletértékkel jellemeztük. A felhajtóerő szerepét nem vettük figyelembe a szimulációnál (8. ábra, a).

A modellezett szelvény a Zsámbéki-medencétől indul és a Gellért-hegytől délre a Pesti-síkságon át húzódik, ugyan-



7. ábra. TDS-térkép a BTK Dunától K-re található területére: a) -500 – (-1000) mBf között szűrőzött kutak adataiból szerkesztve, b) -1000 mBf alatt szűrőzött valamennyi kútra szerkesztve, c) -1000 mBf alatt az alaphegységi karbonátos képződményekre szűrőzött kutak adataiból szerkesztve (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017 térképei felhasználásával)

Figure 7. TDS map of the Eastern part of the BTK based on well data of a) -500 – (-1000) m asl elevation b) under -1000 m asl c) under -1000 m asl only for basement carbonates (after MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)



8. ábra. a) Hidrosztratigráfiai szelvény FODOR (in MINDSZENTY szerk. 2013) földtani szelvényéből levezetve, hidrosztratigráfiai kategóriákkal ellátva; b)-c) Szimulált áramlási kép a Gellért-hegyen keresztül egységes Darcy-sebesség vektorokkal; d) Szimulált hőmérséklet eloszlás arányos Darcy-sebesség vektorokkal (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2017 nyomán) Szelvény nyomvonala: 1. ábra, A1-B1

Figure 8. a) Hydrostratigraphic section based on geologic section of FODOR (in MINDSZENTY ed. 2013); b)-c) Simulated flow field across the Gellért Hill displaying uniform Darcy velocity vectors; d) simulated temperature field displaying proportional Darcy velocity vectors (after MÁDL-SZÖNYI & Tóth Á. 2017). See Figure 1. for the trace of the section A1-B1

akkor nem éri el a Gödöllői-dombságot (8. ábra, c, d). A szelvény Dunától nyugatra fekvő része a Zsámbéki-medencét leszámítva fedetlennek tekinthető. A keleti egységben a karbonátos víztartók fedett helyzetben vannak, ~1500 m vastag paleogén és neogén, uralkodóan sziliciklasztos összlet alatt.

A nyugati régióban az áramlási kép alapvetően igen hasonló az egységmedence (TÓTH J. 1962, 1963) mintázatához. Eltéréseket mindössze a felső 500–1500 m vastag medencerészben tapasztaltunk (8. ábra, b). A szelvény nyugati részén, a Zsámbéki-medencén belül rétegeken keresztüli leáramlás figyelhető meg. A 10–22 km közötti szelvényszakaszon a vezető vetők elősegítik az utánpótlódó vízek mélybe jutását. A Duna felé irányuló vízáramlás a Zsámbéki-medence keleti peremétől indul és utánpótlódása Budaörs, a Széchenyi- és Orbán-hegy területén is kimutatható (8. ábra, b, c). Ez az áramlás két rendszerre bontható. A felszínhez közelebbi rendszer feláramlása a Dunától nyugatra történik és szerkezetiileg segített (8. ábra, b, 27 km). A rendszer mélyebb felszín alatti vízáramlása a Duna alatt folytatódik, így a víz egy része tovább halad kelet felé, másik része azonban a Dunánál megcsapolódik. A medence keleti, fedett része alatt a vízáramlás a fedőben zajlik, uralkodóan vízszintesen a Duna irányában, függőlegesen lefelé irányuló komponenssel (8. ábra, c) jellemezhető.

A területen zajló vízáramlás intenzitásában megmutatózó különbségeket a Darcy-vektorok jelzik (8. ábra, d). A 15–30 km közötti szelvényszakaszon intenzív vízáramlás zajlik, ezzel szemben a vízforgalmi kapcsolatok mennyiségi értelemben mind a nyugati, mind pedig keleti irányban elhanyagolhatóak. Ugyanakkor a vízáramlási kép egésze szempontjából az ezen a szakaszon kívül eső részeknek (8. ábra, c) is fontos szerepe van, rámutatnak ugyanis a vízáramlás aszimmetrikus jellegére (8. ábra, c, d). A jelenség oka valószínűleg a fedett és a fedetlen medencerészek közötti hidraulikus vezetőképesség, és beszivárgás mennyiségi különbsége. Az aszimmetrikus áramlási kép egyértelműen jelzi, hogy bár mennyiségileg elhanyagolható mértékben, de a pesti oldal karsztos fedőképződményein át is érkezik víz az alatta található fedett karbonátba, mely hozzájárul a Dunánál történő megcsapolódáshoz (8. ábra, c, d).

A hőtranszport-modellezés eredményeként kapott hőmérséklet-eloszlás tükrözi a hő, felszín alatt áramló víz által közvetített advektív transzportját. Ezzel összefüggésben a fedett karbonátos területek alatt hőakkumuláció figyelhető meg a szelvény 0–5 km és 32–40 km-e között (vö. 8. ábra, a, d). A K-i terület alatt a hőszállítás advektív módon történik a megcsapolódási terület forrásai felé (8. ábra, d). A fedett karbonátos víztartó felső részében a hőmérséklet >70 °C a pesti oldalon, míg 20–30 °C a Dunánál (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2017).

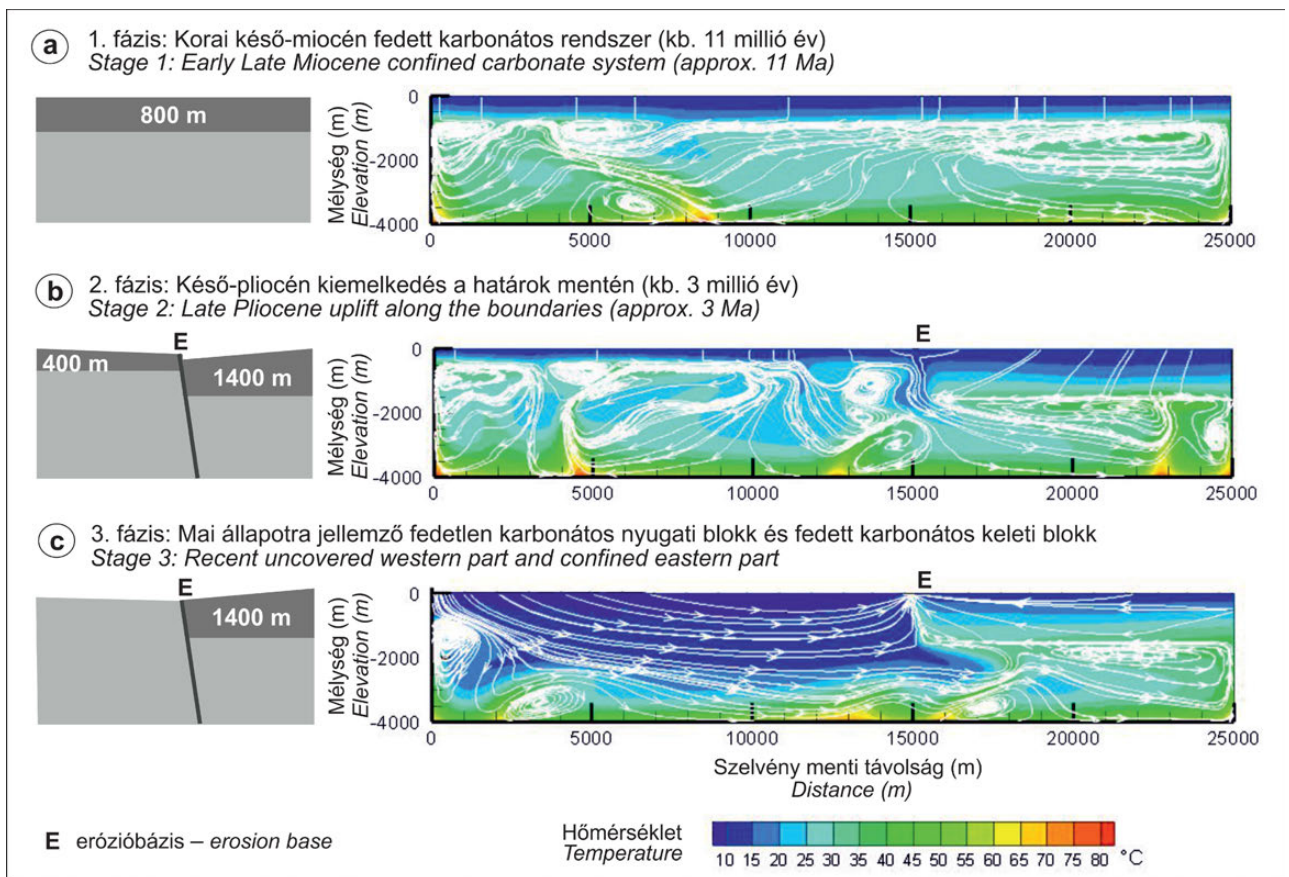
A vízáramlási rendszerek és a hőtranszport változásai a miocén végétől máig

A vízáramlás- és hőtranszport-modellezést a BTK miocéntől értelmezhető három földtani fejlődéstörténeti fázisára (GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012, módosítva in

MINDSZENTY szerk. 2013) is elvégeztük a Heatflow-Smoker véges elemes szoftver (MOLSON & FRIND 2015) segítségével (HAVRIL et al. 2016). A vizsgálat során a rendszer valós paramétereiből indultunk ki, ugyanakkor a folyamatok követhetősége érdekében a modellezés során egyszerűsítésekkel éltünk. A tanulmány regionális léptéke és céljai miatt — az előzőekhez hasonlóan — EPM megközelítést alkalmaztunk, ugyanakkor e szimuláció során a felhajtóerő hatásával is számoltunk. A modellek határfeltételei, a képződmények fizikai tulajdonságai HAVRIL et al. (2016) munkájában megtalálhatók.

A numerikus szimuláció során a késő-miocénre jellemző teljesen fedett karbonátos rendszerből indultunk ki, amely a szárazulattá válás előtti időpillanatot képviseli (9. ábra, a). A következő, a késő-pliocén viszonyoknak megfelelő állapotot a 9. b ábra szemlélteti, mely a Budai-hegység kiemelkedése és eróziója által előidézett hatásokat, valamint a Gödöllői-dombság kiemelkedésének megindulását mutatja. A harmadik fázis a nyugati blokk kvázi fedetlenné válása révén bekövetkező változásokat szemlélteti a mai, fedett és fedetlen karbonát határán elhelyezkedő rendszerben (9. ábra, c). A tranziens modellezés segítségével követhetővé vált a felszín alatti vízáramlást előidéző főbb hajtóerők és a hőmérséklet-elosztást befolyásoló folyamatok jellege, valamint az egyes hajtóerők relatív jelentősége.

A teljesen fedett állapotot reprezentáló első fázisban a kis hidraulikus vezetőképességű fedőréteg megakadályozza az alulról érkező hő rendszerből történő elszökését, mely a rendszer felfűtését idézi elő. A fluidum mozgását és a hőmérsékleti viszonyokat a rendszer alsó és felső határa közötti hőmérséklet-különbség határozza meg. A kifejlődő komplex, konvekciós cellák által uralt vízáramlási rendszer a termikus felhajtóerő domináns hatására utal (8. ábra, a). A következő, átmeneti fázisban a nyugati blokk csökkent fedővastagsága révén a csapadékeredetű víz rendszerbe történő beszivárgásának megindulása módosítja a felszín alatti vízáramlás jellegét, hatást gyakorol a hajtóerőkre, valamint előidézti a rendszer hűlését. A nyugati blokk kiemelt helyzete miatt a rendszer ezen részében szerepet kap a domborzati hajtóerő, mely alárendelten a kevésbé kiemelt K-i blokk fedőképződményében zajló vízáramlásban is szerepet játszik. E fejlődéstörténeti szakaszban azonban a vízáramlást és hőeloszlást továbbra is a hőkonvekció uralja (9. ábra, b). A jelenlegi állapotot képviselő harmadik fázisban a „fedetlenné” vált nyugati blokkon keresztüli intenzív beszivárgás jelentős változásokat idézett elő a rendszerben (9. ábra, c). A hajtóerőket tekintve ekkorra már egyértelműen a domborzati vízáramlást generáló szerepe érvényesül a hőkonvekció kisebb részaránya mellett. Megfigyelhető továbbá, hogy a keleti blokkban a fedőképződmény szigetelő hatása miatt kedvező viszonyok uralkodnak a konvekciós cellák működéséhez, különösen a K-i peremhez közeli területeken. Így a fedő szigetelő hatása jelentős hőfelhalmozódást idéz elő a rendszer ezen részében (HAVRIL et al. 2016). A nyugati terület mélyebb zónáiban ugyancsak számolhatunk konvekciós cellák jelenlétével, melyet a Rayleigh-szám kritikusknál nagyobb értéke is jelez.



9. ábra. A Budai-termálkarszt főbb geológiai fejlődéstörténeti fázisainak felszín alatti vízáramlási képe és hőmérséklet-eloszlása a) a korai késő-miocénre jellemző fedett karbonátos rendszertől b) a késő-pliocén kiemelkedésén át c) a részben fedetlenné váló mai rendszerig (módosítva HAVRIL et al. (2016) után)

Figure 9. Groundwater flow and heat distribution of the main geological evolutionary stages from the early Late Miocene confined carbonate system a) through the Late Pliocene uplift b) to the recent partly uncovered system c) (HAVRIL et al. 2016). See Figure 1. for the track of the section A2–B2

Diszkusszió és következtetések

Fluidumáramlási rendszerek és kapcsolódó folyamataik a miocéntől napjainkig

A BTK fluidumfejlődését tekintve hosszú időn keresztül a pliocén–pleisztocéntól napjainkig tartó állapotra levezetett ún. kétfázisú, vagyis „zárt cellás” (fedett) és „nyílt cellás”, (nyílt tükrű) modell volt érvényben (KOVÁCS & MÜLLER 1980, LEÉL-ÓSSY 1995, NÁDOR 1991, TAKÁCS-BOLNER 1989). A hőmérsékleti hatótényezőt vulkáni tevékenységre vezették vissza (BALLA & KÖRPÁS 1980, JAKUCS 1950, SCHRÉTER 1912). POROS (2011), POROS et al. (2012) valamint GYÓRI et al. (2011) azonban rámutattak, hogy a hidrotermás fluidumok miocéntől való megjelenéséért a Pannon-medence miocén extenziója révén megemelkedő hőfluxus (ROYDEN & HORVÁTH 1988) tehető felelőssé. GYÓRI et al. (2011) és POROS et al. (2012, módosítva in MINDSZENTY 2013) a korábbiaktól eltérően már három fejlődéstörténeti fázist különít el a miocéntől: (1) fedett karbonátos állapot, tenziós barit–kalcit–telérekkel, szulfidásványokkal; (2) a pliocén kiemelkedés az erózióval, a barlangképződés kezdete; (3) pleisztocén és holocén barlangképződés, szeleotémák kialakulása és édesvízimész-képződés.

Az első fázis (1) a rendszer teljesen fedett állapotát képviseli, amely során a tengeri eredetű vízzel kitöltött rendszer porusterében történő vízáramlást a termikus felhajtóerő idézte elő (9. ábra, a). POROS (2011) a barit I – kalcit – barit II telérek és kapcsolódó paragenezisek regionális elterjedését jelzi a területen, melyet a központi (barit II) és déli rendszerből (barit II) származó baritásványok kénizotóp-összetételének hasonlósága is megerősít (1. táblázat, 2. ábra). Mindezek a BTK területén egységes áramlási rendszerre utalnak. A teljesen fedett (felülről zárt) rendszerben a meghatározó karsztosodási folyamat a modellezéssel kimutatott konvekciós cellák feláramló ágának hűlése által megújult oldóképesség lehetett (ANDRE & RAJARAM 2005). A konvekciós cellákban időszakosan felfelé mozgó — és fokozatosan hűlő —, majd lefelé mozgó — és emiatt felmelegedő — víz a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek szórására is magyarázattal szolgálhat (GYÓRI et al. 2011, POROS et al. 2012). A paragenezisben megtalálható ásványok jelentős kén tartalommal bírnak. A kén tartalmú ásványok közül a barit II az utolsó repedéskitöltő fázis, mely a környezet oxidatívabbá válását jelzi (POROS et al. 2012), egyúttal átvezet a következő fejlődéstörténeti szakaszba, mely során a budai oldal kiemelkedése és a csapadék beszívargása oxigént juttatott a korábban teljesen reduktív állapotú rendszerbe (9. ábra, b).

A pliocéntól (2) a Budai-hegység szelektív kiemelkedésével (KELE 2009; KELE et al. 2011; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b, c; SZANYI et al. 2012; WEIN 1977) a domborzati hajtóerő is szerepet kapott, megindítva a hévforrás-tevékenységet és a vele járó barlangképződés napjainkban is — változó intenzitással — zajló folyamatát. A beszivárgó csapadékvíz a módosult tengervíz fokozatosan kiszorította a pórusteréből. A forrástevékenység megindulásával megkezdődött az édesvízi mészkő kiválása (SCHEUER & SCHWEITZER 1980, KELE 2009). A travertín oldási maradékában felismert fluorit és barit (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, KELE 2009) arról tanúskodik, hogy a forrásukat tápláló fluidumáramlási rendszer a fedett szakaszban működő áramlási rendszerből fejlődött tovább (POROS 2011). Az oldási maradékban megjelenő gipsz azonban már változást tükröz (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004). A miocénben domináns barit szerepét fokozatosan a gipsz vette át a rendszer fejlődésének előre haladásával (POROS 2011).

A fluidumok szempontjából új elem a Pesti-síkság és a Gödöllői-dombság felől a rendszerbe érkező vizek bevonása a fejlődéstörténetbe (7. és 8. ábra). Ugyanakkor a medence fluidumnak az Alföld aljzatában kimutatott túlnyomás révén történő hozzájárulását — ahogyan azt korábban ALMÁSI (2001) nyomán POROS et al. (2012) feltételezte —, az adatfeldolgozás és a numerikus modellezés nem igazolta (HAVRIL et al. 2016). A medence fluidum hozzájárulás valószínűsíthetően a Gödöllői-dombság 4 millió éve megkezdődött kiemelkedéséhez köthető (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2007), melynek hatására a rendszer keleti területein is domborzati hajtóerő alakult ki (9. ábra, b). A Gödöllői-dombságon kezdődő beszivárgás és a kialakuló domborzati gradiens megindította a pórusterben tárolt „medence fluidumok” keletre nyugatra áramlását, valamint lefelé, egészen a karbonátos alaphegységi képződményekig történő szivárgását (7. ábra, c). A kiemelkedés egyidejűleg hozzájárulhatott a BTK K–DK-i irányú elkülönüléséhez (6. ábra).

A pliocéntól a medence fluidumok jelenléte miatt az agresszív gázok — mint a kén-hidrogén — oldó hatása is szerepet kaphatott a karsztosodásban. A kén-hidrogén gázt tartalmazó víz eltérő összetételű vízzel keveredve még hatékonyabb oldódást tesz lehetővé a keveredési korrózió és a kén-hidrogén oldóképességének megújulása révén (PALMER 2007). A feláramló és hűlő víz karbonátok szempontjából korrozív hatásával a felhajtóerő által vezérelt áramlások környezetében továbbra is számolhatunk. Továbbá a különböző eredetű fluidumok együttes jelenléte miatt a medence-fluidumok és a karsztvíz közötti keveredési zónában is feltelezhető karsztosodás (GRAY & ENGEL 2013, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015).

A pleisztocén végétől máig tartó fejlődéstörténeti fázisban (3) a Budai-hegység és a Gödöllői-dombság kiemelkedésével párhuzamosan, a domborzati hajtóerő pleisztocén végétől máig tartó növekedésével kell számolnunk, a felhajtóerő szerepének csökkenése mellett (9. ábra, c). Ezt a helyzetet tovább árnyalják a pleisztocén során, klimatikus hatásra, a rendszerben tárolt víz mennyiségében bekövetkező változások, melyek az ásványkiválásokban és a traver-

tínó képződésben egyaránt nyomozhatók (KELE 2009, MINDSZENTY szerk. 2013).

Jelenlegi regionális léptékű vízáramlási rendszerek

A kutatás a mért adatokkal vizsgálható mélységig igazolta a domborzati magasságkülönbségek által vezérelt vízáramlási rendszerek jelenlétét (ERHARDT et al. 2017, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017, ÖTVÖS et al. 2017) (8. ábra). A BTK-ra vonatkozó korai koncepcionális modellek által leírt (KOVÁCS & MÜLLER 1980, VENDEL & KISHÁZI 1964), Duna alatti átáramlást és az áramlás termálforrásokhoz történő részleges visszajutását a vízáramlási kép modellezése kvantitatívan alátámasztotta. A hidraulikai adatfeldolgozás megerősítette a Duna felszínalattvíz-megcsapoló szerepét, a térfelszín és a –50 mBf közötti tartományban, mely egy Ny–K-i irányú átáramlási zóna fölött jelenik meg (ERHARDT et al. 2017) (5. ábra). A központi rendszerre vonatkozóan vízgeokémiai modellezéssel meteorikus és hidrotermális eredetű keveredési komponenseket tudunk levezetni, míg a déli rendszer természetes megcsapolásánál csak hidrotermális komponens mutatható ki (ERŐSS et al. 2012a, b).

Az archív forrásadatokra vonatkozó hierarchikus klaszteranalízis eredményei — a modellezés és az adatfeldolgozás eredményeivel összhangban — rámutattak arra, hogy a helyi, köztes és regionális áramláshoz köthető források paraméterei szisztematikusan összefüggnek a fakadási szint magasságával, utalva a domborzati hajtóerő szerepére. A legnagyobb vízhozammal a köztes áramlásokhoz köthető langyos források rendelkeznek. A legalacsonyabb fakadási szinttel a regionális, termálforrások jellemezhetők (4. ábra). Kizárólag a regionális források mutatnak a karsztvizek összetételéhez képest nagyobb kloridtartalmat, mely a medence fluidumok hozzájárulásából adódik. ALFÖLDI (1979) felismerését, miszerint a karbonátos alaphegységi tároló fedett, keleti részén található miocén és oligocén medenceüledékek hidraulikailag kapcsolatban lehetnek a karbonátos alaphegységi rezervoárral, modellezéssel és az összes oldottanyag-tartalomra vonatkozó adatok feldolgozásával is sikerült igazolni. ALFÖLDI et al. (1968) és ALFÖLDI (1981) koncepciók modelljével megegyezően, numerikus szimulációval és a források adatai alapján a budai, nyugati területen belül két áramlási ágat (köztes és regionális) lehet elkülöníteni, ugyanakkor azok hidrosztratigráfiai egységek mentén történő elkülönülése nem igazolódott.

A kutatás választ adott a rendszer keleti határának korábbiakban nem kezelt kérdésére (6. ábra), valamint a karbonátokat fedő sziliciklasztos üledékekben tárolt medence fluidum — függőleges átszivárgással történő — karsztba jutásának mechanizmusára (7. ábra) (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Így ERŐSS et al. (2011a) és POROS (2010) a medence fluidumok túlnyomásos eredetére vonatkozó korábbi meglátását, az eredmények tükrében nem látjuk bizonyíthatónak. A sziliciklasztos medencéből a karbonátos víztartóba az uralkodóan NaCl-os medence fluidummal együtt metán és kén-

hidrogén is szállítódik (ERŐSS et al. 2012a, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015), ahogyan erre a Paleogén-medence kutatása során rámutattunk (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

A vizsgálatok megerősítették, hogy a Dunától Ny-ra eső területek domináns anionja a szulfát, mely a meteorikus és a hidrotermális szélsőtagokban is megtalálható, jelezve annak eltérő eredetét. Korábbi szerzők a budapesti termálvizek szulfát-tartalmát részben a Tardi Agvag formáció piritjének oxidációjából származtatták (in SZABÓ et al. 2009). VETŐ et al. (1999) közöl adatot az Alocsútdoboz–3 fúrásból, melyben a Tardi Agvag piritjéből származtatható összes $\delta^{34}\text{S}$ -tartalmát átlagosan 2,6‰-nek adja meg. Ez a hipotézis elfogadható a helyi és a köztes vízáramlási komponensre, ugyanakkor vizsgálatainkból mindössze egy, a Budai Marga Formációból származó adat áll rendelkezésre (I. és III. táblázat, 2. és 3. ábra), így ezen feltételezés bizonyításához további mérések szükségesek.

A budapesti termálvizek szulfát-tartalmát SZABÓ et al. (2009) stabil kénizotópos vizsgálatok alapján perm korú evaporitok beoldódásából származtatja. A szulfáteloszlásban tapasztalt anomáliákat összevetve a felső-perm karbonát- és evaporitképződmények elterjedésével és előfordulásuk tengerszint feletti magasságával (–500 – –1500) mBf, HAAS et al. 2010 térképe alapján), egyezést találunk (2. és 3. ábra). Üledékes szulfátokon HÁMOR (1991) által mért $\delta^{34}\text{S}$ adatok a perm korú minták átlagára 12,78‰, míg a triász korú minták átlagára 24,28‰-et adtak. Ugyanakkor a termálkutakból származó minták (III. táblázat és 3. ábra) a központi és északi rendszerre szignifikánsan eltérő szulfát-tartalmat jeleznek és 7,4–17,7‰ közötti kénizotóp értékeket mutattak, mely adatok az eredetre vonatkozó korábbi hipotézis további árnyalását teszik szükségessé. Felmerülhet a H_2S mint kénforrás szerepe is, mely a medence eredetű fluidum komponenssel együtt szállítható. Ezt saját adataink (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013) mellett, MACHEL (1992) tanulmánya is megerősíti. Irodalmi adatok alapján a H_2S kénizotóp értéke $\delta^{34}\text{S}=10‰$ (ERŐSS et al. 2011b), mely magyarázhatja a tisztán evaporit értékek alapján vártnál kisebb mért értékeket.

Az ALFÖLDI et al. (1968) és ALFÖLDI (1981) által feltételezett geotermikus „vezérlés” máig tartó részleges megőrződését a karsztrendszer mély és főleg fedett régióiban HAVRIL et al. (2016) áramlási és hőtranszport modellezése megerősítette. POYANMEHR (2016a, b) három dimenziós numerikus modellezésével az eltérő célok miatt, e kutatás eredményei nem vethetők össze.

A feldolgozás alapján vázolt koncepció modell (10. ábra) leírja a BTK fedett és fedetlen karbonátos területén várható áramlási viszonyokat, valamint azok vízminőségre, források rendűségére (hideg, langyos, termál), valamint kloridtartalmára, vízhozamára és hőmérsékletére gyakorolt hatásait. A fedett térrész alatt számottevő hőfelhalmozódás és egy hidraulikailag determinált határfelület alakul ki. Az aljzat felől a források felé irányuló hőcsóva e határfelület mentén jelzi a hőszállítást. A karsztvíz és a fedőből érkező medence fluidumok áramlási határán jelenleg is számíthatunk hipogén karsztosodásra, melyben a

keveredési korrózió játszhat meghatározó szerepet. Az advekción és a konvekción révén feláramló és fokozatosan hűlő víz oldóképessége zárt rendszerben nő, mely további hipogén karsztosodási folyamatokat gerjeszthet a fedett rendszerben (ANDRE & RAJARAM 2005, BAKALOWICZ et al. 1987, DUBLYANSKY 2000).

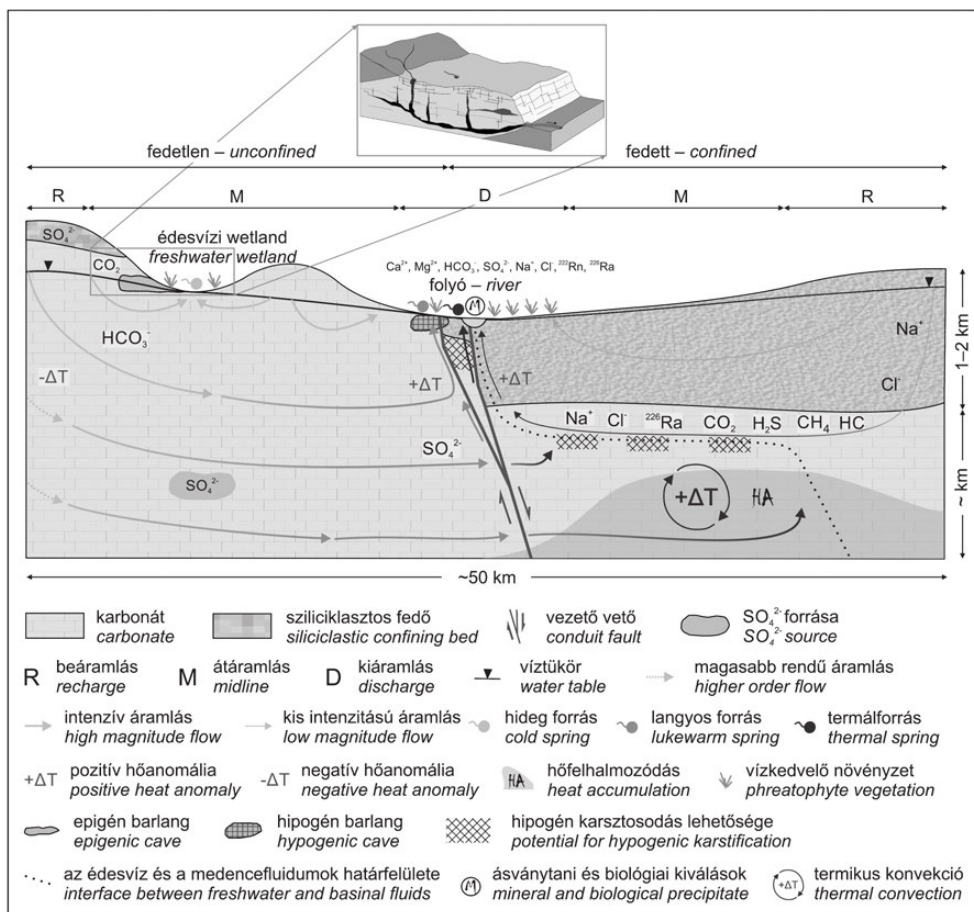
A központi és déli rendszer vizeinek áramlási rendszerekből következő elkülönülése

A BTK egységes áramlási rendszerén belül a tanulmányban vizsgált központi és déli rendszerekben feláramló vizek, valamint az azokat tápláló áramlási rendszereik jellegében különbségek mutatkoznak, melyre korábbi szerzők is rámutattak (ALFÖLDI et al. 1968, ERŐSS et al. 2008, PAPP 1942).

A központi és a déli rendszer elkülönülésében hidraulikai szerepet játszhat az ÉK-i peremvető torlasztó hatása (5. ábra). ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) úgy véli, hogy a peremvető szerepet játszhat abban, hogy a Rózsadomb előterében két áramlási összetevő, míg a Gellért-hegy előterében csak hidrotermális vizek jellemzőek. A Gellért-hegytől Ny-ra ugyanis egy köztes áramlási ág végződik, mely ERHARDT & ÖTVÖS (2011) alapján a Kis-Gellért-hegy vizeivel azonos (8. ábra).

Ugyanakkor felmerül, hogy hogyan lehetséges a Duna alatti átáramlás egy torlasztó vetőn keresztül. FODOR et al. (1994) tanulmánya alapján a területen vezető vetőket feltételezve azok torlasztó hatásával akkor kell számolnunk, ha a vető két oldalán eltérő vízvezető képességű képződmények érintkeznek. A vízmozgás iránya a vezető vetőben a környező potenciáeloszlás függvénye, ennek megfelelően fel- és leáramlás, valamint átáramlás is lehetséges rajta keresztül. Így az ÉK-i peremvetőn, mint vezető vetőn keresztül kimutatott Ny–K-i irányú horizontális áramlás a budai oldalon nagyobb, míg a pesti oldal kisebb folyadékpotenciál értékének a következménye. Első közelítésben ott lehetséges az átszivárgás a vetőn, ahol a vető mindkét oldalán jó vízvezető-képességű kőzetek találhatók (5. ábra, b és 8. ábra).

A kutatás rámutatott arra, hogy a központi rendszer vizeiben — a déli rendszerhez képest — a medencekomponens aránya a hidrotermális szélső tagban nagyobb (ALFÖLDI et al. 1968, ERŐSS et al. 2012b, POROS et al. 2012) (II. táblázat). A déli rendszerben ugyanakkor a szulfát és magnézium szerepe hangsúlyosabb. Ezt a különbséget tovább árnyalja a H_2SiO_3 mellett a CO_2 , H_2S és CH_4 eltérő mértékű jelenléte. A magasabb kovavtartalom összhangban van a magasabb hőmérséklettel, és utalhat az áramlások északi rendszerben jellemzően nagyobb behatolási mélységére, mint a déli rendszerben. A két rendszer a miocén korú, metántartalmú szénhidrogénzárványok tekintetében is elkülönül. Ezek ugyanis csak a központi rendszerből származó mintákban voltak kimutathatók, a déliekből nem (POROS 2011). Hasonlóképpen a jelenlegi vízmintákon elvégzett elemzések alapján szénhidrogén-indikáció csak a központi rendszer termálkútjaiban volt kimutatható, a déli-ben nem (ERŐSS 2010) (II. táblázat).



10. ábra. Általánosított modell a vízármlások, hőszállítás és a kapcsolódó jelenségek bemutatására a BTK fedett és fedetlen karbonátos határterületére. A sekély karsztos vízadó (módosítva GOLDSCHIEDER & DREW 2007 után) a regionális áramlási kép helyi rendszereként értelmezhető (módosítva MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015 után)

Figure 10. Conceptual groundwater flow model and its consequences of flow-related manifestations for the interface of confined and unconfined carbonates on the basis of the Buda Thermal Karst. The shallow karst aquifer (modified after GOLDSCHIEDER & DREW 2007) is embedded into the regional flow pattern as a local system (modified after MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015)

A központi rendszer esetében az köztes és regionális megcsapolódás egymás közelében, mégis hidraulikailag elkülönülten történik. A kutak kémiai összetétele a levezetett meteorikus és hidrotermás vizek lineáris keveredési arányát mutatják (ERŐSS et al. 2012b). A BTK vizeinek klaszteranalízise (1960–2009) a központi rendszerre vonatkozóan elkülönítette a meleg vizek és a mélykarsztvizek csoportját (DÉRI-TAKÁCS et al. 2015), melyet (KOVÁCS & ERŐSS 2017) CCDA módszer segítségével további alcsoportokra bontott, elkülönítve a Lukács kutakat, a Margitsziget kútjait és a pesti oldal kútjait, bizonyítva azok különbözőségét. Ezek a csoportok a központi terület regionális áramlási rendszerének hidrotermális fluidumkomponenseit reprezentálják (a medence-komponenssel együtt). A csoportok elkülönülésének további oka az lehet, hogy a kutak esetében a köztes áramlási komponens meteorikus eredetű vizeinek különböző arányú hozzákeveredésével is számolnunk kell. Ezt támasztják alá a központi rendszer termálkútjaiban mért kénizotóptértékek, melyek lineáris összefüggést jeleznek. Egyúttal a termálkutatok $\delta^{34}\text{S}$ értékeinek langyos forrásokhoz képest pozitív irányú eltérései különböző eredetre utalnak (III. táblázat és 3. ábra). Ez megerősíti

a központi rendszerhez sorolt termálkutat és a langyos források eltérő víz és kén eredetét. Mivel a termálkutat vizeinek $\delta^{34}\text{S}$ alsó értékei közel állnak a kén-hidrogén izotóptértékéhez (10‰), így valószínűsíthetően a kén-hidrogénnek, mint kén-forrásnak is lehet szerepe (III. táblázat, 3. ábra).

A kémiai szélső tagok (II. táblázat) között kimutatott különbségek a langyos források kénizotóp-összetételében is tükröződnek (SZABÓ et al. 2009). Ezek ugyanis sokkal közelebb állnak a Molnár János-barlangban a Budai Márga Formációból származó pirit kénizotóptértékéhez, mint a termálkutat izotóptértékéhez (I. és III. táblázat, 2. és 3. ábra) (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). Azaz, a rózsadombi langyos források esetében a piritből származó eredet valószínűsíthető. Ugyanakkor a Molnár János-barlang gipsz kiválása esetében számottevő hatást okozhat a redukált kénvegyületek bakteriális oxidációja, mely a kénizotóp-értékek negatív eltolódásában mutatkozik meg (I. táblázat, 2. ábra) (ANDA et al. 2017).

A déli rendszerre vonatkozóan csak hidrotermális szélső tagot találtunk (ERŐSS et al. 2012b), ugyanakkor későbbi munkák a klaszteranalízissel egységesnek talált dél-buda-

pesti vizeket (DÉRI-TAKÁCS et al. 2015), további két csoportra osztották a CCDA segítségével (KOVÁCS & ERŐSS 2017). A szulfáteredet kérdésének vizsgálata itt is döntő lehet, a különbségek megértésében. Gondolnunk kell a már említett evaporitrétegekre a Dunától nyugatra, ugyanakkor nem csak alaphegységi perm és alsó-triász evaporitokkal számolhatunk. További lehetőségként adódik a déli rendszer miocén fedőképződményeiben, a Zsámbéki-medencében 260 m mélységben talált anhidritréteg (JÁMBOR 1974). A numerikus vízáramlás-szimuláció a Zsámbéki-medence fedőképződményein keresztül átszivárgást mutatott ki. Mivel a medence érintkezik azzal az intenzív vízáramlással jellemezhető zónával, mely Gellért-hegy, ill. a déli rendszer felé szállítja a vizeket, elképzelhető a szulfát bekerülése a rendszerbe (8. ábra, b, c).

A vizsgálati terület határának közelében — az 1. ábra határán kívül eső — Ráckeve–1 fúrásban 200 m vastag evaporit- (gipsz- és anhidrit-) réteg található (PALOTAI 2013). Jelenlegi vizsgálatainkkal ez nem hozható összefüggésbe, ugyanakkor a fúrás miocén korú tengeri anhidritjéből rendelkezésre álló $\delta^{34}\text{S}$ izotópadatok (~12–13‰) referenciaként szolgálhatnak (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013). Az, hogy a déli rendszer termálvizében a perm, alsó-triász, vagy a miocén evaporit játszik-e szerepet, az egyedi adatok és a közelálló értékek miatt nem dönthető el. A déli rendszer esetében a dél-pesti termálkutak kénizotóptérfékei (2. és 3. ábra) közel állnak mind a perm evaporitok átlagértékéhez, mind pedig a Ráckeve–1 fúrásból rendelkezésre álló adathoz. A kénizotóptérfékek a déli rendszer kútjaiban a Gellért-hegy előterében található kutak irányába csökkennek, míg a forrásokra a kutakhoz képest negatív irányú eltolódás figyelhető meg. Ez utóbbi a jelenlegi forrásmedencékben is megfigyelhető bakteriális aktivitással magyarázható (ANDA et al. 2015, ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012a).

Az evaporit déli rendszerbe kerülésével egy újabb hipogén karsztosodási folyamat lehetősége is felmerül. A gipsz, dolomit és kalcit közötti reakció során a gipsz oldódása elősegíti a kalcit kiválását, amely a dolomit oldódásához és a víz kalcium- és magnézium-tartalmának növekedéséhez vezet (BISCHOFF et al. 1994, PALMER 2007, PLUMMER & BACK 1980). Ez regionális skálán tekintve megnöveli a termálvíz magnézium- és a szulfáttartalmát. Elképzelhető, hogy ez a folyamat felelős a szulfát és a magnézium déli rendszer termálvizeiben megfigyelt magasabb értékeiért (ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012b).

Összefoglalás

A BTK késő-miocéntől tartó fluidum-fejlődéstörténetét egy új elemmel, a Gödöllői-dombság négy milliárd éve kezdődött kiemelkedésével egészítettük ki. Ezzel a BTK vízáramlási rendszereinek értelmezésébe bevontuk a fedett Pesti-síkságtól a Gödöllői-dombság vízválasztójáig tartó területeket. A dombság kiemelkedésének feltételezhetően szerepe volt a BTK vízáramlási rendszereinek K–DK-i irányú elkülönülésében. E fedett régió — a domborzati

hajtóerő kialakulásától kezdve egészen máig — hozzájárul a paleogén–neogén fedőüledékekből származó medence fluidumok termálforrásokhoz történő szállításához. Felváltottuk az egyes szakaszokra jellemző fluidumkomponenseket, numerikus vízáramlás-szimulációval kimutattuk a felhajtóerő és a domborzati hajtóerők miocéntől változó jelentőségét a rendszeren belül és ezzel párhuzamba állítottuk az egyes szakaszokra jellemző ásványfázisokat.

A jelenlegi állapotban a BTK-t egy részben fedetlen Nyi és egy fedett K-i félmedence egymással szoros kölcsönhatásban lévő aszimmetrikus áramlási rendszerével jellemezhetjük. Az aszimmetrikus jelleg a hidrosztratigráfiai helyzet (fedett–fedetlen területek érintkezése) és a K-i és Ny-i medencerészek közötti beszivárgáskülönbség következménye. A BTK Ny-i egységében a terület források csoportjai elkülönülnek fakadási szintjük, kloridtartalmuk, hozamuk és hőmérsékletük alapján. A hierarchikus klaszteranalízissel levezetett források csoportok illeszkednek a numerikus 2D stationer szimulációval kimutatható helyi, köztes és regionális áramlásokhoz, jelezve azok természetes kiáramlási helyeit. A rendszer fő hajtóerejét ma már a vízszintkülönbségek adják, a felhajtóerő szerepe alárendeltté vált, s a fedett területek mélyebb régióiban maradt meg a jelentősége. A regionális vízáramlási rendszer Duna alatti Ny-ról K-re történő átáramlását és fölötte a Duna megcsapoló szerepét a hidraulikai adatfeldolgozás megerősítette. Az áramlási rendszerekhez meteorikus és hidrotermális fluidumkomponenseket rendeltünk. A NaCl-os medencekomponens hozzájárulása a hidrotermális fluidumokhoz a K-i fedett félmedence domborzatilag vezérelt áramlásai révén, igazolást nyert. A Dunától Ny-ra eső területeken a nátrium-klorid jelenléte nem, viszont a szulfát és a magnézium magasabb koncentrációja kimutatható volt a vizekben. A szulfát részben a telítetlen zónában található pirit oxidációjából, részben pedig különböző korú (perm és alsó-triász, illetve miocén) evaporitokból származtatható a kénizotóp, hidraulikai adatok és numerikus szimuláció eredményeinek összevetése alapján. Az evaporit kétféle eredete nem zárható ki. A kutatás alapján vázolt általános modell az áramlási jelenségek bemutatása mellett a vízkémiai komponenseket és a kapcsolódó jelenségeket is bemutatja. A rendszer fedett része alatt jelentős hőfelhalmozódás tapasztalható és kimutattuk azt a hőcsóvát, mely a felhalmozott hő termálforrásokhoz juttatásáért felelős.

Mind a hidraulikai adatfeldolgozás, mind pedig a numerikus szimuláció bizonyítja a BTK hidraulikailag összefüggő áramlási rendszerét, melyben dominánsan hidrosztatikus közeli nyomásviszonyok uralkodnak, emiatt a be- és kiáramlási területek kisebbek, a nagy kiterjedésű átáramlási zónákhoz képest. A szerkezeti elemek közül az ÉK-i peremvető a Ny felől érkező vízáramlásokat felduzzasztja, aminek jelentősége lehet a Rózsadomb és a Gellért-hegy előterében fakadó források elkülönülésében. A vízáramlási modellezés eredménye arra is rávilágított, hogy a Gellért-hegy mögött, a Kis-Gellért-hegy zónájában egy köztes áramlási rendszer jut a felszínközelségbe. Ez lehet az oka, hogy a Gellért-hegy előterében csak egy termálvizes áramlás

csapolódik meg. A Rózsadombon a langyos vizek megcsapolódása a termálfvízforrások közelében, de azokhoz képest némileg magasabb tszf magasságon figyelhető meg.

Az eredmények a rózsadombi és Gellért-hegy előterében felszínre jutó vízkomponensek hasonlósága mellett azok különbségére is felhívják a figyelmet, mely a két rendszer hidrotermális vizeiben mutatkozik meg. Ez a korábban radionuklidok alapján feltárt különbségeken túl, leginkább a szulfát- és kloridionok és a kapcsolódó kationok rendszerként eltérő mennyiségében érvényesül, de megnyilvánul a nátrium-, magnézium- és a gáztartalomban is. A kutatás rávilágított arra, hogy a Gellért-hegy előtere esetében a medencekomponens hozzájárulás a hidrotermális komponenshez kisebb jelentőségű, viszont sokkal számottevőbb az a szulfát-többlet, mely a DNY-on kimutatott evaporitrétegekkel is összefüggésbe hozható. Ezt a képet árnyalja a vizek kénizotóp-összetételében megnyilvánuló különbség a két rendszer között. A rózsadombi hidrotermális vizek esetében a kén-hidrogén, mint lehetséges szulfátforrás is felmerült. A meteorikus eredetű vizek esetében az izotóptértek és áramlási kép arra utal, hogy a szulfát a fedőüledékben található Budai Márga, Tardi Aggyag pirittartalmából a fedőn keresztüli átszivárgással kerülhetett a megcsapolódó langyos vízbe.

Jelen tanulmányban vázolt eredmények a barlangképződési folyamatok értelmezéséhez is hozzájárulnak. A flui-

dumkomponensek, a kimutatott áramlási kép és hőmérsékleti viszonyok alapján a hipogén karsztosodás több folyamatának egyidejű jelenlétét feltételezhetjük a rendszerben, a miocéntől napjainkig változó jelleggel.

Köszönetnyilvánítás

A cikk szerzői elsődlegesen MINDSZENTY Andrea professzor asszonynak szeretnének köszönetet mondani, aki az 1990-es évek második felében felismerte a tanulmány „megközelítésében” rejlő lehetőségeket, s ennek jegyében azonnal kutatásokat kezdeményezett, melyekben aktívan, témavezetőként részt vett. Köszönettel tartozunk az anyagvizsgálatokat végző, a terepmunkába és a numerikus simulációba bekapcsolódó számos kollégának és hallgatóknak. Ezúton fejezzük ki köszönetünket a Shell, Eni, Mol olajvállalatoknak, valamint az NKFI-nek az OTKA 101356 projekt támogatásáért. Végezetül, de nem utolsósorban köszönjük a cikk névtelen lektorának és Almási Istvánnak, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek alapos és mélyreható észrevételeit, melyekkel hozzájárultak a kézirat véglegesítéséhez.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L. 1979: *Budapesti hévizek*. — VITUKI kiadvány, Budapest, 102 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. — *Hidrológiai Közlemény* **61/9**, 397–403.
- ALFÖLDI L., BÉLÉTKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KORIM K., LIEBE P. & RÉMI R. 1968: *Budapesti hévizek*. — VITUKI, Budapest, 365 p.
- ALFÖLDI, L. & KAPOLYI, L. 2007: Bányászati karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli-középhegységben (Mining-dewatering in the Transdanubian Range). — Geography Institute of Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- ALMÁSI, I. 2001: Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. — *PhD dissertation*, University of Alberta, 324 p.
- ANDA D., MAKK J., KRETT G., MÁRIALIGETI K., MÁDL-SZŐNYI J. & BORSODI A. 2016: A Molnár János-barlang víz és biofilm baktériumközösségei. — *Hidrológiai Közlemény* **96/1**, 3–7.
- ANDA, D., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. K. 2017: Comparison of Bacterial and Archaeal communities from different habitats of the hypogenic Molnár János Cave of the Buda Thermal Karst System (Hungary). — *Journal of Cave and Karst Studies* **79/2**, 113–121. <http://doi.org/10.4311/2015mb0134>
- ANDA, D., MAKK, J., KRETT, G., JURECSKA, L., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. K. 2015: Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). — *Extremophiles* **19/4**, 787–797. <https://doi.org/10.1007/s00792-015-0754-1>
- ANDRE, B. J. & RAJARAM, H. 2005: Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems. — *Water Resources Research* **41/1**, <https://doi.org/10.1029/2004wr003331>
- BAKALOWICZ, M. J., FORD, D. C., MILLER, T., PALMER, A. N. & PALMER, M. V. 1987: Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. — *Geological Society of America Bulletin* **99/6**, 729–738. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2)
- BALLA Z. & KÖRÖSI L. 1980: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete (Volcanotectonics and evolution of the Börzsöny Mts). — *MÁFI Évi Jelentés 1978*, 78–101.
- BISCHOFF, J. L., JULIÁ, R., SHANKS, W. C. & ROSENBAUER, R. J. 1994: Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. — *Geology* **22/11**, 995–998. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0995:kwcabd>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0995:kwcabd>2.3.co;2)
- BODOR, P., TÓTH, Á., KOVÁCS, J. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2015: Multidimensional data analysis of natural springs in a carbonate region. — *First EAGE/TNO Workshop: Basin Hydrodynamic Systems in Relations to their Contained Resources, Utrecht (6–8 May 2015)*. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201412324>
- CSEPREGI A. 2007: A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. — In: ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (szerk.): *Bányászati karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli-középhegységben*. Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Intézet, Budapest, 77–112.

- DEMING, D. 2002: *Introduction to hydrogeology*. — McGraw-Hill College, New York 480 p.
- DÉRI-TAKÁCS, J., ERŐSS, A. & KOVÁCS, J. 2015: The chemical characterization of the thermal waters in Budapest, Hungary by using multivariate exploratory techniques. — *Environmental Earth Sciences* **74/12**, 7475–7486. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3904-3>
- DUBLYANSKY, Y. V. 2000: Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features. — In: KLIMCHOUK, A., FORD, D., PALMER, A. & DREYBRODT, W. (eds): *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, 292–297.
- ERHARDT I. & ÖTVÖS V. 2011: Meteorikus fluidum hozzájárulás vizsgálata a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizekben. — *Tudományos Diákköri dolgozat*, Eötvös Loránd Egyetem, 90 p.
- ERHARDT, I., ÖTVÖS, V., ERŐSS, A., CZAUNER, B., SIMON, S. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2017: Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). — *Journal of Hydrogeology* **125/6**, 1871–1891. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1591-3>
- 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 Loránd University, Budapest, 171 p.
- ERŐSS, A., CSOMA, É., MÁDL-SZŐNYI, J., SASOWSKY, I., FEAZEL, C., MYLORIE, J., PALMER, A. & PALMER, M. 2008: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Karst from recent to reservoirs* **14**, 57–63.
- ERŐSS, A., MÁDLNÉ SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2011a: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Shell-EMR Final Report*, SR.11.11449.
- ERŐSS, A., POROS, Z., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, A. É. 2011b: Role of karstic and basinal fluids in porosity evolution in the Buda Hills, Hungary. — *AAPG International Conference and Exhibition 2011: Following Da Vinci's Footsteps to Future Energy Resources: Innovations from Outcrops to Assets* AAPG, Paper **1071554**.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2012a: Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. — *Groundwater quality sustainability: IAH selected papers on hydrogeology* **17**, 119–133. <https://doi.org/10.1201/b12715-12>
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHIEDER, N. & CSOMA, A. É. 2012b: Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Journal of Hydrology* **426**, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.031>
- FODOR L. 2013: A Budai-hegység K–Ny-i irányú földtani szelvénye. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda line). — *Földtani Közlöny* **124/2**, 130–305.
- GÁL B., POROS Z. & MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlöny* **138/1**, 49–60.
- GOLDSCHIEDER, N. & DREW, D. 2007: Methods in Karst Hydrogeology. — *International Association of Hydrogeologists*, CRC Press. <https://doi.org/10.4324/9780203934623>
- GRAY, C. J. & ENGEL, A. S. 2013: Microbial diversity and impact on carbonate geochemistry across a changing geochemical gradient in a karst aquifer. — *The ISME journal* **7/2**, 325–337. <https://doi.org/10.1038/ismej.2012.105>
- GYALOG L., MAROS G. & PELIKÁN P. 2016: Budapest geokalauza. — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet* Budapest, 314 p.
- GYŐRI O., POROS Z., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. — *Földtani Közlöny* **141/4**, 341–361.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD G. 2010: Magyarász Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez 1:500 000 (Explanation to the Pre-Cenozoic geological map of Hungary). — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest*.
- HÁMOR T. 1991: Az anoxikus üledékképződés és a korai diagenézis vizsgálata stabil izotóp mérések alkalmazásával. — *Az Országos Tudományos Kutatási Alap 259. sz. téma zárójelentése*, Magyar Állami Földtani Intézet.
- HAVRIL, T., MOLSON, J. W. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2016: Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences — A numerical investigation based on the Buda Thermal Karst analogue. — *Marine and Petroleum Geology* **78**, 738–749. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001>
- INGEBRITSEN, S. E., SANFORD, W. E. & NEUZIL, C. E. 2006: Groundwater in geologic processes. — *Cambridge University Press*, 564 p.
- IZÁPY G. 2002: Magyarország forrásainak katasztere. — *VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete*.
- JAKUCS L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben — *Földtani Közlöny* **80/10–12**, 361–380.
- JÁMBOR A. 1974: Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, 301–306.
- KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések (Travertine studies from the Carpathian Basin: paleoclimatological and sedimentological analyses). — *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 262 p.
- KELE S., SCHEUER G., DEMÉNY A., SHEN, C.-C. & CHIANG, H.-W. 2011: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata (U/Th dating and stable isotope geochemical investigation of the travertines of the Rózsadomb (Budapest)). — *Földtani Közlöny* **141/2**, 445–468.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. & FÖLDVÁRI, M. 2004: Északkelet-dunántúli édesvízi mészkövek ásványtana. — *Földtani Közlöny* **134**, 563–587.
- KOVÁCS J. & ERŐSS, A. 2017: Statistically optimal grouping using combined cluster and discriminant analysis (CCDA) on a geochemical database of thermal karst waters in Budapest. — *Applied Geochemistry* **84**, 76–86. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.05.009>
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai (Evolution and evidence of the thermal water activity in the Buda Hills). — *Karszt és Barlang* **1980/2**, 93–98.

- LEÉL-ÓSSY SZ. 1995: A Rózsadomb és környékének különleges barlangjai (Particular caves of the Rózsadomb Area). — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 363–432.
- LEÉL-ÓSSY, S. 2017: Caves of the Buda Thermal Karst. — In: KLIMCHOUK, A. N., PALMER, A., DEWACLE, J., AULER, A. S. & AUDRA, P. (eds): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer, 279–297. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_18
- LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the neotectonics. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 29–40. <https://doi.org/10.5194/smssps-3-29-2002>
- MACHEL, H. 1992: Low-temperature and high-temperature origins of elemental sulfur in diagenetic environments. — *Native Sulfur—Developments in Geology and Exploration*, OneMine, Inc., 3–22.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J., CZAUNER B., ERŐSS A. & SIMON S. 2013: Karbonátos és csatlakozó üledékes medenceterületek fluidumdinamikai összefüggéseinek vizsgálata a szénhidrogén kutatás hatékonyságának javítása érdekében a Paleogén-medencében. — *Zárójelentés*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 200 p.
- MÁDL-SZŐNYI, J., CZAUNER, B., IVÁN, V., TÓTH, Á., SIMON, S., ERŐSS, A., BODOR, P., HAVRIL, T., BONCZ, L. & SÓREG, V. 2017: Confined carbonates — Regional scale hydraulic interaction or isolation? — *Marine and Petroleum Geology*, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.006>
- MÁDL-SZŐNYI, J., PULAY, E., TÓTH, Á. & BODOR, P. 2015: Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. — *Environmental Earth Sciences* **74/12**, 7523–7538. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4608-z>
- MÁDL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. — *Hydrogeology Journal* **23/7**, 1359–1380. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>
- MÁDL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2017: Topographically driven fluid flow at the boundary of confined and unconfined sub-basins of carbonates: basic pattern and evaluation approach on the example of Buda Thermal Karst. — In: RENARD, P. & BERTRAND, C. (eds): *EuroKarst 2016, Neuchâtel: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs*. Springer International Publishing, Cham, 89–98. https://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8_10
- MARTINECZ Á. 2014: Hidrosztratiográfiai értékelés és áramkép szimuláció a Budai Termálkarszton. (Hydrostratigraphic distribution and groundwater flow simulation in the Buda Thermal Karst). — *Szakdolgozat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- MINDSZENTY A. 2013: *Budapest: Földtani értékek és az ember*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 312 p.
- MINDSZENTY A. & MÁDL-SZŐNYI, J. 1999: A Rózsadombi termálkarszt monitoring működtetése. — In: MINDSZENTY A. & MÁDL-SZŐNYI J. (szerk.), *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 118 p.
- MINDSZENTY A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., ERŐSS A. & PETHŐ S. 2001: A Budai Termálkarszt területén feltételezhető epikarszt vizsgálata. — *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 50 p.
- MINDSZENTY A., MÁDL-SZŐNYI J., PETHŐ S., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: Rózsadombi Termálkarszt Monitoring Optimalizálása. — *Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról*. — *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 111 p.
- MOLSON, J. W. & FRIND, E. O. 2015: HEATFLOW – SMOKER Version 7.0 - Density-dependent flow and advective-dispersive transport of thermal energy, mass or residence time in three-dimensional porous or discretely-fractured porous media. — *Manuscript*, Université Laval.
- NÁDOR A. 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai. — *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 171 p.
- ÖTVÖS V., ERHARDT I., ERŐSS A., CZAUNER B., SIMON S. & MÁDLNÉ SZŐNYI J. 2017: A Budai Termálkarszt hidraulikai viszonyainak barlangképződési vonatkozásai. — *Karsztféjlődés* **22**, 5–33.
- PALMER, A. N. 2007: Cave geology. — *Cave books*, 454 p.
- PALOTAI, M. 2013: Oligocene-Miocene Tectonic Evolution of the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *PhD dissertation*, Eötvös Loránd University, Budapest, 235–248.
- PAPP F. 1942: *Budapest meleg gyógyforrásai*. — Budapest Központi Gyógy-és Üdülőlhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet.
- PENTECOST, A. 2005: *Travertine*. — Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3606-x>
- PLUMMER, L. N. & BACK, W. 1980: The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. — *American Journal of Science* **280/2**, 130–142. <https://doi.org/10.2475/ajs.280.2.130>
- POROS, Z. 2010: Imprints of superimposed meteoric and thermal karst events on the porosity evolution of carbonate reservoirs — The case of the Buda Thermal Karst (Pannonian Basin, Hungary). — *Final report*, ENIS.P.A
- POROS, Z. 2011: Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary—selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. — *PhD dissertation*, Eötvös Loránd University, Budapest, 141 p.
- POROS, Z., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, É. A. 2010: Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karst, Hungary. — In: ZAHARIA, L., KIS, A. TOPA B., PAPP, G. & WEISZBURG, T. (eds): *Acta Mineralogica Petrographica Abstract Series, Budapest*, 864 p.
- POROS, Z., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYÓRI, O., RONCHI, P. & SZEKERES, Z. 2012: Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101/2**, 429–452. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0677-8>
- POYANMEHR, Z. 2016a: Budai karszrendszer utánpótlódási viszonyainak hidrodinamikai vizsgálata vizgeokémiai adatok figyelembevételével. — *Doktori értekezés*, Szegedi Tudományegyetem, 120 p.
- POYANMEHR, Z. 2016b: A felszín alatti vízáramlás modellezése Budapest tágabb területén. — *Földtani Közlemények* **146/1**, 61–70.
- ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. 1988: The Pannonian Basin. A study in basin evolution. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **45**, 402 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2006: Neotectonic and landscape evolution of the Gödöllő Hills, central Pannonian Basin, Hungary. — *Geolines* **20**, 116–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>

- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L. I. & HORVÁTH, E. 2007: Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. — *Global and Planetary Change* **58/1**, 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., DUNAI, T., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005a: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . — *Tectonophysics* **410/1–4**, 173–187. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.017>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, S., HORVÁTH, E. & DUNAI, T. 2005b: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: a review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.048>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, S. & HORVÁTH, E. 2005c: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^3He kitettségi kor mérések alapján (Quantifying of Quaternary vertical movements of lithosphere in the Duna Valley based on archive chronological and new ^3He exposure data). — *Földtani Közlemény* **135/3**, 373–403.
- SCHUEER, G. & SCHWEITZER, F. 1980: A Budai hévforrások fejlődéstörténete a felső pannontól napjainkig. — *Bull. Soc. Hidr. Hung.* **60/11**, 492–501.
- SCHRÉTER, Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben (Traces of Tertiary and Pleistocene thermal spring activity in the Buda Mts). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **19/5**, 56 p.
- SCHUBERT, F., KÓTHAY, K., DÉGI, J., M. TÓTH, T., BALI, E., SZABÓ, C., BENKÓ, Z. & ZAJACZ, Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum-és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlemény* **137/1**, 83–102.
- SZABÓ, V., FÓRIZS, I., HALAS, S., PELC, A. & DEÁK, J. 2009: A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján. — *A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat* **77**, 73–81.
- SZANYI, G., SURÁNYI, G. & LEÉL-ŐSSY, S. 2012: Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. — *Quaternary Geochronology* **14**, 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.09.001>
- TAKÁCS-BOLNER, K. 1989: Regional and special genetic marks on the Pál-völgy cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. — *Proceedings 10th International Congress of Speleology*, Budapest, 819–822.
- TÓTH, J. 1962: A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. — *Journal of Geophysical Research* **67/11**, 4375–4388. <https://doi.org/10.1029/jz067i011p04375>
- TÓTH, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. — *Journal of Geophysical Research* **68/16**, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>
- TÓTH, J. 1999: Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. — *Hydrogeology Journal* **7/1**, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- TÓTH, J. 2009: Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. — *Cambridge University Press*. Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- VENDEL, M. & KISHÁZI, P. 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — *MTA Műszaki Tudományos Osztályának Közleményei*, 97–119.
- VETŐ, I., NAGYMAROSY, A., BRUKNER-WEIN, A., HETÉNYI, M. & SAJGÓ, Cs. 1999: Salinity changes control isotopic composition and preservation of the organic matter: The Oligocene Tard Clay, Hungary revisited. — *19th International Organic Geochemistry. TÜBITAK, Marmara Research Center, Istanbul, Turkey*, 411–412.
- VIRÁG, M. 2016: Történeti áttekintés a budai barlangok keletkezéséről — a klasszikus karsztfejlődéstől a hipogén barlangképződésig. — *Karszt és Barlang* **2012–14**, 24–46.
- WEIN, G. 1977: A Budai-hegység tektonikája (Tectonism of the Buda Hills). — *MÁFI alkalmi kiadvány*, 76 p.
- ZIMMERMAN, W. B. 2006: *Multiphysics modeling with finite element methods*. — World Scientific Publishing Co. Inc., 422 p. <https://doi.org/10.1142/6141>

Kézirat beérkezett: 2018. 01. 14.

SZONGOTH G. hozzászólása VISNOVITZ et al. A Balaton alatti pannóniai rétegeket mintázó TFM–1/13 kutatófúrás komplex vizsgálatának eredményei című cikkéhez (147/3, pp. 283–296)

SZONGOTH GÁBOR

Geo-Log Kft.

Nagyon érdekes a kutatófúrás értékeléséről neves szerzők által jegyzett tanulmány, de van egy erős hiányérzetem: nem szerepel benne mélyfúrás-geofizikai mérés. Számomra, aki 5. évtizede mélyfúrás-geofizikával foglalkozom, hihetetlen, hogy a 2000-es évek elején, Magyarországon létezik olyan földtani kutatófúrás, ahol nem végeznek mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokat. Szinte szégyelleném felsorolni, hogy egy komplex mélyfúrás-geofizikai méréssorozat hányféle méréstípust tartalmaz, és azokból mennyi információ származhatott volna.

Lehetséges, hogy a fúrás nem volt állékony (erről nincs említés a cikkben, csak a 63%-os magkihozatalról), de egy PVC-csővezetett fúrásban is lehetett volna teljes értékű természetesgamma-, mágneses szuszceptibilitás-, (indukciós) ellenállás- és hőmérsékletmérést végezni, sőt – némi kompromisszummal – a sűrűség- és a neutronporozitás-mérések is értelmezhetőek lehetnek.

Hogy hajóról lehet mérni, arra bizonyítékok a Dunán a 4-es metró nyomvonalkutatása során végzett sikeres mérések, vagy a 1980-as évek végén a Balatonon végzett sűrűségmérések.

Amennyiben a mérések hiányának anyagi probléma volt az oka, az sem menti a szervezőket, mert tudniuk kellett volna, hogy a tudományos célokat a Geo-Log mindig is feltétel nélkül támogatta, tehát forráshiány esetén legalább egy kérdést feltehettek volna nekünk, vállaljuk-e a mérést.

Válasz SZONGOTH G. hozzászólására

HORVÁTH, FERENC, VISNOVITZ FERENC

ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék. 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/c

Köszönjük SZONGOTH Gábor nagy szakmai hevülettel tett hozzászólását, amelyben csalódottságát fejezi ki amiatt, hogy a TFM-1/13 jelű balatoni sekélyfúrásban nem történtek mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok. Reméljük, hogy nincs kétsége afelől, hogy az általa „neves szerzők”-ként idézett szakemberek ismerik a komplex mélyfúrás-geofizikai mérések fontosságát és tisztában vannak azzal, hogy egy mai kutatófúrás teljességéhez a mélyfúrás-geofizikai szelvények is hozzá tartoznak. Természetesen az elvégzendő vizsgálatokat mindig a rendelkezésre álló pénzügyi keretek és a fúrás szakmai célja határozzák meg.

A források tekintetében talán felesleges hangsúlyozni azt, hogy egy egyetemi tanszék tele lehet jó ötletekkel és kutatási javaslatokkal, de az aktuálisan hozzáférhető anyagi keretek általában hiányoznak. Elvben kivétel képez az, ha hosszútávú szakmai tervezéssel kialakított kutatási pályázat és az ahhoz kapcsolódó fúrásos feltárás NKFI (OTKA) támogatást kap. A helyzet azonban az, hogy az NKFI (OTKA) olyan kutatásokat részesít előnyben, amelyekben jórészt meglévő terepi adatok alapján, jelentős hozzáadott szellemi értékkel születnek új eredmények. Ebből adódóan új fúrások kivitelezésére nem szívesen ad kutatási támogatást.

Szakmai szempontból a jelen fúrás alapvető célja az volt, hogy a balatoni tómeder alatt néhány méter mélységben elhelyezkedő, szeizmikus mérésekkel megismert földtani objektum eredetét tisztázzuk. Nevezetesen, a cikkben is bemutatott „buckás alakzat” értelmezésében heves vitáink voltak, hogy vajon egy forrásmész-kőből álló padot (hasonlóan a tihanyi gejzírtípkúpokhoz), vagy üledékcúszással létrejött torlódásos szerkezetet látunk-e. Ez a kérdés pusztán a litológia megismerésével egyértelműen eldönthető, annak alapján, hogy a fúrás mészkövet vagy enyhén deformált agyagos–homokos rétegeket harántol. Erre a kérdésre, amint azt a cikk kifejti, egyértelmű választ kaptunk.

Minden, ami ezen túlmenően nem tervezett kutatási eredményként született (pl. magnetosztatigráfia, Beizotópos kormeghatározás) ráadás volt, amelyet a szakmai lelkesedés, baráti kapcsolatok és külföldi források bevonása tett lehetővé.

A kútgeofizikai mérések szóba sem jöhettek ebben az igazán sekély (vízfelszíntől számítva 19,5 m-es) fúrásban, mert a hullámzó Balaton közepén, lehorgonyzott, de ennek ellenére is zavaróan imbolygó platform egyáltalán nem tette lehetővé egy fenntartható kút kiépítését. Hálásak lehetnek a sorsnak a Geo-Log Kft. munkatársai, hogy nem kértük meg őket baráti alapon arra, hogy ilyen körülmények között nyújtsanak feltétel nélküli támogatást a tudománynak.

Terveink között szerepel, hogy a jövőben konszolidáltabb viszonyok között további fúrásokat mélyítsünk a tó alatti rétegsor megismerésére és ennek során mindenképpen élni szeretnénk SZONGOTH Gábor nagyvonalú felajánlásával és szíves támogatásával.

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor

Események, rendezvények

Megemlékezés Videfalván az MFT megalakításának 170. éves évfordulójáról

170 évvel ezelőtt, 1848. január 3-án Videfalván öt kiváló magyar, név szerint KUBINYI Ágoston cs. kir. tanácsos, múzeumigazgató; KUBINYI Ferenc paleontológus, birtokos; MARSCHAN József cs. kir. bányász mérnök; PETKÓ János cs. kir. bányatanácsnok, selmeci tanárok és ZIPPER KERESZTÉLY András tanár megalakították a Magyarhoni Földtani Társulatot.

A kerek évforduló helyszíni megemlékezésére BAKSA Csaba, társulatunk elnöke egy videfalvai utat szervezett, ahová egy hét fős küldöttség utazott el: BAKSA Csaba elnök, BREZSNYÁNSZKY Károly ex-elnök, LEÉL-ÓSSY Szabolcs, SÓREG Viktor és UNGER Zoltán társelnökök, CSERNY Tibor főtitkár és Kis Annamária ELTE Ásványtani Tanszék, a fiatalok képviselőiben.

2018. január 11-én a videfalvai kastélyban, a Kubinyi és az Asbóth család egykori lakhelyén, ahol napjainkban az Isteni Ige Társasága (Societas Verbi Divini) szerzetesrend novíciusháza van, BARÁTH Bertalan SVD atya, rektor fogadta nagy szeretettel a küldöttségünket. Bertalan atya volt az, aki az öt évvel ezelőtti, a jelenleginél jóval nagyobb számú résztvevők jelenlétében, a társulat 165. éves évfordulója alkalmával megszentelte azt az 1994-ben felállított emléktáblát, amely a társulat megalapításának eseményét hirdette.

A mostani látogatásunk során BAKSA Csaba elnök úr rövid beszédben méltatta hazánk második legrégebbi, természettudományi társulata megalapításának jelentőségét, kiemelve a Magyarhoni Földtani Társulat és az Isteni Ige Társaság hagyományok őrzése iránti elkötelezettségét. Ezt követően került sor az emléktábla megkoszorúzására, majd a kastély kertjének és kápolnájának megtekintésére. Utóbbi helyszínen Bertalan atya imádkozott a társulat és a társaság közötti baráti kapcsolatokért, valamint mindkét társaság jövőbeli sikeres és eredményes működéséért.

A megemlékező találkozást követően küldöttségünk a Somoškői várhoz vezető út menti, hangulatos Terasz étteremben baráti beszélgetés során értékelte a nap fontos és lelkiileg felemelő eseményét.

Az ünnepi megemlékezésen készített fényképek a társulati honlapon, illetve az alábbi linken tekinthetők meg:

https://photos.google.com/share/AF1QipMu53gJ20vz_Cf4FljInnJM0x1Cx3G4TPKHg7ZhGirE_WXqwmq5uDejZJ-S0nCLQ?key=VG9NTkRiR21ZMmJ0Yzc0ajZBNjVXSz5QW0zWUUpn

CSERNY Tibor

13. Téli Ásványtudományi Iskola, Veszprém, 2018. január 19–20.

A Téli Ásványtudományi Iskola az ásványtani és rokon tudományterületek kutatóinak szakmai továbbképző műhelye és egyúttal az aktuális kutatási eredményeket bemutató konferencia. 2018-ban az MTA Veszprémi Területi Bizottságának székházában,

a veszprémi Várban rendeztük az iskolát, a másfél napos programban 82 résztvevő 23 előadást hallgatott meg.

Idén elsősorban a „kísérletes ásványtan” témájában vártunk előadásokat. Az ásványok képződésének körülményeit, a tulajdonságaik kialakításában szerepet játszó tényezőket sok esetben laboratóriumi kísérletekkel tudjuk leghatékonyabban megérteni. Mind a nagy hőmérsékleten és/vagy nyomáson, mind a földfelszíni körülmények között végzett kísérletek, a kristályos anyagok szintézisével, reakcióival foglalkozó kutatások eredményeiről szóló beszámolók szerepeltek az idei konferencián.

Meghívott vendégünk, Huifang XU professzor (University of Wisconsin, Madison) két, a földtudományokban rendkívül fontos ásványcsoportról tartott hosszabb előadást: pénteken a karbonátok, ezen belül is elsősorban a dolomitképződés ásványtani, szedimentológiai, környezeti, korai Földdel és bioásványtannal kapcsolatos aspektusai szerepeltek, míg másnap a plagioklászok szubszolidus fázisviszonyai, a két szélső tag közötti összetételű (~An20 – ~An75) ásványok modulált szerkezete, stabilitása volt a téma. Mindkét előadás az egyetemi szintet jelentősen meghaladó ismereteket közvetített, sajátos, lendületes előadói stílusban.

A további program témák szerint tagolódtak blokkokra. Egy népes kutatócsapat barlangi karbonátképződéssel kapcsolatos eredményeit tárgyalta három előadás a környezeti feltételekről (CZUPPON György), a barlangi kiválások kísérleti szimulációjáról (BERÉNYI Bernadett) és a mikroorganizmusok szerepéről (ENYEDI Nóra). A balatoni kalcitképződés kísérleti modelljét mutatta be MOLNÁR Zsombor.

A karbonátos témák után nagyobb nyomású és/vagy hőmérsékletű kísérletek, illetve módszertan bemutatása következett: NÉMETH Péter az extrém körülmények között képződő gyémánt szerkezeteket tárgyalta, KOVÁCS István a nagynyomású kísérletekről adott áttekintést, BÍRÓ Tamás pedig a kvarc dehidratációjának IR vizsgálatáról. KRISTÁLY Ferenc a különféle kísérleti technikák hatására lejátszódó ásvány-átalakulásokat foglalta össze, KOVÁCS Jánostól pedig a proppantok mibenlétéről tájékozódunk.

A péntek délutáni programot egy vegyes blokk zárta: DALLOS Zsolt előadása körüljárta a csonttal kapcsolatos fogalmi ellentmondásokat, majd VICZIÁN István a szikes talajokban lévő agyagásványok stabilitási viszonyait elemezte SZENDREI Géza kísérleti eredményei alapján. Ezután a börszónyi korund nyomelem-geokémiájával (KÓVÁGÓ Ákos és Thomas Pieter LANGE), a drágakövek szintézisének módszereivel (TAKÁCS József), és a legnagyobb ismert ametisztgeoda történetével (PAPP Gábor) ismerkedtünk.

Szombaton a meghívott előadó földpátos témájához némiképp kapcsolódva ÚJVÁRI Gábor a földpátok lumineszcens korhatározásban játszott szerepét tárgyalta, BENKÓ Zsolt pedig az Atomki új műszeres lehetőségeivel ismertette meg a hallgatóságot. Ezután a kísérletes ásványtani témák folytatódtak, a cirkon He-besugárzás hatására bekövetkező szerkezeti változásai (VÁCZI Tamás), valamint természetes szulfidásványok képződésének laboratóriumi szimulálása (KÓTAI László) révén. A programot egy érdekes vegyes témájú blokk zárta, amelyben termikus átalakulások reakciókinetikájáról (ORBÁN Richárd), tihanyi üledékek mágneses tulajdonságairól (CSONTOS András), valamint az egyedi csontkristályok nanoszerkezetéről (Kis Viktória) tájékozódhattunk.

Az egyes blokkokat élénk vita követte. A teljes program megtalálható az iskola honlapján: <http://mposfai.hu/TAI/ta.htm>.

Az iskola szakmai gazdája az MTA Geokémiai, Ásványtani és Kőzettani Tudományos Bizottságának Nanoásványtani Albizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtani–Geokémiai valamint Agyagásványtani Szakosztálya. Az iskola anyagi háttérrel ezúttal a VEAB biztosította.

PÓSFAL Mihály

Földtani és kultúrtörténeti értékeink nyomában az Aggteleki karszton

2017. január 19–20-án a Magyarhoni Földtani Társulat 6 éves, „Földtudományi és kultúrtörténeti emlékek nyomában” c. kirándulássorozatának 8. programjaként 38 fővel, bérelt autóbusszal Borsod-Abaúj-Zemplén megyébe látogattunk.

Elsőként a sajtószentpéteri református nagytemplomot néztük meg, amely eredetileg a 14. században gótikus stílusban épült, de több helyen reneszánsz és barokk elemek is előfordulnak benne. Különleges értékei a gazdagon faragott szószerűk, és a nagy kiterjedésű, népi művészeti karzat voltak.

A szalonnai Árpád-kori kis templom volt a következő megálló. Itt egy 11. században épült kis kerek kápolnát bővítettek ki román stílusban a 12–13. században. A múlt századi restaurálásnak köszönhetően több eredeti freskót is megcsodálhattunk a helyi presbitérium egyik tagjának bőséges és hozzáértő szakmai idegenvezetésével.

A Szalonnai-karszton megkerülve a Bódva-völgyében érkezünk az Esztramos-hegy különálló, a Szalonnai-karsztról leszakadt tömbjének a tövébe, a Rákóczi-barlang bejáratához.

Itt két csoportra oszlott a társaság: az egyik csoport a hajdani bányatárón keresztül közelítette meg a múlt századi bányászat során feltárult, fokozottan védett Rákóczi-I. sz. barlangot. Itt az 1800-as évek végétől mélyművelésben fejtették a vasércet, majd a II. világháború után a hegy tetején kőbányát nyitottak a triász időszak, Steinalmi Mészkövben. A kitermeléshez egy függőleges ledobó aknát létesítettek, majd onnan futószalaggon szállították a hosszú táron keresztül a felszínre a követ.

A nagyméretű, két nagy tavas teremből, és az azt összekötő járatból álló barlang fantasztikusan gazdag kalcitkiválásairól nevezetes. A karsztvíz szintjét jelentő tavak zöld színűek, fölöttük a 20 métert is meghaladó belmagasságú termék oldalában rengeteg a függőcseppkő, melyeket mindenfelé nagyméretű borsókövek borítanak. Helyenként 10 cm-t is elérő méretű heliktiteket (görbe cseppköveket) is láthattunk.

A másik csoport ezalatt felkereste a közeli, tornaszentandrási katolikus templomot, amely Magyarországon egyedülálló kettős szentélyéről nevezetes. A kisméretű, 12. században emelt román stílusú templomot a 13. században gótikus stílusban kibővítették. A múlt századi restaurálásnak köszönhetően szép, eredeti freskókat is láthattunk benne. Itt is igen látványos a faragott szószerűk és karzat.

Másfél óra elteltével a két csoport cserélt, így mindenki mindkét nevezetességet megnézhet.

Innen Jósvald, a Tengersizem Szállóhoz utaztunk. Vacsora előtt megnézhattuk a II. világháború előtt KESSLER Hubert, akkori barlangigazgató saját tervezésű lakóházát is, amiben gazdag barlangászati gyűjteményt láttunk korabeli dokumentumokkal, tárgyi emlékekkel és részletes szakmai tájékoztatóval.

Másnap reggel busszal a Baradla-barlang aggteleki főbejáratához utaztunk. A Rákóczi-barlanghoz hasonlóan, az UNESCO Világörökség listáján szereplő barlangot LEÉL-ŐSSY Szabolcs szakmai vezetésével csodáltuk meg.

A 26 km-es rendszer főágába indultunk. A csoport kisebbik része csak az aggteleki rövid túrát (Teknősbéka-terem – Hangverseny-terem – Fekete-terem – Tigris-terem – Oszlopok csarnoka és Csipke-terem) járta végig a Wettersteini Mészkövben, majd a busszal elutazott Rozsnyóra. A többiek visszatértek a Hangverseny-terembe, és a Csónakázó-tó mellett elhaladva jutottak a barlangjártat középső, kivilágítatlan részébe. Itt a száraz, de hosszabb utat választva a Viasz-utcán és Libanon-hegyén keresztül jutottunk el a Vas-kapuzhoz, majd a Törökmeccset-ág és a Retek-ág bejáratát érintve értünk el a vörös-tői bejárat alá. Innentől ismét lebetonozott úton haladva láthattuk a rendkívüli szépségű jósvafői szakaszt, az út nagy részben Steinalmi Mészkövben haladva. A Vetődéses-terem környékén elértük a már szinte cseppkőmentes Gutensteini Formáció Mészkövét és dolomitjét. Útközben különböző ősmaradványokat (ammoniteszt, csigát és crinoideát) is láthattunk a falban kipreparálódva. Az Óriások-termében zenét is tudtunk hallgatni, hogy kiélvezhessük a terem egyedülálló akusztikáját. Így a hatalmas méretű, gazdag cseppkőveiről nevezetes barlang utcai ruhában is bejárható magyarországi szakaszát teljes egészben megnéztük.

A Rozsnyóra átránduló csoport felkereste a Bányászmuzeumot, ahol a látványos kőzet- és ásványkiállítás mellett népi ipari és népművészeti gyűjteményt is elhelyeztek. Az épület alatt kialakított bányavágot is meglátogattak. Emellett megnézték a Főtér, a Bányászok terének nevezetes épületeit is.

A jó hangulatú, érdekes kirándulás méltó folytatása volt a több éven át tartó sorozatnak.

A kiránduláson CSERNY Tibor főtitkár által készített fényképek albumai megtekinthetők az alábbi linkeken:

1. Sajtószentpétertől Rozsnyóig: kultúrtörténeti emlékek nyomában

https://photos.google.com/share/AF1QipOL3bmxQ5ujSFZRouYN84J_ibQvEyicAFf3115ZAZJJAJ-_0nW1JVamjiIG4JaEug?key=UOV3anJUblBKRTZkTm40dHZBYzktbWM3eDtSHIR

2. Esztramosról Aggtelekig: barlangi csodák nyomában

https://photos.google.com/share/AF1QipPLtOear2MFdHUlywkpXusHiPuWZ_zj6e7EnhKv1-NWYs150MEsbS6mH9nf1KXTbw?key=alNVkxSRndKSG5sNmJCZGxKcUJ0bDJQbklvald3

LEÉL-ŐSSY Szabolcs

Befejezetlen történet

Emlékezés a recski mélyszint felfedezésének

50. évfordulóján

Nagy nemzetközi és hazai érdeklődés mellett rendeztek konferenciát Recsken, 2018. február 8-án.

1967-ben ismerték fel a recski mélyszint porfíros rézérc jelleget. A felismerés GAGYI Pálffy András bányamérnök, OÉÁ főmérnök, CSEH-NÉMETH József OÉÁ főgeológus és MORVAI Gusztáv, a KFH elnökhelyettese nevéhez kapcsolódik.

Erre az eseményre emlékezett a 120 főnyi résztvevő a recski Bányász Művelődési Házban megtartott konferencián, amelynek házigazdája Recsk Önkormányzata volt, szervezésében a Magyarhoni Földtani Társulat mellett több szakmai társszervezet is részt vett. A rendezvényen résztvevők a hazai intézményeken kívül Finnországból, az Egyesült Királyságból, Kanadából és Szerbiából érkeztek.

Az esemény bevezetőjeként ZELENKA Tibor, az OÉÁ Rézérc Műveit méltató beszéde után a jelenlévők megkoszorúzták dr.

GAGYI-PÁLFFY András emléktábláját. A konferenciát NAGY Sándor polgármester köszöntője nyitotta meg. Ezt követően BAKSA Csaba, az MFT elnöke, egykor szintén a rézércutatókat vezető geológus emlékezett vissza a kutatások történetének fő csomópontjaira, legfontosabb résztvevőire. Előadása után FÖLDESSY János, professzor emeritus (Miskolci Egyetem) beszélgetett a munkákban résztvevő három jelentős szakmai szereplővel, ifj. GAGYI PÁLFFY András bányamérnökkel, a RÉV későbbi igazgatójával, ZELENKA Tiborral, és SÓTÉR Vilmos elektromérnökkel, aki az Bányászati Aknamélyítő Vállalat állományában vezetőként dolgozott az aknák és a főfeltáró vágatok létesítésén. A személyes emlékek mellett számos érdekes, alig ismert tény, politikai háttér, gazdasági környezetre jellemző információt tudhattunk meg az időkorlátok miatt rövidre szabott beszélgetés során. SZONGOTH Gábor (geofizikus, egykor ELGI, ma Geo-Log Kft.) számokban összegezte az igen jelentős fúrás munkákhoz kapcsolt fúrólyuk- szelvényezéseket.

A szünet után MOLNÁR Ferenc kutatóprofesszor (geológus, Finn Földtani Szolgálat) tömör összefoglalója következett a Recskre ma alkalmazható ércesedési modellekről, a felfogás időbeli változásáról. Ezután SZEBÉNYI Géza (geológus mérnök, MBFSZ) taglalta a lelőhelyről készült ásványvagyonebecslések módszertani változásait, és a számszerű vagonparaméterek alakulását a különböző becslési eljárások függvényében. TÓTH Szabolcs (geológus technikus, Rotaqua Kft.) az Recski Ércbányászati Alapítvány kuratóriumi tagja rövid összefoglalójában a dokumentáció és a mintaanyag megőrzésének szerepét, nehézségeit, jövőbeli fontosságát hangsúlyozta. Az ülés ZELEI Gábor (geofizikus mérnök, MBFSZ elnöke) összefoglaló zárásával fejeződött be, aki hangsúlyozta az ásványvagyongazdálkodás fontosságának szerepét, továbbá kiemelte az MBFSZ részéről tett fontos lépéseket a minél jobb adatszolgáltatás érdekében.

Ebéd után a résztvevők az ércbánya Katalin-táró szintjén TAMAGA Ferenc (bányamérnök, műszaki igazgató, Nitrokémia Zrt.) tolmácsolásában kaptak részletes információt a Lahóca létesítményeinek és meddőhányóinak rekultivációs és kármentesítési munkáiról.

A rendezvényen készült fényképfelvételek az alábbi linken megtekinthetők:

https://photos.google.com/share/AF1QipP4mHKUaIXjnQNEVLSS_f1oD18Pns0h9-L4eZ_NNtDh_-ynXT-XtA12xWDGcc9soA?key=b0JRY1JSMGI0MIZsVjdUV1pOOHZmRndwaHg0d0tn

FÖLDESSY János

Az „Ősvány-csapat” mini kiállítása a Lelkes Ásványbörzén

Február 24–25. között a MOM Sportközpontban rendezett Lelkes Ásványbörzén az MFT is szerepelt az „Év ásványa” és az „Év ősmaradványa” programmal. A fluorit ásványt és a *Balatonites* ammoniteszt, a börze szervezőivel együtt, mini kiállítás keretében vitrinekben, fotókon és posztereken mutatta be a társulat lelkes „ősványos csapata”, akik ezen kívül interaktív játékokkal,

bemutatókkal, puzzle-vel, és színező lapokkal szórakoztatták a látogatókat. Kicsiket és nagyokat egyaránt. A program szervezésében és lebonyolításában FELKERNÉ KÓTHAY Klára program koordinátor, HARMAN-TÓTH Erzsébet, DÉNES István Anzelm és MAGYAR János (aki reggeltől estig kitartott mindkét nap) vettek részt aktívan.

A fotókiállítás KUPI László és TÓTH László fotóiból készült, a legszebb fluoritokat magánygyűjtők mutatták be. Az év ásványáról, a fluoritról mindkét nap KUPI László geológus tartott ismeretterjesztő előadást.

Az Ásványbörze két napján több ezer érdeklődő fordult meg. A rendezvényről készült fotóalbum linkje:

https://photos.google.com/share/AF1QipP6FTIZdOLg2x-GgIGvTKGZ7uNHoKvsEExqw1bKIS7fvFck_i45ftL1ga4MW_JA?key=RlpFZEFmMIY0bWVDczdPTnZ4VVZQd05aX2RkaDZB

CSERNY Tibor

Személyi hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy elhunyt BÁTOVSZKI István (1942–2017), VÁRADI Tamás (1965–2017), FARKAS Zoltán (1942–2018), MORVAI Gusztáv (1930–2018), TÓTH Andor Tihamér (1944–2018) tagtársunk. Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él! Nyugodjanak békében!

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönjük minden tagtársunknak, azoknak is, akik nevük mellőzését kérték, hogy a 2017. évben önkéntes jövedelemarányos tagdíjikkal, vagy egyéb adományokkal támogatták Társulatunk munkáját: ÁGOTAI György, BAKSA Csaba, BÁLDI Katalin, BALI Enikő, BOTH Mária, BREITNER Dániel, DANK Viktor, FEHÉR Béla, FODOR Béla, GALÁZS András, GOMBOR László, HATVANI István Gábor, Hollósy Miklós HOLODA Attila, HORVÁTH Zoltán, JESZENŐI Gábor, KASZAP András, KISS János, KISS Péter, Gábor, KISVARSÁNYI Géza, KOMLÓSSY György, KOPECSKÓ Katalin, KOVÁCS Gábor, KOVÁCS László, KUTI László, LEMBERKOVICS Viktor, MAJOROS György, MINDSZENTY Andrea, NÉMETH Norbert, PAPP Lajos, RANCS Balázs, SCHAREK Péter, SZEBÉNYI Géza, SZONGOTH Gábor, TOMPA Richárd, TÓTH Erzsébet, TÓTH Sándor, TURTEGIN Elek, UHRIN András, UNGER Zoltán, VÁRADI Eszter, VÖRÖS Attila, WEISZBURG Tamás, ZAJZON Norbert, ZSADÁNYI Éva

Támogatásuk és néhány további cég: GEO 21 Kft., Kőmérő Kft., Geochem Kft. támogatása tette lehetővé, hogy a Társulat Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztálya létre hívja a BÁRDOSSY György Emlékéremet, amelyet első ízben a 2018. évi 168., Tisztújító Közgyűlésen adunk át.

Tartalom — Contents

BAKSA Csaba: Dr. MINDSZENTY Andrea köszöntése.	3
GALÁCZ András, VÖRÖS Attila: Egy itáliai utazás.	5
HAAS János, GYÓRI Orsolya, KOCSIS T. Ádám, LANTOS Zoltán, PÁLFY József: A triász és a jura időszak határán lezajlott globális krízis és annak nyomai magyarországi rétegsorokban. — <i>Global crisis at the Triassic-Jurassic boundary and its stratigraphic record in Hungary.</i>	9
GYÓRI Orsolya, MINDSZENTY Andrea, HAAS János, CZUPPON György: Dolomittest a tatai Kálvária-domb alsó-jura mészkövében. — <i>The dolomite body in the Lower Jurassic limestone of the Kálvária Hill, Tata.</i>	27
TARI, Gábor, LINZER, Hans-Gert: Austrian versus Hungarian bauxites in an Alpine tectonic context: a tribute to Prof. Andrea MINDSZENTY. — <i>Osztrák és magyar bauxitok egy alpi tektonikai keretben: tisztelet MINDSZENTY Andrea professzornak.</i>	35
LEÉL-ÓSSY Szabolcs, VIRÁG Magdolna: Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). — <i>Developments in the speleology of the Buda Hills in the last two decades (with a special focus on the Rózsadomb and its surroundings).</i>	45
MÁDLNÉ SZÓNYI Judit, ERŐSS Anita, HAVRIL Tímea, POROS Zsófia, GYÓRI Orsolya, TÓTH Ádám, CSOMA Anita, RONCHI, Paola, MINDSZENTY Andrea: Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai-termálkarszton. — <i>Fluids, flow systems and their mineralogical imprints in the Buda Thermal Karst.</i>	75
Vita	
SZONGOTH Gábor levélváltása HORVÁTH Ferencsel és VISNOVITZ Ferencsel	97
Hírek, ismertetések (összeállította: CSERNY Tibor)	99

