

Virág Magdolna

TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS A BUDAI BARLANGOK KELETKEZÉSÉRŐL – A KLASSZIKUS KARSZTFEJLŐDÉSTŐL A HIPOGÉN BARLANGKÉPZŐDÉSIG

BEVEZETÉS

A Budai-termálkarszt (különösen a Rózsadomb) barlangjainak kialakulásáról az elmúlt több mint száz év alatt sokféle elképzelés született, melyek a barlangfeltárások gyarapodásával és a barlangok megismerésével, valamint a tudomány fejlődésével és a kutatások eredményeivel együtt változtak. Jelenleg már közel száz, összességében több mint 50 km hosszúságú (nagyraoszt már a vízszint feletti, vadózus, kisebb részben viszont még víz alatti, freatikus zónában húzódó, aktív) rózsadombi barlangjáratban kutathatók a barlangképződés oldódási-elváltozási jelenségei és barlangi kiválásai.

Kezdetben a „klasszikus” karsztos területek „hideg vizes”, patakos barlangjainak analógiája alapján az akkor még kis számban és kis kiterjedésben ismert budai barlangokat is kivétel nélkül – a mai nevezéktan szerint –, az *epigén karsztosodási folyamatokkal* magyarázták (pl. CHOLNOKY J. 1925; SCHAFARZIK F.–VENDL A. 1929), és az üregek képződését a felszínről beszivárgó, illetve a víznyelő-kön keresztül felszín alá jutó csapadékvíz korróziós és eróziós hatásának tulajdonították. Az elmúlt közel száz év alatt a barlangok keletkezésére vonatkozó vélemények sokat változtak. Néhány korábbi munka a jelenleg legáltalánosabban elfogadott elmélet néhány elemét már tartalmazta (pl. PÁVAI-VAJNA F. 1930; KESSLER H. 1936), – azonban ezek később részben sajnos feledésbe merültek. Ma már közismert tény, hogy a Budai-termálkarszt (pliocén)-pleisztocén barlangjainak képződése szorosan összefügg a Duna mentén jelenleg fakadó meleg és langyos forrásokkal, és a fő üregek képződést megelőző miocén kori hidrotermás eseményekkel, valamint az ún. „kovás” elváltozásokkal is. Az UNESCO Világörökség listára jelölt Budai-termálkarszt (Rózsadomb és környéke, in HAZSLINSZKY *et al.* 1993) a hipogén karsztok nemzetközi érdeklődésre is számot tartó típusterülete (vö. DUBLYANSKY, Y. V. 1995; FORD, D.C.–WILLIAMS, P.W. 2007; KLIMCHOUK, A. 2007; PALMER, A.N. 2007; GOLDSCHIEDER *et al.* 2010), ahol a karsztjelenségek, barlangok keletkezése nem a közvetlen felettük elterülő felszínről beszivárgó vizekre, hanem a mélyen a felszín alatt zajló bonyolult közet-víz (termálvíz) kölcsönhatásra vezethető vissza.

Mindezek felismeréséig hosszú tudományos út vezetett. A cikk a korábbi szakirodalmak alapján a budai barlangokra és a termálkarsztos, illetve hidrotermás eseményekre vonatkozó ismereteket és azok változását taglalja.

A KEZDETI KUTATÁSI EREDMÉNYEK (TERMÁLFORRÁSOK, HIDROTERMÁS ÁSVÁNYKIVÁLÁSOK ÉS ELVÁLTOZÁSOK)

A budai barlangok megismerésének története a XX. század elejéig nyúlik vissza. A néhány természetes módon felszínre nyíló üreget leszámítva a mélyben húzódó barlangok korábban ismeretlenek voltak, és bár a XIX. század kőfejtői már feltárhattak kisebb üregeket, ezeknek akkor még nem tulajdonítottak jelentőséget. A Duna partján sorakozó gyógyfürdőket tápláló termál (meleg) és langyos forrásokkal, illetve

az azokhoz közvetlenül kapcsolódó forrásbarlangokkal azonban már a korábbi időkben is foglalkoztak. *MOLNÁR JÁNOS* (1869) részletesen elemezte a rózsadombi meleg forrásokat, és leírásában (a Császár és Király fürdő vizének „kénzaga” és kéntartalmú kiválásai mellett) említést tett a József-hegy lábánál fakadó langyos vizű források természetes üregeiről is. A Gellért-hegyi források ismertetése kapcsán kitért a hasadékok és forrásbarlangok (Rácz fürdő és Rudas fürdő természetes forrásai) elváltozott kőzeteire, üledékeire és kiválásaira, valamint rövid leírást közölt a hegy K-i sziklafalában húzódó kis üregekről is.

A Budai-hegység földtani viszonyait bemutató első összefoglaló leírásában *SZABÓ JÓZSEF* (1858) megemlítette korának ismert kőbányáit, azonban a fejtés során már feltehetően megnyílt barlangüregekre, és a meleg források tevékenységével és a karsztosodással kapcsolatos folyamatokra még nem tért ki. A kőfejtőkben megfigyelhető üregekről és a repedésekben található kalcit- és barittelékekről, illetve a repedések, üregek mentén likacsossá, laza szerkezetűvé váló kőzetekről és „elkovásodásukról” először *HOFMANN KÁROLY* (1871) munkájában olvashatunk.

A korai kutatások és leírások (pl. *SCHRÉTER ZOLTÁN 1912; SCHAFARZIK FERENC 1921; SCHERF EMIL 1922*) sokat foglalkoztak a felszínen, illetve a kőfejtőkben is jól tanulmányozható kőzetelváltozási jelenségekkel, és a repedéseket kitöltő ásványkiválásokkal. Ezeket hidrotermás eseményekhez kötötték. A kevés ismert barlangjáratot akkor még csak érintőlegesen említették. *SCHRÉTER Z.* (1912) úgy vélte, hogy a hévizek eredetéért a Visegrádi-hegység miocén andezit vulkanizmusa a felelős. Ezt a gondolatot (a meleg vizek utóvulkáni eredetét) ezután közel száz éven át minden munka elfogadta. *SCHRÉTER Z.* szerint a „kovásodás” kovasavas utóvulkáni források kiválásaként értelmezhető, és ezt a barit és fluorit megjelenésével együtt a hévforrásműködés első fázisába sorolta. A második fázisban szerinte a hévforrások már karbonátot lerakó vizekké alakultak, és ehhez kötötte a pleisztocén-holocén korúnak tartott mésztufa szinteket. *SCHAFARZIK F.* (1921), *SCHRÉTER Z.* (1912) gondolatát folytatva – úgy vélte, hogy a kovasavas és a meszes források folyamatos átmenetet képeznek egymásba: a kezdeti juvenilis hévizek gejziritet raktak le, a folyamat végén pedig a vadózus vízből történő travertínó-kiválások lettek jellemzők. A „kovás” kiválásokkal indítva a következő hévizes paragenetikai sort állította fel: kvarc-1, pirit, barit-1, fluorit, kvarc-2, dolomit, kalcit-1, barit-2, kalcit-2, kalcit-3, aragonit, travertínó. *SCHRÉTER*rel szemben *SCHAFARZIK F.* a Velencei-hegységi vulkanizmust jelölte meg a kovásodás távoli hatótényezőjeként. *SCHERF E.* (1922) nem foglalt egyértelműen állást sem a Velencei-hegység, sem a Visegrádi-hegység esetleges utóvulkáni hatásával kapcsolatban: véleménye szerint egymást követő időszakokban akár mindkét folyamatnak szerepe lehetett a hévforrások működésében. Ő hatótényezőként szénsavas utóvulkáni működést feltételezett, és a gejzirként feltörő vizek hőmérsékletét 120–130 °C-osnak becsülte. A szénsavas meleg vizek hatására kialakult hidrotermás jelenségnek tartotta pl. a dolomit porlódását, a márga elváltozását, a kovásodást, az FeO(OH) képződését, a „limonitos” elszíneződést és a különböző agyagok („festékföldek”) átalakulását és képződését. A tektonikai folyamatok által összetört területeken a hévforrások működését, a hidrotermás hatásokat, így a kovásodást is a hegység területén általános jelenségnek gondolta; véleménye szerint azok később húzódhattak vissza mai „termális” vonalukhoz, a Dunához. A hálózatos törések mentén kialakult Pál-völgyi-barlangban tett megfigyelései alapján azt feltételezte, hogy először a törések mentén feláramló hévizek elváltoztatták, átkristályosították a kőzetet (bryozoás márgát), és az így létrejött „laza kristályport” később az áramló karsztvizek feloldhatták, és mechanikailag el is szállíthatták.

A BARLANGOK KELETKEZÉSÉNEK KEZDETI ELKÉPZELÉSEI (A BESZIVÁRGÓ HIDEG VÍZ ÉS A HÉVFORRÁSOK SZEREPE)

A hévforrások hatásának tulajdonított elváltozásokkal és kiválásokkal szemben a kiemelt helyzetű rózsadombi barlangok képződését kezdetben még a „klasszikus” „hideg vizes” karsztfejlődés folyamataival magyarázták (pl. *CHOLNOKY J. 1925*). A *SCHAFARZIK F.–VENDL A.* (1929)-féle könyv is a Pál-

völgyi-barlang képződését még a felszínről hasadékok mentén beszivárgó hideg vizek oldó hatásával magyarázta.

Számos szerző (pl. *CHOLNOKY J. 1925, 1944; CRAMER, H. 1929; KADIĆ O. 1931, 1936; BORBÁS I. 1934*) a felszínről repedéseken keresztül beszivárgó-befolyó csapadékvizek korróziós-eróziós, hasadékot tágító hatását tartotta a fő barlangképző tényezőnek, és a hévforrások működésével csak néhány jelenséget magyaráztak (például márga elváltozása, meleg vizes barlangi kiválások, gipsz, travertínó, „gejzirit”). A felszínről beszivárgó csapadékvizek és a mélyből feltörő hévizek hatásáról azt feltételezték, hogy időben egymás után akár többször is megismétlődve követték egymást. Időközben a Szemlő-hegyi- (1930) és a Ferenc-hegyi-barlang (1933) felfedezése csupán árnyalta ezt a képet.

A Pál-völgyi-barlang keletkezéséről szóló írásában *CHOLNOKY JENŐ* (1925) a rózsadombi travertínók szerepével is foglalkozik. Szerinte ezek az egykori Duna-meder mentén feltörő hévforrásokból váltak ki, és az eocén kőzetek repedéseibe is belerakódtak. A Duna bevágódása miatt a meleg források később mélyebb szintekre helyeződtek át, és az eredeti térszín repedései ettől kezdve a csapadékvíz számára biztosították a beszivárgás lehetőségét. A víznyelők mentén a mélybe jutó víz a repedéseket oldotta, tágította, és függőleges barlangjáratokat alakított ki. Későbbi munkájában (*CHOLNOKY J. 1944*) a Szemlő-hegyi-barlang keletkezésével kapcsolatban azt feltételezte, hogy az korábban jött létre, mint a Pál-völgyi-barlang, amelynek a helyén akkor még szerinte a hévforrások törtek fel. Úgy vélte, hogy a Duna alacsony vízállása idején a barlang „klasszikus” hideg vizes módon fejlődött, magas vízállás esetén azonban a meleg víz is felduzzadt, elöntötte a barlangüreget, amit szerinte a vízből kivált, aragonitnak tartott, a falakat egy határozott szintig mindenütt beborító „vesés” vagy „kelvirág” formájú „travertínó” képződmények is bizonyítanak. Később a barlang mélyülésével már ezt a barlangot is a felszínről befolyó karsztvíz alakította tovább. A Ferenc-hegyi-barlang járatainak tengerszint feletti magasságából arra következtetett, hogy abban soha nem tört fel a meleg víz.

CRAMER, H. (1929) a Pál-völgyi-barlang keletkezését *CHOLNOKY*hoz hasonlóan képzelte el. Lényeges különbség azonban, hogy ő a travertínókat – *SCHRÉTER*hez (1912) hasonlóan – gejzírek működéséből származó gejziriteknek gondolta. Felfigyelt a barlangjáratok hálózatos elrendeződésére és a tömegesen megjelenő gömbüstszerű bemélyedésekre, amelyeket ő még a hideg vizek örvénylő mozgásához kötött eróziós üstként értelmezett. A barlang képződését három fázisban (hideg vizes, víznyelős – hévizes – újabb hideg vizes, víznyelős) képzelte el.

KADIĆ OTTOKÁR (1936) elmélete szerint először a felszínről víznyelőn keresztül befolyó csapadékvíz oldotta a mészkövet, eróziójával pedig tágította a hasadékokat, kialakítva a hálózatosan elhelyezkedő barlangjáratokat. Az örvénylő barlangi patak hozhatta létre az eróziós üstöknek vagy örvényüstöknek tartott oldásformákat. Később a hasadékok mentén a mélyből feláramló meleg vizek tovább tágították a mészkő járatait, és ezzel egyidejűleg a márgát is oldották és elváltoztatták, átalakították („elkovásították”, „porhanyóssá tették”). A Pál-völgyi-barlangban a laza, elváltozott márga anyaga kitölthette és eltömthette a járatokat. A Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlangban a meleg vízzel hosszú ideig elborított szakaszokon a „kőrózsák”-nak nevezett „cseppkőbekéregzés”-hez hasonlító, akkor még aragonitnak vélt ásványkiválások keletkeztek, amelyek egy bizonyos magasság alatt mindenhol megjelennek. A gipszkristályokat is hévizes kiválásként értelmezte. A terület emelkedését és a hévforrások visszahúzódását, alacsonyabb szintre helyeződését követően ő is a felszínről bejutó csapadékvíz szerepét említi. Úgy vélte, hogy a feltételezett barlangi patak a járatokból eltávolíthatta az elváltozott márga oldási maradékának nagy részét. Ettől *BORBÁS ILONA* (1934) véleménye csak annyiban tér el, hogy a Szemlő-hegyi-barlang hideg vizes örvényüstjei mellett már elkülönítette a járatok felső részére jellemző, szerinte a mélyből feltörő hévizek hatására létrejött gömbfülkéket. Ő a „cseppkőszerű” bekéregzéseket a hideg karsztvízszint emelkedéséhez és stagnálásához kötötte, és csupán a gipszkristályokat tartotta hévizes eredetűnek. Szerinte a felszíni vízhálózat későbbi átrendeződésével a második hideg vizes fázishoz kötött víznyelők eltömődhettek, így a barlang inaktívvá („elhagyott teraszbarlanggá”) vált. Az álló és függő

cseppkövek képződését – helyesen – a későbbi hideg vizes fázisba helyezte. Helyzetük (jelenlegi tengerszint feletti magasságuk) alapján a Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangot pliocén korúnak, a Pál-völgyi-barlangot pedig korapleisztocénnek feltételezte.

MATOLAY T. (1934) a Szemlő-hegyi-barlang képződését öt szakaszra osztotta: felső, majd alsó aktív barlang hideg vizes (víznyelős) keletkezése, a barlang szárazzá válása, cseppkövesedése, az alsó barlangrész feltöltődése karsztvízzel (hévízfeltörés és mésztufaképződés), végül újabb szárazzá válás (cseppkövesedés). A hideg és meleg vizek barlangképződésben játszott szerepéről olvashatunk még *JASKÓ S.* (1932, 1936a,b) munkáiban is, aki a gömbszerű oldásformákat szintén örvényüstökként írta le.

A barlangok genetikájára vonatkozó, (részben) hideg vizes eredetet támogató elképzelések néhány esetben még évtizedek múlva is febukkantak. *PANOŠ, V.* (1960) a barlang kioldódását a beszivárgó hideg vizekhez kötötte, és a „gejzirkúpokon” keresztül feltörő hévizek szerepét csak a barlangi kiválások képződésében tartotta lehetségesnek. Később *KORPÁS LÁSZLÓ* (in *KLEB et al. 1993*) is a barlangok alapvetően hideg vizes oldódását hangsúlyozta.

A BUDAI BARLANGOK TERMÁLKARSZTOS EREDETÉNEK FELISMERÉSE

PÁVAI-VAJNA FERENC (1930) közleményében olvashatjuk először azt a megállapítást, hogy bizonyos üregek (például a Gellért-hegy üregei vagy a Pál-völgyi-barlang) és a bennük található gömb alakú oldásformák képződése a felszínről beszivárgó víz helyett inkább a hasadékok mentén „mélyből feltörő forró oldatok és ezekkel együtt felszálló gőzök és gázok” oldó hatásával magyarázható. Ez a felismerés, noha csak hosszú idő múltán ment át a köztudatba, még ma is megállja a helyét! – amint ezt *ERŐSS A.* és *MÁDLNÉ SZŐNYI J.* (2011a) Pávai-Vajna Ferenc munkásságát bemutató előadóülésen elhangzott anyaga is tükrözi.

A kezdeti keskeny hasadékokat egykor kioldó, a mélyből feltörő, szénsavas meleg vizeket *KESSLER HUBERT* (1936) könyvében a Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlang felfedezését követően, azok jellegzetes morfológiája, oldásformái és ásványkiválásai alapján már egyértelműen a Duna partján fakadó, repedések mentén feltörő, magas CO₂-tartalmú meleg vizekkel hozta összefüggésbe, és a barlangokat is tisztán hévizes eredetűnek tekintette (vö. még *KESSLER H. 1931, 1934*). Az Örvény-folyosót gömbszerű oldásformái alapján a korábban feltételezett víznyelő működéssel ellentétben az örvénylő meleg víz forrásfeltörési pontjának tartotta, az Óriás-folyosó gömbfülkéiben talált hófehér, „frissen hullott hóhoz” hasonlított gipszkristályokat pedig az egykor feltörő kénes források termékének gondolta. A barlangot kitöltő meleg vizekhez kötötte az elsőként innen leírt, „kövirágokhoz” hasonlított barlangi kiválásokat (borsókövek, karfiolszerű kalcitkérgék), valamint a meleg vizű, nyílt tükrű tó felszínén mészhártyaként kivált, majd víz alá süllyedt és az oldalfalak kiugró párkányaira cementálódott vagy az aljzaton felhalmozódott kalcitlemezeket. *KADIĆ O.* (1936)-hoz hasonlóan *KESSLER* megfigyelte, hogy a kiválások csak egy bizonyos magasságig díszítik a falakat, az alatt viszont mindenütt megtalálhatók, és legnagyobb vastagságban a barlang aljzatát borítják. Elméletét a Bódva völgyében, egy sziklafal tövében fakadó meleg (22 °C) forrás (Szalonnai-forrás) környezetében észlelt üstszerű formák és hasonló megjelenésű kiválások analógiájára alapozta.

KEREKES J. (1944) általános ismertetést adott a Budai-hegység hévforrásos barlangjairól.

JAKUCS LÁSZLÓ (1948) összegezte és a Sátorkőpusztai-barlang példáján részletesen bemutatta a hévforrásbarlangok keletkezésére, jellegzetes morfológiájára és oldásformáira vonatkozó ismereteket, amelyeket később adaptált a budai barlangokra is. A barlangot formáló hévíz hőmérsékleti és nyomásváltozásának elemzésekor már említette a hideg és meleg vizek találkozásakor fellépő oldóhatás barlangképző szerepét. A függőlegesen tagolt járathálózat legmélyebben fekvő központi terméből kiinduló, felfelé sugarasan, „bokor” vagy „szőlőfürtyszerűen” elágazó csaknem teljesen zárt gömbfülkék sorozatának képződése kapcsán felvetette, hogy azok létrejöttéért az intenzíven áramló hévíz a felelős.

A meleg vizek barlangképző hatását *LEÉL-ŐSSY SÁNDOR* (1957) is hangsúlyozta: szerinte a tektonikus hasadékokon feltörő hévizeknek a hideg vizeknél jóval intenzívebb oldó hatása hozhatta létre ezeket a jellemzően alulról felfelé fejlődő barlangokat. A terület barlangjait „klasszikus” karsztos, hideg vizes és „termálvizes” barlangokra osztotta. A hévizes barlangok fejlődésére, pusztulására, morfológiájára és ásványkiválásaira vonatkozó megállapításainak többsége ma is helytálló.

Az általánosan elfogadottá vált hévizes barlangképződési elmélet jelenik meg *BERHIDAI GY.* (in *SCHAFARZIK et al. 1964*) munkájában is.

A KEVEREDÉSI KORRÓZIÓ, A MÉLYSÉGI CO₂ SZEREPE ÉS A LEGÚJABB KÉTFÁZISÚ BARLANGKÉPZŐDÉSI MODELL

A budai barlangokban észlelt folyamatok megértésében fontos mérföldkönek számított a **keveredési korrózió** jelentőségének felismerése. A jelenséget *BUNYEJEV* (1932 in *BÖGLI 1978*), majd *LAPTYEV, F. F.* (1939) ismerte fel és alkalmazta először épített környezetben. A karsztbarlangok oldódásának magyarázatára Alfred Bögli terjesztette ki (*BÖGLI 1964, 1965, 1971, 1978*). A keveredési korróziós üregoldódás vizsgálatával és magyarázatával ezt követően számos kutató foglalkozott (pl. *RUNNELS, D.D. 1969; PLUMMER, L.N. 1975; BAKALOWICZ et al. 1987; DUBLYANSKY, Y.V. 1995; FORD, D. – WILLIAMS, P.W. 1989, 2007; KLIMCHOUK et al. 2000; PALMER, A. 2007*, stb). Hazai körökben kvantitatív, kémiai vizsgálataira alapozva, *ERNST LAJOS* (1965), majd geomorfológiai megközelítésben *BALÁZS DÉNES* (1965, 1966) alkalmazták először. A későbbiekben az elmélet a hévizes barlangokkal foglalkozó kutatók körében általánosan elfogadottá vált, és minden munka főként ezzel magyarázta a budai barlangok képződését (pl. *MÜLLER P. 1971, 1974, 1983; KOVÁCS J. – MÜLLER P. 1980; KRAUS S. 1982; TAKÁCSNÉ BOLNER K. – KRAUS S. 1989; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989, 2005a, 2011; NÁDOR A. 1991; VERESS et al. 1992; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997, 2005, 2014; LEÉL-ŐSSY SZ. – SURÁNYI G. 2003; LEÉL-ŐSSY et al. 2011, MÁDLNÉ SZŐNYI J. in MINDSZENTY et al. 2000*, stb). A folyamat lényege, hogy az eltérő oldott anyag- és gáz (CO₂) tartalmú és hőmérsékletű (telített) oldatok keveredésekor a létrejövő (telítetlenné váló) oldat akkor is agresszív, oldóképes lehet a karbonátos kőzetre nézve, ha a kiinduló oldatok CaCO₃-ra már külön-külön telítettek voltak. Ez az oldóképesség addig áll fenn, amíg a keverék is el nem éri az egyensúlyi állapotot (a telítési görbét). Az eltérő koncentrációban a CO₂ parciális nyomásának van a legfontosabb szerepe.

KOVÁCS JUDIT – MÜLLER PÁL (1980) elméleti megfontolások alapján a Budai-termálkarsztra **kétfázisú barlangképződési modellt** állítottak fel. Az *I. fázis*ba a kalcit-barit telérek és „kovás” zónák kialakulását, valamint egyes barlangüregek magas CO₂-tartalom hatására bekövetkező oldódását és oldásformák (örvényüstök, gömbfülke-sorozatok) keletkezését helyezték. Úgy gondolták, hogy a karsztosodó kőzetet ekkor még mintegy 1000 m vastagságban agyagos oligocén rétegek fedték, a vízáramlás „zárt cellás” (mai terminológia szerint: feszített tükrű) volt, és a meleg víz eredetét utóvulkáni hatással magyarázták. Területenként más és más hatótényezőket állapítanak meg: Budaörsről a Gellért-hegyig a Budaörs környékén feltételezett andezit anyagú szubvulkáni testet, a Szabadság-hegytől az Ezüst-hegyig pedig a Dunazug-hegység miocén korú andezit vulkanizmusát tartják felelősnek. A Bátor-barlang esetében feltételezik, hogy a két hatás össze is kapcsolódhatott. Az első fázisba sorolt kisebb üregeket és repedéseket, hasadékokat kitöltő ásványokat (kalcit, barit, szulfidok) és kovás elváltozásokat a későbbi barlangképződés sok helyen feltárja. A fő barlangképződés (*II. fázis*) szerintük a pliocén-pleisztocénben (és jelenleg), az agyagos üledéktakaró badeni (miocén) vulkanizmus után meginduló fokozatos lepusztulását követően történhetett. Ezt nevezték „nyílt cellás” (mai terminológia szerint: nyílt tükrű) fázisnak. A Kovács–Müller-féle elmélet szerint a nyílt karsztos háttérterületeken beszivárgott csapadékvíz a repedéseken keresztül a mélybe jut, ahol a „kivékonyodott kérgű, süllyedő medencében felmelegszik”, és a márgás kőzetek „metamorfózisából” származó CO₂-ban dúsul. A törések mentén feláramló meleg víz a forráskilépési pontok közelében

keveredik a kisebb mélységből származó langyos vizekkel, valamint a felszínről beszivárgó hideg vízzel, és a folyamat során vízszintes nagy barlangjáratokat és függőleges gömbfülke-sorokat, „örvényfolyosókat” alakít ki. A forráson kilépő vízből a CO₂ eltávozik, oldott anyaga pedig édesvízi mészkő formájában kiválik. Véleményük szerint a barlangokban általában mindkét fázis nyomai megtalálhatók.

KRAUS SÁNDOR (1982) összefoglaló munkájában a kovás zónák létrejöttét a fent említett KOVÁCS-MÜLLER (1980)-féle kétfázisú modellen belül a fő üregképződésért felelős ún. „nyílt fázistól” szintén elkülöníti.

E kétfázisú barlangképződési modell, a keveredési korrózió és a budai barlangok termálvizes eredete ezt követően minden jelentősebb összefoglaló munkában megjelenik (pl. KRAUS S. 1982; TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. 1989; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989, 2005a, 2011; NÁDOR A. 1991; SÁSDI L. 1993; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997, 2005, 2010a,b, 2014; LEÉL-ŐSSY SZ.–SURÁNYI G. 2003; LEÉL-ŐSSY et al. 2011, stb). A Budai-termálkarszton a mélyből a törések mentén feláramló eltérő nagy hőmérsékletű és oldott anyag tartalmú meleg és a felszíni eredetű, szintén törések mentén érkező, de hidegebb karsztvizek keveredése a szerkezetileg igénybevett zónákhoz kötött forrásrégiókban történik, így ennek köszönhető a tektonikusan preformált hévizes barlangok kialakulása (TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. 1989). Az üregképződés eszerint a karsztvízszint közelében és a forráskilépési pontok környezetében lehetett a legintenzívebb.

A mélyből feláramló, a keveredési korrózióban fontos szerepet betöltő meleg víz oldott CO₂-tartalmának becslésére MÜLLER PÁL (1971) számításokat végzett, amelyek eredményeként megállapította, hogy a mélységi vizek CO₂-tartalma önmagában is elegendő lehet az üregképződéshez. Ezt a Pannon-medence süllyedő aljzatában nagy mélységbe került, karbonátos és agyagos kőzetek (márgák) „metamorfózisából” származtatta, anyagvizsgálatokkal azonban nem tudta igazolni. Feltételezte, hogy akár nagyobb mélységben is kioldódhattak mm-cm nagyságú, vagy akár nagyobb méretű járatok. Később MÜLLER P. (1974) a keveredési korróziós barlangképződéssel kapcsolatban a vizek különböző oldottanyag-tartalma mellett azok eltérő hőmérsékletére is felhívta a figyelmet. Az oldatok keveredése az ő véleménye szerint (is) a Budai-termálkarszton még a forráskilépési pontok előtt lejátszódik, így jönnek létre a forrásbarlangok. A hévizes barlangok jellemző formaelemének tartott gömbfülkék képződésére vonatkozó elméletét a Molnár János-barlangban tett megfigyeléseire alapozta.

NÁDOR A. (1991) paleokarsztos kutatásai során összefoglalja a hidrotermás barlangok genetikai és morfológiai jellemzőit, és a Carlsbad Caverns példáján kitér a mélymedence területekről feláramló H₂S tartalmú vizek oxidációjához köthető kénsavas barlangképződésre is. MÜLLER P. (1971)-es véleményével összhangban úgy véli, hogy a mélységi eredetű többlet CO₂ származhat vulkáni folyamatokból, az anyakőzet szerves anyagának éréséből, vagy akár a süllyedő medencék (meszes-márgás) kőzeteinek kompaktációjából. Felveti, hogy a feláramló víz oldókapacitása megnövekedhet egyszerűen azért, mert felfelé a hőmérséklete csökken. Ugyanilyen hatást eredményezhet a feláramló meleg és a beszivárgó hideg vizek keveredése is, amely folyamat a barlangok képződéséhez hozzájárul. A kizárólag felszálló meleg vizekhez kapcsolódó oldódást is karsztos folyamatnak tartja. A budai hévizes barlangok keletkezésének koraként a pannon-pleisztocén intervallumot jelöli meg, de nem zárja ki, hogy ebben az időszakban esetleg korábbi karsztosodási fázisok során kialakult üregek is tovább tágulhattak.

A HIDROTERMÁS ÁSVÁNYKIVÁLÁSOK EREDETÉRE ÉS KIVÁLÁSI HŐMÉRSÉKLETÉRE VONATKOZÓ VÉLEMÉNYKÜLÖNBSÉGEK

A repedéskitöltő hidrotermás ásványok és a kovás telérek keletkezését a témával foglalkozó irodalmak (pl. SCHRÉTER Z. 1912; SCHAFARZIK F. 1921; SCHERF E. 1922, majd később KOVÁCS J.–MÜLLER P. (1980); KRAUS S. 1982; TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. 1989; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989, 2005a,b, 2011; NÁDOR A. 1991; SÁSDI L. 1993; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997, 2005, 2014;

NAGY S. 2008, stb) szinte kivétel nélkül utóvulkáni hatás eredményének tekintették. Az ásványtelérek hőmérsékletére vonatkozó adatok részben GATTER I. (1984) fluidzárvány vizsgálatainak köszönhetőek. Ő a Pál-völgyi-barlangból származó kalcitokon történt mérései alapján a kiválás kezdetén a víz hőmérsékletét 130–165 °C-osnak, a Ferenc-hegyi-barlangból származó baritok alapján pedig 210–240 °C-osnak becsülte (in SÁSDI L. 1993). A kovás telérekben talált kvarcsemcsék továbbnövekedését ugyancsak GATTER I. 200 °C körüli hőmérsékletre köti. E mérések helyességét módszertani okokból a későbbi szerzők (pl. POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012; GYÖRI et al. 2011) megkérdőjelezték.

Ugyancsak cáfolták a magas hőmérsékletű, hidrotermás fluidumok létét DUBLYANSKY, Y. V. (1991, 1995) elemzései, melyek lényegesen alacsonyabb hőmérsékleteket adtak: kalcit 41–72 °C, barit <50 °C. Ez utóbbit BENKOVICS et al. (1999) eredményei is alátámasztották: szerintük a Ferenc-hegyi-barlang baritjai 50–60 °C-nál nem magasabb hőmérsékleten, meteorikus oldatokból válhattak ki. NAGY S. (2008) eredményei ennek ellentmondanak: ő a Ferenc-hegyi-barlangból származó kalcitokra „periodikusan” változó 60–130 °C, illetve 46–130 °C és 170–190 °C értékeket kapott, a barit zárványaiban pedig 60–130 °C-os homogenizációs hőmérsékleteket mért. A Pál-völgyi-barlang járatai által feltárt kisebb üregek, repedések kalcitkristályain elsőként FORD, D.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1991) végzett stabilizotóp-vizsgálatokat: ennek alapján ők zárt rendszerben zajló, lassú vízáramlást feltételeztek.

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 és többféle képződési fázisba sorolták (pl. SCHRÉTER Z. 1912; SCHAFARZIK F. 1921; SCHERF E. 1922; SÁSDI L. 1993, stb). NÁDOR A. (1991) például a Budai-hegység barlangjaiból azonosított ásványokat az alábbi paragenetikai sorrendbe rendezi: kalcit-1, pirit, barit-1, kovásodás, kalcit-2, cinnabarit-metacinnabarit, barit-2, kalcit-3 limonit. NAGY S. (2008) a Ferenc-hegyi és a Bátori-barlangban végzett elemzései alapján már 17 kiválási fázist különít el, és új elemként a barlangképződés utáni fázis elejéhez a Mn-oxid, a végéhez pedig a hidromagnezit kiválását köti. A Ferenc-hegyi-barlang kialakulását kizárólag a nyílt cellás fázisba helyezi, azonban a Bátori-barlang esetében a „zárt cellás”, fedett áramlási viszonyok között történő üreggoldódásnak és a később azt módosító, „nyílt cellás” barlangképződésnek is nagy jelentőséget tulajdonít.

FÜREDI V. (1993) a cinnabarit barlangi megjelenését a Pál-völgyi-barlangban több barittelérral kapcsolatban is feltételezi. NÁDOR A. (1991), SÁSDI L. (1993), és NAGY S. (2008) a Ferenc-hegyi-barlangból ugyancsak a barittal társuló cinnabaritot említene.

A „KOVÁS TELÉREK” EREDETÉRE VONATKOZÓ ELMÉLETEK

A „kovás telérek” létrejöttét SCHRÉTER ZOLTÁNtól (1912) kezdve (ld. fent) közel száz éven keresztül a szerzők szinte kritika nélkül utóvulkáni működéshez kapcsolták, csak az átalakulás feltételezett kora és néhány apró részlet tekintetében mutatkoztak kisebb különbségek. A korábban már említett szerzőkön (pl. SCHAFARZIK F. 1921, SCHERF E. 1922, KADIĆ O. 1936) és elméleteken kívül a jelenség magyarázatával később is sokan foglalkoztak (ld. alább).

BORBÁS I. (1934) a Mátyás-hegy „elkovásított” bryozoás márgáját a miocénben feltörő kovasavtartalmú „juvenilis” hévforrások hatásának tartotta. A Mátyás-hegyi-barlang Centenáris-szakaszának felfedezését követően JASKÓ S. (1948a,b) a „kovás zónákat” a barit és kalcittelérekkel egyidőben keletkezett gejziriteknek feltételezte.

JAKUCS L. (1950), aki a budai hévforrások vizeinek felmelegedését ugyancsak a Dunazug-hegység andezit vulkanizmusához kötötte, ezzel a hatással magyarázta a kovásodást is. A budai barlangok kialakulását a miocén és pliocén közé helyezte. VITÁLIS-HEGYINÉ (1973) az andezitvulkanizmus mészkövekben okozott elváltozásait vizsgálva megállapították, hogy a hidrotermális kőzetelváltozásokat létrehozó hévforrások tevékenysége a pleisztocénban mutatkozott a legerősebbnek, majd később

VITÁLIS–HEGYINÉ (1974) leírták, hogy a kovásodást eredményező hidrotermák az idősebb, míg a kalcitosodást okozók a fiatalabb, (negyedidőszaki) hévforrástevékenységhez kapcsolódnak.

BÁLDI T.–NAGYMAROSY A. (1976) a Hárshegyi Homokkő kovásodását a Budai-vonal mentén bekövetkezett eseményhez köti (attól távolodva ugyanis a homokkő cementje már nem kovás), és az eseményt a Kiscelli Agyag lerakódását megelőzőnek feltételezi, – mivel ez utóbbi üledékben a kovásodás már nem észlelhető. BALLA Z.–KORPÁS L. (1980) a területen az eocén karbonátos kőzetekben és az oligocén Hárshegyi Homokkőben megjelenő barittelérek a Börzsöny és a Visegrádi-hegység miocén vulkanizmusával magyarázza.

KÁRPÁT J. (1985) a kovás zónák létrejöttét szintén miocén posztvulkáni hidrotermák hatásának tulajdonítja. A Mátyás-hegyi-barlangban végzett térképezése során kovás hasadékot, „kovás kanyont” és a barlang kialakulása előtt képződött kovamentes hasadékot különböztet meg. A „kanyonokat” olyan kovás hasadékoknak írja le, amelyek a barlang képződését követően feltárultak, és kipergett belőlük a laza szerkezetű kovaanyag, kanyonszerű formákat hagyva maga után. A felmérések alapján elkészült a barlang tektonikai-morfológiai térképe és a barlang kovásodott zónáinak irányát ábrázoló rózsadiagram is (KÁRPÁT J. 1986).

TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1989), illetve TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. (1989) munkáikban összefoglalják és értékelik a kovás zónák genetikájára vonatkozó irodalmi adatokat. Megállapítják, hogy ezek a főleg barlangfolyosók mennyezetén megfigyelhető kovás telérek különösen gyakoriak a Pál-völgyi- és a Mátyás-hegyi-barlangban. A néhány dm-től akár 3 m szélességű kovazónák főként a magasabb helyzetű, kb. 160 m tszf. feletti helyzetű járatokban szembeötlőek, ahol rozsdabarna szegéllyel határolt fehér színűvel élesen elütnek a bezáró kőzet sárgás színétől. A közelebbről is tanulmányozható néhány előfordulásnál (pl. Dombos-folyosó) az oldalfalat alkotó kőzet rétegeinek lefutását a zónákon belül is jól lehet követni, és a helyenként tömeges nagyforaminifera-benyomatok is egyértelműen mutatják, hogy a kovás zónák az alapkőzet átalakulásával keletkeztek, azaz a kőzet elváltozása szövettartó volt. Az elváltozott zónák anyagának első kémiai elemzését a Pál-völgyi-barlangból származó mintákon 1929-ben végezték (CRAMER, H. 1929). Ezek szerint a fehér, porózus anyag SiO_2 -tartalma 89,76% (a rozsdabarna szegélyé 67,02%), az $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom a fehér anyagban 7,06% a rozsdabarnában 24,62%-nak adódott. A '90-es évek elején Tóth M. röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokat végzett és az elváltozott zónában 75% kvarcot, 20–22% kaolinitet, <5% illit-típusú (10 Å-ös) filloszilikátot és nyomokban piritet határozott meg, melyekhez a szegélyen goethit is társult (TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1990). T. Bolner K. szerint a kovás elváltozás nem csak a márgában, hanem a mészkőben is megjelenik. A keletkezés idejét a kalcit és barittelérek képződése utánra helyezi, mivel azok a kovás zónákat sehol nem keresztezik.

NÁDORA A. (1991) a Budai-hegység hidrotermális paleokarsztjának vizsgálata során a szerinte 80 °C-nál magasabb hőmérsékleten kivált idősebb fázis esetében elfogadta a kovás zónák utóvulkáni eredetét. A kovaanyag származását BÁLDI T.–NAGYMAROSY A. (1976) véleményével összhangban a Hárshegyi Homokkővet is cementáló késő-eocén andezitvulkanizmus utóvulkáni működésének gondolja. A „kovás” zónákból röntgen pordiffrakciós vizsgálatokkal kimuttata, hogy azok anyaga uralkodóan kvarc. A Si, Al és Fe^{3+} -ionok migrációját és kiválását a pH viszonyok változásával magyarázza. Hangsúlyozza, hogy a Si és Al oldatban való együttmozgásához 3-as pH-nál savanyúbb oldat, ugyanakkor a Fe oxidatív viszonyok közötti vándorlásához 2-es pH-nál savanyúbb környezet szükséges.

NAGY S. (2008) az utóvulkáni eredetet elfogadja és a Ferenc-hegyi-barlang „kovás teléreit” vizsgálva kijelenti, hogy a telérben talált pirit pseudomorfózák a kovásodás és a pirit kiválás egyidejűségét bizonyítják (miocén). A térképén is ábrázolt elváltozott zónák kovaanyagát külső forrásból származtatja mivel a befogadó kőzet oldási maradékának SiO_2 -tartalmát ehhez képest csekélynek találta.

SÁSDI L. (1993) a „kovásodott zónák” létrejöttét a KOVÁCS–MÜLLER (1980)-féle kétfázisú modell „zárt cellás” szakaszának végére (az oligocén második felébe, illetve a miocén elejére) teszi. A színzónásságot a vasvegyületeknek a szegélyek felé irányuló vándorlásának tulajdonítja. Hangsúlyozza, hogy

az elváltozás jellemzően a márgát érinti, és kiemeli a foraminifera-vázak kioldódását, ill. a kagylók és bryozoák átkovásodását. A térfogatsúly-mérések alapján megállapítja, hogy a $2,5\text{--}2,7\text{ g/cm}^3$ márgás alapközetből az átalakulás során mindössze $1,1\text{ g/cm}^3$ térfogatsúlyú, porózus szerkezetű anyag keletkezik, tehát e zóna az eredeti kőzetnek csupán mintegy 40%-át tartalmazza: ennek pedig 65%-a kvarc és 35%-a agyagásvány. Újdonságnak számít, hogy az elsődleges kovásodás helyett ő már a mészanyag egyszerű kioldódását és a kova relatív dúsulását feltételezi. A mészanyagot a márgából a törések mentén a kőzetbe érkező agresszív vizek oldó hatásának tulajdonítja, tehát úgy véli, hogy az elváltozott anyag nem egyéb, mint a kőzet oldási maradéka. A „kovazónák” kialakulásának idejét és sorrendjét a kalcit és barit telérek tengelyzónában való megjelenése alapján azok keletkezése utánra helyezi, mivel ellenkező esetben a kalcit és barit az elváltozott zóna pórusait töltene ki. Az ősmaradványok héjának kovásodását ő későbbinek gondolja (az agyagásványok egy részének lebomlásához köti).

A BUDAI-TERMÁLKARSZT FEJLŐDÉSÉRE VONATKOZÓ ÚJABB TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK ÉS MODELLEK

A miocén hidrotermás ásványtelérek képződésére vonatkozó legújabb elképzelések

A miocén hidrotermás ásványtelérek és genetikájuk körül kialakult ellentmondásokat *POROS ZSÓFIA* (2011), *POROS et al.* (2009, 2012) és *GYŐRI ORSOLYA* (*GYŐRI et al.* 2011) vizsgálatai tisztázták. Fluidzárvány, stabilizotóp geokémiai-, nyomelem-, szerves geokémiai-, petrográfiai- és egyéb műszeres anyagvizsgálatokkal (pl. SEM, XRD), valamint pontos terepi felméréssel pontosították és részben felülírták a terület fejlődésére vonatkozó korábbi elképzeléseket. A kőfejtőkben feltárt repedéskitöltő ásványtelérek vizsgálatával főként különböző generációkba sorolható kalcitos-baritos-szulfidos (később goethitté oxidálódott, „limonitosodott”) teléreket különítettek el, és helyenként megtalálták a korábbi szerzők által is említett fluoritot és cinnabaritot is. A kiválási sor kezdetén keletkezett szulfidot általában piritként, ritkábban markazitként azonosították, a változatos kristálymorfológiával jellemezhető, termálvízből keletkezett kalcit előfordulását a Budai-hegységben általánosnak tekintik. A barit megfigyeléseik alapján két jól elkülöníthető fázisban is megjelenik: a mm-es apró, víztiszta kristályok előfordulása inkább a déli területekre jellemző (Budaörs és környéke), és a cm-es méretű táblás, sárga barit kristályoktól jól elkülöníthető. Az ásványtelérekben fluoritot (Kis-Sváb-hegy és Gellért-hegy K-i pereme) és cinnabaritot (Róka-hegy) is azonosítottak. A telérekből származó kalcitminták fluidzárvány-vizsgálat eredményei és oxigénizotóp értékei, valamint azok ingadozása egyértelműen igazolják, hogy a magas hőmérsékletű, hidrotermás oldatok hőmérséklete az ásványkiválás során változott. A kalcit mellett található szulfidok (pirit vagy markazit) és szulfátok (barit) jelenléte azt mutatja, hogy a jelentős kéntartalommal rendelkező hidrotermás fluidumok összetétele és oxidációs állapota, illetve pH-ja is időben változott: a markazitot követő pirit véleményük szerint az oldatok lúgosabbá válását mutatja, ami a karbonátos kőzetekkel való kölcsönhatás eredménye lehet. Mivel a szulfidok általában a kalcit előtt, a barit pedig ezt követően vált ki, a fluidumok oxidatívabbá válása is igazolható. Ez utóbbi folyamatot szerintük a szulfidok goethitté, hematittá oxidálódása is jelzi. A kén eredetét két forrásból feltételezik: (1) az oligocén képződmények finom eloszlású pirittartalmának (FeS_2) bomlása, és/vagy (2) a csatlakozó üledékes medence (Pesti-síkság) területe irányából feláramló szénhidrogén és kénhidrogén (H_2S) tartalmú oldatokkal való keveredés.

Az általuk vizsgált területeken mindenütt azonosítottak egy 5 mm–1,5 m között változó vastagságú, ÉÉNy–DDK-i fő csapásiránnyal jellemezhető kalcittelér-generációt, amely átvágja mind a felső-eocén–alsó-oligocén mészkövet és márgát, mind pedig a felső-triász Dachsteini Mészkövet. Az ásványtelérek a területen tenziós repedéseket töltenek ki, és átvágják a paleokarsztos üregeket is, vagyis azoknál fiatalabbnak bizonyulnak (*GYŐRI et al.* 2011). A kalcittelérek jellege, csapásiránya és a kapcsolódó ásványegyüttesek a hegység egész területén nagymértékű hasonlóságot mutatnak, ami alapján azt gondolják, hogy a teléreket

az egész Budai-hegység területén regionálisnak tekinthető hidrotermás fluidumáramlási esemény hozhatta létre. Munkájukban az egységesen ÉÉNy–DDK-i csapásirányú ásványteléreket azonos feszültségmezőbe tartozónak értelmezik, és *MÁRTON E.–FODOR L. (2003)* paleofeszültségtér-rekonstrukciója alapján korukat 17–15 millió évvel ezelőttinek (kora-miocén vége–középső-miocén eleje, kárpáti–középső-bádeni) feltételezik. E tenziós törések mellett megfigyeltek egy KDK–NyÉNy-i irányú nyírásos törésgenerációt is: ezek korát irányuk alapján 14–11 millió év közöttinek (késő-bádeni–szarmata), vagy még ennél is fiatalabbnak (késő-miocén) feltételezik. A Szemlő-hegyi-barlang teléreinek csapásiránya NyÉNy-KDK és KÉK-NyD Ny, ami *BENKOVICS et al. (1999)* szerint eltolódásos feszültségtér eredménye. A törések tehát a miocén idején jöttek létre, és ezt követően a hidrotermás fluidumoknak köszönhetően, azok eltérő kemizmusú és redox állapota szerint különböző ásványokkal töltődtek ki. Korábbi munkák alapján már ismert tény, hogy a Rózsa-dombon markánsan megjelenő Ferenc-hegyi jobbos oldaleltolódás jelentősen meghatározta a Szemlő-hegyi-, Ferenc-hegyi- (*BENKOVICS et al. 1995, 1999*) és József-hegyi-barlang (*FODOR et al. 1991*) járatainak kioldódását.

A terület fejlődéstörténeti rekonstrukciója szempontjából fontosak a fluidzárvány vizsgálatok tanulságai. Poros Zs. (*POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012*) egyes minták zárványaiban a vizen kívül jelentős mennyiségű CO_2 -ot és kevés CH_4 -t, valamint egyéb szénhidrogéneket is kimutatott, mely alapján a minimum keletkezési hőmérséklet helyett csapdázódási hőmérsékletet mért, és a csapdázódás idején fennálló nyomást és betemetődési mélységet tudta számolni. Ez alapján a kalcit kiválása idején $80\text{ }^\circ\text{C}$ képződési hőmérsékletet, 85 bar nyomást, és 800 m vastag üledéktakaróval fedett („lefojtott”, vö. *KOVÁCS–MÜLLER (1980)*-féle I. fázis) környezetet állapított meg. A fluidzárványok alacsony sótartalma alapján feltételezi, hogy a kalcit olyan meteorikus (karszt) vízből vált ki, amelyhez kevés eltérő összetételű, a mélymedencéből származó (szénhidrogén-tartalmú) fluidum is keveredett. A szerves anyag gázkromatográfiás vizsgálata alapján a szénhidrogének forrásának a Tardi Aggyagot tartja. Vizsgálatai alapján a Pesti-síkság, mint üledékes medence irányából migráltak a szénhidrogént, metánt, CO_2 -ot és H_2S -t (és különböző nyomelemeket, pl. báriumot) is tartalmazó, medence eredetű fluidumok, melyek a Budai-hegység törései mentén haladtak felfelé. Ezek a gázok véleménye szerint nemcsak a miocénben, hanem később (a pannon-pleisztocén idején is) hozzájárulhattak a felszín alatti vizek agresszivitásához és az üregképződéshez.

A Budai-termálkarszt esetében a kőzetek repedéseit kitöltő hidrotermás fluidumok környezetüknél anomálishan magasabb hőmérsékletéért ($60\text{--}80\text{ }^\circ\text{C}$) a miocén idején felnyíló Pannon-medence jelentősen kivékonyodott kérgéhez köthető megemelkedett hőfluxus a felelős, nem pedig a korábban feltételezett utóvulkáni hatás (*POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012*). A fentiek alapján láthatjuk, hogy a tektonika által kialakított repedéseknek, töréseknek a hidrotermás esemény idején, a medence eredetű fluidumáramlás szempontjából kiemelkedő jelentősége volt. A vizes oldatok vándorlását mélyen a felszín alatt kezdetben a Pannon-medence tágulásából és az aljzat süllyedéséből eredő kompresszió, majd később – az inverziót követően –, a kiemelkedés és a tektonika által vezérelt kompresszió okozhatta. Az eocén kőzetek sztilolitos réteglapjai mentén (pl. a Szemlő-hegyi-barlang mesterséges tárójában) megfigyelhető fekete szerves anyag (bitumen) bevonat az ezek mentén is zajló szénhidrogén-tartalmú fluidum-migrációt jelzi (*POROS et al. 2012*).

A *POROS (et al. 2009)* szerint MVT (Mississippi Valley típusú, vagyis karbonátos kőzetekben képződő ólom-cink ércesedés) paragenézishez hasonló miocén repedéskitöltő kiválásokat a későbbi pliocén-pleisztocén barlangképződési folyamatok feltárták, mivel később főként ugyanezen repedések mentén zajlott a barlangok kioldódása is (*POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012*).

A sajátalakú kristályok morfológiája és mérete is jelzi, hogy e repedéskitöltő ásványok képződése a freatikus zónában hosszú ideig tartó, többé-kevésbé állandó fizikai-kémiai (pl. hőmérséklet, nyomás, ionkoncentráció) viszonyokkal jellemezhető, adott ionokra nézve túltelített oldatokból történt (vö. *HILL, C. A.–FORTI, P. 1997, PALMER, A. N. 2007*), aminek kedvezett, hogy a miocén idején

ez a képződési környezet nagy mélységben, hosszú időn át szinte változatlan paraméterekkel állt fent. A barlangjáratokban a hasadékok csapásiránya mentén vagy azokra merőlegesen, illetve azzal szöget bezárva húzódó repedésekben, továbbá kisebb oldási üregek formájában is megfigyelhetők e miocén hidrotermás esemény nyomai.

A „kovás teléreként” ismert „elváltozott zónák” egy lehetséges képződési modellje

A rózsadombi barlangokban (legáltalánosabban a Pál-völgyi-barlangrendszerben, valamint a Molnár János-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 megváltozik. Ezek azok az „elváltozott zónák”, melyeket a korábbi szerzők „kovás teléreknek” neveztek (ld. fent).

GYŐRI O. (GYŐRI *et al.* 2011) a Mátyás-hegy DK-i kőfejtőben található „kovás” elváltozást megvizsgálva, – SÁSDIhoz (1993) hasonlóan –, azt feltételezi, hogy a fentemlített 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. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálataival az elváltozott márga másodlagos pórusaiban fennőtt alunitkristályokat mutatott ki. Az alunitképződéshez szükséges kéntartalmú oldat forrásaként alternatíve, a pirit oxidáció hatására kialakult savas környezetet vagy a törések mentén feláramló H_2S -tartalmú fluidumokat jelölte meg. Az utóvulkáninak feltételezett oldatok helyett tehát a jelenségekért valójában a felszín alatti vizeket tette felelőssé. Szerinte a kénsavas oldás eredményének tekinthető elváltozott zónák képződése a miocén kalcit és barittelérek képződése után, az azok mentén áramló fluidumok hatására történt, de megelőzte a fő barlangképződési fázis eseményeit, így ezt a jelenséget feltételesen a pliocén idejére teszi.

Az alunit azonosítása azért fontos eredmény, mert POLYAK, V. J.–PROVENCIO, P. (2001), POLYAK *et al.* (2006) és PALMER (2007) leírásaiból tudjuk, hogy olyan barlangokban, ahol agyagtartalmú kőzetek (márgák) kénsavas oldatokkal kerültek kölcsönhatásba, reakciótermékként alunitot, kaolinitet (halloysitet) és kova kiválást lehet megfigyelni. Ez azt jelentheti, hogy a budai barlangok elváltozott zónáiban megfigyelt ásványok közül nemcsak az alunit megjelenését, hanem a kovadúsulást is a kénsavas oldatokkal való kölcsönhatással lehet magyarázni. Valószínű tehát, hogy az alunit ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) a márgás eocén kőzetek és a kéntartalmú fluidumok reakciótermékeként az illit és a detritális földpát-szemcsék K-tartalmát „hasznosítva” jött létre, és ugyanennek a reakciónak a terméke a nagyobb pórusokban cementként megjelenő kovaanyag is. Egyidejűleg, ha a közeg oxidatív, a márga mésztartalma és az oldat kéntartalma a pórusokban szintén megjelenő gipszet hozhatja létre.

A fenti elméletet továbbfejlesztve alakult ki a rózsadombi barlangok „kovás” elváltozott zónáinak képződését magyarázó legújabb modell (VÖRÖS P. 2013; VÖRÖS *et al.* 2013). Közismert tény, hogy ha a felszín alatti vízzel érintkező üledékes kőzetekben, illetve ásványtelérekben pirit (vagy markazit) van, ezek vizes közegben történő oxidációja kénsavas oldatok képződéséhez vezethet. A Budai-termálkarszton a miocén pirites ásványtelérek (vagy a nagyobb méretű piritgumók, pirites fészkek), valamint egyes esetekben a Budai Márga, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag diszperz pirittartalmának oxidációja lokálisan hozzájárulhat a kőzetek kénsavas oldódásához. A **porózus elváltozott zónák** (korábban: „kovás telérek”) képződése is (a korábban feltételezett utóvulkáni hatással ellentétben) kénsavas fluidumokhoz kötődő oldódási folyamat lehet. A márgában a repedéskitöltő pirittartalmú (FeS_2) ásványtelérek vizes közegben lejátszódó oxidációjának hatására felszabaduló kénsav mintegy 1–2 méter vastag zónában „oldotta”, elváltoztatta a kőzetet (pl. Molnár János-barlang: Kessler-terem). Az erősen savas környezetben a márga karbonát tartalma kioldódott, és helyébe az agyagásványok kénsav hatására történő átalakulásából származó kvarc, kaolinit és kevés jarosit csapódott ki. A felszabaduló, immár oxidált állapotú vas

ionok oldalirányba vándoroltak, majd a savas oldat és a karbonátos mellékkőzet kölcsönhatása miatt megnövekedő pH-jú közegben kiváltak, és goethitté alakultak. Az oldódási-kiválási jelenség eredménye a korábbi telért követő sáv mentén kialakult jellegzetes fehér-vörös elszíneződésű, gyakorlatilag karbonátmentes, ősmaradvány héjak „kovásodott” maradványait tartalmazó, könnyen morzsolható, porózus elváltozott zóna. A folyamat a hosszan elnyúló barlangképződés késői szakaszában történhetett, amikor a barlangjárat már a karsztvízszint közelében (vagy felette) lehetett. A freatikus zóna hátárán a kőzet mikroporozitását kitöltő víz, a vadózus zónában pedig a kapilláris víz oldott oxigén tartalma tudta biztosítani a pirit-oxidáció feltételeit. Ez is egy fajtája a kénsavas „barlangképződésnek” (ld. alább), melynek kora a folyamat feltételei (pirit oxidációja) alapján a pleisztocén-holocén idejére helyezhető. Természetesen nem zárható ki, hogy a korábban már említett, törések mentén feláramló H₂S-tartalmú fluidumok, termálvizek is szerepet játszottak az elváltozás létrejöttében.

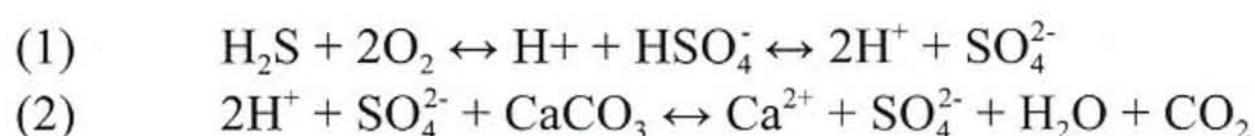
A BUDAI-TERMÁLKARSZT BARLANGJAINAK KELETKEZÉSE – ÚJABB HAZAI KUTATÁSOK EREDMÉNYEI ÉS A NEMZETKÖZI SZAKIRODALOM ALAPJÁN

A nemzetközi összefoglaló munkák a budai barlangokat már tipikus *hipogén*, illetve *hidrotermás*, *termálkarsztos barlangokként* tárgyalják (pl. DUBLYANSKY, Y. V. 1995; FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989, 2007; KLIMCHOUK, A. 2007; PALMER, A. N. 2007). DUBLYANSKY, Y. V. (2000), FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (1989, 2007), és munkájuk nyomán KLIMCHOUK, A. (2007) néhány magyarországi barlang esetében – kizárólagosan (Bátori-barlang, Sátorkőpusztai-barlang) vagy a szénsavas oldódással vegyesen (József-hegyi-barlang: CO₂ és H₂S) – lehetségesnek tartja a *kénsavas barlangképződés* folyamatát is. A világon ismert kénsavas barlangok keletkezésére vonatkozó elméletekről hazánkban először TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN (2002) adott áttekintést, felvetve néhány hazai barlang kénsavas oldódásának lehetőségét is. Ezek közé sorolta a József-hegyi-barlangot és a Sátorkőpusztai-barlangot is, ahol a tömegesen megjelenő gipszkiválások (a híres Lechuguilla-barlang képződményeihez hasonlóan) esetleg a kénsavas barlangképződés velejárói lehetnek.

Néhány munka (pl. NÁDOR A. 1991; PALMER, A. N. 2007; ERŐSS A. 2010; LEÉL-ŐSSY SZ. 2014) a rózsadombi barlangok esetében a feláramló *termálvíz hűlése* hatására bekövetkező oldóhatást is feltételezi, mivel a hideg víz több CO₂-t tud oldatban tartani, mint a meleg víz (vö. kalcit retrográd oldódása). Azonban azt is hangsúlyozzák, hogy mindez zárt rendszerben hatékony, mivel nyílt rendszerben a nyomás csökkenésével a CO₂ eltávozik, és a karbonátoldódást kicsapódás váltja fel. Amíg a nyomás csökkenésével felszabaduló CO₂ még nem távozik el a rendszerből, a karbonátos kőzetek a vizes közegben oldódnak, és ekkor jöhetnek létre a termálkarsztos barlangokra jellemző oldásformák. A freatikus zónában, a karsztvízszint közelében is keletkezhetnek a felfelé igyekvő gázbuborékoknak köszönhetően például a gömbüstök (KISS A. – TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1987; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989), és feltehetően a vadózus (vagy egyes helyzetekben a freatikus) zónában a megnövekedett CO₂-tartalom következtében a legtöbbször hasadékokat lezáró, sok esetben kondenzvíz korrózióval kioldódott gömbfülkék (pl. MÜLLER P. 1974; SZUNYOGH G. 1982, 1984, 1987, 1989; KRAUS S. 1993).

Már MOLNÁR JÁNOS (1869) is észlelte, hogy a Rózsadomb és a Gellért-hegy lábánál fakadó termálforrások vizéből a felszínen CO₂ és H₂S távozik el (vö. Iszaptó-forrás, illetve a Császár és a Király fürdő kénhidrogén szagú vize és kéntartalmú kiválásai). A H₂S oxidációja során kénsav képződik, és a karbonátos kőzetekkel reakcióba lépve CO₂ szabadul fel, ami az oldó hatást még tovább fokozza (in FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007, PALMER, A. N. 2007).

A folyamatot az alábbi egyenlet írja le (in GALDENZI, S. – MARUOKA, T. 2003):



POROS *et al.* (2012) a korábban említett szénhidrogén-tartalmú fluidzárvány-vizsgálat eredményei, repedéskitöltő ásványvizsgálatai és a recens analógiák alapján feltételezi, hogy a budai barlangok képződésében a Pesti-síkság alatti rétegekben található szerves anyagok szénhidrogénné éréséhez kötötten, a medence eredetű fluidumoknak köszönhetően, a mélyből feláramló termálvizekkel érkező agresszív gázok: a CO₂, CH₄ (CO₂-vá oxidálódva) és a H₂S vizes közegben történő oxidációja és ezáltal a **kénsavas oldódás** is szerepet játszhatott (a **keveredési korrózió jelensége mellett**).

A budai barlangok keletkezésében feltehetően szerepet játszó **kénsavas oldódás** jelenségével és módjával az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén kutató geológusok, Mádlné dr. Szőnyi Judit vezetésével hidrogeológusok, valamint a Mikrobiológiai Tanszék kutatói jelenleg aktívan foglalkoznak. Ezek eredményei módosítják, és a jövőben tovább módosíthatják a jelenlegi barlangképződésről alkotott elméleteket. SZABÓ *et al.* (2009) a termálvizek szulfátjának kénizotóp értékeit vizsgálta, és ez alapján próbálta megállapítani azok forrását: eredményeik alapján a perm korú evaporitok (gipsz, anhidrit) beoldódását jelölik meg (más elképzelés szerint szulfát a Tardi Agyag Formációban lévő szulfid (pirit) oxidálódásából is származhat). Gipszkiválások, pirit és barit kénizotópos vizsgálatával POROS *et al.* (2010, 2011b), illetve jelenleg a Szerző és kutatótársai az ATOMKI HEKAL (Palcsu L., Futó I., Túri M.) közreműködésével próbálják a szulfid- és szulfáttartalmú termálvíz hatását, valamint a piritoxidáció szerepét megérteni és tisztázni.

KLIMCHOUK, A. (2007) nyomán a kontinentális karsztos területeket újabban a Tóth József-féle felszín alatti vízáramlási rendszerben (TÓTH J. 1999) elfoglalt helyük alapján csoportosítják, és epigén és hipogén karsztos rendszerekbe sorolják (vö. ERŐSS A. 2010; ERŐSS *et al.* 2012; MÁDLNÉ SZŐNYI *et al.* 2013a,b,c stb). MÁDL-SZŐNYI, J. és TÓTH, Á. (2015) a Tóth József-féle áramlási rendszer működését fedett és fedetlen karbonátos víztartókban vizsgálta, és bizonyította, a Dunántúli-középhegység, és ezen belül is a Budai-termálkarszt példáján. A **hipogén karsztosodási folyamatok** és a **felszín alatti vízáramlási rendszerek** összefüggéseit elsőként GOLDSCHIEDER *et al.* (2010) tárgyalta áttekintő cikkében.

A fent és alább említett hazai és nemzetközi irodalmak alapján „klasszikus” **epigén karsztos oldódási folyamatok** az intermedier és regionális áramlási pályák beszivárgási zónáinál, vagy a lokális áramlási pályák mentén haladó és viszonylag rövid felszín alatti tartózkodást követően megcsapolódó, jellemzően alacsony hőmérsékletű és kis oldott anyag tartalmú karsztforrásokban tapasztalhatók. Az epigén karsztos rendszerek vizeinek oldóhatása elsősorban a felszínről befolyó vagy beszivárgó csapadékvízből és főként a talajlevegőből származó CO₂-nak és a szerves savaknak köszönhető. (Tipikus epigén karsztos folyamatok és jelenségek jellemzőek például a Dinári-hegység híres karsztvidékén, illetve a hazai Aggteleki-karszt, a Bükk, vagy a Mecsek egyes részein.)

Ezzel ellentétben a **hipogén karsztbarlangok** (így a Budai-termálkarszt) kialakulását a regionális vagy intermedier áramlási pályák mentén érkező, és a regionális kiáramlási területen megcsapolódó meleg (termál-), illetve langyos vizek oldó hatása és a folyamatra jellemző további hipogén jelenségek határozzák meg (a lokálisan beszivárgó vizek hatása ebben az esetben jelentéktelen). Az epigén karsztosodással ellentétben a víz oldóképességét itt nem a felszín felől nyeri: a hipogén savak a felszíntől függetlenül, általában nagyobb mélységben, redukzív viszonyok között keletkeznek, és általában mélységi CO₂ és H₂S vizes oldataiként vannak jelen. Képződésük általában süllyedő medencék üledékes közeteinek diagenéziséhez, szénhidrogének (kerogének) éréséhez, magmás vagy metamorf folyamatokhoz kapcsolódik. A szénsavas oldódás mellett ebben az esetben kénsavas üregképződés is lejátszódhat. A különböző áramlási rendszerek oldatai nagyobb mélységben is keveredhetnek egymással, keveredési korróziót előidézve. Fontos eltérés a felszín közelében, adott mélységig lejátszódó epigén folyamatoktól, hogy a hipogén eredetű savas fluidumok oldó hatása nagy mélységben is kisebb-nagyobb üregeket hoz létre a karbonátos közetekben, ahol a feltételek ezt lehetővé teszik (vö. HILL, C. A. 1987, 1990, 1995; PALMER, A. N. 2007; FORD, D. C.–WILLIAMS, P.W. 2007; KLIMCHOUK, A. 2007; GOLDSCHIEDER *et al.* 2010).

Az epigén hideg vizes, patakos barlangok és karsztforrások járatai, oldásformái és barlangi kiválásai is alapvetően különböznek a hipogén barlangokban tapasztaltaktól. Utóbbiak általános jellegzetessége, hogy a mélyben keletkezett üregek a felszíni topográfiától függetlenek, és labirintusszerű vagy hálózatos, közel egyenrangúnak tekinthető járataik általában a korábbi törések, repedések irányát követik (tektonikus preformáltság). Az egymást keresztező törésekből álló 3D-rendszer szerint rendeződő és szeszélyesen változó szelvényméretű (nagy termek – szűk kuszodák) járatok gyakran többszintes barlangrendszerek kialakulásához vezetnek. Jelentős mélységi eredetű CO₂-tartalom esetén speciális oldásos üregformák (gömbfülkék, gömbüstök) jöhetnek létre bennük. Nem jellemző az allogén (felszínről származó) üledékitöltés. A jellegzetes termálkarsztos barlangi (főként karbonátos-szulfátos) ásványkiválások mellett gyakran társul hozzájuk a dolomitporlódás, breccsásodás, illetve a „kovásodás” jelensége is (vö. *FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989, 2007; KLIMCHOUK et al. 2000; PALMER, A. N. 2007; KLIMCHOUK, A. 2007; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989, 2005a, 2011; TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. 1989; TAKÁCSNÉ BOLNER K.–TARDY J. 2003; NÁDOR A. 1991; LEÉL-ÖSSY SZ. 1995, 1997, 2005, 2010a,b, 2014* és mások).

A Budai-termálkarszt langyos és meleg vizeinek természetes felszínre jutása jelenleg a kiemelt karbonátos alaphegység (Budai-hegység) és a hozzá laterálisan kapcsolódó üledékes medence (Pesti-síkság) találkozásánál, regionális kiáramlási területen különböző rendű (gravitációsan vezérelt) áramlási pályák végpontja környezetében történik (pl. *MÁDL-SZŐNYI et al. 2015*). *ERŐSS A. (2010)*, illetve *ERŐSS et al. (2012)* hidrogeológiai megközelítésű munkájában a radionuklidok, mint természetes nyomjelzők alkalmazásával és modellezéssel bizonyította, hogy a Rózsadomb esetében valóban szerkezeti vonalokhoz kötötten zajlik a felszín alatti víz megcsapolódása. Az intermedier áramlási pálya mentén érkező, relatíve alacsony oldott anyag tartalmú – a felszín alatti áramlás során langyossá váló, – meteorikus hideg karsztvíz és a regionális ágon kiáramló (részben hozzákeveredő medence eredetű komponenseket is tartalmazó) magas oldott anyag tartalmú, meleg termálvizek ezeken a helyeken keverednek. A Duna áradási eseményeinek hatására, és a különböző rendű áramlási pályák felszín alatti vizeinek keveredésére és időbeli folyamatára *BODOR P. (2014)*, *BODOR et al. (2014)*, és *RESTÁS-GÖNDÖR A. (2015)* Molnár János-barlangban végzett hidrogeológiai vizsgálatai is rámutattak. A Gellért-hegy esetében azonban *ERŐSS A. (2010)*, *ERŐSS et al. (2012)* nem mutatott ki keveredést, ami alapján itt kizárólag termálvizek megcsapolódását valószínűsíti, és a keveredési korrózió helyett más barlangképző folyamatokat (jellemzően mikrobák által segített kénsavas oldódást, vö. *BORSODI et al. 2012*) ismert fel. A Duna áradása itt a szökevényforrásokra gyakorol hidrosztatikai nyomást, és ez okozza a források hőmérsékletében és kémiai paramétereiben bekövetkező időbeli változást (vö. *SCHAFARZIK F. 1920; SOMOGYI K. 2009; PÁLL-SOMOGYI K. 2010*).

Jelenleg a Rózsadomb előterében a Dunához (mint regionális kiáramlási területhez) közelebb a regionális áramlási pályán érkező meleg vizek, a Rózsadombhoz közelebb pedig az intermedier pályán érkező langyos vizek megcsapolódása folyik (vö. *ERŐSS et al. 2008; ERŐSS A. 2010*, stb). Mint azt már korábban például *FORD, D. C.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1991)*, *NÁDOR A. (1991)* és *LEÉL-ÖSSY SZ. (1997)*, valamint *BENKOVICS et al. (1995)* is megállapította, a Rózsadombon lokálisan beszivárgó hideg vizek mennyisége és barlangképződésben játszott szerepe alárendelt. Mádlné Szőnyi J., Erőss A. és munkatársaik (pl. *ERŐSS et al. 2008; GOLDSCHIEDER et al. 2010; ERŐSS A. 2010; ERŐSS et al. 2011a,b, 2012; MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a,b,c; MÁDL-SZŐNYI, J.–TÓTH, Á. 2015*, stb) e regionális megcsapolódási terület hidrogeológiai viszonyait és jelenségeit vizsgálják, és az oldódási-kiválási folyamatok megértése kapcsán a hipogén barlangképződésre vonatkozóan is számos új eredményük született.

A legújabb vizsgálatok szerint (*ERŐSS A. 2010; BORSODI et al. 2012; ANDA et al. 2014, 2015*), elsősorban a Gellért-hegy térségében, jelenleg az üregek oldódásában és az ásványkiválásban a **kénsavas barlangképződést mikrobiális tevékenység is segítheti**. Fenti szerzők olyan szulfát-redukáló, szulfid-oxidáló, illetve $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ oxidációval kolloidális ferrihidrit – $Fe(OH)_3$ kiválását előidéző mikrobaközössé-

geket azonosítottak, amelyeket korábban már például *ENGEL, A. S. (2007)* mint a kénsavas barlangokra jellemző életközösségeket írt le.

A **Budai-termálkarszt barlangjainak képződésében** (megcsapolódási területenként különböző mértékben) a keveredési korrózió mellett szerepet játszik a mikrobák által befolyásolt, redox folyamatoknak köszönhetően zajló (feltételezhetően) kénsavas barlangképződés, és zárt rendszerben a folyamatosan hűlő vízben a kalcit retrográd oldódása. Emellett azonban a redukzív, mélységi CO₂-ot, H₂S-t tartalmazó vizek keveredése az eltérő koncentrációjú, illetve oxidatív vizekkel, e mélységi gázok oxidálódása, a szulfidok (pl. pirit) oxidációja, a dolomit és gipsz oldódása esetén pedig a kalcit kiválása is meghatározó lehet (vö. *GOLDSCHIEDER et al. 2010; MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013c*). E **hipogén karsztosodási folyamatokat** részletesen pl. *PALMER, A. N. (2007)* és *FORD, D. C–WILLIAMS, P. W. (2007)* összefoglaló munkáiból ismerhetjük meg.

A miocén hidrotermás ásványtelérekhez hasonlóan a jelenleg már kiemelt helyzetben lévő, a (pliocén)-pleisztocén idején a freatikus zónában létrejött, ma már inaktív rózsadombi termálkarsztos barlangok keletkezése a korábbi tektonikus mozgások következtében kialakult törések, repedések mentén zajlott (vö. *POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012*). A jelenleg vízszint alatti, freatikus zónában oldódó hipogén barlangok (pl. Molnár János-barlang) még most is aktív termálkarsztos fázisban vannak. *ERŐSS et al. (2011c,d)* helyszíni kísérletei rámutattak, hogy a barlangjáratok víz alatti szakaszán aktív oldódás (és bizonyos esetekben kiválás is) zajlik. A Budai-hegység kiemelkedésével együtt járó karsztvízszint csökkenés eredményeként a barlangjáratok a freatikus zónából fokozatosan a vadózus zónába kerülnek, így ezekben a járatokban a hipogén folyamatok helyett egyre inkább a felszínről beszivárgó vizekhez kötődő epigén folyamatok válnak meghatározóvá (pl. *VIRÁG et al. 2013b*).

A Budai-termálkarszt sajátosságából adódóan hipogén üregesedésre elvileg bárhol lehet számítani, ahol karsztosodásra alkalmas karbonátos kőzet található, és a tektonikai adottságok, valamint – kisebb mértékben – a kőzetréteg-határok ezt lehetővé teszik. A jelenleg ismert barlangjáratok helyzetét figyelembe véve a Rózsadomb és a Gellért-hegy esetében is vannak kitüntetett üregesedési szintek, melyeket térinformatikai elemzéseink is alátámasztanak (*VIRÁG et al. 2011, 2013a*). A rózsadombi barlangok jelenleg ismert járatai például főként a Szépvölgyi Mészköben, alárendelten a Budai Márga bryozoás meszesebb alsó részében, valamint a triász mészkő- és dolomitrétegekben húzódnak (pl. *LEÉL-ŐSSY SZ. 1995*). 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 az utóbbi években barlangtérkép alapú porozitás- és térfogatmodellezés készült. Ez alapján a már karsztvízszint feletti, inaktív, jellemzően Szépvölgyi Mészköben húzódó (és a Pál-völgyi-barlang esetén kisebb arányban a Budai Márgába is felnyúló) üregeket befogadó kőzetre kimondható, hogy annak makroporozitása egymáshoz hasonló (Pál-völgyi-barlang: 1,46%, Szemlő-hegyi-barlang: 1,66%). Ehhez képest az aktív, jellemzően freatikus zónában elhelyezkedő, még jelenleg is képződő Molnár János-barlang nagyobb részt Budai Márgában elhelyezkedő régi részének adott területen belüli részaránya a befogadó kőzethez képest kisebb, mindössze 0,92% (*ALBERT G. 2010; ALBERT et al. 2015*).

A barlangképződés elvileg a vadózus-freatikus zóna határa közelében a legintenzívebb, a redox zónahatáron, a karsztvízszint alatt sekély vízmélységben, illetve az egykori forráskilépési, megcsapolódási pontok környezetében, ahol a különböző rendű áramlási pályákon érkező, eltérő kémiai összetételű és hőmérsékletű felszín alatti vizek keverednek. A Molnár János-barlang szépen példázza, hogy üregképződés a freatikus zónában akár 100 méteres mélységben is lejátszódhat. Mélyben húzódó kisebb-nagyobb (egymástól független?) üregek, kavernák ráadásul – a kutatófúrások jelentései alapján – számos helyen ismertek (vö. *MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013b; PÁVEL E. 2014*).

A jelenlegi források és kutak vizének hidrogeokémiai vizsgálati eredményeit és hipogén karsztos folyamatokat (*ERŐSS A. 2010; ERŐSS et al. 2008, 2011b, 2012; DÉRI-TAKÁCS et al. 2015*) a miocén ásványtelérekén végzett vizsgálatok eredményével (*POROS ZS. 2011; POROS et al. 2012*) összevetve ki lehetett

mutatni, hogy a jelenlegihez részben hasonló fluidumáramlás már a kora miocén vége–középső miocén óta működik a Budai-termáلكarszt területén. Eszerint a repedéskitöltő kalcit-barit-szulfid telérek, a felszín alatti vizek kiáramlási pontján képződő forrásmészkövek (travertínók), valamint a jelenleg ismert hipogén barlangjáratok mind ugyanannak a hosszan tartó folyamatnak az eredményei („karszt-barlang-travertínó kontinuum”: *MINDSZENTY A. in VIRÁG et al. 2013b*). A mai barlangok a korábbi törések és a miocén repedéskitöltő ásványtelérek, illetve azok esetleges újrafelnyílásai mentén oldódtak ki.

KOVÁCS J.–MÜLLER P. (1980) kétfázisú modelljét elfogadva (és részben módosítva), azt mondhatjuk, hogy a miocén ásványtelérek voltaképp az általuk első („eltemetett, lefojtott, zárt cellás”, fedett karszt) fázisnak nevezett szakaszba sorolhatók, a későbbi („nyílt cellás”, fedetlen karsztos) fázis „termékeiként” pedig a pleisztocén idején és jelenleg is képződő barlangokat és travertínókat tarthatjuk számon.

Amint a miocén végén megindult a hegység emelkedése, a nagy vastagságú, jelentős részben sziliklasztos, agyagos képződményekből álló üledékes fedő fokozatosan lepusztult, és – előbb a távoli középhegységi területeken, később a Budai-hegységben is – feltáródtak a karsztosodásra alkalmas képződmények. Az így megnövekvő beszivárgás eredményeként a medence irányából törések mentén felfelé áramló fluidumokhoz egyre nagyobb mennyiségben keveredhetett a Dunántúli-középhegység felől érkező meteorikus karsztvíz (*ERŐSS et al. 2011b; POROS et al. 2012; vö. SCHAFARZIK F. 1921*). Ez a folyamat valószínűleg már akkor megkezdődött, amikor a Budai-hegység területe még fedett volt (vö. „zárt cellás fázis” *KOVÁCS J.–MÜLLER P. 1980*). Az első források akkor jelenhettek meg, amikor a lepusztulás a Budai-hegységben is elérte a karbonátos kőzeteket, és az addig fedett karszt helyenként nyílt karszttá változott (in *VIRÁG et al. 2013b; vö. SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1980, 1988; KELE S. 2009*). (Ez az esemény lehetne *KOVÁCS J.–MÜLLER P. 1980* „nyílt cellás” fázisának megfelelője).

Amikor a lepusztulás a Budai-hegységben elérte a karbonátos kőzeteket, és az addig fedett karszt helyenként nyílt karszttá változott, a forrástevékenység minden bizonnyal megélnéült (vö. *SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1980, 1988*). A travertínó képződmények tanúsága azt mutatja, hogy a karszt feltáródása nem areálisan, hanem a hegységet átszelő törések mentén kialakuló völgyekhez kötődhetett. *KLIMCHOUK, A.* (2007) hívta fel a figyelmet arra, hogy a fedett karsztok eróziós feltáródását általában a forrásokból való mészkiválás (travertínóképződés) anomális intenzitás növekedése kíséri (*MINDSZENTY A. in VIRÁG et al. 2013b*). *KELE S.* (2009), illetve *KELE et al.* (2009, 2011) adatai szerint a legidősebb, már valóban forráslerakódásnak minősíthető (a terület fokozatos kiemelkedése következtében különböző tszf. magasságba kerülő) travertínók kora a Budai-hegységben középső-pleisztocén. A mai rendszert hidrogeokémiaailag egyértelműen a meteorikus karsztvíz uralja, a medence eredetű komponens mennyisége alárendelt (vö. *ERŐSS et al. 2011b*). Emiatt a víz hőmérséklete és oldott anyag tartalma ma már valószínűleg kisebb, mint a kiemelkedés kezdetén lehetett. A források ma a Duna mentén törnek fel. A hozzájuk kapcsolódó forrásbarlangokban hipogén oldásformák és kiválások figyelhetők meg. A travertínó kiválás mértéke a már hosszú ideje nyílt karsztként funkcionáló rendszerben mára jelentéktelenné csökkent (in *VIRÁG et al. 2013b*).

Amint *HILL, C. A.* (1987, 1990, 1995) munkáiból is kiderül, az amerikai MVT (Mississippi Valley típusú) ércesedések és a kénsavas barlangképződés is szénhidrogén-tároló üledékes medence (Delaware-medence) és karbonátos kőzetekből felépülő hegység (Guadalupe-hegység) találkozásánál jelentkezik, és a szén-hidrogének éréséhez és migrációjához, a karsztos kőzetekben kialakult felszín alatti vízáramláshoz köthető. Figyelemre méltó, hogy a jellemzően karbonátos Budai-hegység és az üledékes medence (Pesti-síkság) találkozása és a szénhidrogének jelenléte, valamint a MVT ércesedés és a kénsavas barlangképződésre utaló jelenségek a Budai-termáلكarszt esetében is jelen vannak (vö. *POROS ZS. 2011; POROS et al. 2009, 2010, 2012; ERŐSS A. 2010; ERŐSS et al. 2011b, 2012; BORSODI et al. 2012; MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013b, stb*). A fentiek alapján tehát itt együtt lehet jelen a „normál szénsavas” és a kénsavas hipogén barlangképződés jelensége. Erre irányuló kutatások – dr. Leél-Őssy Szabolcs, dr. Mindszenty Andrea és Mádlné dr. Szőnyi Judit vezetésével, többek közt a Szerző közreműködésével –

jelenleg is aktívan folynak az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén mind geológiai, mind hidrogeológiai megközelítést és módszereket alkalmazva, vagyis a jövőben ezen áttekintő cikkben bemutatott eredményeket és modelleket a jövőben minden bizonnyal újabbak követhetik.

Az áttekintő munka egy része a Mindszenty Andrea (2013) szerkesztésében megjelent könyv Virág et al. (2013b) és Vörös et al. (2013) fejezeteiben is megtalálható. A kutatást az OTKA 72590K támogatta.

IRODALOMJEGYZÉK

- ALBERT G. (2010): *A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és pórustérfogatának modellezése.* – Földtani Közlöny 140/3, pp. 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), pp. 151–165. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.44.2.5>
- ANDA, D.–BÜKI, G.–KRETT, G.–MAKK, J.–MÁRIALIGETI, K.–ERŐSS, A.–MÁDL-SZÖNYI, 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), pp. 329–349. DOI: 10.1556/AMicr.61.2014.3.7
- ANDA, D.–MAKK, J.–KRETT, G.–JURECSKA, L.–MÁRIALIGETI, K.–MÁDL-SZÖNYI, J.–BORSODI, A. (2015): *Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary).* – Extremophiles 19, pp. 787–797. DOI: 10.1007/s00792-015-0754-1
- 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, pp. 729–738.
- BALÁZS D. (1965): *A karsztkorrózió általános kémiai vonatkozásai.* – Karszt és Barlang 1965/II, pp. 51–60.
- BALÁZS D. (1966): *A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban.* – Hidrológiai Közlöny 46/4, pp. 179–185.
- BÁLDI T.–NAGYMAROSY A. (1976): *A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete.* – Földtani Közlöny 106/3, pp. 257–275.
- BALLA Z.–KORPÁS L. (1980): *A Börzsöny-hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete.* – A MÁFI Éves Jelentése 1978-ról, pp. 75–101.
- BENKOVICS L.–TÖRÖK Á.–NÁDOR A. (1995): *A Ferenc-hegyi vonulat barlangjainak geológiája.* – Karszt- és Barlangkutatás X, pp. 193–210.
- BENKOVICS, L.–OBERT, D.–BERGERAT, F.–MANSY, J. L.–DUBOIS, M. (1999): *Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary).* – Geodinamica Acta 12/3-4, pp. 201–211.
- BODOR P. (2014): *A rózsadombi megcsapolódási terület felszín alatti vizeiben bekövetkező időbeli változások vizsgálata.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 96 p.
- BODOR P.–ERŐSS A.–MÁDLNÉ SZÖNYI J.–CZUPPON GY. (2014): *A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megcsapolódási területen.* – Karsztfejlődés XIX, pp. 63–75.
- BORBÁS I. (1934): *A Szépvölgy és barlangjai morfológiája.* – Barlangvilág IV/3–4, pp. 25–51.
- BORSODI, A.–KNÁB, M.–KRETT, G.–MAKK, J.–MÁRIALIGETI, K.–ERŐSS, A.–MÁDL-SZÖNYI, J. (2012): *Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary.* – Geomicrobiology Journal 29, pp. 611–627.
- BÖGLI, A. (1964): *Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem.* – Erdkunde 18/2, pp. 83–92.
- 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, pp. 125–131.
- Bögli, A. (1971): *Corrosion by mixing of karst waters.* – Trans. Cave Res. Group G.B. 13/2, pp. 109–114.
- Bögli, A. (1978): *Karsthydrographie und physische Speläologie.* – Springer-Verlag, Berlin, 292 p.
- CHOLNOKY J. (1925): *Elnöki megnyitó.* – Földrajzi Közlemények, pp. 141–145.
- CHOLNOKY J. (1944): *Budapest, a legérdekesebb barlangok városa.* – Posztumusz tanulmány. – Karszt és Barlang 1982/I, pp. 9–16.
- CRAMER, H. (1929): *Einige Beiträge zur Geologie und Morphologie ungarischer Karstgebiete. III. Das Budaer Gebirge.* – Mitteilungen über Höhlen- und Karstforschung 1929/3
- 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, Thematic Issue 01/2015 DOI: 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, pp. 19–24.
- DUBLYANSKY, Y. V. (1995): *Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst.* – Environmental Geology 25, pp. 24–35.

- 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, pp. 298–303.
- ENGEL, A. S. (2007): *Observations on the biodiversity of sulfidic karst habitats*. – *Journal of Cave and Karst Studies* 69/1, pp. 187–206.
- ERNST L. (1965): *A keveredési korrózió kérdéséhez*. – *Karszt és Barlang* 1965/II, pp. 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-SZÖNYI, J.–CSOMA, É. A. (2008): *Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary*. – *Central European Geology* 51/3, pp. 267–281.
- ERŐSS A.–MÁDLNÉ SZÖNYI J. (2011a): *Pávai Vajna Ferenc és a hipogén barlangképződés. A budai barlangokra vonatkozó új modellek a hidrogeológiai kutatások tükrében*. – *Hidrologiai Tájékoztató* 2011, pp. 85–86.
- ERŐSS, A.–POROS, ZS.–MÁDL-SZÖNYI, 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, Milan, Italy, Paper 1071554.
- ERŐSS A.–MÁDLNÉ SZÖNYI J.–CSOMA A. É.–MINDSZENTY A.–KRAUS S.–KALINOVITS S. (2011c): *Egyszerű kísérlet a Budai Termálkarszt megcsapolódási zónájában található barlangok oldódási folyamatainak vizsgálata céljából*. Pilot experiment for the investigation on dissolution at the Buda Thermal Karst discharge zone. – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutatás (Budapest, 2010. május 7–9.)*, MKBT, Konferencia előadások, pp. 26–27.
- ERŐSS, A.–MÁDL-SZÖNYI, J.–BORSODI, A.–KNÁB, M.–CSOMA, A. É.–MINDSZENTY, A. (2011d): *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.): *Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France)*, pp. 161–164.
- ERŐSS, A.–MÁDL-SZÖNYI, 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, pp. 124–137.
- 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, pp. 165–170.
- FORD, D. C.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1991): *Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon*. – *Karszt és Barlang* 1991/I–II, pp. 11–18.
- FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. – Unwin Hyman, London, 601 p.
- FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – John Wiley & Sons, Chichester, 562 p.
- FÜREDI V. (1993): *Hidromagnezit és cinnabarit (?) előfordulása a Pál-völgyi-barlangban*. – Kézirat. In: KISS A.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1993): *Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1992. évi munkájáról*, pp. 88–91.
- GALDENZI, S.–MARUOKA, T. (2003): *Gypsum deposits in the Frasassi Caves, Central Italy*. – *Journal of Cave and Karst Studies* 65(2), pp. 111–125.
- GATTER I. (1984): *A karbonátos kőzetek érkitöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány vizsgálata*. – *Karszt és Barlang* 1980/II., pp. 9–18.
- GOLDSCHIEDER, N.–MÁDL-SZÖNYI, J.–ERŐSS, A.–SCHILL, E. (2010): *Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers*. – *Hydrogeology Journal* 18, pp. 1303–1318.
- GYÖRI O.–POROS ZS.–MINDSZENTY A.–MOLNÁR F.–FODOR L.–SZABÓ R. (2011): *Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete*. – *Földtani Közlemény* 141/4, pp. 341–361.
- HAZSLINSZKY T.–NÁDOR A.–SZABLYÁR P. (1993): *AJÁNLÁS a budai Rózsadomb és környéke termálkarsztja UNESCO Világörökség-listára történő felterjesztéséhez*. – MKBT, Budapest, 64 p.
- 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. (1990): *Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas*. – *AAPG Bulletin* 74/11, pp. 1685–1694.
- HILL, C. A. (1995): *Sulfur redox reactions, native sulfur, Mississippi Valley type deposits, and sulfuric acid karst, Delaware Basin, New Mexico and Texas*. – *Environ. Geol.* 25, pp. 16–23.
- HILL, C. A.–FORTI, P. (1997): *Cave minerals of the World*. – National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 463 p.
- HOFMANN K. (1871): *A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai*. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 1, pp. 199–273.
- JAKUCS L. (1948): *A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői*. – *Hidrologiai Közlemény* XXVIII/1–4, pp. 53–58.

- JAKUCS L. (1950): *Újabb hozzászólások a Budai-hegység hidrotermáinak eredetéhez.* – Hidrológiai Közlöny 30, pp. 233–235.
- JASKÓ S. (1932): *A Szemlőhegyi barlang.* – Kézirat
- JASKÓ S. (1936a): *A pálvölgy-rózsadombi barlangvidék.* – Természettudományi Közlöny 68/9–10, pp. 243–249.
- JASKÓ S. (1936b): *A Ferenchegyi-barlang.* – Földtani Értesítő, 1936/1
- JASKÓ S. (1948a): *A Centenáris-barlang.* – Természettudomány III/6
- JASKÓ S. (1948b): *A Mátyáshegyi-barlang.* – A MÁFI Évi Jelentése 10, pp. 135–147.
- KADIĆ O. (1931): *Budapest – barlangváros.* – Turisták Lapja XLIII, pp. 249–250.
- KADIĆ O. (1936): *Budapest a barlangok városa.* – Különlenyomat a Földtani Értesítő Új folyam I/4 és következő számaiból (II/4-ig), Magyar Barlangkutató Társaság, Budapest, 20 p.
- KÁRPÁT J. (1985): *Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1984-ben végzett munkáiról.* – Kézirat, MKBT adattár, pp. 81–87.
- KÁRPÁT J. (1986): *Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1985-ben végzett munkáiról.* – Kézirat, MKBT adattár, pp. 35–41.
- 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, pp. 199–224.
- 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 Közlöny 141/3, pp. 293–312.
- KEREKES J. (1944): *A Buda környéki hévizes barlangokról.* – Földrajzi Zsebkönyv, pp. 21–33.
- KESSLER H. (1931): *A Szemlőhegyi cseppkőbarlang.* – Turisták Lapja XLIII, pp. 250–252.
- KESSLER H. (1934): *Az új Ferenc-hegyi aragonit-barlang.* – Turisták Lapja XLVI, pp. 9–12.
- 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, pp. 3–8.
- KLEB B.–BENKOVICS L.–DUDKO A.–GÁLOS M.–JUHÁSZ E.–KERTÉSZ P.–KORPÁS L.–MAREK I.–NÁDOR A.–TÖRÖK Á. (1993): *Komplex földtani vizsgálatok és fúrások a Rózsadomb térségében.* – PHARE Project Report Vol. 1, 249 p.
- 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.–PALMER, A. N.–DREYBRODT, W. (2000): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* – National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 527 p.
- KOVÁCS J.–MÜLLER P. (1980): *A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai.* – Karszt és Barlang 1980/II, pp. 93–98.
- KRAUS S. (1982): *A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete.* – Karszt és Barlang 1982/I, pp. 29–34.
- KRAUS S. (1993): *A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozásai.* – Karszt és Barlang 1993/I–II, pp. 47–53.
- LAPTYEV, F. F. (1939): *Agresszivnoje vodi na karbonatnūje porodi, gipszi i betoni.* – Karszt, geofizika, Leningrád – Moszkva
- LEÉL-ÖSSY S. (1957): *A Budai-hegység barlangjai.* – Földrajzi Értesítő VI/2, pp. 155–169.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (1995): *A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai.* – Földtani Közlöny 125/3–4, pp. 363–432.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (1997): *A József-hegyi-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése.* – Kandidátusi értekezés, MTA, 114 p.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (2005): *A budai termálkarsztos barlangok genetikája és értékei.* – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): Hévizes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából (Budapest, 2004. június 21–24.), MKBT, Előadások, pp. 45–53.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (2010a): *Mineralogy and speleology of the Szemlőhegy and Mátyáshegy Caves with an introduction to the geology and speleology of the Rózsadomb area, Budapest, Hungary.* – Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series Vol. 10, 17 p.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (2010b): *A Rózsadomb barlangjai.* – In: PALOTAI M. (Ed.): Geológiai kirándulások Magyarország közepén. – Hantken Kiadó, Budapest, pp. 52–93.
- LEÉL-ÖSSY SZ. (2014): *Kristálybarlang a nagyváros alatt. A budapesti József-hegyi-barlang.* – GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, 190 p.
- LEÉL-ÖSSY SZ.–SURÁNYI, G. (2003): *Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary.* – Acta Geologica Hungarica 46/4, pp. 407–436.
- LEÉL-ÖSSY SZ.–SZANYI, GY.–SURÁNYI, G. (2011): *Minerals and Speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary).* – International Journal of Speleology 40/2, pp. 191–203.

- MÁDL-SZÖNYI, J.–ERÖSS, A. (2013a): *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, pp. 71–75.
- MÁDLNÉ SZÖNYI J.–CZAUNER B.–ERÖSS A.–SIMON SZ. (2013b): *Karbonátos és csatlakozó üledékes medenceterületek fluidumdinamikai összefüggésének vizsgálata a szénhidrogén kutatás hatékonyságának javítása érdekében a Paleogén-medencében.* – II. Részjelentés. Készült a MOL NyRt megbízásából és számára, ELTE K+F Jelentés, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 200 p.
- MÁDLNÉ SZÖNYI J.–ERÖSS A.–VIRÁG M. (2013c): *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, pp. 81–83.
- MÁDL-SZÖNYI, 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), pp. 7523–7538. DOI: 10.1007/s12665-015-4608-z
- MÁDL-SZÖNYI, J.–TÓTH, Á. (2015): *Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region.* – Hydrogeology Journal 23(7), pp. 1359–1380. DOI: 10.1007/s10040-015-1274-x
- MÁRTON, E.–FODOR, L. (2003): *Tertiary paleomagnetic results and structural analyses from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the ALCAPA unit.* – Tectonophysics 363, pp. 201–224.
- MATOLAY T. (1934): *A Szemlőhegyi barlang.* – A Földgömb V/3, pp. 81–90.
- MINDSZENTY A. (szerk.) (2013): *Budapest: földtani értékek és az ember.* Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.
- MINDSZENTY A.–MÁDLNÉ SZÖNYI J.–PETHŐ S. L.–KOVÁCS J.–MÜLLER I.–FODOR L.–KÁDÁR M.–ANGELUS B.–ERÖSS A.–NYÚL K.–POYANMEHR Z.–VARGA R. (2000): *A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról.* – Kézirat, ELTE-TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- MOLNÁR J. (1869): *A hévvizek Buda környékén.* – Math. és Természettudományi Közlemények VII, MTA, pp. 163–244.
- MÜLLER P. (1971): *A metamorf eredetű széndioxid karsztkorróziós hatása.* – Karszt és Barlang 1971/II, pp. 53–56.
- MÜLLER P. (1974): *A melegforrás barlangok és gömbfülkék képződéséről.* – Karszt és Barlang 1974/I, pp. 7–10.
- MÜLLER P. (1983): *Válasz Ernst Lajos kritikai megjegyzésére.* – Karszt és Barlang 1983/I–II, p. 49.
- NÁDOR A. (1991): *A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük.* – Doktori disszertáció, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 171 p.
- NAGY S. (2008): *A Budai-hegység hidrotermás folyamatainak szerepe a Bátori-barlang és a Ferenc-hegyi-barlang kialakulásában.* – Diplomamunka, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, 91 p.
- PÁLL-SOMOGYI K. (2010): *A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire.* – Hidrológiai Tájékoztató 2010, pp. 23–24.
- PALMER, A. N. (2007): *Cave Geology.* – Cave Books, Dayton, Ohio, 454 p.
- PANOŠ, V. (1960): *A Budai-hegység hévforrásos karsztja és különleges lerakódásai.* – Hidrológiai Közlöny 40/5, pp. 391–395.
- PÁVAI-VAJNA F. (1930): *A forró oldatok, gőzök és gázok szerepe a barlangképződésnél.* – Hidrológiai Közlöny 10, pp. 115–122.
- PÁVEL E. (2014): *Karbonátos képződmények mélybeli üregesedésre utaló jegyeinek vizsgálata a Budai Termálkarszton.* – TDK dolgozat, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 63 p.
- PLUMMER, L. N. (1975): *Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater.* – Geol. Soc. Amer. Memoirs 142, pp. 219–236.
- 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, pp. 23–32.
- 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, pp. 203–210.
- POROS, Zs.–ERÖSS, A.–MÁDL-SZÖNYI, J.–MINDSZENTY, A.–MOLNÁR, F.–RONCHI, P.–CSOMA, A. E. (2010): *Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karszt, 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. (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.–GYÖRI, O.–MINDSZENTY, A.–MOLNÁR, F. (2009): *Reconstruction of paleofluid migration pathway by recognition of Mississippi Valley-type characteristics in the associated mineralization (Buda Hills, Hungary).* – In: 27th IAS Meeting of Sedimentologists, 2009 September, Alghero, Olaszország, p. 318.

- POROS, ZS.–MINDSZENTY, A.–MOLNÁR, F.–PIRONON, J.–GYÖRI, O.–RONCHI, P.–SZEKERES, Z. (2012): *Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid studeis from the Buda Hills, Hungary*. – International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.) 101, pp. 429–52.
- RESTÁS-GÖNDÖR A. (2015): *Izotóphidrogeológiai vizsgálatok a Molnár János-barlangban*. – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 91 p.
- RUNNELS, D. D. (1969): *Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters*. – Jour. of Sed. Petr. 39, pp. 1188–1201.
- SÁSDI L. (1993): *A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. II. Termális hatást tükröző paleokarsztok*. – Karszt és Barlang 1993/I–II, pp. 39–46.
- SCHAFARZIK F. (1920): *Szőkevény hévforrások a Gellérthegy tövében*. – Földtani Közlöny 3, pp. 79–158.
- SCHAFARZIK F. (1921): *Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére*. – Hidrológiai Közlöny I, pp. 9–14.
- SCHAFARZIK F.–VENDL A. (1929): *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. – Magyar Királyi Földtani Intézet, Stadium Sajtóvállalat, Budapest, 341 p.
- SCHAFARZIK F.–VENDL A.–PAPP F. (1964): *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 296 p.
- SCHERF E. (1922): *Hévforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi hegységben*. – Hidrológiai Közlöny II, pp. 19–88.
- SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1980): *A budai hévforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól napjainkig*. – Hidrológiai Közlöny 60/11, pp. 492–501.
- SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1988): *A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei*. – Földrajzi Tanulmányok 20, Akadémiai Kiadó, Budapest, 129 p.
- SCHRÉTER Z. (1912): *Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben*. – A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve XIX/5, pp. 181–231.
- SOMOGYI K. (2009): *A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire*. – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 107 p.
- SZABÓ J. (1858): *Pest-Buda környékének földtani leírása*. – Természettudományi Pályamunkák IV, MTA, 58 p.
- 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, pp. 73–81.
- SZUNYOGH G. (1982): *A hévizes eredetű gömbfülkék kioldódásának elméleti vizsgálata*. – Karszt és Barlang 1982/II, pp. 83–88.
- SZUNYOGH G. (1984): *A gömbfülkék kondenzvíz-korróziós kialakulásának elméleti fizikai leírása*. – Karszt és Barlang 1984/I, pp. 19–24.
- SZUNYOGH G. (1987): *A hévizes eredetű gömbfülkék víztükör alatti kioldódásának elméleti vizsgálata*. – Karszt és Barlang 1987/I–II, pp. 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, pp. 766–768.
- 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, pp. 819–822.
- TAKÁCSNÉ BOLNER, K. (1990): *A Pál-völgyi-barlang üledékkitöltésének vizsgálatai*. – Kézirat. In: KISS A.–TAKÁCSNÉ BOLNER K.: Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1989. évi munkájáról, pp. 44–52.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2002): *A kénsavas oldatok hatására képződő barlangok ismérvei és hazai előfordulási lehetőségei*. – Kézirat, MKBT jelentés, 5 p.
- 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. (ed.): Hévízes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából (Budapest, 2004. június 21–24.), MKBT, Előadások, pp. 125–131.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2005b): *A Pál-völgyi-barlang képződmény-ritkaságai*. Rare speleothems found in Pál-völgy Cave. – In: HAZSKINSZKY T. (ed.): Hévízes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából (Budapest, 2004. június 21–24.), MKBT, Előadások, pp. 118–124.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2011): *A Rózsadomb barlangjainak szerepe a magyar szpeleológia fejlődésében*. The Rózsadomb caves and their contribution to the development of Hungarian speleology. – In: HAZSKINSZKY T. (ed.): 100 éves a szervezett magyar barlangkutató (Budapest, 2010. május 7–9.), MKBT, Konferencia előadások, pp. 162–171.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.–KRAUS S. (1989): *A melegvízes eredetű barlangok kutatásának eredményei*. – Karszt és Barlang 1989/I–II, pp. 61–66.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.–TARDY J. (2003): *A Budai Termálkarszt barlangvilága*. – A Földgömb XXI/5, pp. 18–29.

- TÓTH, J. (1999): *Groundwater as a geologic agent: An overview of the cases, processes and manifestations.* – Hydrogeology Journal 7/1, pp. 1–14.
- VERESS M.–PÉNTÉK K.–HORVÁTH E. T. (1992): *Keверedési korróziós barlangok kioldódástörténetének vizsgálata a Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján.* – Karszt és Barlang 1992/I–II, pp. 21–26.
- VIRÁG M.–KÁLMÁNFINÉ AST H.–KARDOS A.–MINDSZENTY A.–LEÉL-ÖSSY SZ.–TIMÁR G. (2011): *Budai barlangok és travertínó szintek vizsgálata térinformatikai módszerekkel.* – Absztrakt kötet, Karsztfejlődés XIV. Konferencia, Szombathely, p.32.
- VIRÁG M.–KÁLMÁNFINÉ AST 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, pp. 259–263.
- VIRÁG M.–LEÉL-ÖSSY SZ.–MINDSZENTY A. (2013b): *Szpeleológiai adottságok. A felszín alatti víz oldóhatásának tanúi: a budai barlangok.* – In: MINDSZENTY A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 104–111.
- VITÁLIS GY.–HEGYI I-NÉ (1973): *Hidrotermális és metasomatikus jelenségek a Dunai andezithegységgel határos mészkőterületeken.* – Hidrológiai Közlemény 1973/5, pp. 213–221.
- VITÁLIS GY.–HEGYI I-NÉ (1974): *Hidrotermális kőzetelváltozások a Dunai andezithegységgel határos dolomitterületeken.* – Hidrológiai Közlemény 1974/12, pp. 562–569.
- 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-ÖSSY 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, pp. 34–39.

<http://www.termeszetvedelem.hu>

SPELEOGENESIS IN THE BUDA THERMAL KARST – A HISTORICAL REVIEW FROM THE „CLASSICAL” EPIGENIC TO THE HYPOGENIC THEORIES

The paper is a review of theories developed in the last century about speleogenesis in the Buda Thermal Karst.

Initially in the 1920s researchers (e.g. *CHOLNOKY 1925; SCHAFARZIK and VENDL 1929*) accounted for the formation of the caves in the Buda Hills in terms of the „classical” epigenic karstification (e.g. Pál-völgy Cave). According to these theories, dissolution processes mainly took place on interaction with infiltrating meteoric waters rich in soil-derived CO₂.

Later on, as the number of newly discovered caves increased, some researcher suggested that the main speleogenetic process occurs in contact with discharging CO₂-rich thermal waters (e.g. *PÁVAI-VAJNA 1930; KESSLER 1936; MÜLLER 1971*) and mixing corrosion was suggested to be the major factor in cavity formation (e.g. *MÜLLER 1974, 1983; KRAUS 1982; TAKÁCS-BOLNER and KRAUS 1989; TAKÁCS-BOLNER 1989, 2005a, 2011; NÁDOR 1991; VERESS et al. 1992; LEÉL-ÖSSY 1995, 1997, 2005, 2014; LEÉL-ÖSSY and SURÁNYI 2003; LEÉL-ÖSSY et al. 2011*). *KOVÁCS and MÜLLER (1980)* supposed two major phase (buried and uncovered) of karstification and speleogenesis in Buda Thermal Karst.

Currently it is generally accepted that the hypogenic caves of the Buda Thermal Karst (e.g. *DUBLYANSKY 1995; FORD and WILLIAMS 2007; KLIMCHOUK 2007; PALMER 2007*; Hungarian researchers: *GOLDSCHIEDER et al. 2010; ERŐSS 2010; ERŐSS et al. 2012; MÁDL-SZŐNYI et al. 2013a,c; VIRÁG et al. 2013b*; e.g. Rózsadomb and Gellért Hill) were formed by the dissolving effect of deep-originated hypogenic acids (e.g. CO₂ and H₂S) and due to some other processes such as oxidation-reduction, CO₂ and sulphuric acid corrosion (e.g. *HILL 1987; DUBLYANSKY 2000; FORD and WILLIAMS 1989,*

2007; KLIMCHOUK 2007; Hungarian researchers: TAKÁCS-BOLNER 2002; GOLDSCHIEDER *et al.* 2010; ERŐSS 2010; ERŐSS *et al.* 2011b, 2012; MÁDL-SZŐNYI *et al.* 2013; VÖRÖS *et al.* 2013), microbiological activity (BORSODI *et al.* 2012; ERŐSS 2010), retrograde dissolution of calcite because of cooling of thermal water (e.g. NÁDOR 1991; PALMER 2007; GOLDSCHIEDER *et al.* 2010; ERŐSS 2010; ERŐSS *et al.* 2012; LEÉL-ŐSSY 2014), and the above-mentioned mixing corrosion (see also ERŐSS 2010; ERŐSS *et al.* 2012). In Miocene times, from upward migrating basinal hydrothermal fluids calcite, barite, pyrite, fluorite and other minerals precipitated in fractures (e.g. POROS 2011; POROS *et al.* 2009, 2010, 2012; GYŐRI *et al.* 2011). At that time the host rocks were still covered by a few hundred meters of clastic sediments (mainly clays and sandstones). In Pleistocene times these sediments were eroded and meteoric water infiltrated from the surface of the uncovered carbonate sediments along its' fractures and this gravity-driven fluid circulation contributed to the „rock-water interaction”. Mixing corrosion occurred the interaction of waters belonging to the regional and to the intermediate flow systems, mainly the basinal fluid-bearing thermal water mixed with meteoric water (e.g. ERŐSS 2010; ERŐSS *et al.* 2008, 2011b,c,d, 2012; GOLDSCHIEDER *et al.* 2010; MÁDL-SZŐNYI *et al.* 2013a,b,c, 2015; MÁDL-SZŐNYI and TÓTH 2015; DÉRI-TAKÁCS *et al.* 2015) along the fractures at Rózsadomb. As the Buda Hills gradually uplifted from the Pliocene or Pleistocene on to present times, a large number of active and inactive cave levels developed in the Buda Thermal Karst (e.g. LEÉL-ŐSSY 1995; LEÉL-ŐSSY and SURÁNYI 2003; TAKÁCS-BOLNER 2011; VIRÁG *et al.* 2011, 2013a,b; ALBERT *et al.* 2015).

For additional references see the end of the paper.

Virág Magdolna

Eötvös Loránd Tudományegyetem,

Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet (ELTE TTK FFI)

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,

1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

contact e-mail: virag.magdi@gmail.com