

Pest Megyei Kormányhivatal Érdi járási Hivatal
Környezetvédelmi és Természetvédelmi Főosztály
Természetvédelmi Osztály

Tárgy: Kutatási zárójelentés

a KTVF 8689-1/2013 sz. kutatási

DUNA-IPOLY NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG Budapest	
Kutatás időpontja: 2018 JAN 17.	Mellékletek:
Kutatókörnyv sorszáma: alszáma: 523/2018.	Ügyintéző: Borsari S
Felirat száma: ei. 1683/2016.	

1072 Budapest, Nagy Diófa u. 10-12.

Tisztelt Természetvédelmi Osztály!

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem a fenti számú kutatási engedély alapján folyamatosan nem feltáró, tudományos kutatást végez 2013 óta a Ferenc-hegyi-barlangban Kutatási tevékenységünkről minden évben részletes jelentést adtunk le, ezért jelen zárójelentésünkben csak a 2017-ben végzett kutatásainkra, ill. az idén megjelent publikációinkra, előadásainkra térünk ki.

Be nem fejezett kutatásainkra, a kiadott szakdolgozati és TDK-dolgozati témákra, Virág Magdolna készülő PhD értekezésére tekintettel kérjük kutatási engedélyünk további 4 évvel történő meghosszabbítását.

Idén 4 alkalommal dolgoztunk a barlangban (a régi részben): 2017 február 24-én, június 16-án, augusztus 22-én, szeptember 27-én és november 28-án. A kutatásban résztvevők minden alkalommal Leél-Őssy Szabolcs, Surányi Gergely, Virág Magdolna és Garamhegyi Tamás voltak.


A rózsadombi barlangokról, ill. hidrogeológiai viszonyokról a Springer Kiadónál jelentet meg az idén ősszel az eddigi kutatásainkat összefoglaló írások, ill. várhatóan 2018 januárjában jön ki a Földtani Közlöny legújabb száma, amelyekben főleg az új eredményekre térünk ki, (továbbfejlesztve 1995-ös cikkünket), melyeket mellékelünk zárójelentésünkhöz.

Új eredményeink (különösen az ásványkiválások vizsgálata és a regisztrálható tektonikai mozgások mérése terén) szükségessé teszik kutatásaink folytatását, mert számos észlelésünk magyarázatát még nem ismerjük.

Kérjük ezért a Ferenc-hegyi-barlangra vonatkozó kutatási engedélyünk meghosszabbítását 2021. december 31-ig.

Tisztelettel:


Budapest, 2017. december 27.


Dr. Pálffy József

tanszékvezető egyetemi tanár


Dr. Leél-Őssy Szabolcs

kutatásvezető


Dr. Borhy László
rektor



A fenti kutatási engedélyhez kapcsolódó tevékenységünk alapján 2017-ben megjelent publikációk:

Leél-Óssy Szabolcs (2017): Caves of Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-279-288.

Judit Mádl-Szőnyi, Anita Eröss and Ádám Tóh (2017): Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary – with special Emphasis on Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-267-278.

Megjelenés alatt:

Leél-Óssy Szabolcs, Virág Magdolna (2017): Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). Földtani közlöny, in print

DUNA-VÖLGY NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG Budapest	
Időpontja: 2018 JAN 17.	Melléletek:
Iktatókönyv sorszáma: 520/2018.	
Előiratszám: 1120/2016	
Tárgy: Kutatási zárójelentés <i>Borvölgy</i>	
Ügyintéző: <i>S</i>	

Pest Megyei Kormányhivatal Érdi járási Hivatal
 Környezetvédelmi és Természetvédelmi Főosztály
 Természetvédelmi Osztály

a KTVF 1771-1/2013 sz. kutatási
 engedélyhez

1072 Budapest, Nagy Diófa u. 10-12.

Tisztelt Természetvédelmi Osztály!

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem a fenti számú kutatási engedély alapján folyamatosan nem feltáró, tudományos kutatást végez 2013 óta a Pál-völgyi-barlangrendszerben. Kutatási tevékenységünkről minden évben részletes jelentést adtunk le, ezért jelen zárójelentésünkben csak a 2017-ben végzett kutatásainkra, ill. az idén megjelent publikációinkra, előadásainkra térünk ki.

Be nem fejezett kutatásainkra, a kiadott szakdolgozati és TDK-dolgozati témákra, Virág Magdolna készülő PhD értekezésére tekintettel kérjük kutatási engedélyünk további 4 évvel történő meghosszabbítását.

Idén 4 alkalommal dolgoztunk a barlangban:

2017 február 16-án, május 13-án, szeptember 06-án a Mátyás-hegyi-barlangban az Ebédlő és a Színház-terem közti szakaszon.

A Pál-völgyi-barlangban a Bekey-csoport tagja (Zentay Péter) a vezetésével a Nagy-körön végeztünk kutatást 2017. december 03-án.

A kutatásban résztvevők minden alkalommal Leél-Össy Szabolcs, Surányi Gergely, Virág Magdolna és meghívott szakértőként Vörös Péter voltak.

A rózsadombi barlangokról, ill. hidrogeológiai viszonyaikról a Springer Kiadónál jelent meg az idén ősszel az eddigi kutatásainkat összefoglaló írás, ill. várhatóan 2018 januárjában jön ki a Földtani Közlöny legújabb száma, amelyekben főleg az új eredményekre térünk ki, (továbbfejlesztve 1995-ös cikkünket), melyeket mellékelünk zárójelentésünkhöz.

Eddig nem jutottunk el a Pál-völgyi-barlangrendszer részét képező Harcsaszájú-barlangba és a Hideglyuk-barlangba, amit a jövőben részletes kutatással pótolni szeretnénk amennyiben a T. Kormányhivatal meghosszabbítja kutatási engedélyünket.

Az eredeti Pál-völgyi-barlangban és a Mátyás-hegyi-barlangban is számos érdekességet találtunk, amit eddig még nem volt alkalmunk megvizsgálni.

Kérjük ezért a Pál-völgyi-barlangrendszerre vonatkozó kutatási engedélyünk meghosszabbítását 2021. december 31-ig.

Tisztelettel:

Budapest, 2017. december 27.

Dr. Pálffy József

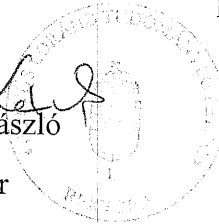
tanszékvezető egyetemi tanár

Dr. Leél-Össy Szabolcs

kutatásvezető

Dr. Borhy László

rektor



A fenti kutatási engedélyhez kapcsolódó tevékenységünk alapján 2017-ben megjelent publikációk:

Leél-Össy Szabolcs (2017): Caves of Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-279-288.

Judit Mádl-Szőnyi, Anita Eröss and Ádám Tóh (2017): Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary – with special Emphasis on Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-267-278.

Megjelenés alatt:

Leél-Össy Szabolcs, Virág Magdolna (2017): Az utóbbi 20 év barlangkutatási eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). Földtani közlöny, in print

ERKEZETT

DUNA-IPOLY NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG

Érkezett: 2018 JAN 17. *vek*

Érk. azonosító: 426

Érdi járási Hivatal
 Természetvédelmi Főosztály

Tárgy: Kutatási zárójelentés
 a KTVF 8526-1/2013 sz. kutatási
 engedélyhez

1072 Budapest, Nagy Diófa u. 10-12.

DUNA-IPOLY NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG
 Budapest

Iktatás időpontja: 2018 JAN 17. Mellékletek:

Iktatókönyv száma: 522/2018.

ÉIS: 1682/2016. Ugyanvezető: *Bornai László*

Tisztelt Természetvédelmi Osztály!

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem a fenti számú nem feltáró, tudományos kutatási engedéllyel rendelkezik a Citadella-kristálybarlangra. Kutatási tevékenységünkről minden évben csak olyan jelentést tudunk leadni, amelyben kifejtettük, hogy az ingatlan (Bérc u. 4/a) tulajdonos váltása miatt nem tudtunk oda bejutni. Most sikerült az új tulajdonossal megállapodni, hogy 2017. december 30-án bejuthatunk a barlangba.

LAI
JK

Az ott tapasztalt állapotokról akkor jelentést fogunk leadni a T. Kormányhivatal felé.

Tisztelettel:

Budapest, 2017. december 27.

Dr. Pálffy József

Dr. Pálffy József

tanszékvezető egyetemi tanár

Dr. Leél-Őssy Szabolcs

Dr. Leél-Őssy Szabolcs

kutatásvezető

Dr. Borhy László

Dr. Borhy László

rektor



Pest Megyei Kormányhivatal Érdi járási Hivatal
Környezetvédelmi és Természetvédelmi Főosztály
Természetvédelmi Osztály

1072 Budapest, Nagy Diófa u. 10-12.

Tárgy: Kutatási zárójelentés
a KTVF 8632-1/2013 sz. kutatási

engedélyhez

DUNA-ÉNYI NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG Budapest	
iktatási időpontja: 2018 JAN 17.	Mellékeltek:
iktatókönyv sorszáma: alszáma: 521/2018.	
Felirátas száma: 1721/2016.	Ugyintéző: Borhy László

Tisztelt Természetvédelmi Osztály!

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem a fenti számú kutatási engedély alapján folyamatosan nem feltáró, tudományos kutatást végez 2013 óta a József-hegyi-barlangban. Kutatási tevékenységünkről minden évben részletes jelentést adtunk le, ezért jelen zárójelentésünkben csak a 2017-ben végzett kutatásainkra, ill. az idén megjelent publikációinkra térünk ki.

Be nem fejezett kutatásainkra, a kiadott szakdolgozati és TDK-dolgozati témákra, Virág Magdolna készülő PhD értekezésére tekintettel kérjük kutatási engedélyünk további 4 évvel történő meghosszabbítását.

Idén 5 alkalommal dolgoztunk a barlangban:

2017 február 22-én, június 13-án, augusztus 21-én a Vár-teremben és a Láng-Sándor-teremben, ill. utolsó alkalommal a Kagylós-ágban is. Szeptember 29-én a Keleti-labirintust, és november 30-án Repülőteret kerestük fel és végeztünk ott méréseket.

A kutatásban résztvevők minden alkalommal Leél-Össy Szabolcs, Surányi Gergely, Virág Magdolna és Trásy Balázs voltak.

A rózsadombi barlangokról, ill. hidrogeológiai viszonyaikról a Springer Kiadónál jelentek meg az idén ősszel az eddigi kutatásainkat összefoglaló írások, ill. várhatóan 2018. januárjában jön ki a Földtani Közlöny legújabb száma, amelyekben főleg az új eredményekre térünk ki, (továbbfejlesztve 1995-ös cikkünket), melyeket mellékelünk zárójelentésünkhöz.

Kérjük ezért a József-hegyi-barlangrendszerre vonatkozó kutatási engedélyünk meghosszabbítását 2021. december 31-ig.

Tisztelettel:


Budapest, 2017. december 27.


Dr. Pálffy József

tanszékvezető egyetemi tanár


Dr. Leél-Össy Szabolcs

kutatásvezető


Dr. Borhy László
rektor



A fenti kutatási engedélyhez kapcsolódó tevékenységünk alapján 2017-ben megjelent publikációk:

Leél-Össy Szabolcs (2017): Caves of Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-279-288.

Judit Mádl-Szőnyi, Anita Erőss and Ádám Tóh (2017): Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary – with special Emphasis on Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-267-278.

Megjelenés alatt:

Leél-Össy Szabolcs, Virág Magdolna (2017): Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). Földtani közlöny, in print

ÉRKEZETT

508 HLP
2018 JAN 18.



PEST MEGYEI
KORMÁNYHIVATAL
ÉRDI JÁRÁSI HIVATAL

DUNA-IPOLY NEMZETI PARK IGAZGATÓSÁG Budapest	
Iktatás időpontja: 2018 JAN 18.	Melléklet:
Iktatókönyv sorszáma: alszáma: 521/1/2018	
Előirat száma:	Ügyintéző: Borsák S.

Ügyiratszám: PE-06/KTF/183-2/2018.

Tárgy:

Értesítés eljárás megindításáról a József-hegyi-barlang (országos barlang nyilvántartási száma: 4762-6) tudományos kutatására vonatkozó KTVF: 8632-1/2013. számú természetvédelmi engedély meghosszabbítása ügyében.

Ügyintéző: Galamb István

Hiv. szám: -

Telefon: (06-1) 478-4400

Melléklet:

Kérelem és kutatási jelentés másolat

Füri András részére
igazgató

Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság

Budapest
Költő utca 21.
1121

Tisztelt Igazgató Úr!

Megkeresem T. Címzettet, mint a mellékelt kérelemmel érintett József-hegyi-barlang vagyongazdálkodóját tárgyi tevékenység engedélyezésére irányuló kérelem ügyében.

A barlangok nyilvántartásáról, a barlangok látogatásának és kutatásának egyes feltételeiről, valamint a barlangok kiépítéséről szóló 13/1998. (V.6.) KTM rendelet 18/C. § (1) bekezdése értelmében a barlangban végzett, a természet védelméről szóló 1996. évi LIII. törvény 51. §-ának (1) és (3) bekezdésében meghatározott tevékenységek engedélyezése során a természetvédelmi hatóság beszerzi az igazgatóság – jelen esetben az illetékes Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság – vagyongazdálkodói hozzájárulását.

Erre tekintettel kérem, hogy a mellékletben csatolt barlang kutatási engedély kérelem elbírálásához szükséges vagyongazdálkodói nyilatkozatát szíveskedjen megadni, jelen levél kézhezvételét követő 5 napon belül.

Segítő együttműködését előre is köszönjük.

Budapest, 2018. január 12.



Dr. Szabó Zsolt járási hivatalvezető

nevében és megbízásából:

Lászlók András
osztályvezető

Kapják:

1. Címzett
2. Irattár

HK

The expanding city demanded a large amount of stones and cement at the turn of the nineteenth and twentieth century. Numerous quarries were opened in the Rózsásdomb.

The springs of the thermal basins at the foot of Gellért Hill (Gellért Bath, Rüdös Bath, and Rác Bath) dissolved only smaller caves (between a few meters and a few tens of meters) due to the disadvantageous lithological setting (lack of limestone) and the different main cave forming processes (Erdős 2011) (Fig. 1b). It is mainly in the József-hegy group of springs that the water dissolved larger cavities in an area of five to six square kilometers. There are substantial caves up to 2 km away from the present riverbed of the Danube. Due to continuous rising of the area since the Pliocene and the lowering of the karst water table associated with the incision of the Danube, a few of these caves are located up to 60–100 m above the Danube (approximately, the present karst water table). The vertical extension of the largest explored caves exceeds 100 m.

3 Geological Setting of the Caves

The oldest rocks of the area, which are also visible on the surface, were formed in the Upper Triassic more than 200 million years ago at the northern side of the Tethys Ocean, mostly in the orogenic zone. These older rocks include the compact textured whitish Dacstein Limestone, poor in microfossils, and the Main Dolomite, which consist of the accumulation of the skeletons of marine organisms. The Dacstein Limestone outcrops at the surface a few kilometers west of the caves of Rózsásdomb, and only contains small caves (Fig. 2).

The fractured, whitish-greyish Main Dolomite is poor in microscopic fossils (small ammonites can be found at some places). This rock also appears in the immediate neighbourhood of Rózsásdomb, but no cavities are known there. Minor spring caves (e.g. the cavity of Török Spring) were formed in this rock only in the area of Gellért Hill.

The layers of the Mátyáshegy Formation are built up of limestone, dolomite and marl, which all deposited in deeper water. They are visibly folded and contain a significant amount of chert originated from siliceous sponges (Haus 2004; Eschum et al. 2009). The chert can be as big as a fist and occurs in nodules that are found parallel to the layers. No microscopic fossils were found in it. On the surface of Triassic carbonates, there is a distinct discordance.

The following known rocks are 150–160 million years younger. It is not clear when the area became subaerial or what amount of sediments was removed by erosion. In any case, there are no sediments found from the Jurassic or Cretaceous. At the end of the Eocene, about 40 million years ago, significant transgression followed. At the foot of the tilted shores, several-meter thick abrasion

active lake-warm springs are known along the right bank of the Danube (see Máté-Szönyi et al. Chap. 17). These are from north to south: Csillaghegy springs (Northern system), József-hegy springs (Central system) and Gellért-hegy springs (Southern system). The group of inactive springs of Vár Hill, that deposited a layer of 6–10 m thick travertine between 350 and 190 ka BP (Krolopp et al. 1976), is located between the latter two groups of springs. Towards the end of the period during which these springs were active, when the water could not rise up to the surface anymore due to hydrodynamic reasons, the waters dissolved small and isolated, merely 0.5–1 m high cavities in the travertines, in the lower part of this freshwater limestone, above the underlying Buda Marl.

No cave passages are known in the northern group of springs, but several fossil spring channels were identified in

2 The Study Area

Today, after exploring the connections between several separate caves, the area of the Buda Thermal Karst (BTK) includes five larger systems (Pál-völgy Cave System, Mohár János Cave, József-hegy Cave, Ferenc-hegy Cave and Szentlőczy Cave) and about one hundred smaller and larger caves with a total length of around 55 km (Leél-Össy 2015). The Vár Cave on Castle Hill merits a special mention: this 3 km system was artificially created by connecting small caverns, which singularity extended only over a few tens of meters.

18

Caves of the Buda Thermal Karst

Szabolcs Leél-Össy

Abstract

The Buda thermal karst is one of the most characteristic hypogene karst systems of the world developed in Triassic and Eocene limestone and marl in Budapest, on the right side of the Danube, under 300–400 m high hills. Due to the mixing corrosion enhanced by CO₂ and perhaps sulfuric acid, the water circulation formed multi-storey cave systems with different morphologies and complicated layout along the tectonic fissures. The arrangement of caves is independent of surface topography. The world-famous medicinal waters of Budapest come to the surface through cave passages. Due to the incision of the Danube and the uplift of the area in the Pleistocene, most passages are presently dry; now they lie 100 m above the Danube, though there are still passages below the water-table. The length of the five largest known caves and about 100 smaller ones reaches 55 km, and it is reasonable to estimate the length of unknown underground passages to be comparable. Caves are characterized by complex morphology, suggesting the formation by rising flow, and by rich carbonate-sulfuric mineral precipitations. Some of them (e.g. barite and calcite veins) are associated with bedrock formation and thus predate the cave forming process. There are minerals that precipitated from the warm water that dissolved the cave (Fe- and Mn-containing minerals formed by bacterial colonies, or cave rats and folia). Evaporitic precipitations (e.g. popcorns, and frostworks) are remarkable. There are frequent precipitations of gypsum (chandeliers, gypsum flowers, etc.) due to the pyrite content of the marl above the passages. Discovering the concealed and hidden caves since the early twentieth-century was helped by quarries and earthworks followed by systematic and deliberate exploration.

Keywords

Budapest • Tectonic preformation • Mixing corrosion: solution forms • Carbonate-sulfate minerals

1 Introduction

The first cave known in the area of present Budapest was Sziklatemplom ("rock church") on Gellért Hill (Adámkő deliberately and systematically. János Mohár discovered the first hypogene cave in 1857. He only explored the dry 20 m upper storey of the vertical cave, the bottom of which reaches the active part of the 7 km long cave. This cave was named after him.

S. Leél-Össy (✉)

Department of Physical and Applied Geology, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary
e-mail: lor@geology.elte.hu

© Springer International Publishing AG 2017

A. Klemenčík et al. (eds.), *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, Cave and Karst Systems of the World, DOI 10.1007/978-5-319-53248-3_18

279

Pest Megyei Kormányhivatal Érdi járási Hivatal

Könyvezetvédelmi és Természetvédelmi Főosztály

Természetvédelmi Osztály

1072 Budapest, Nagy Diófa u. 10-12.

Tárgy: Kutatási zárójelentés

a KTVF 8632-1/2013 sz. kutatási

Kutatási engedélyhez kötött tevékenységek és tevékenységek elvégzésének engedélyezése	
Előadó:	2017 DEC 28.
Előadó neve:	16260-2
Előadó címe:	16260-2

Tisztelt Természetvédelmi Osztály!

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem a fenti számú kutatási engedély alapján folyamatosan nem feltáró, tudományos kutatást végez 2013 óta a József-hegyi-barlangban. Kutatási tevékenységünkről minden évben részletes jelentései adunk le, ezért jelen zárójelentésünkben csak a 2017-ben végzett kutatásainkra, ill. az idén megjelent publikációinkra térünk ki.

Be nem fejezett kutatásainkra, a kiadott szakdolgozati és TDK-dolgozati témákra, Virág Magdolna készülő PHD értekezésére tekintettel kérjük kutatási engedélyünk további 4 évvel történő meghosszabbítását.

Idén 5 alkalommal dolgoztunk a barlangban:

2017 február 22-én, június 13-án, augusztus 21-én a Vár-teremben és a Láng-Sándor-teremben, ill. utolsó alkalommal a Kágyós-ágban is. Szeptember 29-én a Keleti-labirintust, és november 30-án Repülőteret kerestük fel és végeztünk ott méréseket.

A kutatásban résztvevők minden alkalommal Leél-Óssy Szabolcs, Surányi Gergely, Virág Magdolna és Trásy Balázs voltak.

A rózsadombi barlangokról, ill. hidrogeológiai viszonyokról a Springer Kiadónál jelentek meg az idén összesen az eddigi kutatásainkat összefoglaló írások, ill. várhatóan 2018. januárjában jön ki a Földtani Közöny legújabb száma, amelyekben főleg az új eredményekre térünk ki, (további)jeleszve 1995-ös cikkünket), melyeket mellékelünk zárójelentésünkhöz.

Kérjük ezért a József-hegyi-barlangrendszerre vonatkozó kutatási engedélyünk meghosszabbítását 2021. december 31-ig.

Tisztelettel:

Budapest, 2017. december 27.

Dr. Palfy József

tanúskező vezető egyetemi tanár

Dr. Leél-Óssy Szabolcs

kutatásvezető

Dr. Borhy László

rektor

A fenti kutatási engedélyhez kapcsolódó levélkonyságunk alapján 2017-ben megjelent publikációk:

Leél-Óssy Szabolcs (2017): Caves of Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waete, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-279-288.

Judit Mádl-Szőnyi, Anita Eröss and Adám Tóth (2017): Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary – with special Emphasis on Buda Thermal Karst (in Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waete, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World).- Springer, Cham, Switzerland, pp-267-278.

Megjelentés utáni:

Leél-Óssy Szabolcs, Virág Magdolna (2017): Az utóbbi 20 év barlangkutatási eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). Földtani közöny, in print

A Pest Megyei Kormányhivatal Érdi Járási Hivatal Környezetvédelmi és Természetvédelmi Főosztályához az ELTE részéről benyújtva:

- 1, a KTF 607-5/2014 sz. kut engedélyéhez kapcsolódóan a, kutatási zárójelentés
b, Kutatási engedély, meghosszabbítási kérelem
- 2, a KTVF 8632-1/2013 sz. kut. engedélyéhez kapcsolódóan a, kutatási zárójelentés
b, Kutatási engedély meghosszabbítási kérelem
c, Caves of the Buda... cikk
d, Fluid flow systems... cikk
e, Az utóbbi 20 év... cikk
- 3, a KTVF 8689-1/2013 sz. kut engedélyéhez kapcsolódóan a, kutatási zárójelentés
b, Kutatási engedély meghosszabbítási kérelem
c, Caves of the Buda... cikk
d, Fluid flow systems... cikk
e, Az utóbbi 20 év... cikk
- 4, a KTVF 1771-1/2013 sz. kut engedélyéhez kapcsolódóan a, kutatási zárójelentés
b, Kutatási engedély meghosszabbítási kérelem
c, Caves of the Buda... cikk
d, Fluid flow systems... cikk
e, Az utóbbi 20 év... cikk
- 5, a KTVF 8526-1/2013 sz. kut engedélyéhez kapcsolódóan a, kutatási zárójelentés
b, Kutatási engedély meghosszabbítási kérelem

Összesen 19 dokumentum

Budapest, 2017. december 28.

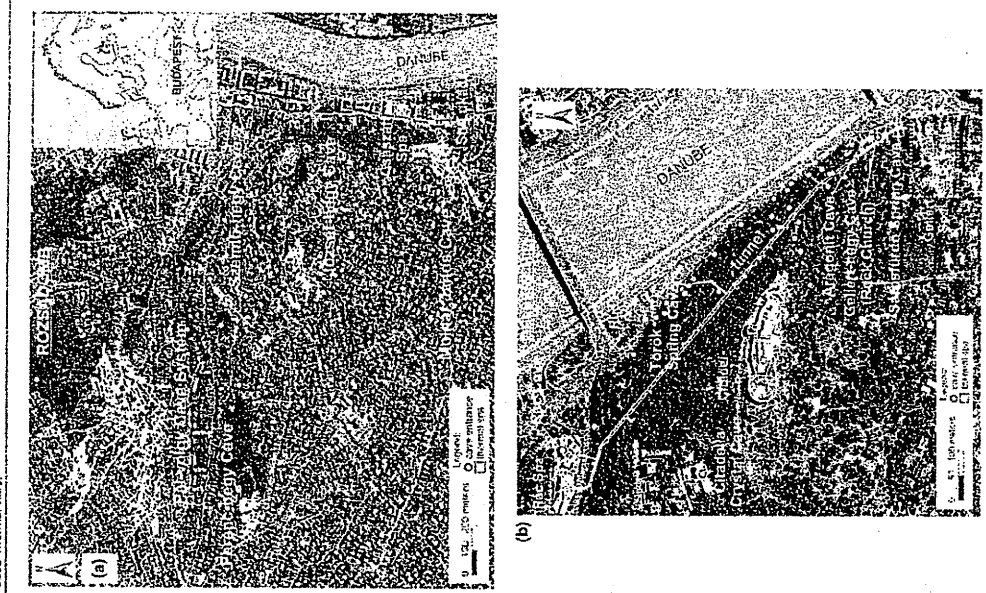
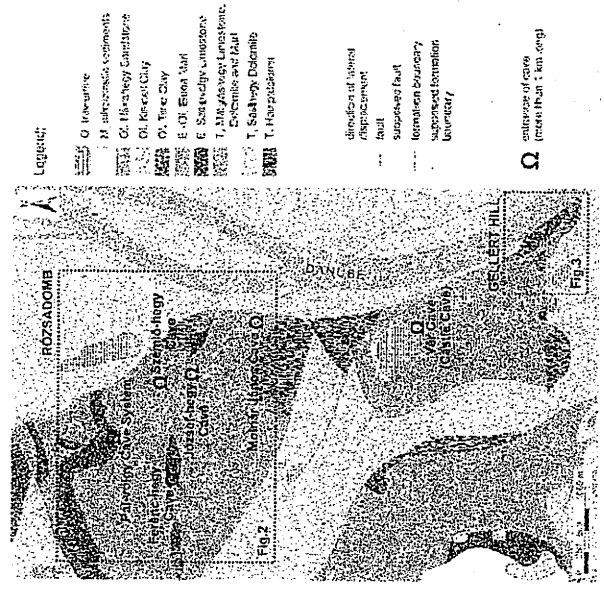


Fig. 1. a. Caves and cave passages (convex-polygons) longer than 1 km of Rozsadomb (data from the National Cave Register map; satellite image by Google Earth (IGNOS)), compiled by Magdolna Virág. b. Caves and cave passages (convex-polygons) longer than 1 km of Gellért Hill (data from the National Cave Register map; satellite image by Google Earth (IGNOS)), compiled by Magdolna Virág.

Fig. 2. Geological map of the Buda Thermal Karst (modified after Fodor in Mészárosy et al., 2007) showing quaternary deposits with the exception of travertines (Wein 1977; Kele et al., 1999, 2011). The symbols and dimensions are indicated. Compiled by Magdolna Virág.



breccia (mainly from the chips of chert) and abrasion conglomerate (mainly from the carbonate debris) accumulated in facies distribution (Wein 1977).

With the deepening of the sea, somewhat clayey layers of the sublittoral Szépvölgy Limestones of platform facies deposited generally in 40–60 m maximum up to 100-m in thickness. This rock contains a significant amount of microfossils: the larger foraminifers (mainly Nummulites and Discocyclina) are the most characteristic ones—the original name of this rock was Nummulitic limestone. The layers appear in newer thick beds. The majority of cave passages in the Rozsadomb area have formed in this rock. The further deepening of the sea facilitated the settling of clay grains in larger quantities, and the Szépvölgy Limestone was covered by the Buda Marl. This formation was up to several hundred meters thick, and its basal layers are rich in carbonate (calcareous marl). The base of the Buda Marl still contains cave passages (the majority of the passages in Molnár János Cave developed in this rock) and forms a transition between the Szépvölgy Limestone and the more

clayey, typical Buda Marl. It occurs also on Gellért Hill; Cludella Crystal Cave develops entirely in this rock. It covers the dolomite in the southern side of the hill in 10–20 m thick layers; chips of chert can also be found in it.

The proportion of clay grains in the sediment increased as the sea gradually deepened. The typical Buda Marl can already be qualified as clayey marl; there are no cave passages in it. This rock frequently contains limestone interbeddings, derived from re-sedimented calcareous mud transported from shallow waters to the deeper sea by submarine slides.

After settling, Tardi Clay deposited in the area of Rozsadomb, Castle Hill and Gellért Hill. A short, few million-year old subaerial period (Teleki-Roth 1914) was followed by transgression, which left behind the Hűshégy Sandstone (silicea sand and silica pebbles), which is several 100 m thick and serves as the base of the Kiscell Clay, which was formed in a deeper sea. The cave passages developed after the Kiscell Clay was denuded (Kovács and Müller 1989). This rock can be found on the surface outside

of the two NW-SE faults bordering the uplifted karst of Rózsádomb, and commonly occurs on the left side of the Danube, under the Pest Plain. The Kisceff Clay can also be found on Gellért Hill and Castle Hill.

The younger sediments from the late Oligocene and early Miocene are clayey sandy layers formed in brackish water and normal saline water (Báldi 1986). The carbonate layers were formed in normal saline water in the mid Miocene and in brackish water in the late Miocene. These rocks are absent from the Rózsádomb area, though the Törökbalint Sandstone from the late Oligocene can be found on Gellért Hill.

The youngest rock in the study area is the freshwater limestone (travertine), which is quite common in small occurrences (Kécs et al. 2010, 2011). This rock precipitated from spring-waters, sometimes from smaller lakes; it has a porous structure with whitish and sometimes yellowish color due to its clay content. It occurs at dozens of sites in Rózsádomb, but always locally, and the size of occurrences is just a few tens of meters. Travertine occurs also on the top of Gellért Hill in similar extension, but the plateau of Castle Hill is completely built up of this 6-8 m thick rock. There are caves found below some of its surface occurrences.

4 Tectonics Features in the Caves

The main directions of passages in the caves of Buda are usually NE-SW and NW-SE: e.g., Ferenc-hegy Cave, Pál-völgy Cave System (Fig. 3a). However, numerous passages run E-W (e.g., József-hegy Cave). In fact, the caves indicate the major tectonic directions since the upwelling and descending branches of water circulation systems preferentially migrated along the fracture systems related to former stress fields, dissolving their walls.

The caves of the Rózsádomb area, which belong to the József-hegy Spring Group, the area richest in caves in the BTK, are marked by two roughly NW-SE-trending faults, which meet at an angle of 20°-25° (Wein 1977). Kisceff City covers the surface in an area several-hundred meters to the NE and SW of the faults. This area of 5-6 km² is bordered by the Danube in the east and a NE-SW-trending fault in the NW on Látó Hill. There are also numerous N-S faults in the area, inside József-hegy Cave, there are even 30 m differences in the level of the Triassic-Eocene boundary (Fig. 3b). The main fissures in the caves (particularly in Szemlő-hegy Cave and József-hegy Cave) are en-echelon fractures (Fodor et al. 1991, Fig. 3b); every subsequent parallel fissure is somewhat shifted to the east. The main fissures in József-hegy Cave have directions of 82° and 92°; they developed in the right-lateral shear zone of ENE-SSW strike produced by the NW-SE compressions and NE-SW extensions during the Oligocene-early Miocene (Fodor

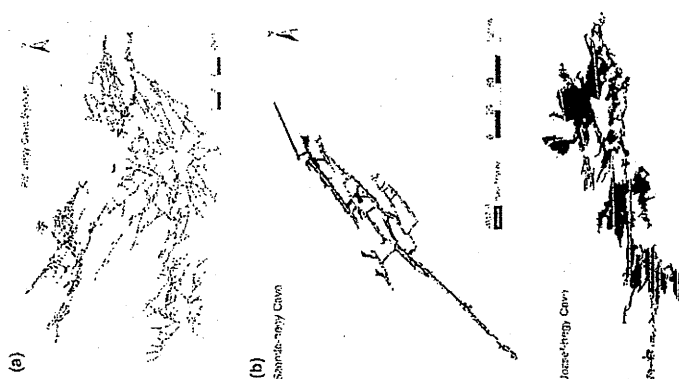


Fig. 3 a Survey lines (cave-polygon) of the Pál-völgy cave system (speleological data from the National Cave Register map). Compiled by Magdolna Virág; b cross-section of the central part of József-hegy Cave (speleological data from the National Cave Register map). Compiled by Magdolna Virág

et al. 1991). The thermal water could come up to the surface along the E-W right-lateral displacements (which can be explained as secondary Riedel shears) and the NW-SE-trending tension faults; thus, with the help of mixing corrosion, the water was able to dissolve the passages. The main fractures of the caves follow these secondary Riedel shears and they also preserve their en-echelon pattern. In the openings of the primary NW-SE fissures, barite veins precipitated either in the early Oligocene some 34-30 million years ago (Báldi 1986) or were associated with andesitic volcanism in the Budaian about 15-14 million years ago (Müller 1983; Fodor et al. 1991; Molnár and Gánter 1994).

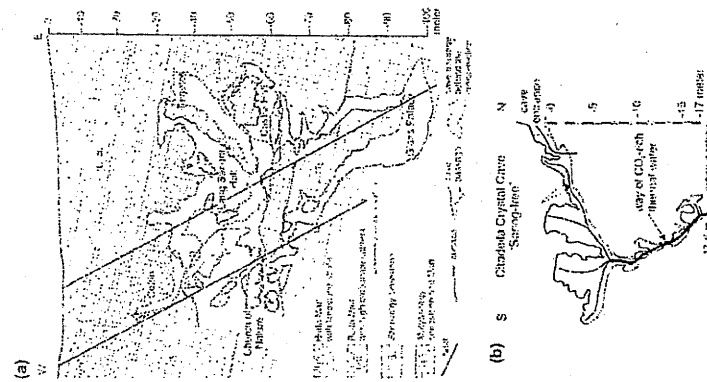


Fig. 4 a Spring line of Csátréda Crystal Cave (after Led-Ósý Cs et al. 2007); b cross-section of the central part of József-hegy Cave (after Led-Ósý Sz. 1997)

On the basis of equilibrium graphs of calcite crystals below the barite veins, the age of some of the barite veins may be only about 1 million years old. Wein (1977) assigns the uplifting of the area to the Pliocene. This tectonic uplift reactivated and widened the former fractures, which were often filled by barite veins, opening the way to the evolution of large and contiguous systems of passages, controlled by parallel main fissures and (subordinate) cross-fissures.

The fissures run parallel to each other in certain regions of the larger caves, although the direction of fissures may differ between the regions: e.g., the fissures in the western and eastern regions of Ferenc-hegy Cave run at an angle of about

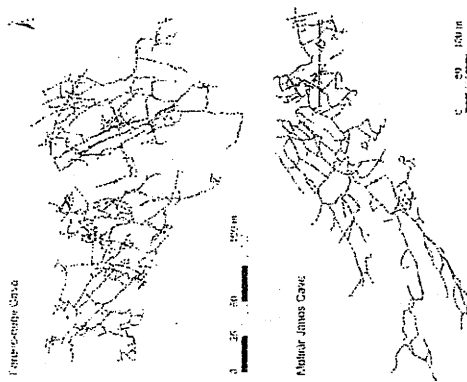


Fig. 5 Outline maps of Ferenc-hegy Cave and Molnár János Cave (speleological data from the National Cave Register map). Compiled by Magdolna Virág

25° (see Fig. 5). The main fissures in the western and eastern parts of József-hegy Cave exactly run at the same angle (see Fig. 3b).

The directions of the main fissures correspond to the Riedels (see above), the "twisted" direction of lines matches the direction of the main shear zone, which developed later and connected the Riedels. This would be in accordance with the general development of displacement zones, where the connecting master fault forms only in a later phase of evolution, after the development of Riedel faults (Sylvester 1988). In the case of Ferenc-hegy Cave and Pál-völgy Cave, the passages between the main fissures are almost as significant as the main ones (see Figs. 5 and 3a), but they are much less significant in Szemlő-hegy Cave and József-hegy Cave (see Fig. 3b).

The structural elements can rarely be measured on the walls (particularly on the level of the main passage) of Ferenc-hegy Cave, Szemlő-hegy Cave and József-hegy Cave, because the walls are covered by abundant mineral precipitations everywhere; only the youngest, N-S faults can be measured because they often have bare walls. Where there is no mineral precipitation, strike as well as spectacular microtectonic features can be seen on the walls. The length of the observable individual striae is 10-100 cm, and the

overlap between the strike is 5–15 cm. The small faults enclose at an angle of 10°–30° with the shear zone in which they appear. The faults striking to the left can be interpreted as Riedel faults in a dextral shear zone (Fodor et al. 1991). These structures indicate the early evolution stage of faults (Csalanó 1970). These small occurrences properly illustrate that the main fault had not yet been formed, so the foreseeable ENE–WSW displacement zone had not yet developed (Gábor 1987; Sylvestre 1988).

The passages of Mátyás-hegy Cave follow the dip of the strata; they become deeper towards SE. This pattern cannot be observed in the other caves, but an arrangement of three storeys is noticeable in Pál-völgy, Ferenc-hegy and Hószel-hegy caves. The lower storey was dissolved in the well-bedded and noticeably folded cherty limestone of the Triassic Mátyáshegy Formation. The various solution forms are less prominent here. The middle storey lies in the Eocene Szépvölgy Limestone with its upper part often protruding into the more calcareous section of the Buda Marl characterized by bryozoan fossils. Speleothem solution forms (mainly corrosion pockets) decorate this part which belongs to the main storey (Vrág et al. 2013; Albert et al. 2015). The upper storey lies in the increasingly clayey Buda Marl, but the most beautiful solution forms, regular spherical niches, can often be found in this storey. This storey is characterized by passages filled by detrital-clay, because the marl leaves its insoluble high clay content. The passages of the lower storey can be either completely bare or richly decorated with mineral concretions; the middle storey is generally marked by abundant concretions (with the exception of Pál-völgy Cave and Mohár János Cave), while the upper storey is mostly devoid of chemical deposits.

The main features in the caves are generally perpendicular or less frequently very steep with 60°–80° dip angles. The Eocene Szépvölgy Limestone and Buda Marl (the formation of which continued into the Oligocene) inclines at 20°–25° towards SSE in the area.

5 Genesis of the Caves

Pápai-Vajna (1930) was the first in Hungary who recognized the role of warm water springs and warm vapour-gases in the formation of caves. The explanation of the process of dissolution received a decisive support from the theory of mixing corrosion (Lapjeyev 1939) and from the realization of its role in the formation of caves (Bögl 1963, 1965). The importance of mixing corrosion in the formation of hypogene caves is now generally accepted (Rumelt 1969; Plummer 1973; Miller and Stávoňa 1977; Bakalowitz et al. 1987; Ford and Williams 2007; Jakucs 1984; Dublynsky 1995; Klimchouk et al. 2000, 2016; Páhnner 2007; Vrág et al. 2011b and references therein). This theory became

direct precipitation. The evolution of cavities is most intensive near the drainage level, but cavities with large volume are known at depths of 100 m in Mohár János Cave. Furthermore, there are data from deep drillings indicating that cavities of considerable size exist even at greater depths.

No mixing was detected in the area of Gellért Hill (Erdős 2010; Erdős et al. 2008, 2010, 2012). Probably, the role of sulfuric acid dissolution facilitated by the niches is significant there (Bosznai et al. 2012; Andó et al. 2014, 2015). The unfavourable petrographic circumstances (dolomite environment) together with the weaker mixing corrosion may have caused these caves, which are active even today, to be only just a few meters long and 0.5–1 m wide.

The migration of various solutions and their mixing, as well as the evolution of caves took and still takes place along tectonic discontinuities in the case of Mohár János Cave see (Fig. 4), where local studies and dissolution measurements (Erdős et al. 2011) indicated active dissolution (and precipitation in certain cases).

Most caves in fact functioned as reservoirs, and the water of the fossil springs came to surface through them. These cave passages gradually transfer from the phreatic zone to the vadose zone due to the lowering of the water table, which is related to the uplifting of the Buda Hills (Fodor et al. 2012). The hypogene processes come to an end, and epigene processes become dominant (Vrág 2016). The hypogene caves become blocked and they reach their final evolutionary phase (Lézi-Ossy 1957).

6 Morphology of the Caves

Anyone visiting the thermal karst caves of Buda will easily recognize the general features of hypogene caves described by Takács-Boher (1989), Ford (1995), Ford and Williams (2007) and Klimchouk (2007). They are summarized here as follows:

- The larger cave passages are from 1 to 4 m wide, generally from 5 to 15 m high, and they run roughly parallel to each other; cave passages follow tectonic directions, as can clearly be observed on maps (Fig. 5).
- The floor of the passages is mostly buried by several-meter thick deposits of debris and clays derived from the insoluble residues of rocks and destruction of the overlying marls. Alluvial sediments of underground streams are almost missing. Presently there are no active water flows in these caves; periodically, some dripping or trickling water collects only in the lowest part of Mátyás-hegy Cave, which is now part of the Pál-völgy Cave System.

- Spherical niches (Fig. 6a) and corrosion pockets (Fig. 6b) frequently occur in the caves, even in the smallest ones. The highest parts of the caves were often discovered when their niches were intercepted by surface excavations (Ferenc-hegy Cave, Hószel-hegy Cave, Pusztaszer Cave, Buda Cave, etc.). Intensive excavation was often required to reach the open cave passages, which are often 10 or 20 m below, from these small artificial entrances.

It is a common characteristic of these caves that the larger, often 10–30 m wide halls and spacious corridors are connected by very narrow passages, hardly accessible to explorers. This sudden and large-scale change in size can be observed also in caves whose extent is just a few tens of meters. The spherical niches developed next to each other sometimes form strings like a cluster of grapes; the direction of the upwelling thermal water that dissolved the cave is well traceable. The profile showing the flow of the water is named "spring tree" (Fig. 4b).

- The rock surfaces, often even in the smallest caves, are richly decorated with carbonate-sulfuric mineral precipitations. These are mostly calcite, especially various popecorns. As for the sulfates, barite and gypsum are most widespread.

Passages climb up and down repeatedly in the larger caves, and because they are located at various elevations they often run over or below each other. This multi-storey, complicated network of passages is characteristic of all the larger caves.

- Examination of the topographical map of the caves convincingly demonstrates that the evolution of cave passages was independent of the surface morphology; there is no evidence on the undisturbed surface terrain that there are caves below, and no systematic relationships with larger landscape features.

It is interesting to note that the caves of the BTK often expose some isolated paleokarstic solution forms.

7 Mineralogy

The physical-chemical conditions of the caves changed continuously over time, from the onset of hydrothermal dissolution to complete drying. These conditions determined the generation of chemical deposits and inclusions in the passages. A good recent summary about speleothems can be found in Hill and Ford (1997) and Furechid and Baker (2012). The types of chemical deposits in BTK are presented below according to their history of formation.

7.1 Vein Minerals Older than the Caves

It is possible to observe and study minerals in the caves of the BTK that are older than the age of caves, so these mineral elements of the rocks are not speleothems; the passages only expose them and make them accessible.

7.1.1 Calcite Veins

Calcite veins densely penetrate the bedrock in which the cave is carved. The veins and veinlets run parallel to the major tectonic directions, having a width of 0.2–1.0 cm.

Grown-up calcite scalenohedrons up to 4 cm developed in some wide diachses. They tend to form double or triple twin crystals such as in Mányis-hegy Cave. Their color is generally whitish or yellowish. According to the fluid inclusion measurements performed by Dublynsky (1995), they might have precipitated at 55–91 °C. Most frequent are the 1–4 cm long digitiform spurs on the sidewalls of fissures and in geodes.

7.1.2 Barite

The somewhat elongated, tabular and diamond shaped crystals of barite (001) can be found not only in the caves but also in the outcrops and exposed faces of quarries in the nearby hills.

Small size barite crystals (the edges are shorter than 1 cm) are best observable in Ferenchegy Cave, where they can be seen on the plane of faults. The barite precipitated on the dip of calcite scalenohedrons frequently, and the negatives of crystals can be observed on the underside of the barite in several places. The study of fluid inclusions by Gatter (1984) and Molnár and Gatter (1994) indicated that they originated at temperatures of 150–300 °C, while similar analyses by Dublynsky (1992) suggested a much lower temperature of precipitation.

The barite crystals usually have a shade of yellowish color, at some places covered by thin, white calcite or gypsum coating. In Molnár János Cave and József-hegy Cave, however, a black, manganese-oxide or hydroxide coating covers the 2–3 cm edge long crystals.

7.1.3 Pyrite

Pyrite occurs in the form of small, mm-sized cubes in calcite veins. However, the pyrite may have a significant effect on the dissolution of passages and on the formation of siliceous zones (see below).

7.1.4 Sijica or Geysertite

It is particularly characteristic of the Pál-völgy Cave System that the ceiling or a part of the ceiling of the upper lying passages is composed of a 1–3 m wide siliceous and friable rock mass. Formerly, they were erroneously explained as

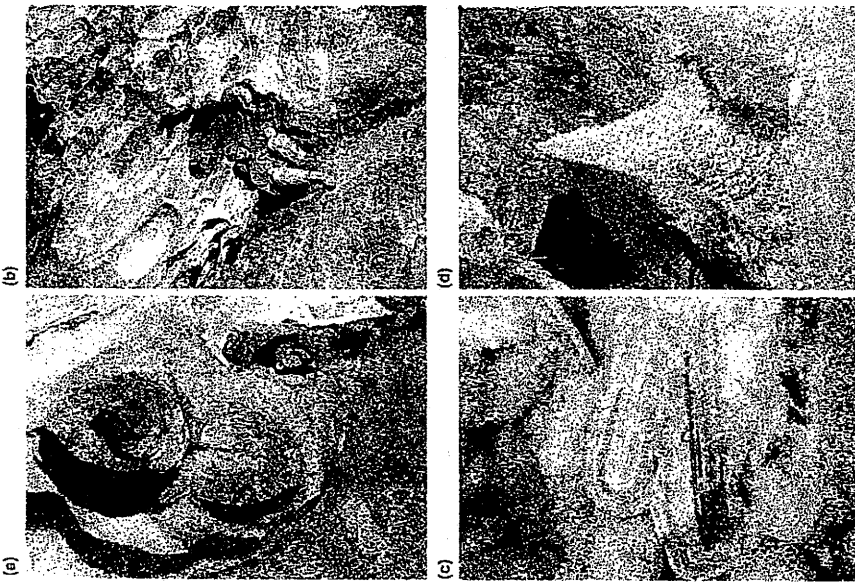


Fig. 5. a Spherical niches in Fázesthegy Cave. Photo Csaba Egrö; b thick cave wall (top) in Fázesthegy Cave. Photo János Csáffic; c spherical niches in Fázesthegy Cave. Photo Csaba Egrö; d spherical niches in Fázesthegy Cave. Photo Átilia Kis

siliceous vein-fillings (Jackó 1948). Tóthcsanak and Kraus (1989) observed that larger foraminifers and even Chlamys bivalves appear in the "siliceous zones". They were transformed into siliceous matter later. Calcite veins can often be found in the siliceous zones that apparently contain pyrite (e.g. in Molnár János Cave). It is probable that sulfuric acid developed because of the oxidation of pyrite (Tisato et al. 2012; Várds et al. 2013) and dissolved the carbonate content of the Eocene rocks. The strongly acidic agent transformed the clayey minerals and produced significant silica content. This whitish and light reddish clay consists of 65% quartz and 35% of various clay minerals such as kaolinite and montmorillonite (Sásdi 1993; Lelei-Oszy et al. 2011). It has not yet been proven what caused the remobilization: solutions seeping in along the faults made aggressive by sulfuric acid (Sásdi 1993), or the upwelling solutions that dissolve the cave passages and incidentally also carry hydrogen sulfide (Lelei-Oszy 2014). A recent study (Virág 2016) supports the latter explanation.

7.1.5 Alunite and Jarosite

Győri et al. (2011) used scanning electron microscopes to study the siliceous zones, and they found grown-up alunite crystals in the pores. Virág and Benfű (in Várds et al. 2013) used microanalysis, and they identified tiny, tabular and rhombohedral jarosite grains in the calcite veins, which were similar to alunite (Auda et al. 2015).

7.1.6 Fluorite, Cinnabar, Metacinnabar

Nádor (1991, 1992), Sásdi (1993) and Nagy (2008) demonstrated the presence of cinnabar and metacinnabar in Ferenchegy Cave when they studied the calcite and barite veins. In 2000, at the opening of Pusztaszer Cave, the author found a few mm-sized fluorite crystals in the calcite veins at the entrance to the cave.

7.2 Pool Deposits Precipitated from Warm Water

When the area was uplifted and the erosional base level lowered, the level of the lukewarm-warm water began to sink accordingly. As a result, drained (air-filled) sections developed above the ponds in the cave. The process did not take place at the same time in the caves of the BTK, in those passages that were uplifted higher (e.g. Ferenchegy Cave), it occurred earlier, while in the passages that were (and still are) closer to the base level the process took place later (e.g. in Aragoni Cave of Cséret Hill). About 98% of the passages of Molnár János Cave still contain thermal water.

The development of drained passages in the caves presented the opportunity for CO₂ degassing (Dublynsky

1995; Palmer 2007, etc.). This naturally led to the precipitation of carbonates at deeper levels and thus became saturated in calcium carbonate. The calcite precipitated from the water in diverse forms at various places.

7.2.1 Subaqueous Coating

The structure of the subaqueous calcite is similar to that of flowstones; however, this coating appears not only on the sloping wall surfaces, but also on vertical sidewalls. Their surface is uneven and rough ("warty", sometimes like cauliflower, with roundish though often almost flat surfaces); they precipitated under the water level on the side and bottom of the pond basin. The coating usually consists of 3–6 layers that together make up a thickness of 1–5 cm. The age of the samples collected in the BTK area is set between 100 and 400 ka (Lelei-Ósny et al. 2011).

7.2.2 Cave Rafts

Calcite also precipitates from the pond simultaneously with degassing, but not on the wall of the basin only. The cave rafts develop through degassing from the surface of the water (Viehmann 1992; Hill and Forti 1997; Palmer et al. 1991; Palmer 2007; D'Angelis et al. 2015 and references therein). Their occurrences at various elevations were useful for U/Th dating and for determining the lowering of the paleo-water table (Szanyi et al. 2012). Age of the cave rafts at higher elevations exceeds the limit of alpha spectrometry uranium series dating, but they are commonly from 200 to 300 ka old. Plates of the cave rafts commonly have a thickness from 1 to 3 mm, although it may be 1 cm as in Szemlé-hegy Cave and Pál-völgy Cave, or even 3 cm as in Jézsef-hegy Cave (Fig. 6a). This is explained in the following way: water drops or water moves due to earthquake (Réthly 1952) it breaks the layer, then it sinks onto the bottom of the pond, where it is thickened further until it gets in contact with water, and is finally buried by other rafts (Kraus 1993; Takács-Bohner and Kiss 2004). The total thickness of the accumulation may be as high as 1 m. The thick precipitations developed in this way are named *raza* (that is sunken objects of raft origin; Lelei-Ósny et al. 2011). They have a whitish-yellowish colour, but they are pinkish when illuminated. It is possible to collect samples of calcite rafts developed on the surface of the 35–40 °C water in the small cavity of Óstörörs Spring at the foot Cellélt Hill.

7.2.3 Cave Cones

If the water is permanently dripping, the cave rafts always break at the same place and the laminae descend to the bottom of the pond; these laminae accumulate and form cones (Palmer et al. 1991; Hill and Forti 1997; Palmer 2007; Gámez and Calaforn 2013). The continuous precipitation of calcite in the pond causes the laminae together, creating

steep-walled cone-shaped raft accumulations (Kraus 1991; Takács-Bohner 1993; Piccini 2009). They are often covered by coralloids. The tallest cones are over 2 m tall (Fig. 6d).

7.2.4 Pool Fingers

The pool fingers are 1–2 cm thick and 3–5 cm long ridges (Fig. 7a). They surely precipitated below the water level of the pond that once filled the cave (Davis 1986; Hill and Forti 1997). They can be found on overhanging walls. Where they are corroded, 2–3 mm empty pipes can be observed in their center. They usually appear in large clusters; their color is whitish-yellowish.

7.2.5 Angular Botryoids

The angular botryoids in Pál-völgy Cave and Jézsef-hegy Cave (Kiss and Takács-Bohner 1987; Kraus 1993; Lelei-Ósny and Surányi 2003) are bordered by 0.5 cm sized curved laminae: their form looks globular from a distance (Fig. 7b). They are snow white.

7.2.6 Foils

From the vertical or overhanging sidewalls stand out 1–2 cm thick parallel rims. There may be even 50 rims below each other. Since they always precipitate at the current water level, the rims superposed to each other. They can be good indicators of the receding water level. The vertical thickness of calcite-based precipitations can be more than 1 cm (Hill and Forti 1997; Audren et al. 2009; Davis 2012; D'Angelis et al. 2015). These precipitations are attributed to the quick release of carbon dioxide at or close to (below) a fluctuating standing body of water (Palmer 2007; Davis 2012; D'Angelis et al. 2015).

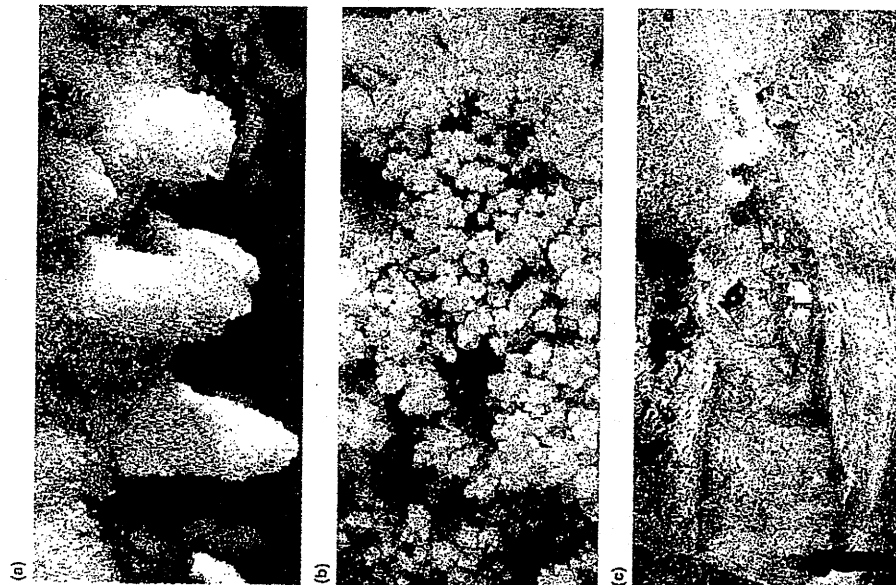
7.2.7 Romanechite and Hollandite Coating

The pitch-coat-black coatings that are laid thin cover certain wall sections. X-ray diffraction, electron microscopic microanalysis and spectroscopy showed that these coatings are composed of two relatively rare manganimiferous minerals, romanechite and hollandite (Nagy 2008). According to Ertléck (1996), microbial processes accelerated the precipitation. In a project led by J. Máté-Szényi this year, the diver Zsolt Szilágyi managed to collect several such bacterium cultures from the warm water springs in the area of the BTK (Molnar János Cave, cave of Török Spring, Óstörörs, Rác Bath), which have an important role in the precipitation of certain minerals.

7.2.8 Calcite Coating on Mud Cracks (Septaria)

When the cave pond desiccated due to the lowering of the water table, the surface of the mud that accumulated on the floor of the main passage split into cracks, and this produced 1–2 cm gaps between the 20–50 cm polygons. Later, the water table rose and flooded this passage stony again and

Fig. 7 a Pool fingers in Jézsef-hegy Cave. Photo Richard Kovács; b angular botryoids in Jézsef-hegy Cave. Photo Károly Csillék; c calcite coating on mud cracks (septaria) in Jézsef-hegy Cave. Photo Anikó Hegyalis



calcite coating settled in 0.5–2.0 cm thickness on the city polygons (Fig. 7c). The uranium series dating of the calcite coating indicated that all this happened around 200,000 years ago (Lelei-Ósny et al. 2011). The precipitated calcite coating often buried and preserved the gaps between the polygons thus forming pseudomorphs. The gypsum precipitating from the seeping waters thinly cover this calcite coating, which then looks like peculiar snow-covered ice sheets.

7.3 Speleothems Precipitated by Evaporation

The most spectacular speleothems in the area of the BTK include the group of coralloids (popcorn) and frostwork.

7.3.1 Coralloids (Popcorn)

Cleaning up the genetics of this type of speleothems is not easy, because seemingly similar speleothems can develop in various ways: due to the evaporation of lukewarm/warm pond or small discharge of cold-water infiltrations, or even due to humid cave air, however evaporation is always involved. Nevertheless, somewhat similar forms may develop underwater too: the surface of the subaqueous coating is sometimes so rough either in cold or lukewarm water that they look like botryoids (e.g. in Szemlő-hegy Cave).

The "common" popcorn as named by Led-Osny (1995) is the most characteristic speleothem in the caves of the BTK. There are systems of passages where they almost uninterruptedly cover the walls of the main passage story (Szemlő-hegy Cave, Ferenc-hegy Cave). They are generally yellowish, though they are white in József-hegy Cave. The layered structure with very thin spheroidal shells can be well observed on re-dissolved samples. Size of individual cave popcorns is about 1 cm. Their genesis by evaporation is now widely accepted (Hill and Forti 1997; Pálmer 2007; Kraus 2010; Cuddebo et al. 2015). Aragonite frostwork often grows on the popcorn of calcite material (Fig. 8a).

Through U-series dating it is clear that they are much younger speleothems than the subaqueous coatings and cave rats collected from the same level and that unquestionably precipitated as pool deposits: they are about 100 ka younger, and this also proves their vadose origin. Their age is generally within 100–200 ka, but some in Ferenc-hegy Cave, which is at a topographically higher position, were dated as 350 ka old (Ford and Takács-Böher 1992).

7.3.2 Christmas Tree Stalagmite

Altogether, only a few samples (in the forms of candles and cones), which remind us of dripstone stalagmites or cave cone, can be found in Szemlő-hegy Cave and József-hegy Cave. For the origin of the term *Christmas tree stalagmite* see Hill and Forti (1997).

7.3.3 Frostwork

This speleothem occurs in the caves of Rózsadomb, in József-hegy Cave and Szemlő-hegy Cave as well as in Csüdella Crystal Cave and Aragonite Cave on Gellér Hill. They are always snow-white crystals, in which the

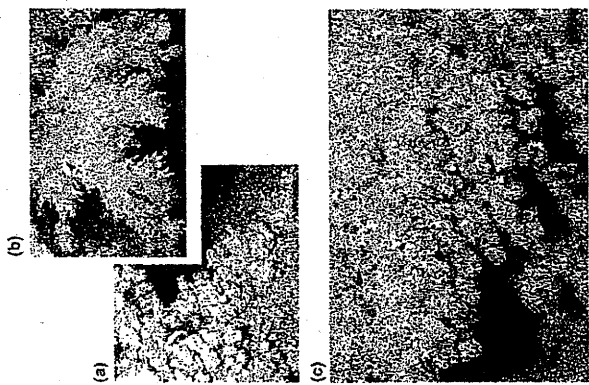


Fig. 8 a Aragonite needles on popcorn in József-hegy cave. Photo Szabolcs Led-Osny; b aragonite frostwork in József-hegy Cave. Photo Szabolcs Led-Osny; c glass-ball botryoids in József-hegy Cave. Photo Szabolcs Led-Osny

individual crystal needles bordered by plane faces are 1–2 mm thick and 1–3 cm long (Fig. 8b). Since there are multiple branches in the strings, these remarkable crystal clusters are called crystal Christmas tree (Hill and Forti 1997). They usually hang from the ceiling or stick out from the sidewall. Rarely, they can be found on the floor.

Frostwork aggregates easily re-dissolve in the percolating water, which often has a pH value of 6.4–6.8. This process is observable in many places. Their composition is mostly aragonite (the Sr content of the seeping waters is about 0.8–1.3 ppm even today), but sometimes the proportion of dolomite is more than 50% (oral communication by László Bugnár 1986).

7.4 Speleothems Formed in Drained Cave Passages by Infiltration from the Surface

7.4.1 Dripstone

Dripstones (stalactites, stalagmites, columns, flowstones and draperies) occur subordinatedly in the area of the BTK. The reason is that the Szépvölgy Limestone where most of the cave passages are formed contains some clay. The water seeping through the calcareous mud of the several tens of meter thick Buda Marl Formation (which often covers the limestone), and through its clayey marl close to the surface cannot collect enough bicarbonate content to produce dripstones in the cave. Nevertheless, beautiful, clean and colorful, but usually small-sized dripstones can be found mainly in the new passages of the Pál-völgy Cave System discovered in the past decades, and in some sections of József-hegy Cave; flowstones, stalactites and smaller stalagmites, and sometimes draperies have been reported. Among the few centimeter-long stalactites (in some places there are soda-straws in groups).

7.4.2 Glass-Ball Botryoid

Waters, sometimes of pH 6.5, seeping into the cave often re-dissolve the frostworks (see Sect. 7.3.3) and the common popcorn speleothems. The degassing of CO₂ from the water film and the evaporation cause further loss of CO₂; this process leads to the growing of fairly regular, roundish botryoids, which usually consist of spherulitic concretions of a few millimeters in diameter (Fig. 8c). This rare speleothem has been named glass-ball botryoid (Led-Osny 1997; Led-Osny et al. 2011). Due to their regular shape, they can be easily discerned from the common popcorns. Uranium series dating suggests that their age is just a few thousand years in every case. Around these forms, the age of the original coralloids (which were re-dissolved) are 150–200 ka old.

7.4.3 Draught Botryoid

It frequently happens that a special form of coralloids, tiny, globular, calcite speleothems develop from condensation-evaporation processes in caves. They occur as snow-white, 1–3 mm balls in the BTK area. They are young and fragile formations (Gáboros and Cser 1986).

7.4.4 Pool Deposit

This speleothem is notably prominent in Pál-völgy Cave and the cave of Török Spring on Gellér Hill, though it can be found also in József-hegy Cave. The trickling cold water periodically collects in small, less than 1-m diameter pools, and 0.1–1.0 cm calcite rhombohedral precipitate on the bottom of the pool.

7.4.5 Moonmilk: Calcite, Hydromagnesite and Huntite

Moonmilk can be found in various phases of formation in the caves of BTK. Generally, it is white and beige, if dried, it becomes hard and breakable: István Dódy used SEM to examine the samples gathered near to the entrance of Ferenc-hegy Cave, and they turned out to be microcrystalline calcite (Horányi and Led-Osny 1980). The X-ray powder diffraction measurement of the samples collected in Szemlő-hegy Cave, József-hegy Cave and Csüdella Crystal Cave showed that they are composed of huntite and hydromagnesite.

7.4.6 Gypsum Crust

The 0.5–6.0 cm thick glittering gypsum crusts covering the walls in Szemlő-hegy Cave have been known since its discovery in 1930. They usually appear in large clusters consisting of 1–2 mm snow-white crystals. They are widely distributed also in József-hegy Cave and Csüdella Crystal Cave on Gellér Hill (Led-Osny et al. 2007). Gypsum needles often protrude from the surface of the crusts. These needles are 1–2 cm long and bordered by 1–3 mm wide plane faces. Larger parallel intergrowths of skeletal crystals (frequently of several cm²) also formed on the lower part of the crust. The gypsum crusts often fall down from the rocks.

The gypsum crust, being younger, usually appears on coralloids, on the tip of aragonite crystals, and sometimes on older dripstones. This material can be originated from the pyrite content of the marl layers that cover the cave (Led-Osny et al. 2011). The sulfate content of the dripping water was found to be 200 mg/l.

7.4.7 Gypsum Chandellers

They can be found in József-hegy Cave only, where the largest crystal chandlers are almost 1 m long (Fig. 9a). Their surface is not covered by tiny crystals but by crystal faces of several cm². They always appear on the ceiling or on overhanging sidewalls. Generally, they have 3–4 arms and look like spread fingers.

7.4.8 Gypsum Flowers

The gypsum flowers have a fibrous structure; in the caves of Buda they are generally as thick as a pencil, not longer than 15 cm, and they have a flower-like morphology (Fig. 9b). The crystal bundles are often curved and sometimes even spirally twisted due to the deformation along the translation planes parallel to the c-axis. They can be found on the ceiling and on the floor, but sometimes also on the sidewall.

7.5 Cave Fills and In Situ Minerals Produced by the Weathering of Rocks

7.5.1 Clay Minerals (Kaolinite, Montmorillonite)
The insoluble residues of the Szépvölgy Limestone, where the cave passages develop, contain clay that accumulates on the floor of cave passages. In the upper passages, these materials are mixed with the insoluble residues of the Buda Mirt, which contains more than 20% clay. The color of the clayey infillings is generally red-brown due to the small amount of iron. XRD and DTA measurements indicated that their mineral composition is kaolinite and montmorillonite.

The clayey infillings are mixed with breakdown material that often forms several-meter thick accumulations of collapsed blocks.

7.5.2 "Limonite"

The accumulations of goethite and lepidocrocite in the caves basically originate from the pyrite content of the marl. There are 3–10 cm diameter "nodules" in the smaller "pockets" of the rock in the passages formed in marl. They were probably dissolved by sulfuric acid that developed during the oxidation of pyrite. They can be found in the upper storey of every cave that reaches the marl. In József-hegy Cave, the water infiltrated through a larger limonite knob and "rebuild" the nodule; a regular, 10 cm long stalactite was formed here (Fig. 9d). The accumulations of clayey debris that cover the floor of passages are also colored by the limonite.

7.5.3 Quartz, Zircon, Pyroxene and Garnet

The XRD and thermogravimetric measurements performed by Pedro (1996) detected quartz in the accumulations on the floor of passages. András Szarka (oral communication, 1993) studied the heavy minerals and he detected garnet, zircon and augite in the samples of these infillings.

7.5.4 Cave Collapse

It is probable that significant collapses already occurred in the course of the dissolution in these caves and that clayey material accumulated on the floor of passages. The collapses probably already (partly) occurred after the temporary lowering of the water level and that the breakdown material was, probably at the time of the rising water table in the interglacial between Riss and Würm, covered again by the thermal water. This debris is cemented by calcite coating precipitating from the warm water in many places. During the exploitation of József-hegy Cave in 1984, caves penetrated for 40 m into one of these collapses, but there was no need to support the breakdown due to the cementation of the blocks (Adámkó and Ledő-Osny 1986). The passages in the lower storey, where the solution occurred in Triassic limestone, are quite free of fallen rocks and clay; however, the

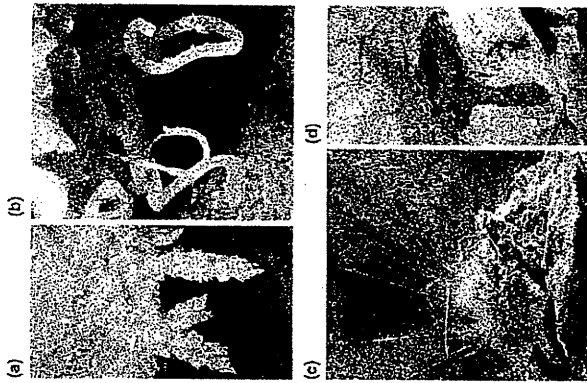


Fig. 9 a Gypsum chandeliers in József-hegy Cave. Photo Szabolcs Ledő-Osny; b gypsum flowers in József-hegy Cave. Photo Szabolcs Ledő-Osny; c gypsum hair. Photo András Hegedűs; d "limonite" dripstone. Photo Richárd Kovács

7.4.9 Gypsum Hair

In the BTK area, Gádó (1965) described this speleothem from Szépvölgy Cave, though its occurrence here is only occasional. They appear in larger quantities in József-hegy Cave and in Citadella Crystal Cave, which was discovered in 2007 (Fig. 9c).

The threads are as thin as a single hair, 0.1–1.0 m long. They usually hang from the ceiling or overhanging sidewalls, but they can be found also on the floor, where they often form wadding-like brushes.

7.4.10 Selenite Needles

In some places, 1–4 mm thick and generally 5–20 cm long, translucent crystal needles (bordered by plane faces) can be found on the clayey floor (József-hegy Cave, Citadella Crystal Cave, Pál-völgy Cave System).

floor of the main passage storey, carved in mostly Eocene clayey limestone, is often covered by a 3–4 m thick accumulation of rocks and clay. The passages that developed in the younger above lying marl are of smaller volume, but the accumulation of rock debris and clay is more conspicuous.

9 Conclusions

In the capital of Hungary, Budapest, there are medicinal baths known all over the world. The lükewarm-warm water of springs dissolved more than 100 caves (including five large caves, which are longer than 2 km) by the making corrosion in the pinnacled zone in the second half of the Pleistocene. The total length of the known caves is around 55 km. The caves had no natural entrance and were discovered by quarry and ground works in the last hundred years.

The host rock of the caves is mainly Eocene Szépvölgy Limestone, but the upper levels are in the Eocene-Oligocene Buda Marl, and the lower levels are in the Upper Triassic cherty formation or dolomite (this belongs to the Mátyáshegy Formation and the Mátyás Dolomite).

The largest caves are in the Rózsadomb area, at 5–6 km². There is a 20–30 m difference in the level of the Triassic-Eocene discordant border, and there is a small difference (about 25%) between the direction of the passages in two parts of the same cave. It is possible to observe remarkable microtectonic features: on the walk in places with no mineral precipitation.

Sometimes the cave passages follow the limits of the Eocene limestone-Eocene-Oligocene marl, which inclines at 20°–25° towards SSE.

The Gellén Hill caves are smaller, because there was no water mixing, and the host rock is dolomite.

The water of the springs which dissolved the cave passages (e.g. in Molnár János Cave) along the tectonic lines by mixing corrosion has a meteoric origin, and flows through long subsurface routes. Not only CO₂ but also sulfuric acid may have played a role in the genesis of the cave passages.

During the past hundred thousand years the Danube has incised its channel, and the karst water table has fallen, leaving many caves passages in the vadose zone. The main cave levels are at 160 m above sea level (the water level of the Danube is about at 100 m asl).

Speleogenesis is most intensive near to the drainage level, but cave passages filled with water are also known in Molnár János Cave, 100 m under the karst water table. Based on the recent experiments, the speleogenesis there is still active. In other dry caves, which moved from the phreatic zone into the vadose zone, there are no hypogene but epigenetic processes which result in cave.

The main peculiarities of the dry cave passages are as follows:

- The large cave passages are parallel to the main tectonic lines (their directions are SW-NE, NW-SE or E-W).
- No water flows in the caves. The few-meter thick deposit of debris and clay originated from the host rock.
- Spherical niches and corrosion pockets adorn the caves of the BTK.
- The variation in the size of the passages is very abnormal. Large rooms are followed by very narrow passages.
- These caves have a multi-storey, complex ground-plan system.

(1) The position of the caves is unrelated of the morphology of the surface.

(2) The caves are well decorated with carbonate-sulfuric mineral precipitations. Based on their genesis we can classify the minerals into five groups, with many sub-divisions. The most frequent minerals are the calcite, gypsum, aragonite and barite.

Acknowledgements Many thanks to Prof. Sándor Lőrincz for his advice and for the opportunity to work in his series laboratory in Magdolna Virág and in Tamas Grammel's geologies (presently Ph.D. students) for compiling my figures and to Gábor Gencsik for his assistance in writing my chapter in English.

References

- Adámkó P., Ledő-Osny S. (1986) Budapest-i erődéj: a József-hegyi-budai (New wonder of Budapest: the József-hegyi Cave). *Karsztes*, 1984/1–8 (in Hungarian with English abstract)
- Adámkó P., Dancs Gy., Ledő-Osny S. (1992) Caves of Buda, base of the council of Budapest
- Albert G., Virág M., Babos A. (2015) Karst porosity estimations from active cave surveys—studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). *Int. J. Speleol.* 44(2):151–165. doi:10.5782/1527-836X.14.2.15
- Alföldi L. (1981) A budapesti geoburkolás-inventár felmérés modellje a mai és a földtörténeti múltban (The model of geomorphological flow system of Budapest). *Időselelméleti Közlemények* 1981(3):97–103
- András Szarka G., Kretz G., Makk J., Mészáros K., Erőss A., Mészáros J., Borsos A. (2015) Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Danube-Hygienika Thermal Spring (Budapest, Hungary). *Acta Microbiol Immunol Hungarica* 61(4):403–410. doi:10.1556/AMH.61.2014.1.57
- Burkó D., Mészáros K., Kretz G., Jurecska L., Mészáros K., Mészáros J., Borsos A. (2015) Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the hot and wet water of a thermal karst system located in Budapest. *Int. J. Speleol.* 44(2):167–179. doi:10.5782/1527-836X.14.2.167
- Árva P., Mészáros L., Rigó Gy., Nábokonyi J. (2009) The association between bubble trails and trace a morphological and sedimentary

indicator of hypogenic speleogenesis by degassing, example from Aubezac Cave (France). *Int J Speleol* 30(2):93–102.

Andra P, Gáznay G, Ball F, Bőgö J, Csanás H (2013) Hypogenic sulfuric acid speleogenesis and rare anhydrite in Bannau Grotte Caves, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Records of speleology, correlative cave retreat and valley dissection. Geomorphol* 147:235–241.

Bakátszky MI, Földi DC, Miller TE, Palmer AN (1987) Thermal genesis of solution caves in the Black Hills, South Dakota. *Bull Geol Soc Am* 99:729–738.

Báldi T (1986) Miocénary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Bolger P (2014) A részletes meteorológiai terület felírás a vízben bekövetkező időbeli változások vizsgálata (assessment of the temporal changes in groundwater in the discharge area of Rózsadomb). Manuscript, MS: Thesis, ELTE TTK Department of Physical and Applied Geology, Budapest.

Bolger F, Földi A, Mál-Szűnyei J, Clayton G (2014) A Duna és a Gellért-hegy vízellátási kapcsolata a részletes meteorológiai felírás alapján. *Vízkezelés és Környezetvédelem* 18(1):10–17.

Bögl A (1963) Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. *Die Höhle* XIX:63–75.

Borcsik A, Kolb M, Krat G, Makk J, Mészáros K, Erőss A, Mál-Szűnyei J (2012) Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. *Geomicrobiol J* 29:761–767.

Bögl A (1963) Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. *Die Höhle* XIX:63–75.

Bögl A (1963) The role of concretion by nitric water in cave forming. *Int. Symp. O (ed) Problems of the speleological research, Czecho-slovakia. Academy of Sciences, Prague*, pp 125–131.

Caldes O, Rakitskák LB, De Waele J, Fran F (2015) Stable isotope data as constraints on models for the origin of overland and massive speleogenesis. *Sci Rep* 5:13014–141.

D'Angeli JM, De Waele J, Meléndez O, Tito N, Santos F, Genízales ERG, Bonogoli TK (2015) Genesis of fohn in a non-thermal epigenic cave (Ahuacuzán, Cuba). *Geomorphology* 228:526–535.

Davis DG (1996) Extraordinary features of Lechopavla Cave. *Nat. Speleol Soc. Conv. Progr. Solida*, Aug. 5–9, pp 48–49.

Davis DG (2012) In defense of a funneling-interface, particle-accretion origin of fohn. *Int J Speleol* 41(2):189–198.

Dublynsky YV (1992) A Buda-hegyi és hidrotermális paleokarstizáció földalatti vízellátási viszonyait vizsgáló tanulmány (the hydrothermal paleokarst of Buda Mountains—the first results of the examinations of fluid inclusions). *Karszt és Barlang* 19(1):1–24.

Dublynsky YV (1995) Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. *Environ Geol* 25:24–35.

Dublynsky YV (2000) Hydrothermal speleogenesis in the Hungarian Karst. In: Rémekótk A, Földi DC, Palmer AN, Dreybrodt W (eds) Speleogenesis, Evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, pp 298–303.

Ehrlich HL (ed) (1996) *Geomorphology*, 3rd edn. Marcel Dekker, New York.

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.

Erőss A, Mál-Szűnyei J, Csanás AE (2008) Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. *Cont Eur Geol* 51(3):207–208.

Erőss A, Mál-Szűnyei J, Csanás AE (2010) The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development. *Buda Thermal Karst, Hungary, ENR Final Report STEP* (Buda Thermal Karst, Hungary, ENR Final Report STEP Development of karst aquifers, chemical salinity and the mixing of natural waters. *Jour of Sed Petrol* 39:1188–1211).

Erőss A, Mál-Szűnyei J, Borsos I, Kuthi M, Csanás AE, Mál-Szűnyei A (2011) Results of in situ dissolution experiment to understand hypogenic karstification processes. *Buda Thermal Karst, Hungary*. In: Borsos I, Csanás AE, Mál-Szűnyei J, Prók M, Zvolenszky F (eds) *Proc. 112th Karst, 9th conference on limestone hydrogeology*. Besençon (France), pp 161–164.

Erőss A, Mál-Szűnyei J, Szelek B, Havasi A, Gótszalkó N, Csanás AE (2012) Relationships as natural records for the characterization of fluids in regional discharge areas. *Buda Thermal Karst, Hungary*. *J Hydrol* 426:124–137.

Escalona M, Budai T, Juhász E, Lapótné O (2009) Allocation of Transcarpathian carbonates in the Buda Mountains—a hydrothermal model. *Cent Eur Geol* 52(1):1–29.

Fátrich I, Baker A (2012) *Speleotem science*. Wiley-Blackwell, Oxford.

Földi L, Ledűs S, Tóth G (1991) Ercsibányi facies in a decadal shear zone—tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budahegy, Hungary). *Terra Nova* 4:165–170.

Földi DC (1995) Some thoughts on hydrothermal caves. *Cave Karst Sci* 22(3):107–118.

Földi DC, Williams PW (2007) Karst geomorphology and hydrology. Wiley, Chichester.

Földi DC, Takács-Bolner K (1992) Abszolút kőmegtérítés és ábrák készítése vizsgálatok budai barlangi kalciumidővel (absolute age determination and stable isotope measurements on cave-calcite samples of Buda Mountains). *Karszt és Barlang* 19(1):1–18.

Gáldi P (1965) A Személy-hegy-barlangban történt kőszelvények készítésének eredménye (The result of X-ray examination of crystal nodules from Személy-hegy Cave). *Karszt és Barlang* 19:19–20.

Gálornak M, Csor F (1986) Aerial in caves. Critical considerations in proceedings of the 9th international congress of speleology. *Budapest* 190–92.

Gianoni (1987) Bridge structures as signs of displacement criteria in brittle fault zones. *J Struct Geol* 9:609–620.

Gáttér I (1984) A karbonátos kőzetek elhelyezkedéséről a budai hegyvidék kőzetrajzi felméréséről (the fluid inclusion measurement of vein-fillings of calcareous rocks and on hydrothermal precipitations of the caves). *Karszt és Barlang* 19(1):9–18.

Gáttér I, Poros Z, Minkovits A, Molnár F, Földi L, Szelek B (2011) Buda-hegyi paleogen karbonátos kőzetek dűgenezési története (diagenetic history of the Paleogene carbonates, Buda Hills, Hungary). *Földtani Közlemények* 141(4):341–361 (in Hungarian with English abstract).

Haaq J (2004) Trász (Transilvania). ELTE, Eötvös Kiadó.

Hill CA (1987) *Geology of Colorado and other caves in the Chaco-Mexico Mountains*. New Mexico and Texas, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Bulletin, p 117.

Hill CA (1990) Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern. *Am Ass Petrol Geol Bull* 74(1):1685–1694.

Hill CA (1995) Sulfuric acid speleogenesis, native sulfur, Microstegium Valley-type deposits and sulfuric acid karst. *Environ Geol* 25:16–23.

Hill CA, Firtl P (1997) Cave minerals of the World. National Speleological Society, Huntsville.

Hörvölgyi G, Ledűs S (1990) A legújabb ásványtani vizsgálata magyarországi előfordulásokról (Mineralogical examination of Hungarian Moonmilk). Manuscript, ELTE, Department of Physical and Historical Geology.

Jakobs L (1994) A Buda-hegyi hidrotermális karst (the hydrothermal karst of Buda Mountains). *Földrajzi Értesítő* 43(3–4):235–246.

Jaskó S (1948) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1949) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1950) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1951) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1952) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1953) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1954) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1955) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1956) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1957) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1958) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1959) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1960) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1961) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1962) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1963) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1964) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1965) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1966) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1967) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1968) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1969) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1970) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1971) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1972) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1973) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1974) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1975) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1976) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1977) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1978) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1979) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1980) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1981) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1982) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1983) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1984) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1985) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1986) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1987) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1988) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1989) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1990) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1991) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1992) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1993) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1994) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1995) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1996) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1997) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1998) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (1999) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2000) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2001) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2002) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2003) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2004) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2005) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2006) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2007) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2008) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2009) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2010) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2011) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2012) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2013) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2014) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2015) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2016) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2017) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2018) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2019) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2020) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2021) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2022) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2023) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2024) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2025) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2026) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2027) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2028) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2029) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2030) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2031) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2032) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2033) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2034) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2035) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2036) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2037) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2038) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2039) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2040) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2041) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2042) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2043) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2044) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2045) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2046) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2047) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2048) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2049) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2050) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2051) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2052) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2053) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2054) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2055) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2056) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2057) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2058) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2059) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2060) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2061) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2062) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2063) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2064) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2065) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2066) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2067) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2068) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2069) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2070) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2071) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2072) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2073) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2074) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2075) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2076) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2077) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2078) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2079) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2080) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2081) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2082) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2083) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2084) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2085) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2086) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2087) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2088) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2089) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2090) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2091) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2092) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2093) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2094) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2095) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2096) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2097) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2098) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2099) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2100) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2101) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2102) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2103) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2104) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2105) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2106) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2107) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2108) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2109) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2110) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2111) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2112) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-hegy Cave). *MATÉ Évi Jelentés* 10:133–147.

Jaskó S (2113) A Mátya-hegyi-barlang (the Mátya-he

The detailed explanation of Fig. 1 can be found in Mádl-Szönyi and Tóth (2015).

The first part of this chapter demonstrates the most important prerequisites and consequences of the application of gravity-driven regional groundwater flow concept for carbonate sequences. The results are used to explain the distribution of different springs and caves (epigene and hypogene) of the carbonate system of the Transdanubian Range, Hungary, and provide insights for better understanding the hydrogeology of areas worldwide with similar unconfined and confined settings. The second part summarizes the relationship between flow regimes, springs and hypogene karstification processes for the Buda Thermal Karst. This area is a natural laboratory where the connection of groundwater flow and karstification processes can be studied.

2 Fluid Flow Systems and Hypogene Karstification in Confined and Unconfined Carbonate Ranges—Theoretical Considerations

2.1 Cross-Formational Flow and Confinement of Carbonates

Regarding the potential for the evolution of epigene and hypogene caves, the most decisive geological factor in carbonate sequences is the confinement of carbonate aquifers, in agreement with the findings of Klimchouk (2007). However, confinement usually refers only to the existence of thick siliceous cover above carbonate sequence, but does not reveal its influence on flow pattern and consequent fluid distribution in the system. Therefore, we have to understand the evolution of flow pattern in such regions to learn more about its effect on both epigene and hypogene karstification.

Especially, the cross-formational flow (ascending or descending vertical flow component) has great significance on hypogene karstification processes as it was highlighted by Klimchouk (2007). The direction and intensity of flow are determined by not only the hydraulic conductivity (aquifer or aquitard units) but also the driving forces determined by fluid potential (Hubbert 1940) differences.

We can assume a given basin with two (confined and unconfined) sub-basins and cross-formational flow driven by topographic differences operating in both parts. Until now, however, the physically based flow patterns were not derived for such situations because first, there were not enough measured data to reveal it and second, basin-scale numerical simulations were not available due to conceptual limitations since the applicability of equivalent porous medium (EPM) approach was formerly debated for carbonate sequences.

2.2 Heterogeneity of Permeability on Basin Scale

Owing to the heterogeneity of a karst aquifer in recharge and permeability pattern (matrix, fissured and enhanced permeability due to dissolution), difficulties arise in the adaptation of the gravity-driven regional groundwater flow (GDRGF) concept (Lamboucq et al. 1975; Scanlon et al. 2002; Wellman and Poeter 2005). However, this issue can be overcome by focusing not on an individual aquifer and its detailed permeability distribution but on a carbonate system or basin with its enhanced permeability (see in details in Mádl-Szönyi and Tóth 2017). In addition, heterogeneities of a basin need to be interpreted based on the consequences of artificial or natural changes of flow pattern (Tóth 1995). This requires a different basin-scale approach and methods compared to usual catchment or aquifer-scale consideration (Mádl-Szönyi and Tóth 2015).

2.3 Hydraulic Continuity in Carbonates

Thick carbonate systems should be considered as hydraulically connected components of a carbonatic basin with unconfined and confined subregions where water-table differences induce gravity-driven flow. The hydraulic continuity can be interpreted on a given timescale for a basin, if a change in hydraulic head at any point of the flow domain causes a head change at any other point, within the time interval of the observation (Tóth 1995). It was derived by Mádl-Szönyi and Tóth (2015) that hydraulic continuity is more effective in carbonates as compared to siliceous due to the higher hydraulic diffusivity of carbonates. Consequently, artificial and natural changes in hydraulic head (and pressure) propagate at higher speed and over greater distances and depths in carbonate rocks than in elastic sediments.

2.4 Significance of Springs

Since springs are natural discharge features (Tóth 1971; Engelen and Kloosterman 1996; Ford and Williams 2007; Kresic and Stevanović 2009; Tóth 2009b), they represent the termination of the underground flow paths. Consequently, their areal distribution and basic characteristics can help to understand the basin hydraulic pattern of gravity-driven groundwater flow (which could be influenced by additional driving forces) in carbonate regions. If springs are considered in the context of flow systems, their regularities become clear. The most specific basic parameters are: elevation of spring discharge point, water temperature, total dissolved solids (TDS) and chloride content and volume discharge (Mádl-Szönyi and Tóth 2015).

The elevation of discharge points of springs represents the hierarchy of the gravity-driven flow. Their exact location and topographic position can be used to delineate terminal zones of flow systems and to indirectly differentiate between flow systems of different orders. Cold karst springs theoretically have to discharge at the elevated parts of a basin, while lukewarm and thermal springs occur near the boundary of confined and unconfined carbonates (Mádl-Szönyi and Tóth 2015). These springs are often related to marginal confining structural elements.

In carbonate sequences, advective heat transport facilitated by flowing groundwater also affects the flow pattern (Domencio and Paloczanski 1973; Sassi 2007). It can be simply supposed that the water temperature of springs is indicative of the order of flow, connected to local, intermediate and regional systems. Different driving forces, such as gravity, buoyancy (i.e., thermal convection or thermal density effect) can contribute to this, but their effects cannot be simply separated (Havril et al. 2016).

The water in unconfined karst systems has basically meteoric origin; therefore, the hydrogeochemical character of water in short (local) flow systems and in recharge areas of longer (intermediate or regional) flow systems has basically calcium-magnesium bicarbonate facies. The TDS for all gravity-driven flow systems generally increases along the flow paths. The ratio of $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ increases due to the decrease in the CO_2 of soil origin (Bak 1966; Tóth 1999, 2009a). The sulfate can be of biotic or abiotic origin, from oxidation of sulfide minerals and hydrogen sulfide related to organic matter maturation, dissolution of gypsum and anhydrite, etc., and can appear in lukewarm and thermal waters (Langmuir 1971; Brez 1949; Egeweiler 1981; Hill 1987; Worthington and Ford 1995; Gunn et al. 2006). Toward the discharge areas (i.e., the springs), the chemical composition can change from calcium-magnesium and sodium bicarbonate-sulfate to sodium chloride in the confined karst. Thermal springs are characterized by elevated chloride content, and the deep origin of CO_2 and H_2S may also be characteristic for them (Goldschneider et al. 2010). Regarding the findings for the Transdanubian Range, the source of NaCl-type water in the systems was the thick, dominantly low-permeability siliceous confining layer. Its contribution to the underlying karst water is responsible for the appearance of additional basal flow component. This "basinal fluid" can be represented by its chloride content as a conservative component of flow systems (Mádl-Szönyi and Tóth 2015).

The magnitude, intensity and variability of spring discharge are topography dependent. Spring discharge is well affected by geological conditions until climate is well

Therefore, the variability of spring discharge is also characteristic because springs fed by local flow systems supposedly display higher variability than those with a higher order of flow systems (Mádl-Szönyi and Tóth 2015; Bodor et al. 2014). The variability of discharge of thermal springs, in general, is low, i.e., steady due to the buffering effect of the large storage capacity of the rock framework of the regional flow system (Klimchouk 2007; Tóth 2009b; Bodor et al. 2014).

2.5 Conceptual Flow Model and Connected Manifestations for an Unconfined and Confined Carbonate Basin

The flow is basically lateral in an unconfined carbonate system, with limited vertical flow components compared to siliceous basins, and the hierarchy of flow systems is not well developed (Fig. 1). In unconfined carbonates, the water has basically meteoric origin and the temperature of springs systematically increases toward the lower elevation discharge point. The flow pattern at the margin of unconfined and confined carbonates is more complex due to the asymmetric recharge rates at the two sides. The "fresh" karst water, which originated from meteoric recharge through unconfined carbonates, is shifted toward the confined carbonates due to limited recharge across the confining strata. The limited meteoric recharge may flush some Cl⁻-rich basinal fluids from the low-permeability siliceous cover into the underlying carbonates, therefore creating an interface between "freshwater" and "basinal fluids" under the confined sub-basin. Along this interface the upwelling basinal fluids contribute to the chemical composition of thermal and partially lukewarm springs with dominantly meteoric origin. The interface of fresh and basinal fluids, governed by gravity-driven flow and modified by other driving forces can be economically important due to potential for porosity enlargement and hydrocarbon and heat accumulation. The ^{226}Ra , ^{222}Rn and dissolved gas content (CO_2 , H_2S and CH_4) of thermal springs originates from the "basinal fluid component." The hypogene karstification (connected porosity enlargement) can be related to these biogeochemical processes which appear along the interface between fresh and meteoric fluids. A basin-scale conceptual model was derived to summarize and generalize these findings. This model can explain the position of cold, lukewarm and thermal springs in a basin as well as their chemical facies. In addition to the hypogene and epigene karstification, mineral precipitates can be directly connected to this generalized flow pattern (Mádl-Szönyi and Tóth 2015).

3 Fluid Flow Systems and Hypogene and Epigene Karst of the Transdanubian Range

The hydrogeologically complex thick carbonate system of the Transdanubian Range (TR) is located in the Central Pannonic Basin, Hungary, and bounded by tectonic lines and built up by thick Paleozoic metamorphic and Permian-Cretaceous sedimentary sequences; however, the Transdanubian Range is formed by the main karst system of the area, which is dissected by major faults and influenced by folding. The carbonate range has 300 km × 100 km in extent (Cséregi 2007) and is partially confined by thick Neogene sediments mainly at the edges (Fig. 2).

The hydraulic continuity of the TR was inferred by long-term (1950–1990) mine dewatering (Alföldi and Kapolyi 2007) which has resulted in drying up of springs at the highest elevations and caused changes in chemical composition, temperature and spring discharge at lower elevations. In addition, the hydraulic head decrease could be followed on a regional scale for the whole reservoir (Cséregi 2007).

Cluster and discriminant analyses were carried out based on a database containing geochemical, volume discharge and chemical data of 800 springs before artificial intervention took place based on Hungarian Spring Register. Spring elevation, water temperature, chloride content and discharge data were used during the evaluation (Bodor et al. 2014). The derived groups were compared with the results of numerical simulations. Finally, springs were grouped into different flow systems (Mádl-Szőnyi and Tóth 2015) (Fig. 3).

The character and pattern of springs show a systematic distribution in the Transdanubian Range. The local flow-related spring groups can be found at the highest elevation (above 175 m asl); their temperature is lower than 12.2 °C; and there is no difference between their chloride parameters of the groups. However, their discharge volume

shows marked variations (1×10^{-3} to $6 \times 10^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The springs of the second group are separated from local flow systems. Their discharge elevation is higher than 120 m asl, and their temperature is elevated, around 19 °C based on medians. These springs can be connected to intermediate flow systems. Finally, the springs with highest temperature (42.3 °C) and chloride content (154 mg/l) and lowest discharge elevation (104 m asl) can be connected to regional flow systems. The discharge volume cannot be interpreted directly in terms of flow systems (Mádl-Szőnyi and Tóth 2015).

Thermal springs related to deep regional flow systems can be found only in the NE margin of the system, along the River Danube. Lukewarm springs of intermediate flow systems discharge at or close to the boundary of the confined and unconfined parts of the system, whereas local flow relates to cold springs and discharges in the unconfined part of the system (Fig. 3) (Tóth and Mádl-Szőnyi 2016).

Taking into consideration the basin-scale distribution of epigene caves, it can be concluded that they are associated with the subsurface drainages of the unconfined system. Hypogene caves were developed or are developing at the boundary of confined carbonates. Inactive or dry hypogene caves occur at higher elevation in unconfined carbonates. This indicates a considerable erosion of siltclastic cover and downward shift of the discharge zones related to the Late Miocene uplift (Haas 2001; Dombóvári et al. 2010).

4 Buda Thermal Karst: The Regional and Intermediate Discharge Area and Hypogene Karst Region of the Transdanubian Range

The northeastern regional and intermediate discharge zone of the TR is located close to the River Danube (Figs. 2 and 3). This particular part of the system, the Buda Thermal

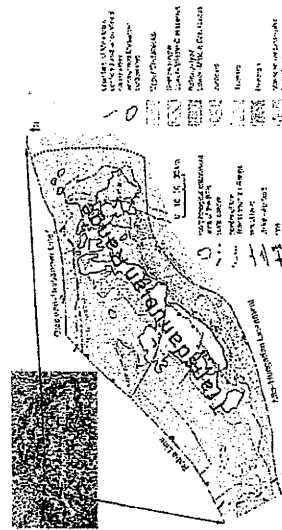


Fig. 2 Transdanubian Range Unit: boundaries of the range and the Paleozoic and Mesozoic formations with the indication of the main structural features and the area of unconfined carbonates (modified after Földi in Haas 2001 and Bodor 2010) and also the morphologically delineated catchment area of Buda Thermal Karst (BTK) (after Mádl-Szőnyi et al. 1999)

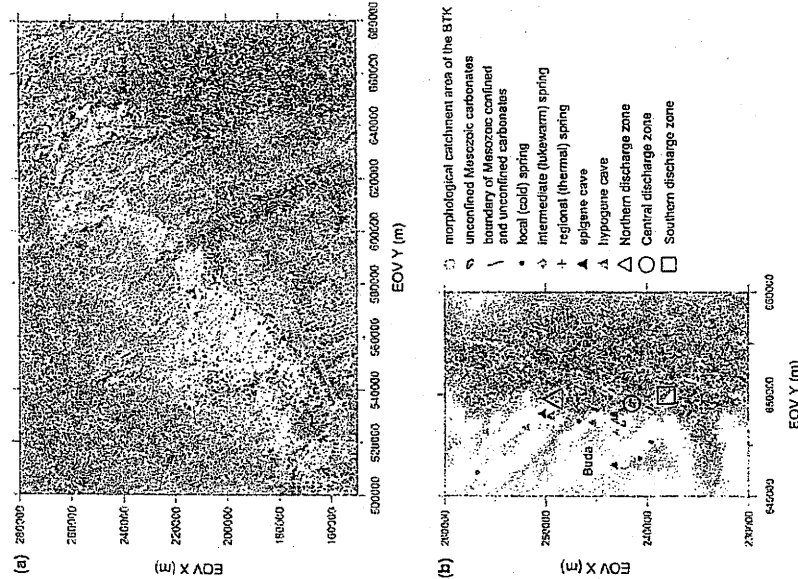


Fig. 2 a Surface manifestations of GDRGF for the TR Springs are related to local (cold), intermediate (lukewarm) and regional (thermal) flow systems based on the classification of Mádl-Szőnyi and Tóth (2015). Location of epigene and hypogene caves is based on the data from the Hungarian Ministry of Agriculture and Rural Development, Hungary (A. Gazda 2014, personal communication). The figure is morphologically delineated catchment area of Buda Thermal Karst (BTK) (after Mádl-Szőnyi et al. 1999). b Spring groups and epigene and hypogene caves of Budapest and surroundings (EOY is the Hungarian National Grid which is a transverse Mercator projection—positive X is pointed to east, Coordinate refer in meters)

Karst (BTK), is situated within and in the surroundings of Budapest. The area is strongly controlled by Cretaceous, Paleogene-Miocene, Miocene-Pliocene and Pleistocene structural elements, mainly normal and reversed faults trending in NW-SE, NE-SW and N-S directions (Bodor et al. 1994). These tectonic elements act as conduits or barriers and have strongly affected the paleo and recent fluid migration (Povos et al. 2012; Eröss et al. 2008; Havri et al. 2016). The tectonic boundary of unconfined and confined carbonates can be seen inside the morphologically delineated catchment area of BTK (Figs. 2 and 3a).

4.1 Gravity-Driven Flow Pattern and Fluid Components of BTK

This hydrogeological situation established the famous built culture of Budapest and is responsible for the development of hypogene caves as well.

The BTK area receives fluid from several sources (meteoic and brenal), in agreement with the conceptual model (Fig. 1). In addition to meteoic fluids, the contribution of

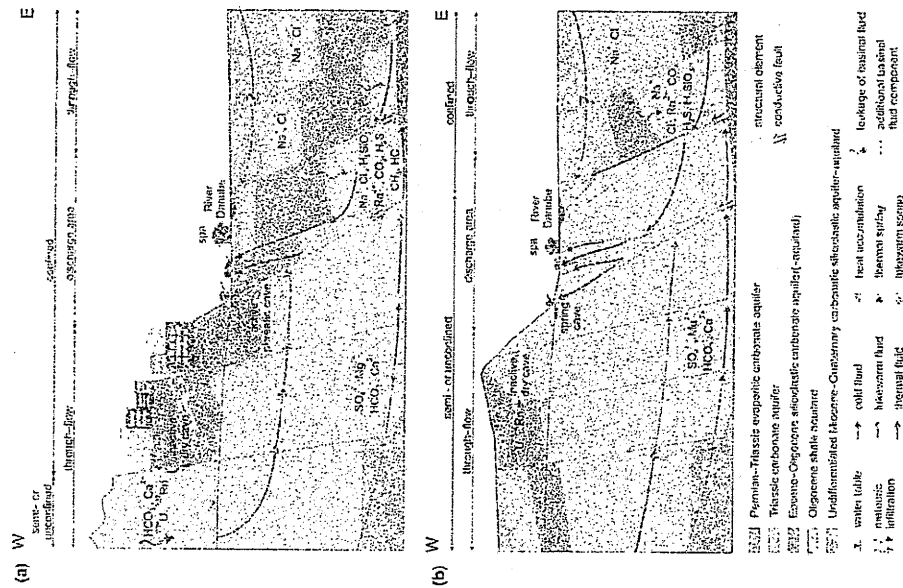


Fig. 4. Conceptual flow models: a) Central system; b) Southern system (modified after Eröss, 2010, based on the generalized model of Mészáros and Tóth, 2015).

basinal fluids at the discharge area of the BTK was first suspected based on water chemical analyses of Alföldi (1979) and was proved based on recent fluid analyses by Eröss (2010). Eröss et al. (2012a) and on mineralogical and fluid inclusion studies by Papp et al. (2012). The origin of the basinal fluid was determined to be related to the confining layers of the carbonates. The mechanisms of its contribution to spring discharge were also revealed in the form of vertical downward leakage from the confining layer to carbonates and upward flow to the springs (Mészáros and Tóth, 2015; Mészáros and Tóth, 2015).

The discharging fluids from different origins (meteoric and basinal) with different flow systems (intermediate and regional) result in a wide range of discharge features, including springs, caves and also mineral precipitates. Extensive hypogene cave systems have been developed (e.g., Takács-Bohner and Kraus 1989; Ledl-Ossy 1995; Ledl-Ossy and Surányi 2003; Ledl-Ossy 2017, in this volume) and are actively forming at present due to the interaction between fluids and the carbonate rocks (Eröss 2010; Eröss et al. 2011b). Therefore, the BTK system can be considered as a prime example of an active hypogene karst (Eröss 2010).

The natural discharge of the system is manifested mainly in the form of springs along and in the riverbed of the River Danube (Fig. 3a) forming three distinct discharge areas and are strongly influenced by tectonic pattern (Alföldi et al. 1968; Örvös et al. 2013; Eröss et al. 2017). The Northern discharge zone of the BTK is characterized by lukewarm springs (18–24 °C, TDS < 1000 mg/l); in the Central zone both lukewarm (21–27 °C, TDS < 1000 mg/l) and thermal springs (53–63 °C, TDS > 1000 mg/l) occur, while in the Southern discharge area of the system temporally and spatially uniform thermal water discharge (33–45 °C, TDS 1500–1700 mg/l) is characteristic (Papp 1942; Alföldi et al. 1968; Eröss et al. 2008). The lukewarm springs were evaluated as belonging to intermediate flow systems and the thermal springs as the discharge of regional flow systems based on cluster analysis (Bodor et al. 2014) and numerical simulations (Mészáros and Tóth 2015).

Since the second part of the nineteenth century, deep wells were increasingly used in addition to natural springs. Déri-Takács et al. (2015) evaluated the waters in Ductapest by multivariate exploratory techniques, and the influence of the temperature and chloride content was the strongest in grouping springs according to their characteristics. Besides the previously distinguished three temperature-based groups, which are reflecting the natural discharge conditions, an extra group of the deep wells was determined in the confined part of the system.

A comprehensive hydrogeological study was carried out for the characterization of processes acting presently and their resulting parameters at the discharge zone of the BTK (Eröss 2010; Eröss et al. 2011b, 2012a, b). Studying the attributes of

springs and wells, caves, mineral precipitates, that is, the entire range of phenomenon related to discharge (Tóth 1971), information can be obtained related to the parent flow system, its hydrogeological environment and the processes taking place throughout the entire length of the flow system and in the close vicinity of the discharge zone. Moreover, the identification and understanding of recently active processes and their manifestations in this hypogene karst area will help to identify and understand paleo-phenomena both in the BTK and in other hypogene karst areas with similar settings.

The relationships between flow systems and hypogene karstification were examined for the Central and Southern discharge zone, with further input from the deep wells for the characterization of the confined part of the system in Post (Fig. 3b). Two distinct conceptual flow (Fig. 4a, b) and cave development models were developed for the Central and Southern discharge areas.

4.2 Flow Models and Fluid Components for Central and Southern Discharge Areas

According to hydraulic and hydrogeochemical studies and analyses of radionuclides, considerable differences were identified between the flow systems and discharging waters for Southern and Central systems (Eröss et al. 2017; Eröss et al. 2012a, b).

Radionuclides (^{226}Ra and $^{234+238}\text{U}$) as natural tracers were used to characterize the different flow systems based on their different geochemical behavior: radium is mobile in reducing, and uranium in oxidizing conditions. Discharging waters of regional flow systems are characterized by reducing conditions and therefore with negligible uranium content, whereas local flow systems represent oxidizing environments and consequent low radium content. The radium content of waters in the Southern discharge area is in the range of 221–870 mBq/l, while in the Central discharge zone it is between 53 and 591 mBq/l. The uranium values in the Southern zone vary between 11 and 35 mBq/l, while in the Central discharge zone are in the range of 10–83 mBq/l (Eröss et al. 2012b). With the aid of radionuclides (^{226}Ra and $^{234+238}\text{U}$), the mixing end-members for the discharging waters of the Central system were identified: a meteoric end-member with an average temperature of 12 °C and 775 mg/l TDS, and a thermal end-member with a temperature of 76.5 °C and 1440 mg/l TDS, respectively (Fig. 4b). The thermal end-member has also dominantly meteoric origin (regional flow component) with additional basinal fluid component based on the numerically proved conceptual model (Fig. 1). The cold meteoric end-member could be identified due to a local flow component (Mészáros and Tóth 2015). Taking into consideration the derived flow systems, the cold meteoric end-member and the

thermal end-member represent different flow systems (local and regional) resulting different end-member composition. For the Southern system, the thermal waters range from 35 to 47 °C temperature and 1400 to 1800 mg/l TDS, and higher values correspond to lower temperatures, within a only one component, could be inferred with the help of the narrower range (35–47 °C). The aforementioned differences

radionuclides (Eröss et al. 2012b) (Fig. 4b). Comparing the two systems, the Southern zone is characterized by elevated Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} and TDS content. These higher values correspond to lower temperatures, within a

harrower range (35–47 °C). The aforementioned differences

unconfined and confined settings. This can be explained by the uplifting and erosion of the confining layers since the Late Miocene.

The correlation between flow systems and hypogene karstification was demonstrated on the example of Buda Thermal Karst. Hydraulic, hydrogeochemical and radiometric studies revealed the flow pattern and fluid components for the BTK (Erdős et al. 2017; Erdős et al. 2012a, b). Based on these data, distinct flow models were derived for the Central and Southern discharge areas (Erdős 2010; Erdős et al. 2013a). We can interpret the first model as characterized by intermediate and regional flow, while the latter as due to only regional flow. The origin of fluids is mostly meteoric, but additional basinal fluids from the confined basin also contribute. The differences in the chemical composition of discharging water can be explained by the differences in the hydrogeological environment of the BTK.

The distinct flow models could be connected to different dominant hypogene karstification processes. In the case of the Central discharge area, this is represented by mixing corrosion, while for the Southern discharge area microbially mediated sulfuric acid speleogenesis was found to be the dominant process. It was also recognized that not only karstification but also precipitation (in the form of calcite rafts and iron-hydroxide precipitates) can be correlated with the cave-forming process.

The example of Buda Thermal Karst in the frame of the Transdanubian Range demonstrates the importance of the flow system concept in hypogene speleogenesis. The flow model for confined and unconfined settings can be used to understand the connected subsurface and discharge-related processes in similar hypogene karst regions of the world. Furthermore, this knowledge can be used for planning thermal water utilization (Mádl-Szanyi 2015).

Acknowledgements The research was supported by the Hungarian OTKA Research Fund (NK 101836).

References

Alföldi L. (1979) Budapesti Hévízek. Thermal waters of Budapest. VTIUKI Kézi 204-102
 Alföldi L., Kapolyi L. (eds) (2007) Bányászati karsztvíz-indektáció a Dunántúli-középhegységben [Mining-deactivation in the Transdanubian Range]. Geography Institute of Hungarian Academy of Sciences, Budapest
 Alföldi L., Hétköly L., Becker T., Horváth I., Korin K., Rényi R. (eds) (1988) Budapesti hévíz [Thermal waters of Budapest]. Hungarian Institute for Water Resources Research, Budapest
 Áuda D., Bódi G., Keen G., Makk J., Márfalvai K., Enőss A., Mádl-Szanyi J., Borodai A. (2014) Diversity and morphological

occurrence with calcite rafts in paleo-systems can be used as evidence of cave formation. This association thus can serve as a cave level marker and can be used to identify former hypogene level discharge areas.

5 Summary and Conclusion

The evaluation of hypogene karstification in a flow system context can help to improve the understanding of associated processes in a comprehensive way. The numerical and conceptual adaptation of unconfined Tóthian-type flow for thick carbonate regions with unconfined and confined basinal settings (Mádl-Szanyi and Tóth 2015) led to the identification of a very special asymmetric flow pattern with different (local, intermediate and regional) flow systems. These fluids have dominantly meteoric origin. Additionally, as a new factor, the contribution (via leakage) of basinal fluids from the confining cover in hypogene karstification was also proved and recognized. It could be also concluded that the underground interface between basinal and meteoric fluids is of special interest, because along this interface very different fluids with different origin (meteoric and basinal) can contribute to hypogene karstification (Mádl-Szanyi and Tóth 2015). The physically based conceptual model can help to interpret the hypogene karstification as the manifestation of groundwater flow (Fig. 1).

The model is illustrated by the example of the Transdanubian Range, Hungary. The distribution of natural springs in the region can indicate the terminal zones of natural flow systems. Therefore, these discharge features have special significance in the understanding of flow patterns. Numerical simulations based on EPM approach can reveal the pattern of springs for the region (Mádl-Szanyi and Tóth 2015). The comparison of clustering of springs and the derived flow systems for the TR led to good correlation between groups and flow systems. It was found that springs related to local flow systems appear at the elevated part of the range and are characterized by low chloride content and low, but increasing temperature toward the lower surface elevations. It was also shown that leucawm and thermal springs appear close to and at the boundary of the confined and unconfined settings. The thermal springs appear at the lowest elevations, and they have the highest chloride content originated from basinal fluid contribution. The correlation between springs and epigene and hypogene caves as discharge features of groundwater flow was also demonstrated. The epigene caves can be found at the elevated part of the system; however, inactive hypogene caves can be found not only in the surroundings of thermal and leucawm springs but also in a higher position than the recent boundary of

Based on the radiometric study, it can be confirmed that the dominant cave-forming process in the Central area is, indeed, mixing corrosion. According to the observed discharge characteristics at the Central discharge zone, where the discharge of leucawm and hot springs were clearly separated and tectonically controlled, mixing could only exist either by dissection or along faults. Therefore, the dissolutional porosity also has a strong structural control, as can be seen on the cave maps, the distribution of the passages following the main structural directions. This study highlights the importance of hydrogeological investigations in the understanding of cave formation.

4.4 Mineral and Microbiological Precipitates

Besides hypogene karstification processes, mineral precipitates can also be characteristic in discharge zones. Beside iron-oxides, calcite-rich mud and rafts, gypsum crust and iron-manganese-hydroxides seem to be the most characteristic active geochemical byproduct at the Buda Thermal Karst. Iron-hydroxides are composed by poorly crystallized ferrihydrite and goethite, based on Mössbauer spectroscopy measurements (Erdős 2010; Kuzmann et al. 2014). The occurrence of iron-manganese-hydroxide precipitates may denote the mixing of moist deep waters and oxygen-rich meteoric waters in case of the Central zone as these precipitates were found in deep phreatic conditions. In the southern caves, they may be indicative of the presence of an oxidation zone, as they are found at the spring outlets.

The ²²²Rn activity of the recent iron-hydroxide precipitate is 1400–3680 (±10%) Bq/kg (dolomite background: 45 Bq/kg). It was also proved that this iron-hydroxide is the source of the ²²²Rn content of the discharging waters (Erdős 2010; Erdős et al. 2013b). Besides radium, accumulation of iron, manganese, arsenic and other trace elements (Pb, Cr, Cu, Ni, Zn, Mo, U) as biominerals on the surface of precipitate are observed in the discharge zones (Erdős 2010; Dobossy et al. 2016). According to Tazaki (2009), microbial mats can accumulate heavy metals and radionuclides through precipitation and complexation on and within the bacterial cell surface containing carboxyl and hydroxyl groups.

Iron-hydroxide precipitates were also found associated with calcite rafts in the dry paleo-caves of the BTK. It can therefore be deduced that the same principle may apply to ancient precipitates. The mineralogical composition of these old iron-hydroxide precipitates is dominantly goethite and can also be characterized by similar trace element content as the recent ones (Erdős 2010). Accordingly, their common

highlighted between the two areas are also apparent on the distribution of parameters in relation to depth. However, with regard to Na⁺ and Cl⁻ (i.e., the basinal fluid component) there are no differences between the two systems.

The contribution of basinal fluids to the discharging waters of BTK was identified in the form of Na⁺, K⁺, Cl⁻, H₂SiO₃, CO₂, H₂S, CH₄ and liquid hydrocarbons (Erdős 2010; Erdős et al. 2012a; Mádl-Szanyi and Tóth 2015). The similar Na⁺, Cl⁻ and CO₂ content of the waters in both systems also highlights the common basinal origin. However, slight differences were also identified between the two systems regarding the basinal components, e.g., no hydrocarbon was found in the Southern system (Erdős 2010).

The geochemical and temperature difference between the sub-systems is due to the slightly different hydrogeological environment. The recharge area of Central system is composed of large exposed carbonate surfaces facilitating the recharge and resulting in a larger volume (>10,000 m³/day) of discharge of meteoric origin (Papp 1942; Alföldi et al. 1968). As opposed to the unconfined recharge area, the discharge area can be characterized by confined conditions; therefore, the discharge of the cold meteoric karst water and the upwelling thermal fluids is structurally controlled having an important effect on the mixing of these waters. Mixing can only occur through structures. Since the recharge area of the Southern system can be characterized by a limited surface of exposed carbonates, the meteoric contribution is also limited in the discharge area. Furthermore, a significant strike-slip fault and some hydrostratigraphical changes also impede water flow from the western recharge areas toward the discharge area (Erdős et al. 2017). The natural discharge rate of the Southern system (3200 m³/day; Papp 1942; Alföldi et al. 1968) is thus lower when compared to the Central system, reflecting differences in the recharge conditions.

4.3 Hypogene Karstification Processes for the Central and Southern Discharge Areas

In the Southern discharge area, due to the lack of mixing members, different processes are proposed to be responsible for the formation of the caves compared to the Central area. Based on hydrogeological considerations and recent microbiological investigations (Borsodi et al. 2012; Anita et al. 2014), microbially mediated sulfuric acid speleogenesis is proposed as the dominant cave-forming process for the Southern area (Erdős et al. 2014a, 2012a). This process is further supported by actively forming gypsum crust on the cave walls above the water table.

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

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

Leel-Össy Szabolcs, Virág Magdolna

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány

Péter sétány 1/c

kosz@geolobv.elte.hu, virag.magd@emil.com

Összefoglalás

A Földtani Közletem 125. 3-4. számában jelent meg összefoglaló a Budai-hegység barlangjáról (Leel-Össy Sz. 1995). Az azóta elletti évtizedekben a kutatási módszerek fejlődésének, és a megszaporoított helyváltási építkezéseknek köszönhetően) nemesak új felirások történet (elsősorban a Rózsadomb térségében, ahol az 1995-ben ismert 30 km-es járathozs ezeken a duplájára, 55 km-re bővekedett), hanem az ilyen hipogén barlangok genetikájáról, isvánnyilágával kapcsolatban is számos új eredmény született. A kiterjedésrel kapcsolatos új elméletek közül az elváltozott (kovás) zónákkal kapcsolatosakat, és a barlangot kioldó aszcendens termálvizek eredetével és keveredésével kapcsolatos új eredményeket kell kiemelni. Az akkor a Budai-hegységben ismert barlangi isvánnyok száma 15-ről 31-re emelkedett.

Ebben az időszakban születnek az első konkrét eredményeket tartalmazó korlátozottok is. Ezek közül több ússzben publikálásra került MINDSZENTY ANDREA szerkesztette Budapesti Földtani értekek és az ember c. 2013-as könyvben. Az egész Budai-hegységben ma 239 barlangot ismerünk. Budapestten (a Pilishez tartozó Róka-hegyen levőkkel együtt) 176 barlang található. A Rózsadomb térségében 102 barlangot, kataszterizáltak az Országos barlangnyilvántartásban.

Az elmúlt 20 évben legfontosabb barlangfelfedezések a víz alatti Molnár János-barlangban, a Hideggyök- és Hecseszajút, valamint a Pál-völgyi barlangokban történtek: a fenti három barlang és a Mátyás-hegyi-barlang közötti összekötő járatok felirásának köszönhetően, közel 31 km-es hosszával ez lett Magyarország leghosszabb barlangja, megelőzve az Aggtelek-Jávorsági Baradla-barlangot (beleértve a Baradla szlovákiai részét), a Domén-barlangot is). Nagy eredmény az eddig csak felszín közeli járatáról ismert Ferenc-hegyi-barlangban a Mészánit megtalálása. Három új kisbarlang: a Citadella-krisztálybarlang, a Királylakti-barlang és a József-hegyi 4. sz. barlang felfedezése pedig különösen érdekes ásványkiváltsái, ill. nagyon perspektívus további kutatási lehetőségei miatt nagyon jelentős. Ezen kívül további 32 kisbarlangot találtak a kutatók az elmúlt 20 évben a Budai-hegységben, elsősorban a Rózsadomb térségében (l. *ábra. 1. táblázat*).

Tízgyűjtemények: hipogén barlangfelfedezés, Pál-völgyi-barlangrendszer, Citadella-krisztálybarlang, Királylakti-barlang, Kovás elváltozott zónák, barlangi árváltsók kora

Abstract

Földtani Közletem (125. 3-4.) published an overview of the caves of the Buda Hills (Leel-Össy Sz. 1995). Since then (thanks mainly to the progress in investigation methods and to the new constructions in the area) not only new discoveries happened (mainly in the Rózsadomb area, where we knew 30 kms of cave passages in 1995, and now 55 kms), but new results were born in the research of the genetics and minerals of local hypogene caves. Of the new theories related to the genetics, most important is the theory on altered zones and on the source and the mixing of the ascending thermal water that dissolved the caves. The number of the known minerals in the Buda caves increased from 15 to 31.

This was the time of the first age determinations, which provided us with concrete dates. Some of the new results were published in a book, *Midnight: its geological values and people in 2013* (ed. ANDREA MINDSZENTY). Today we know 239 caves in the Buda Hills and 176 caves in Budapest (including the caves in Róka Hill, which belongs to the Pilis Mountains). In the area of Rózsadomb, there are 102 caves on the list of the Hungarian Cave Record.

In the last 20 years, the most important cave discoveries in the Rózsadomb area were in Molnár János Cave mainly in the phreatic zone, and in the Hideggyök, Hecseszajút and Pál-völgy Caves. After the discovery of the connecting passages between the last three caves and the Mátyáshegy Cave, this Pál-völgy Cave system is the longest Hungarian cave (31 km long). Its length exceeds the Baradla Cave in Aggtelek-Mšovtő (together with the part of the Baradla Cave in Slovakia, named Domica Cave). A major result is the discovery of the Mészánit (deep part) of the Ferenc-hegy Cave, which was known from the surface-exposed passages. The discovery of three new small caves, the Citadella Crystal Cave, the Királylakti Cave and the József-hegy No. 4 Cave is significant too, because they have valuable mineral precipitations, and they have a promising perspective of further investigations. Besides these three important caves, additional 28 small caves were found by the explorers mainly in area of Rózsadomb, in the Buda Hills in the last 20 years (Fig. 1, Table 1).

Key words: hypogenic speleogenesis, Pál-völgy Cave System, Citadella Crystal Cave, Királylakti Cave, altered zones, age of the speleothems

Bevezetés, előzmények

A Budai-hegység barlangjai közül a történelmi idők előtt csak a Máriaremetei-szurdokvölgy kis forrásbarlangjai (Remete-barlang, Remete-kőfülle, Hétyük-zsomboly) voltak ismertek (Ezek közül a XVIII. szd. végén itt élő pálos szerzetesről elnevezett Remete-barlang gazdag ősemléki lelőhelynek bizonyult, és a történelmi időkben is rendszeresen látott volt. Kadóc Ottokár és Vértcs László ásátal alapján a pillisszántói kultúrához tartoztak az itt díők). A Gellérthegy-barlang (Szent Iván-barlang, Sziklatemplom vagy Sziklakápolna) 10 méterrel is nagyobb bejárata is ismert, és az őskorban valószínűleg használtak már. Itt ősemléki leleteket nem találtak, de a középkortól kezdve biztosan lakott hely volt. Egyes vélemények (DÉNES in ADAMKÓ et al. 1992) szerint ez a barlang lehet fővárosunk egyik nevadója. (A terület homfogalás előtti lakóinak, a bolgarszláv népek nyelvén a „pest” szó barlangot, üregot, komeköt jelent. A hely pedig ezért Pecsics-hegy, Pest-hegy, a középkorban Mons Pestensis (SZÉKELY 2003) lett; vö. a gerecesi és a bükk, szintén nagy barlangszájjal rendelkező Pest-kövel). Más vélemények szerint (pl. CHOLNOKY 1944) a „pest” szó a műszégetó kemeckre utal.

A hipogén karszbarlangok közül először a Vár-hegy kifőháló kis üregeit találtak meg, amikor a feltárítás után IV. Béla parancsára betpült a Vár-hegy platója, és az új házak kertjében vizet keresve kutakat ástak. A kutak 6-10 m mélységben, az ódesvízi mészakó paplan aljában határozták a 0,5-1,0 m belvilágtól oldásos gömbfűlkéket. Ezeknek a kis üregeknek az összenyitásától, lemeljítéséből alakult ki napjainkra a több mint 3 km-es Budai Vár-barlang.

A rózsadombi barlangok megismerése a XIX. szd. közepén kezdődött, amikor Molnár János a Malom-ló fölött egy 12 m mély üregot talált. A nagy felfedezések sorát a XX. szd. elején a kobányászat nyitotta meg (1904, Pál-völgyi-barlang). A század közepére a növekvő város bekebelezte a környékét, befejződött azok működése, és a barlangfeltárásokat az urbanizációhoz kapcsolódó gazdasági beavatkozások (házilapozás, csatorna- és nyomozóvezeték fektetés, kútásás, fűrés, terraszosítás, tárohlás stb.) feltárásai tették lehetővé (pl. 1984, József-hegyi-barlang – LEEL-ÖSSY SZ. 2003, 2014).

Az elmúlt egy-két évtizedben általánosan elterjedté vált a kereskedelemben kapható pipatronok használata. Ezek kicsiny, cm-es, löporral töltött kis hüvelyek, amiket a sziklába kézi fűvélő lajtot illesztve helyeznek. Egy kalapácsütésre míni robbanás következik be, ami elrepszúja a sziklát. Így vált lehetővé olyan, több méter hosszú, ember által járhatatlan méretű sziklák kibontása, amik tágas járatokat kőnek össze. Így több esetben sikerült évtizedek óta ismert rövid barlangokból kiindulva több km-es hatalmas rendszereket felfedezni.

A Rózsadomb környéki barlangok genetikája

Bár Molnár János már a XIX. század közepén(!) megfigyelte, hogy a Duna-parti források felszíne néha szinte burzog a távozó szén-dioxidtól és kén-hidrogéntől (MOLNÁR 1869), a XX. század első felében még a legnagyobb geográfusok (CHOLNOKY 1925) és geológusok (SCHAFARZIK-VENDL 1929; KADIĆ 1931) is a „mészko hasadékaiban beszivárgó víz” oldó hatásának tulajdonították a Pál-völgyi-barlang járatainak kialakulását. PÁVAI-VAJNA FERENC (1930) rögzítette először (nászországi megfigyelésének analógiájára), hogy a mélyből feltörő forró oldatok, ill. gőzök-gázok is alakíthatják ki oldásformákat, ígíthatják barlangjárat méretre a hasadékokat.

Elmúlté azonban nem lett azonnal széles körben elfogadott. Bár KESSLER HUBERT (1931, 1934, 1936) az őnmaga által korábban feltárt Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangokat „hévizes” eredetűnek tekintette, és KERÉKES (1944) is hévforrások barlangokról beszélt, JAKUCS LÁSZLÓnak pedig 1948-ban jelent meg összefoglaló munkája ebben a témában, még fél évszázaddal később is volt, aki a hideg vizes (epigén) keletkezést tartotta elsődlegesnek (CHOLNOKY 1944; PANOS 1960; KÖRPÁS 2000). CHOLNOKY JENŐ felismerte ugyan a hévforrások elsődleges szerepét, de a mélyrejtett barlangjáratot a későbbi víznyelobarlangtól származtatja. A XX. század második felében megjelent összefoglaló barlangos munkák (LEÉL-ÖSSY S. 1957; BERHIDAI 1964; ERNST 1965; BALÁZS 1966; KOVÁCS & MÜLLER 1980; SZLNYOGH 1982, 1984, 1987; TAKÁCSNÉ BOUNER & KRÁUS 1989; NÁDOR 1991, 1992; LEÉL-ÖSSY Sz. 1995) többségükben azonban már a hévizes vagy hidrotérmas vagy termálkarszos vagy hipogén eredet (két melyik hasonló jelentésű jelzőt használja) fogadják el. Ebben nagy szerepet játszottak a keveredési korrozív elméletének barlangjani alkalmazását tárgyáló külföldi munkák (BÖGL 1963, 1965, 1971; RONNELS 1969; PLUMMER 1975; BAKALOWICZ et al. 1987; FORD & WILLIAMS 1989; DUBLYANSKY 1991, 1995, 2000; stb.) is.

A XX. szd. első felében keletkezett munkákban azonban még nem volt tisztázott a hévforrások magas hőmérsékletének oka, ill. a szén-dioxid eredete. SCHNEITER (1912) szerint a meglepően magas (néha 70 °C feletti) hévforrás hőmérséklet a Visegrádi-hegység bádenni körüli andezit vulkánosságának köszönhető. A ma elfogadott álláspont szerint ennek inkább a Pannón-medence alatti földkéreg kivékonyodásnak köszönhető magas hőfluxus az oka (FOROS 2011; POROS et al. 2012), amint az korábban ALFÖLDI (1978, 1979) is felvetette. Kessler (1936) meglehetően azzal, hogy az aszcendens vizek szén-dioxidot is tartalmaznak. KOVÁCS & MÜLLER (1980) megpróbált magyarázatot adni a jelenségre: ők a mélybe került karbonátos kőzetek metamorfózisából származtatják a szén-dioxidot. POROS et al. (2012) a Pesti-síkság alatti rétegekből származó, szervesanyag éréshoz is kötődő, mélyből feláramló fluidumoknak tulajdonítja az agresszív gázok (pl. CO₂ és CH₄) eredetét.

VIRÁG MAGDOLNA (2016) legújabb cikkében teljes áttekintést ad a budai barlangok keletkezésére vonatkozó elméletekről, ill. magáról a földalatti folyamatról.

A Budai-termálkarszt világszerte elismerten a hipogén barlangok típusterületének számít. Sok kiváló külföldi szerző foglalkozik a hipogén barlangok genetikájával, amikről nagyobb összefoglaló munkák is megjelennek az ezredforduló környékén (pl. KLIMCHOUK et al. 2000; PÁLMEYER 2007; KLIMCHOUK 2007; FORD & WILLIAMS 2007; KLIMCHOUK & FORD 2009; stb.). Ezekben a munkákban mindig kitérnek a Budai-termálkarszt problémakörére is.

A hipogén barlangokkal kioldó folyamat első lépéseje a csapadékvíz beszivárgása. A Budai-hegység és a Pilis területére hulló viszonylag kis mennyiségű csapadék (évi 500-600 mm, ami az ezredforduló óta 350 és közel 1000 mm között ingadozott) nagy része elpárolog, lefolyik, elhasználja a növényzet, és csak kisebb rész szivárog át az epikarszton, és jut be a karbonátos kőzet repedéseibe. MAUCHA LÁSZLÓ (1998) jósvatói mérései szerint a triász időszak, a Budai-hegységigénytel istsziabb karbonátok esetében 20-25% közötti a kőzet repedéseibe beszivárgó csapadékvíz aránya. (A Budai hegységi, magasabb agyagtartalalmú kőzetek esetében ez az érték nyilván alacsonyabb). Ez a víz kerül később ismét a felszínre. SCHAFARZIK (1921) alkotta meg a „vízkörzés” alapmodelljét, amit az újabb információk tükrében több szerző is korszerűsített (VENDEL & KISHÁZI 1964; KOVÁCS & MÜLLER 1980; ALFÖLDI 1981; ERÖSS 2010; ERÖSS et al. 2010, 2012). TÓTH JÓZSEF (1963, 2009) munkájában és kiaramlási zóna közel van egymáshoz, az áramlásban részt vevő víz viszonylag rövid ideig tartózkodik a felszín alatt (ez az idő években, évtizedekben és talán évszázadokban mérhető), nem jut el nagyobb mélységbe, emiatt nem is melegszen fel jelentősen. Ismét a felszínre lépve hideg vízi forrásként jelenkezik (vö. Városkúti-forrás).

Az intermedier ág hosszabb időt (évszázadokat, egy-két évezredet) töltve a föld alatt már nagyobb mélységbe jut le, jobban felmelegszen, és killepéskor langyos vízi forrást alkot (pl. Molnár János-barlang; Boltív-forrás, Alagút-forrás).

A regionális ág lokális és intermedier ágakat fog közre, nagyobb utat tesz meg, nagyobb mélységbe jut le, akár több tízezer évig is a felszín alatt tartózkodhat (ALFÖLDI 1979). Meleg hévforrásokat (pl. Gűlhabo-forrás) táplál a megcsapolási zónában. Új megállapítás, hogy ezeknek a forrásoknak a vizét nemcsak a fő vízgyűjtő területen (a karbonátos Budai- és Pilis-hegységében) lehuított és a földalatti körpályát bejárt csapadékok adja, hanem a Gödöllői-dombság területéről is érkezik hozzá komponens, amit a medence belsejében uralkodó nagyobb nyomás préselhet ki. Ezt már ALFÖLDI (1981) felvetette, és ERÖSS (2010), ill. ERÖSS et al. (2010, 2012) és POROS (2011), ill. POROS et al. (2012)-es munkájában is elfogadta. SZABÓ et al. (2009) két izotópos vizsgálatai is valószínűsítik, hogy a Duna bal partján elforduló perm időszerű evaporitokkal érintkező víz is bekerül a regionális ágba.

Az utánpótlódási területről kiinduló vízáramlások keleties vergenciaival, egyre mélyebbre (1000 méternél is jóval mélyebbre) jutnak le a Pesti-síkság alá, majd ott a korlátozottan vízáteresztő agyagos üledékek alatt visszafordulnak nyugat felé, és a Duna jobb partján húzódnak forrásokon kerülnek egymással keveredve ismét a felszínre. (Ezt a „köráramlást” LORBERER (2002) szerint a beszivárgási és a megcsapolási területek közötti magasságkülönbség, a két terület vizeinek a sűrűség különbségében jelentkező eltérő hőmérséklete és eltérő ionkoncentrációja, az un. hőllit-hatás alakítja ki). Mélybe áramlásuk

közben a környezetektől hőt vonnak el, fokozatosan fölmelegsznek. A különböző áramlási pályákon mozgó, különböző mélységbe eljutó, és ismét a felszín felé tartó, eltérő hőmérsékletű és iontartalmú vizek elegyedésekor lép fel keveredési korrozív jelenség. Ennek során az áramlásukat lehetővé tevő litoklázisok, ill. diaklázisok oldalfalát oldva, ember által is járható méretű barlangi folyosókat hoznak létre. ERŐSS (2010), ill. ERŐSS et al. (2012) munkája bizonyította, hogy a Gellért-hegy térségében csak termálvíz megcsapolódás zajlik, és nem tapasztalható keveredési korrozio. Ezen a területen a dolomitban nem is alakultak ki jelentősebb barlangjártatok. A korábbi feltételezésekkel szemben a keveredés és oldódás nemcsak a felszín közvetlen közelében zajlik; a Molnár János-barlang ezredforduló után félfejtett egyes ága (l. később) a karsztvíz szintje alatt közel 100 méterrel húzódik. A Pesti-síkság alatti fűrészek több száz méter mélyen is harántoltak tágas üregeket (pl. MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015).

A keveredési korrozio során két (eltérő hőmérsékletű és/vagy eltérő ionkoncentrációjú) különböző felületű oldat elegyedésekor létrejövő új oldat felületen lehet, tehát a karbonátra nézve oldódásos lehet, agresszív CO₂-t tartalmaz (l. felette és pl. VERESS 2004). A folyamatosan bekövetkező elegyedés pedig folyamatos oldódást eredményez, és egyre tágasabb barlangjártatok kialakulásához vezet. A belső méreteknek a közet mechanikai tulajdonságait, és a repedezetség (tektonizáltság) mértéke szab határt: a Budai-hegység litoklázisokkal, vetőkkel szűrűn átfűrt közzettömegében nem jöhetnek létre 100 méteres óriás barlangtermek – vagy ha igen, hamar beomlottak. A kialakuló folyosók minden esetben a korábbi törséket követik: ez a jelenség a „tektonikus preformációt” már számos szerző felismerte az elmúlt évtizedek során (JAKUCS 1948, 1971, 1994; LEÉL-ÖSSY S. 1957; BERHIDAI 1964; MÜLLER 1974; KRAUS 1978; TAKACS NÉ BOLNER & KRAUS 1989; NÁDOR 1991; FODOR et al. 1992; LEÉL-ÖSSY Sz. 1995, 1997). Az alulról felfelé irányuló kioldódás következménye, hogy a budai barlangok teljesen függetlenek a felszín topográfiájától. Kialakulhatnak hegyoldal alatt is (Pál-völgyi-barlangrendszer Szépvölgyi-ága és Természetbarát-szakasz). Gyakori eset, hogy egy házalapozás során, sokszor a rejtett gömbfalkól 20 cm-re sem lehet tudni, hogy ott egy barlangjártat húzódik, csak amikor már a sziklabontás harántolja az üreget. Az utóbbi évtizedekben több tucat kisebb-nagyobb barlangot (pl. a József-hegyi-barlangot vagy a Pusztaszeri-barlangot) sikerült így megtalálni.

A keveredési korrozio mellett jelentős szerepe lehet a barlangok kioldásában annak a közismert fizikokémiai ténynek, hogy a hideg víz több CO₂-t tud oldatban tartani. Tehát, amikor a felszín felé áramló meleg vizes oldatok az egyre hűvösebb környezetekkel érintkezve folyamatosan hűlnek, és jelentős oldásra képesek (FORD 1988; NÁDOR 1991; ERŐSS 2010; PALMER 2007; LEÉL-ÖSSY Sz. 2014). Felfelé vándorlás közben a hűtés, és így a CO₂ felszabadulás (és ehhez kapcsolódva a repedések/barlangjártatok oldalfalának oldása) is folyamatos. Addig, amíg zárt rendszerrel van szó: amint a korábban kioldott barlangokban a terület kiemelkedése, és ehhez kapcsolódóan a karsztvíz szintjének csökkenése (következében) a barlangi többlet légtér képződik, a karsztvíz szintjében és közvetlenül alatta azonnal megindul a kigázósodás jelensége (a CO₂ eltávoztása), ami karbonát kicsapódáshoz vezet (mivel a kisebb CO₂ tartalmú víz kevesebb karbonátot tud oldatban tartani). Ennek köszönhetően a budai barlangok változatos és igen látványos ásványkiválását (l. később).

A MOLNÁR JÁNOS (1869) által észlelt CO₂ és H₂S kigázósodás egyes rózsadombi és Gellért-hegyi termálforrások vizéből (pl. Iszapló-forrás, ill. a Császár- és a Király-fütdő kénhidrogén-szági víz és kénartalmú kiváltásai) hatással lehet a barlangképződésre is. A H₂S oxidációja során ugyanis kénsav képződik és a karbonátos közzelkel reakcióba lépve CO₂ szabadul fel, ami az oldó hatást még tovább fokozza (in FORD & WILLIAMS 2007; PALMER 2007). KLJACTIUK (2007) néhány magyarországi barlang esetében – kizárólagosan (Bátor-barlang, Sátorkopuszai-barlang) vagy a szénsavas oldódással vegyesen (József-hegyi-barlang; CO₂ és H₂S) – lehetségesnek tartja a kénsavas barlangképződés folyamatát is. SZABÓ et al. (2009) fent hivatkozott publikációjában megállapította, hogy a kén a perm időszi evaporitok (gipsz, anhidrit) beoldódásából származik. Ugyanakkor a szulfát a Tardi-Agyag Formációban lévő pirit oxidálódásából is származhat (pl. ERŐSS 2010; ERŐSS et al. 2011a; POROS 2011; POROS et al. 2010, 2012). POROS et al. (2012) szénhidrogén-tartalmú fluidzárvány-vizsgálat eredményei, repedéskitöltő ásvány vizsgálati és a recens analógiák alapján feltételezi, hogy a budai barlangok képződésében a fent említett szerves anyagok szénhidrogénné éréséhez kötődően, a medence eredetű fluidumokkal érkező agresszív gázok: a CO₂, CH₄, (CO₂-vá oxidálódóva) és a H₂S vizes közegben történő oxidációja és ezáltal a kénsavas oldás is szerepet játszhatott.

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

ERŐSS (2010), ERŐSS et al. (2008, 2011b, 2012a,b), MÁDL-SZŐNYI & ERŐSS (2011, 2013), MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2015, 2017), MÁDL-SZŐNYI et al. (2015), BODOR et al. (2014, 2015), DÉR-TAKÁCS et al. (2015), ill. ERHARDT et al. (2017) munkáiban a Budai-termálkarsztot zajló oldódási és kiváltási folyamatokat hidrogeológiai kontextusban, medence léptékben, a különböző rendű áramlási rendszerek megcsapolódási területeként vizsgálják.

A barlangjáratok 3D helyzetét figyelembe véve a Rózsadomb és a Gellért-hegy esetében is vannak kitüntetett üregesedési szintek, melyeket leírformailkai elemzések is alátámasztanak (vö. VIRÁG et al. 2013). A rózsadombi nagy barlangok és közet repedések porozitásának mértékére felfogat modellezés is készült (ALBERT 2010; ALBERT et al. 2015). A Pál-völgyi-barlang jelentős részére, a teljes Szemlő-hegyi-barlangra és a Molnár János-barlang 2002 előtt ismert (kb. 450 m hosszú) régi részére készült elemzések alapján a magasabb helyzetben húzódó, inaktív, jellemzően Szépvölgyi Mészaköben, alárendelten Budai Márgában kialakult üregeket befogadó közzettömeg makroporozitása hasonló (Pál-völgyi-barlang: 1,46%. Szemlő-hegyi-barlang: 1,66%). Ugyanakkor a döntő részt freatikus zónában elhelyezkedő, még jelenleg is képződő Molnár János-barlang jellemzően márgában elhelyezkedő régi része által képviselt porozitás a közepben mindössze 0,92%.

A budai barlangok ásványvilága

A barlangokban képződött ásványkiváltások (például eszopkó, borsókó, kalcitlemez, stb.) gyűjtőneve szpelenitéma (spolenthems) (HILL & FORTI 1997). Adott kiváltási környezetben az

arra jellemző morfológiájú barlangi kiválások jönnek létre. A nemzetközileg elfogadott 38 morfológiai kiválástípus (HILL & FORTI 1997; PALMER 2007) közül a budai barlangokban 28 megtalálható. Hazai viszonyok között elsőként a Szemlő-hegyi-barlangban találják meg és írták le a borsókövet, a „barlangi karfolt”, kalcittemezt, „barlangi karcsenyfát” és a gipszkrisztályszálait; a Pál-völgyi-barlangból az apadasi színlőt, a csepegő-szivárgó hideg vizekhez kötődő cseppkőformanyosokat és a száradási repedéseket kitöltő „szepiárta-boxwork”-ot, valamint a kelyhek: a József-hegyi-barlangból pedig a gipszörvöket, gipszshyagokat, medencéujjakat és a borsókőfalakat (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 2011). E barlangok egyben e kiválások hazai típuselőhelyének is számítanak. HILL & FORTI (1997) 255 barlangból leírt ásványfajt említi, melynek száma 2011 márciusában már 319-re emelkedett (ONAC & FORTI 2011).

A barlangképződéssel egy időben, illetve azt követően keletkezett barlangi kiválástípusokat és képződési környezetüket a 2. táblázat mutatja be. A budai barlangok kiválásainak vizsgálataival és genetikai értelmezésével az elmúlt harminc évben sokan foglalkoztak. A főként morfológiai alapon történő kiválástípus vizsgálatok (pl. KRAUS 1982, 1990, 1993, 2006; NÁDOR 1991; SÁSDI 1993; TAKÁCSNÉ BOLNER 1980, 1989, 1993, 2005a,b, 2011) mellett, jellemzően a József-hegyi-barlang képződésénél, LEÉL-ÖSSY SZABOLCS (LEÉL-ÖSSY SZ. 1995, 1997, 1997b, 2005, 2014; LEÉL-ÖSSY & SURÁNYI 2003; LEÉL-ÖSSY et al. 2011) már műszeres anyagvizsgálatokat is végeztek. Ezt követően NAGY (2008), ERŐS (2010), POROS (2011), POROS et al. (2012), GVÖRI et al. (2011), valamint újabban VIRÁG MAGDOLNA (VIRÁG et al. 2015, 2016; VÖRÖS et al. 2013) további budai barlangok képződésényeit vizsgálták részletesen, korszerű módszerek és újabb koncepciók megközelítéssel alkalmazásával.

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

Az újonnan (1995 óta) megismert ásványkiválások és kiválástípusok megállapítása az azóta feltárt barlangjáratok, a több budai barlangban végzett szisztematikus mintagyűjtés, az újabb műszeres anyagvizsgálati lehetőségek és eszközök fejlődésének az együttes eredménye (2-5. ábra). Ufth kormeghatározással és stabilizálóp geokémiai vizsgálatokkal a pleisztocén–holocén palcoklíma- és környezetváltozásokról, valamint a termálvízszint változásáról (ingadozásairól) nyerhetünk újabb információkat (l. alább).

Ásványvizsgálati módszerek

A szisztematikus begyűjtött barlangi kiválások műszeres vizsgálatait az alábbi módszerekkel, műszerekkel és helyszíneken végezték:

ELTE TTK Átalános és Alkalmazott Földtani Tanszék: sztereo mikroszkópos vizsgálatok (OLYMPUS SZX9), mikropetrográfiai vizsgálatok: polarizációs mikroszkóp (OLYMPUS BH-2), katód lüminoszkóp (CL) (OLYMPUS MAAS – Nuclide ELM-3R, hideg katódok); MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport: UV fluoreszcens mikroszkóp, kék fény gerjesztés (ZEISS Axioskop 40, Hg gőzlámpa). További mikropetrográfia, szöveti és kémiai, ásványos összetételbeli vizsgálatok és elemiértékek készülték az ELTE TTK Ásványtani Tanszékán: röngigen pordiffrakció (XRD) (Siemens D-5000) és transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) (JeoJen100) vizsgálat; az ELTE TTK Közvetlen és Geokémiai Tanszékán: pásztdió elektron mikroszkóp (SEM+EDX) (AMRAY 1830b), differenciál termikus analízis (DTA) és nyomelem összetételbeli mérések az MTA ATOMKI HEKAL-jóvólából, Debrecenben (Agilent 4100 MP-AES és Agilent 8800 ICP-MS Triple-Quad). Az Ufth kormeghatározások Surányi Gergely (Izotóp laboratórium) jóvólából ICP-MS készülékekkel (KFKA), a radiokarbon vizsgálatok Molnár Mihály segítségével (MTA ATOMKI HEKAL, Debrecen, AMS laboratórium, EnvironMICADAS típusú gyorsított tömegspektrométer), a $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ stabilizálóp geokémiai elemzések az MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet Stabilizálóp laboratóriumában (Finnigan delta plus XP vivógázás tömegspektrométer) készültek.

Hidrotérmas eseményekhez kötődő repedéskitöltő ásványok

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

POROS (2011), GVÖRI et al. (2011) és POROS et al. (2012) munkái alapján a befogadó közet repedéseit, üregeit kitöltő ásványkiválások (jelenzőben kalcit-barit-szulfit – pirit vagy markazit – telérek) – helyzetük, irányuk alapján – feltételezhetően a miocén hidrotérmas események során, jellemzően 17–15 millió évvel ezelőtt, a kora miocén végén – közpós miocén elején, 60–80 °C-os képződési hőmérsékleten, akár 800 m vastag üledéktakaróval fedetten, hosszú ideig fennálló freatikus környezetben, „lefojtott” hidrogéológiai viszonyok közti keletkeztek. Az ásványtelérekben néhány lefolyóhelyen fluoritot (Kis-Sváb-hegy és Gellért-hegy K-i pereme) és cinnabaritot (Róka-hegy; NAGY & PELLIKÁN (1976) munkájában közölt cinnabarit és metacinnabarit nyomán) is azonosítottak. FÜREDI (1993) a cinnabarit barlangi megjelenését a Pál-völgyi-barlangban több barittelrel kapcsolatban is felveti. NÁDOR (1991), SÁSDI (1993) és NAGY (2008) a Furenc-hegyi-barlangból ugyancsak barittal társuló cinnabaritot említettek. Fluorit a Vérhalom 1. fúras anyagából és a Pusztaszert-barlangból is előkérték.

A repedéskitöltő kiválásokat (pl. kalcitot és baritot) a későbbi barlangképződési folyamatok felérték, mivel később főként e repedések mentén zajlott a barlangjáratok kioldódása is (POROS 2011; POROS et al. 2012). A Molnár János-barlang víz alatti szakaszaiban és tárójában is (a köztben *hintelen, gimó és telér* formájában, ill. az üledékben) még úde pirit található.

azonban a vadózus zónában, és a jelenleg már száraz, magasabb orográfiai helyzetben húzóódó barlangokban már **göchtitlé** és **hematit** oxidálódott.

Kovács elváltozott zónák

A rózsadombi barlangokban (főlegáltalában a Pál-völgyi-barlangrendszerben, ritkábban a Molnár János, a Ferenc-hegyi- és a Szemlő-hegyi- és a Jöcskei-hegyi-barlang egyes szakaszaiban) több helyen is megfigyelhető, hogy a barlang mennyezetét átszelő vékonyabb- vastagabb törések/repedések mentén a befogadó, magas agyagtartalmú cocén kőzet (főként márga) szinte és állaga (porozitása) a repedéssel/töréssel párhuzamos sávban, 0,5-1,5 ritkán 2 méter vastagságban megváltozik (*Z/a, b ábra*). Ezek azok a **kovás, porózus „elváltozott zónák”**, melyeket a korábbi szerzők „kovás teléreknek” neveztek.

A „kovás telérek” létrejöttét SCHRÉTER ZOLTÁNÓ (1912) kezdve közel száz éven keresztül a szerzők szinte kritika nélkül utóvilkani működéshöz kapcsolják, csak az átalakulás feltételezett kora és néhány apró részlet tekintetében mutatkoztak kisebb különbségek (pl. SCHAFERK 1921; SCHERF 1922; KADIĆ 1936; JASKÓ 1948a,b; JAKUCS 1950; KÁRPÁT 1985; TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 1990; TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989; NADOR 1991; SÁSDI 1993; NAGY 2008; részletesen I. VÖRÖS P. 2013; VÖRÖS et al. 2013).

Györi et al. (2011) a Mátyás-hegy DK-i köfőjében található „kovás” elváltozást megvizsgálva, – SÁSDIHOZ (1993) hasonlóan –, azt feltételezi, hogy a fent említett elváltozások ellenében nem kovásodás történt, hanem a márga CaCO₃-tartalma oldódott ki. Ő cementitizált kovát – egyetlent, belső kovacemenittel kitöltött ősmaradvány kivételével – nem talált. Úgy gondolja, hogy a kőzet visszamaradt oldhatatlan fázisai: a detritális kvarc- és az **agyagásványok** alkotják a könnyű és nagy porozitást. Az elváltozott márga másodlagos pórusában fennőlt alumíniumszilikátokat mutatott ki, melyek képződéséhez szükséges kénartalmú oldat forrásaként alternatív, a pirít oxidáció hatására kialakult savas környezetet, vagy a törések mentén feláramló H₂S tartalmú fluidumokat jelölheti meg. Szerinte a kénvas oldás eredményének tekinthető elváltozott zónák képződése a miocén kalcit és barititlérek képződése után, az azok mentén áramló felszín alatti víz hatására történt, de megelőzte a fő barlangképződési fázis eseményeit, így ezt a jelenséget feltételelesen a pliocén idejére teszi.

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

A Pál-völgyi-barlangrendszerben, a Ferenc-hegyi-barlangban és a Molnár János-barlang Kesztele-teremben végzett vizsgálatok újabb eredményekkel járulnak hozzá a kovás elváltozott zónák képződésének megértéséhez (Vörös 2013, Vörös et al. 2013). Az újabb modell szerint a Budai Márgában a korábbi repedéskitöltő hidrotermás, pirít tartalmú (FeS₂) ásványtelérek, fehérebben a pirít vizes közegben lejátszódó oxidációja hatására felszabaduló kénvas oldatok „oldó” hatásának következménye lehet a kovás, porózus elváltozott zónák

kialakulása. A Budai-termálkarszton a miocén pirites ásványtelérek mellett a nagyobb méretű pirítgumók, pirites fészkek, ill. egyes esetekben a Budai Márga, a Tandi Agyag és a Kiscelli Agyag diszperz pirítgumóknak oxidációja járulhat hozzá lokálisan a kőzetek kénvas oldódásához. A márgában helyenként diszperz pirít oxidációja eredményezte a kőzet 1-2 cm átmérőjű, keretkötő oldásos bomlódásoknak a kialakulását (pl. az Alfai-barlangok esetében). A nagyobb tömegű pirít fészkek kialakulása pedig ökológiai méretű goethit-csomók kialakulását eredményezte (pl. a Jöcskei-hegyi- és a Mátyás-hegyi-barlangban).

A lokálisan erősen savas környezetben a márga karbonát-tartalma kioldódott, és a helyén keletkező pórusokban, üregekben az agyagásványok kénvas hatására történő átalakulásából származó **kvarc (kova)** és **kaolinit** vált ki (*Z/c ábra*). A márga agyagásványai és a kénvasos fluidum kölcsönhatásának eredményeként a fentiek mellett kis mennyiségben **alunit** (GYÖRI et al. 2011) és **járavit** is kimutatható (*Z/c ábra*). A pirítgumó étkitöltésből származó Fe²⁺-ből az oxidáció során Fe³⁺ keletkezett, és az oxidált állapotú vas ionok oldáshatékony vándoroltak, majd a savas oldat miatt megüvedkedő pH-ji közegben a karbonátos mellékkötéssel kölcsönhatásba lépve a vas amorf ferritidrit formájában kivált, és idővel goethit alakult. Az oldódási-kiválási jelenség eredménye a korábbi leírt követő sáv mentén kialakult jellegzetes **fehér-vörös-sárga** elszíneződésű, gyakorlatilag karbonátmentes, ősmaradvány héjak „kovasodott” maradványait tartalmazó (*Z/e ábra*), könnyen morzsolható, porózus elváltozott zóna (pl. Mátyás-hegyi-barlang, Névtelen-folyosó). A korábbi pirít-kalcit-barrit telérek mentén a kalcit kioldódása, a barrit részleges utegradiációja (*Z/f ábra*) és a pirít oxidációja, ill. agyagásványosodás tapasztalható. A folyamat a hosszan elnyúló barlangképződés idején (a pleisztocénban) történhetett, amikor a barlangjárat már a karszvízszint közelében lehetett. Tehát a barlangot kioldó fluidumok elősegítették és erősítették a pirít oxidálódását, és ezáltal az elváltozott zónák kiszélesedését is. A freatikus zóna hátterén a kőzet mikroporozitását kioldó víz, a vadózus zónában pedig a kapillaris víz oldott oxigén tartalma tudta biztosítani a pirít-oxidáció feltételeit. Természetesen nem zárható ki, hogy a korábban már említett, törések mentén feláramló, termálvízben megtalálható H₂S tartalmú fluidumok is szerepet játszottak az elváltozás létrejöttében (VÖRÖS et al. 2013).

A hipogén barlangképződéshez (termálkarsztos fázis) kötődő ásványok

A barlangok fő üregképződése a keveredési korrozó, és emellett a mélységhől feláramló meleg vizekkel érkező, vízben oldott gázok: CO₂, H₂S, a termálvíz hűlése, a kénvasos oldódás és egyéb hipogén folyamatok hatására, freatikus körülmények között zajlott (l. az előző fejezet).

Mélyebb helyzetben lévő freatikus, viszonylag állandó kémiai, hőmérséklet és nyomás viszonyokkal jellemezhető környezetben, adott ionra nézve helyenként túltelített oldatból keletkezhettek a jellemzően nagy méretű (több cm), sajátalakú üreg- (és repedés) kitöltő **durvapátos kalcit** és **barrit** kristályok (vö. HILL & FORTI 1997; PALMER 2007; l. következő fejezet).

A tertiál emelkedésével és a karszvízszint egyidejű esikkenésével a járatok a freatikus zónából fokozatosan a vadózus zónába kerültek. Egyes barlangjáratokban (első sorban a magasra fenyülő hasadékokban) a meleg víz hosszú ideig (akár több évszázad, vagy akár százszor évig) is tartózkodhatott (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012). Előfordulhatott, hogy a járat alsó részében még a keveredési korrozó folyamattal jellemezhető freatikus, a

felső részében már – kondenzvíz korróziót is feltételezve – vadózus viszonyok uralkodnak. A járatokat oldó, eredetileg agresszív víz idővel, a mellékközt oldólagosan kövelezcében, telítettségéig vált. A karbonátkiválás akkor indult el, amikor a vízszint felett már levegős részek is voltak, azaz már megvolt a lehetőség a vízben oldott CO₂ elvárosításra („kigázosodás”) és a párolgásra (a vadózus zónában, a járatok főjében kondenzvíz korrózióra és gömbfűlkék képződésére, vö. MÜLLER 1974; SZUNYOGH 1982, 1984, 1989; KRAUS 1993, AUBRA et al. 2007). A karbonátos közetek oldódása és a kigázosodás eredményeként a víz fokozatosan túltelítetté vált. A Szemlő-hegyi-barlangban végzett szpeltioéma-térképezés eredményei alapján a kiválás több mint 500 ezer évvel ezelőtől indult meg, amikor a barlangot meghatározó EK-DNY-i csapástartányú járatok aljában néhány (1,5-9 méter) mély, gáttakkal elválasztott langyos, karbonátra túltelített víztől, egymástól elkülönülő tavak húzódtak (VIRÁG et al. 2015, 2016). A jellemzően karbonát-dásványokból álló termálkarszitos kiválások a képződési környezetnek megfelelően változatos morfológiájúak. Elhöz igazodik osztályozásuk és ez kinaál lehetőséget a környezeti rekonstrukcióra. FORD (1995) megfigyelései szerint a fenti körülmények között a barlangi kiválások képződése általában a vízszint alatt 2 méterrel a legintenzívebb, és a vízszint alatt ~10 méterrel már jellemzően nem következik be.

A barlangot részben kitöltő meleg víztől (óban a vízszint alatt (annak feltehetően a felső néhány méterén) a túltelítetté váló vízből lassú, hosszán elhúzódo folyamat során, freatikus körülmények közt vált ki a járatok – főként gömbfűlkék – lálatit egyenletes vastagságban borító, összefüggő kalcitkéreg, vagy *karfioszterit kalcitkéreg* (*carve clouds*, *mammillary crust*). Keresztmetszetben jól látszik, hogy az akár 3-10 cm vastag kalcitkéreg tömören egymás mellé rendeződő, durvakristályos, megnyúlt, oszlopos kristályok alkotják (pl. Szemlő-hegyi-barlang, József-hegyi-barlang).

A járatot kitöltő, nyugodt víztöltetű felszínén, a vízszintben válik ki a *kalcitlenes* („barlangi tufa”), *carve raft*, *3/a ábra*; BLACK 1953), amelynek képződése például a Gellért-hegy forrásában vagy a Molnár János-barlang Szt. Lukács-ágában ma is megfigyelhető. A CO₂-kigázosodás eredményeként a meleg víz túltelítetté válik. A párolgó vízfelszínen kezdetben vékony mészhártya válik ki, amelyet a felületi feszültség tart fent. A lebegő vékony lemez a fő felszínre eszperenő víz által keltett hullámzás hatására citörök, és tesülyed le a fő fenekére. A túltelített, víz alatti környezetben a kalcitkéreghez hasonló módon a kalcitlemezek tovább növekednek, vastagodnak (*3/b-e ábra*). Jellemzően a lemezek oldalsó peremén dendrites, „lollóphészeit” kristályok, kalcit trilet szabkristályok (vö. JONES et al. 2005) figyelhetők meg (*3/c,d ábra*). Amíg az Ósforrásban képződő kalcitlemezek fent említtett formát csak mikroszkópban látszódnak, a Királylaki-barlang pátos kristályai szabad szemmel is jól megfigyelhetők. Az Ósforrás kalcitlemezei vékonyak, egymáshoz kevésbé cementálódtak, ami azt jelzi, hogy ott a tesülyedési kövelele az idő és a kötőanyagok nem voltak megfelelőek a jelentősebb megvastagodáshoz (VIRÁG et al. 2013b). A mészhártyák tesülyedése gyakran megismétlődött. Az Ósforrás mellett (többek között a Török-forrás-barlangban és a Molnár János-barlang Szt. Lukács-ágában is intenzív, recens kalcitlemez képződés figyelhető meg. (Kalcitlemez jóval lassabb ütemben, hideg víztől helyzetben lévő, inaktív budai barlangokban több tízezer év is rendelkezésre állt ehhez a folyamathoz. Ebből adódóan például a Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlang, vagy a Királylaki-barlang járataiban sok helyen láthatunk ilyen megvastagodott és egymáshoz cementálódott lemezeket, amelyek középső részén megfigyelhető az eredeti vékony lemez és a körülötte megvastagodott szegély is, amellyel

ezek a kiválások a 2-3 cm vastagságot is elérhetik (*3/a ábra*). A lemezek vastagsága eredetileg max. 0,5-1 mm lehetett. Az egyedi kalcitlemezekből álló felhalmozódások vastagsága meghaladhatja a 0,5-1 métert is (pl. a Pál-völgyi-barlangban). A kalcitlemezek tömeges jelenléte arra utal, hogy nagy szabad felülettel rendelkezni, összefüggő karsztvíz túltöltte ki a járatokat, és hosszú időn keresztül zavartalanul folyhatott a CaCO₃ kiválása. Ez a jelenség feltehetően összefügg a fő mélységével és a víz telítettségével, valamint a rendelkezésre álló idővel. A Szemlő-hegyi-barlang egykori tavainak feltételezett szegélyén és a kalcitlemez halmok legfőbb szakaszán már csak mm vékony, cementáció nélküli kalcitlemezek láthatók (VIRÁG et al. 2015, 2016). A Csadella-kristálybarlangban és a Ferenc-hegyi-barlangban csak alárendelt mennyiségben találhatók vékony kalcitlemezek. A Pál-völgyi-barlangban sok helyen megfigyelhető, hogy a kalcitlemez-lerakódások nem az aljzaton, hanem a járatok falához cementálódva őrződtek meg, kijelölve így az egykori aljzat helyét. E színfőszerű, párnányokait és álmennyezeteket alkotó horizontok akár légsz folyásokon keresztül is követhetők a barlangon belül. Helyenként ezek alsó részén jellegzetes poligonális bordázat (*szepitáris-borvork*) figyelhető meg. A vízszint lecsökkenésekor kiszáradt agyvasos üledék repedéseiben válhatott ki az újabb vízelöntés során a kalcit, amely így megőrzi az egykori agyvasos aljzat száradási repedésének nyomait. (Legkivül gyakran gipszkristályokká borítják a felszínét pl. a József-hegyi-barlangban: ADAMIKÓ & LEÉL-ÓSSY 1984). Az újabb jelentős vízszintsökkenés idején a kalcitlemezek alól áthalmozódott az agyvas, így az egykori üledékfelszín morfológiája megőrződött (KISS & TAKÁCSNÉ BOLNER 1987). A jelenség hasonló a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban észlelt „X alakú” száradási repedésekkel kapcsolatos kiválásokhoz.

A fő felszínét érő állandó esepéges, vagy egy-egy buborékfeláramlási hely környezetében a kalcitlemezek hosszú időn keresztül ugyanazon helyen süllyedhetnek le, így egy ponton halmozódnak fel és cementálódhatnak össze, oszlopyszerű képződményt, *kalcitlemez kippokat* („barlangi karécszónnyókak”: *carve cone*) hozva létre (pl. Pál-völgyi-, Szemlő-hegyi-, József-hegyi- és Csadella-kristálybarlang).

A vízszintjelző kalcit kiválások közé tartoznak a fokozatosan süllyedő vízszint mentén fejlődő, egymás alatti szabályos ívolságra húzódo, horizontálisan elnyúló kiválások sorozatából álló ún. *apadási színfőborítók* (folia; pl. Pál-völgyi-barlangrendszer, Királylaki-barlang, Gellért-hegy Török-forrás-barlangja, Tamara-barlang). Ezek a fő egykori peronvonalának helyzetét öröklítik meg.

A főként kalcit (és kisebb részt aragonit) anyagú *közönséges borsókó* (sárga vagy fehér színű, koncentrikus szerkezetű gömböcskék halmza; *carve coralloid*, *popcorn*) már a vadózus zónában, a meleg víztől a vízszint felett, evaporáció és CO₂-kigázosodás eredményeként (vagy a felszínről beszívárgó, és a barlangi huzat hatására bepárolgó vízből) keletkezett. HILL & FORTI (1997), KOLEGAR & RIGGS (2004) és mások szerint ez a kiválástípus többféle módon is létrejöhet: (1) a párolgó fő felszínről a vele érintkező mállott közefelteliten kapillárisan felkászó, túltelített vízfilm elpárolgásával; (2) a magasból leesperenő víz szétporladásával („*spricc*” borsókó); (3) a kiálló falfeleleteken a lecsapódo vízpárat (aeroszolt) vagy a falfeleleten beszívárgó vízfilmet „szárító” huzat hatására („*huzatborsókó*”). Borsókó kiválhat a következő folyamat során is: (4) a meleg víztől a párolgásával a magasabbban húzódo hideg falfeleltre kondenzvízként lecsapódo vízpára a légér CO₂-ját felvéve (esetleg a beszívárgó vízzel elegyedve, a keverékesi korrózió jelenségeinek köszönhetően). Az ilyen falfeleleten

lencsögő, kezdetben még agresszív, teitelen vízfilm azonban lejjebb (a főhöz közelre) egyre melegebb közféltelen) fokozatosan túlleltéte válik, és a vadózus zóna alsóbb járatszakaszán, a CO₂-kigázosodás és párolgás következtében, borsókóként válik ki belőle a CaCO₃ (pl. AUDRA et al. 2007). A rózsadombi barlangok borsókóveinek létrejöttéért főként az (1) és (4) folyamatok lehetnek felelősek (l. még a MÜLLER (1974)-féle és KRAUS (1993)-féle modelleket). Pontos geneitkájuk ma sem teljesen tisztázott. A képződés borsókó gyakovi a Szemlő-hegyi-, Ferenc-hegyi-, József-hegyi- és Királylaki-barlangban. A képződés helyén vagy bázisán gyakran aragonit *kristályú csomók* (*fracturák*) figyelhetők meg (l. még később), amelyek a kiválás növekedése során az egyes sávok közt is belső laminákat alkothatnak (*4n-c ábra*). A kezdeti aragonit-tűk közti pórusokban és a tűk felszínén kalteit és táblás baritkristályok növekedhetnek (*4/d,e ábra*). Az ún. *porózus borsókó* („*Kalcit szivacs*”) apró borsókó-formái között nagy porozitással rendelkezik, és az apró üregekben változatos ásványtársulás figyelhető meg (pl. **huntit**, **dolomit** – l. később, – **barit**, agyagszárványok; *4/f- h ábra*); VIRÁG et al. (2015, 2016).

A meleg vízhez kötődő légtér részében, ha a környezet kedvez a párolgásnak, további ásványfajok és kiváltástípusok keletkeznek. **Kalteit** (főleg borsókó) és **aragonit** túlkristályok együttes megjelenésével jellemezhetőek a leltéle talpszerűen elvándorló *idelték* *borsókóffüggönyök* (*logonit*) és *borsókókkipok* (*logonit*) (Szemlő-hegyi-barlang, József-hegyi-barlang); vö. KRAUS (2006). Tágasabb járathoz tartó szűk repedésekben felárulni meleg, nagy CO₂-tartalmú levegő kiáramlásának környezetében hasonló (számtalan párolgás-kigázosodás által kiváltott) folyamatok során jön létre a repedések szájánál képződő *borsókóperem* (pl. Szemlő-hegyi-barlang). Szintén evaporációs eredetűek az **aragonit tűkristályok** és **kristálypanaszok**, „*bokorszerű*” (*fracturák*) *képződései* (pl. József-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Királylaki-barlang, Citadella-kristálybarlang). Aragonit hideg vízből is kiválhat, ha a vízben jelentős a kalteit kristályosodást gátló Mg-ionok koncentrációja (> 12 mol% MgCO₃), de a szulfátaktivitás is kalcitkiválást gátló, az aragonit kiválást elősegítő tényező lehet (GONZALEZ & LOHMANN 1988). A Mg-ionok jelenlétével és az intenzív párolgással hozzák összefüggésbe a nagy víztartalmú, kenhető *hegyitei* (*montulit*), kiszáradva *por* formájában megjelenő, ill. apró *kristálytűk*, *borsókó* formájában is megfigyelhető magas Mg-tartalmú karbonátásványok: **hidromagnézit** (pl. Királylaki-barlang, József-hegyi-barlang, Ferenc-hegyi-barlang), **imagnezit** (Erdőhat út-barlang), **huntit**, és **dolomit** (utóbbiak pl. Molnár János-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Citadella-kristálybarlang, József-hegyi-barlang) keletkezését (HILL & FORTI 1997). A dolomit ásványok (a képződéshez szükséges körülményeket ismerve) itt feltételezhetően mikrobák közreműködése által segítt módon (vö. JONES 2010) jöhettek létre (*4/g,h ábra*). Ugyanakkor egyes szerzők az aragonit, huntit vagy hidromagnézit dolomitát átalakulását is feltételezik (pl. HILL 1987; POLYAK 1992).

A karbonátos kiválások képződéséért alapvetően a CO₂-kigázosodás és/vagy az evaporáció (párolgás) és a víz túlleltédeése felelős.

A hófőhő vagy áttetsző gipsz képződhet a termálvíz hatására is: a vízzel feláramló H₂S kénsavvá oxidálódik, és ez lép reakcióba – jellemzően a víztűkőre felüti, légtér szakaszban a netves felület karbonátos alapkőzetet, vagy a barlangi kiválásokkal. Általános jelenség a kőzetekben (mészkőben, márgában) hirtve vagy gumó formájában, illetve a barlangnál idősebb ásványtérlekekben található pirít (vagy markazit) oxidációja során keletkező kénsav

víz karbonátokkal való reakciója és az ezt követő evaporáció eredményeként a gipszkiválás. A beszívó víz oxidálhatja a fődőkőzetben található pirítet, és a keletkező szulfátot a barlangüregekbe juttatja, amely jellemzően gipszkiválást eredményez. A József-hegyi-barlangból kerültek leírásra a legnagyobb tömegben és legnagyobb mértékben megjelenő gipsz képződésminték. A légtér járatokba szivárgó víz párolgása miatt kiváló szulfátásvány megjelenhet *gipszsepeitő*, a falakat nagy felületen beborító (a rózsadombi barlangokban leginkább elterjedt) *gipszkéreg*, a fától növekedés közben elárolódó *gipszháló*, a fából kiálló (1–2 cm hosszú, 1–3 mm széles) vagy aljzaton heverő, akár 20 cm hosszúságú, 3 mm-es *gipsztűk* formájában. A *gipszvirág* és a *gipszkéreg* általában 5–15 cm hosszúságú (*5/a ábra*). A gipszkéreg alig pár mm átmérőjű, a kristálytengelytűk körül csavarodó, megnyúlt, kunkonáló hófőhő képződésminték. A gipszvirágok rostos szálai az 1 cm-es vastagságot is meghaladhatják, és gyakran egy pontból kiindulva 360°-ban terjednek szét. Az ún. *árvalányhaj* jellegű *gipszszálai* hajszálvékonyak (*5/b ábra*), hosszúságuk akár az 1 métert is megközelítheti. Sokszor vastaszerű, kusza csomókban halmozódnak fel az aljzaton, máskor az oldalról nőnek ki, vagy a mennyezetről lógnak le. Elképzeltető, hogy a termálvízes időszakban, még freatikus körülmények közt képződtek a barlang látványos, több centiméter hosszú, durvakristályos, vasít *gipsztűrei*, *gipszvirágjai* (pl. LEÉL-ÖSSY Sz. 1995, 1997, 2014).

Az utóbbi időben felledezett Citadella-kristálybarlangban is gazdag formakincsű gipszkiválások jellemzőek (*gipszkéreg, háló, kő, virág, szál*; LEÉL-ÖSSY Cs. et al. 2007). A Molnár János-barlang Kessler-teremben a vízszint fölötti 40–90 cm közti szakaszon *durvakristályos gipsz "tűveket"* (*5/c ábra*), az agyagban áttetsző *durva gipszkristályok* (*szelentelek*), *gipszcsillagok*, a magasabb zónában pedig helyenként 1,5–5,5 m-re a vízszint fölött nagyobb méretű *gipsz "tűveket"* és *gipszvirágokat* figyelhetők meg a világoskék kovás-agyagos falon. A Szt. Lukács-ágban az agyagos oldalfalban az előbbihez hasonlóan sok helyen áttetsző *durvakristályos gipsz* található, a **vas-mangán oxidos bevonat** (pl. **goethit**) helyen pedig **összetűzött gipszkéreg** jellemző. Helyenként (az oldalfalon és az agyagos falon egyaránt) változó méretű *gipszkéreg* és *gipszvirágok*, ill. apró *gipsz szálak, tűk* is megfigyelhetők. A *gipszkéreg* és karbonátos alapkőzet kontakt zónájában, illetve a gipszkéreg alatti és fölötti szakaszon **dolomit** és **huntit**, ill. **aragonit tűk** (és apró **talteit hó-vékőveit**) is keletkeznek (VIRÁG et al. 2016).

A Szemlő-hegyi-barlang egyik jelentős hasadékában (és alárendelten a hozzá csatlakozó hasadékokban is) 0,5–3 cm vastag, egyes részekben összefüggő *gipszkéreg* jellemző, amely a korábbi karbonátos képződésmintéket egyenletesen borítja. A gipszkéreg és karbonátos kontakt zónájában **eflesztin**, **szeptolit**, **dolomit** és további agyagszárványok találhatóak (VIRÁG et al. 2015, 2016, *5/e-g ábra*).

A Pál-völgyi-barlangrendszer egyes szakaszain – alárendelten – szintén találhatóak gipsz kiválások: *vékony gipszkéreg*, apró *gipszvirágok* és *kőgők*, *gipszcsillagok*, valamint az agyagos aljzaton apró *gipsztűk* jellemzőek.

A Csellő-hegyi üregben a *gipszkéreg, szálak* és *gipszvirágok, kőgők* mellett *vékony szálak* és apró *kristálytűk* formájában **pentahidrit** (KARDOS 2011) és **hexahidrit**, a Csellő-hegyi-aragonitbarlangban továbbá **epszomit virág/kőgő** (PÁSZTOR 2016) is található. A Török-forrás-barlangban a vadózus zónában falakat borító **jelentős gipszkéreg** mellett a vízszintben található apadásti szinüboríték felszínén apró *gipszcsillagok* (*5/d ábra*) képződnek.

A Szemlő-hegyi-barlang és a Molnár János-barlang betonfalú tárójában **thonardit** *kristályzások* képződnek.

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

A legújabb vizsgálataink megállapították (ERŐSS 2010; BORSODI et al. 2012; ANDA et al. 2014, 2015, 2016; MAKK et al. 2016), hogy 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 ferritidrit – $Fe(OH)_3$ kiválást előidéző mikrobaközösségeket azonosítottak, amelyeket korábban már például ENGEL (2007) mint a kénsavas barlangokra jellemző életközösségeket írt le.

A redox viszonyoknak a vízfelszín közelében, ill. fölötté, a vadózus zónában észlelhető megváltozása a barlang falán vagy a korábbi kiválások feltöltés jellegzetes, vas-mangán-oxidos (hidroxid) kiválást, feketés, vörösesbarnás *bewoniatot* eredményez (*S/h ábra*). Ezek létrejötté valószínűleg (részben) mikrobák közreműködésével történik (vö. PALMER 2007). Jelenleg a Molnár János-barlang freatikus (keveredési?) zónájában, ill. a tavak szintje fölötti kb. 80 cm-es sávban figyelhető meg barnásfekete bevonat (*S/c ábra*). Helyenként az aláhajló felületekről nyálkás állagú, függőlegesre emlékeztető, feltehetően szintén mikrobiális eredetű barnásfekete formák nyúlnak alá (*szonititok*; *S/i ábra*). A bevonatokhoz gyakran gipszkristályok társulnak. A vas-oxid (hidroxid) ferritidrit, goethit és hematit formájában, a mangán-oxid (-hidroxid) pedig *romanechit*, *hollandit* (NAGY 2008), *indorokit* vagy *birnesit* ásványként jelenik meg, azonban – főleg az utóbbiak – azonosítása, amorf képződmények lévén, megkérdőjelelhetően bizonytalan. Fekete mangán-oxid (hidroxid) gyakran figyelhető meg a vadózus zónabeli barlangok karbonátos kiválásainak bázisán (pl. borsókó: József-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Királylaki-barlang), a Ferenc-hegyi-barlangban, vagy „porzeri” formában a Királylaki-barlangban (*S/i ábra*). Az üledéket pl. a Szemlő-hegyi-barlangban a vas-mangán-oxidos kiválás vöröstre és feketére színezi.

A mikrobák közreműködéséhez köthetően, pl. a Gellért-hegy üregeiben recensen (*biofilm*) képződő ferritidritet azonosítottak (pl. Török-forrás-barlangja), melynek fosszilis (goethit, ill. helyenként hematit) „üledék” megfellelőjét is megtalálták a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban (ERŐSS 2010; PASZTOR 2016).

Az agyagásványok jellemzően a barlangüreg oldódásához kapcsolódóan, vagy egy későbbi esetleges felszínnyílás során is felhalmozódhattak üledékben a járatokban. Létrejöhetnek kénsavas és kénsavas fluidumok halására is. A Szemlő-hegyi-barlangból jellemzően gipsz kísérőásványként került elő – feltételezően – *szepiolit* (VIRÁG et al. 2015, 2016), bizonytalanként meghatározott *halloysit* pedig a Citadella-kristálybarlang üledékéből származik (LEÉL-ÓSSY Cs. et al. 2007). Mind az aktív Molnár János-barlangból, mind a vadózus zónabeli barlangokból *üledékfeltöltésként* nagy mennyiségű *kaolinit*, *illit*, *szmektit*-csoportba sorolható rétegszilíték és *kvare* (oxid) azonosítható (VIRÁG et al. 2016). A József-hegyi-barlang *üledékéből* továbbá *cirkont*, *granátot* és *piroxént* sikerült kimutatni (LEÉL-ÓSSY Sz. 1995, 1997, 2014).

Felszínről beszivárgó vízhez kötődő ásványok

15

A felszínről beszivárgó esapadékvízhez kötődőnek a vadózus zónába került járatok kalcait anyagú kiválást. Ide tartoznak a kézmisemert *cseppkőképződmények* is. Színük sokféle lehet, amit általában a szilárd zárnyáknént becsúpló, vagy a feltöltet színező (például Fe^{2+} , Mn^{2+} oxidos) vegyületek határoznak meg. A Pál-völgyi-barlangrendszer a legseppkővesebb rózsadombi nagybarlang; a cseppkődobok kivételével a hazánkban ismert összes ilyen típus megtalálható (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a,b).

A repedéseken keresztül beszivárgó vízből, a mennyzeleten megjelenő vízseppből képződik a *függőcseppkő (sztitaktit)*. A víz lecsappanva az aljzaton az *állócseppkőket (sztalagmit)* hozza létre. Ezek összecéplődése esetén jön létre a *cseppkőoszlop*. A rózsadombi barlangokban a leggyakoribb cseppkőforma a közetben szivárgó-lefolyó vízből képződő *cseppkőlejtély* (*flowstone*), és az agyagos aljzaton cementáló *cseppkőhézag*. Az áthatuló feltüteleken végigcsordogáló vízből szépen sávozott *cseppkőoszlopok* jönnek létre. Valószínűleg nagyon lassú vízutánpótlódás esetén az oldalfalon beparóldó vízfilmről apró, néhány mm-es, szabályos gömböt formáló *ívességű borsókó* válhat ki (vö. LEÉL-ÓSSY 1997). A kapilláris méretű közeporusokból kifelé szivárgó vízseppkőből keletkező kiválások a mozgástartó vízi medencékben, az odajutott forrlekteszemcsék köré koncentrikusan kiváló *barlangi gyöngyök*, a nyugodt vízi medencék peremét gallétként szegélyező *cseppkőszírnök* és a lehalló vízsepp vízta mélyedéseket belélt *cseppkőcsészék*. A nyugodt vízi medencék belsőjében a saját alakú *pátos kalctifikációk* válnak ki („*medencepatát*”). A Pál-völgyi-barlangban, egyes helyeken vazkristályos, pár cm-es, üreges „*kegyfák*” is megfigyelhetők. Az intenzíven csépgő víz erőzója az agyagos aljzaton „*badland*”-ekhez hasonló *üledékformákat* hoz létre, amelyek feltöltés később kalcait vonhatja be. A „*mészifüggetek*” (*tearriták*) a járatok alján a vízfolyás irányára merőlegesen képződnek. Kis méretben a cseppkőlejtélyek felszínét a lefolyó vízből kiváló *mikroretardák* tagolják, amelyek belsejében apró „medencepatók” fejlődnek. Kiseb méretben és változatosságban, a József-hegyi- és a Szemlő-hegyi-barlangban is számos, felér, sárga, vörös és barna cseppkő típus megtalálható.

A rózsadombi barlangok kora

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

Magának a barlangjáratoknak a kioldási idejét a képződményeik alább ismertetett kormeghatározási alapján csak becsülni tudjuk. LEÉL-ÓSSY (1997, 2014) becslése alapján a rózsadombi barlangok minimum 500-700 ezer évvel ezelőtől már a maihoz hasonló méretű járatrendszert alakítottak.

A termálvízes képződmények kora

A budai barlangok ásványain FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) végzett először azspektrometris U/Th korhatározásokat. A becsült feltételek azonban (egy a Ferenc-hegyi-barlangból származó borsókóvet kivéve) idősebbek voltak a módszer akkor 350 ezer éves határánál), így konkrét koradatal nem szolgáltat.

16

A Gellért-hegy legmagasabb helyzetben lévő, Ciatella-kristálybarlangból (167 m tszf) gyűjtött kalcitlenecinek kora 195 ezer (185–206 ezer) év (LEÉL-ÖSSY et al. 2007). A Gellért-hegyi-argonitbarlangból (110 m tszf) FRÖSS (2010) és VIRÁG et al. (2013d) végeztetett kormeghatározást a karfolszerű kalcitkéreg kora kb. 130 ezer év (az utóbbi esetben 130,5 ezer (125–136 ezer) év), a goethites üledék repedéseiben kivált „lemezszerű” kalcit pedig 55 ezer (53,5–57 ezer) év. KARDOS (2011) a Gellért-hegy néhány további kis barlangjából előkerült vízszinjelző barlangi kiválások (kalcitlemeze, apudási szinlőborda, karfolszerű kalcitkéreg) U/Th kormeghatározású végezte el, melyek további korvizsgálatokkal lettek kiegészítve (VIRÁG et al. 2013e). Az eredmények alapján a karfolszerű kalcitkéreg minimál kora: 128 m tszf, 217 ezer (194–244 ezer) év és 192 ezer (178–208 ezer) év; 120 m tszf, 132 ezer (123–141 ezer) év és 97 ezer (91–103 ezer) év; az apadási szinlőborda (106 m tszf) pedig 75 ezer (69–80 ezer) év. KARDOS (2011) a fentiek közül a legalacsonyabban (106 m tszf) és a legmagasabban (167 m tszf) található ismert korú kalcitkiválások U/Th adatait és tszf magassága alapján a Gellért-hegy kiemelkedési ütemét 0,49 mm/évnél határozta meg. Ez jól egyezik KELE (2009), ill. KELE et al. (2009) által a gellért-hegyi travertinok korából számolt 0,47–0,52 mm/év kiemelkedési ütemmel.

Legújtabban Virág Magdolna végez (Surányi Gergely segítségével) U/Th (ICP-MS) korhatározásokat a rózsadombi barlangok ásványkiválásain. Ennek alapján például a Mátyás-hegyi-barlang Mikulás-ágából származó karfolszerű kalcitkéreg kora 512 ezer (380 ezer – 600 ezer), a vastegébb kalcitlemezek 402 ezer (342–523 ezer), a papírvékony lemezek pedig 339 ezer (295–406 ezer) évesek. A termálvízből lehat az adott barlangszakaszon fél millió éve már karbonátkiválás történt, és 300–400 ezer évvel ezelőt pedig a tő nyílt víztíztörrel rendelkezett (VIRÁG et al. 2014). A Szemlő-hegyi-barlang vízszinjelző karbonát képződésének történetét újabb U/Th kormeghatározások alapján feltérlelhetjük, hogy a járatokban a nagy mennyiségű ásványkiválás kezdete. – a Mátyás-hegyi- és József-hegyi-barlanghoz hasonlóan, – kb. 500 ezer évről tehető. A Molnár János-barlang Szt. Lukács-ága már kb. 6860 évvel ezelőtől részben a víz szintje felett húzódnak (VIRÁG et al. 2016).

A cseppkővek kora

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

A Pál-völgyi-barlang 2,5 m magas, 4–5 m széles Dűbösökemence nevű cseppkőfolyására merőlegesen 2010 júliusában 3 cm átmérőjű, 23 cm hosszú fűrész mélyült, amely a cseppkővet 15 cm vastagságában határolta. A mag több részéből is készült U/Th (ICP-MS) és radiokarbon (AMS, Molnár Mihály) kormeghatározás (VIRÁG et al. 2011, 2013d). Az eddigi eredmények alapján a középső pleisztocénben, 222 ezer (209 – 236 ezer) évvel ezelőtől indult meg a karbonátkiválás, amely később hosszabb időre megszakadt. A következő kiválások szakasz már jóval fiatalabb, késő pleisztocén; 53,8 ezer (49,2 – 58,5 ezer) évvel ezelőtől lassú cseppkőképződés indult meg, és az a gyagos sávok közberetegződése arra utal, hogy közben többször szüneteltett is. A pleisztocén végétől, holocén elejétől a cseppkőképződés

1997-ben készült el LEÉL-ÖSSY SZABOLCS kandidátusi disszertációján, ami az 1996-os, a Berényi Egyetemen végzett úránosoros (pontosabban az $^{24}\text{U}/^{238}\text{U}$ izotóparányi vizsgáló) korhatározásain alapult, és aminek a vizsgált alanyai a József-hegyi-barlang ásványkiválásai voltak (LEÉL-ÖSSY Sz. 1997, 2014; LEÉL-ÖSSY & SURÁNYI 2003; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005; LEÉL-ÖSSY Sz. et al. 2011).

A József-hegyi-barlangból LEÉL-ÖSSY Sz. (1997) által vizsgált, kis oldott üregekben elhelyezkedő idősebb kalci szkalenoidok kora (i. az előző fejezetet) fiatalabb, mint 1,2 millió év. (A Molnár János-barlang SURÁNYI által 2005-ben vizsgált fennőlt, durvapátos kalcitkristályok maximális kora 1,5 millió év, vagyis azok is már a pleisztocén idején keletkeztek, és nem a miocén hidrotermális esemény részeként jöttek létre. A kalciton fennőlt táblás barriok még ennél is fiatalabbak lehetnek.)

A barlang fejlődésünetére levont következtetéseket a koradatok mellett a korábbi morfológiai megfigyelések tenék lehetővé, amik az ásványok előző fejezetben bemutatott csoportosítását alapozták meg. A palco vízszint változásaira értelemszerűen az egykori barlangi tavat alkotó karszavíz felszínén kivált kalcitlemezek elemzéséből lehetett következtetni. Ezekből derült ki, hogy kb. 400.000 éve a karszavíz szintje a fő járat szint közelében (kb. 160 m tszf-en) helyezkedett el. A víz szintje folyamatosan fejtebb helyeződött, és mintegy 65.000 éve stílyedett a barlang 115 m tszf-en húzóód legalsó pontja alá. A 35 példány pontos adatot eredményező kormeghatározás bizonyította azt a korábbi feltételezést is, hogy a közönséges borsókó nem víz alatti, hanem légtérben képződött: az egyes helyszíneken a kora átlag 100.000 fiatalabb volt, mint az ugyanonnan származó kalcitlemeze. Sikertől kimutatni egy, a riss-würm interglaciálhoz köthető vízszintemelkedést is: okkor a fő járat szinten már korábban kiszáradt a gyagos barlangi üledéket (a Kimzi-pályaudvaron és a Fagyaltos-folyosóban) újra előmőtte a megemelkedő karszavíz, és a belőle kivált néhány mm vastag kalci kéreg pszeudomorfozoként megőrizte a korábban összeroppedezett agyagfészin formáját. A vizsgálatokból sikerült megállapítani a karszavíz szint csökkenésének és a hely emelkedésének eredjét: ez évenként 0,2 mm-nek adódott. Azóta ezt RUSZKICZAY-RÜDIGER kitérségi vizsgálatai is megerősítették, ill. kismértékben módosították (részletesen I. később).

A Budai-hegység kiemelkedésére, ill. a termálvíz szintjének csökkenésére további korvizsgálatokat végzett Szanyi Gyöngyvér is MSc-s szakdolgozatában, főleg Pál-völgyi-barlangi kalcitlemeze példányokon (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012). Szintén az $^{24}\text{U}/^{238}\text{U}$ izotóparányi elemzete. 24 méretű végzett Pál-völgyi-, és további 9 méretű pedig Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangi példányokon, és a Ciatella-kristálybarlang egy mintáján.

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

felgyorsult: 12,3 ezer (10,4 – 14,3 ezer) évtől napjainkig a kiválás feltehetően közel folyamatos volt. Mindre nagy felbontású, folytonos, 8^oC, 8^oO, 8D és nyomelenem geokémiai és mikropetrográfiai vizsgálatokon alapuló holocén paleoklíma- és környezet rekonstrukciót tesz lehetővé (az adatok elemzése jelenleg még folyamatban van).

A Pál-völgyi-barlang legmagasabban falkó részében (Negyedik Negyed), a folyosó magasabb szakaszán található az Óriás-cseppkő (3-4 m magas, sötétbarna színű cseppkőoszlop-pár és cseppkőoszlopok). Egy aljazaton heverő cseppkőszázaló darabkából 1992-ben Derek Ford U/Th α-spektrometriás módszerrel korreghatározást végzett. A képződés kezdetén fejlődött sztalaktit kora a módszer határánál, 350 ezer évnél idősebbnek adódott, a rántott cseppkőszázaló legkülső részének kora pedig 290 ± 44 ezer év (TARACSNÉ BOLNER 1998). A 20 évvel később újrvizsgált cseppkőszázaló egy másik darabjának kora is középső pleisztocénnek bizonyult. Virág M. és Surányi G. (VIRÁG et al. 2013g) U/Th ICP-MS mérései alapján a minta belső, legidősebb részének kora ~415 ezer (328 ezer – ∞), legkülső rész kora pedig ~153 ezer (146 ezer – 160 ezer) év. Az eredmények alapján az Óriás-cseppkő eddig az ország legidősebb datált cseppkőve. A Szemlő-hegyi-barlang sötétbarna cseppkő és fehér, sárga borsókó rétegeinek váltakozásából álló minta elemzése során a két ciklikus sötétbarna cseppkő kora középső-pleisztocénnek bizonyult: 227 ezer (213-244 ezer) év és 182 ezer (172-193 ezer) év (VIRÁG et al. 2015, 2016). A középső pleisztocén sötétbarna cseppkőve és a korábban említett kalcitlemez kora (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012; VIRÁG et al. 2016) bizonyítja, hogy a beszivárgás és cseppkőképződés epigén karsztos folyamata már abban az időben is zajlott, amikor még az alsóbb barlangszakaszokon hipogén karsztos hatás érvényesült.

Újnan megismert barlangszakaszok régen ismert barlangokban

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

Az első nagy jelentőségű felfedezés 2001 decemberében történt, amikor sikerült megjelölni az évtizedek óta keresett *Árpád* és a *Pál-völgyi- és a Mátyás-hegyi-barlang között*. Erre a korábbi években a két barlangban talált újabb szakaszok (pl. Szépvölgyi-ág) megismerése adott lehetőséget. Karszteri módszereket (pl. rádióhullámos keresés) is bevetettek. A felfedezés szakmai jelentőségét az adja, hogy korábban sokan úgy vélték, hogy nem lehet járható összeköttetés a két barlang között, hiszen a Pál-völgyi tektonikus árka kettéválasztja a két barlangot. Úgy látszik azonban, hogy itt az (egy millió évnél fiatalabbra becsült) barlangtelepülés későbbi, mint a tektonikai mióközés. A barlangrendszer térképén jól látható, hogy több járta is keresztezi a völgy legmélyebb szakaszán haladó Szépvölgyi utat.

Alig egy év múlva következett be az áttörés a *Molnár-János-barlang* kutatásában. Kalinovics Sándor csapata negyedszázadon át kutatja a 430 méteres, majdnem teljesen víz alatti aktív hipogén barlangot, amikor Gyurka Zsoltnak 2002 végén sikerült egy meleg víz beáramlás mellett az omladékokban egy uszható méretű nyílást nyitnia, miáltal megnyílt a barlang hátsó szakasza. Lényegében bonkás nélkül, mára már több mint 6 km-nyi járatrendszert sikerült itt feltárni a búvároknak. Alig pár szakaszon nyílnak a járatok a karsztvíz szintje fölé. A

legnagyobb ilyen rész a Kessler-terem, amelybe 2008 őszén Adamkó Péter, Leél-Óssy Szabolcs és Surányi Gergely vezetésével, előzetes geofizikai vizsgálatokat követően (SURÁNYI et al. 2010) egy 9 méteres segédjáró kihajtásával sikerült a Józsefhegyi-lárából is bejáratot nyitni, így a vízszint fölött kb. 10 m magas és 20 m átmérőjű terem (a 22 000 m³-es újonnan felfedezett járatok a Rómer Flóris utcáig elnyúlhatnak, beemnek a több 10 m vastag oligocén kori agyag alá is. A tektonikus hasadékok mentén kialakult folyosók általában több m szélesek, és magasságuk feltűnően szélesedik. A járatok a bejáratához (a karsztvíz szintjéhez) képest megközelítik a 100 méteres mélységet is! Mivel a barlang még aktív, kevés ásványkiválasztás van, de több helyen látványos, 2-3 cm előhosszúságú, általában vékony mangán oxidos kéreggel borított barit kristályok láthatók a víz alatt. Ezek néhol több cm-es kalcit szkalenocölötre váltak ki. A légtér járatokban néhol több cm-es gipszréttek (több gipsz "töviseket" találhatunk a falakon. Nagyon látványosak és nagyméretűek (több méteresek) azonban a gámbútlúké, pedig a járatok a Budai Márga bryozoás márga tagozatában oldódtak ki, néhol elérve a Szépvölgyi Mészkövet. Különbösen érdekes a Kessler-teremben a vízszint fölötti egy-két m szélességű, mindent beborító, lehetetlenségű vas-mangán oxidos-hidroxidos kéreg. Az említett segédjáró fölöttében egy pár cm széles, pirít tartalmú kalcit telér látható. A terem oldalfalán előtt ez a telér elkezd szélesedni, majd a Kessler-terem fölöttében már egy-két m szélességű kovás elváltozott (és kissé omlikony) zónát alkot. Ez a jól látható, szerencsés földtani környezet jó lehetőség adott ezen (régábban kovás telérként emlegetett) képződmény genetikájának megismeréséhez (VÖRÖS P. 2013, VÖRÖS et al. 2013; VIRÁG & SZABÓ 2013; I. korábbi).

A Budai Márgában (bryozoás márga tagozatban) kovás elváltozott zóna mentén kialakult *Sz. Lukács-kristályárat* 2007-ben bontották ki Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével. A József-hegyi-láróban 1976-ban, az alagút kihajtásakor előkerült 1,5 méteres gipsz kéreggel borított gámbútlúké nem burkolták le. Alsó részének megbontásával sikerült bejutni egy 15 méter hosszú folyosóba, aminek laza, agyagos az alja, és oldalán nagyon látványos gipsz-kiválások (gipszkéreg, durvakristályos gipsz, gipszkőgyö, gipsz szálok), kalcit, aragonit, lamellit, dolomit anyagú képződmények és vas-mangán oxidos-hidroxidos bevonatok vannak (VIRÁG & SZABÓ 2013; VIRÁG et al. 2016). 10 méteres mélységben az előbbiekben túl gámbútlúké és 10 cm-t elrő gipszkristályok is láthatók. A barlangszakasz egyértelműen a Molnár-János-barlang része, nem rendelkezik önálló karszteri számmal, de nincs járható összeköttetés a Molnár-János-barlanggal. A folyosó behúzódik a Kessler-terem alsó része felé, így ha az alján lévő agyagudugót átbontanák, a terem vízszintje alá nyúló járatok előtérbe a víz. A barlangi tőlfőnkénti vízszint emelkedése (azaz a dtunai árvizek során) a Sz. Lukács-kristályárat alján kisebb „pocsolyák” alakulnak ki, melyekben a kalcitlemez kiválasztás recens módon is megfigyelhető.

A *Ferenc-hegyi-barlang* kutatása is az ezredforduló után kapott új lendületet. A Guru csoport tagjai Nagy Sándor vezetésével 2000-től kezdve több mint tucanynyi helyszínen találtak új járatokat (Műlencsényi-szakasz, Törökcs-ág, Kettős-delta, Elefánt. s.b). Legjelentősebb felfedezést a 2003-ban megtalált Mélyszint, ahol több lépcsőben, egymágában több mint 500 métert találtak. Ezzel a barlang mélysége (aminek az addig ismert részei jóérsz felszín közelében járatokból álltak) 40-től 87 méterre növekedett. A Mélyszint elérte az esően alapponctól mért, az ezredforduló előtt 4 km-es barlang hossza így mára már elérte a 6500 métert, de a feltérképezetlen szakaszokkal még jóval több is lehet.

2014-ben a régi bejárat közelében egy csatoma bekövesítéshez ástak árkot a Törökvesz úton, a mi 3 méteres mélységben egy közel 3 m átmérőjű kitérőtlen gömbfülkét tárt fel. Ennek az alját megbontva Adamkó Péterrel (Sifz György segítségével) 15 méternyi új járatot tártunk fel, ami a végén visszavezetett a Ferenc-hegyi-barlang eredeti, felfedező ágába.

A *József-hegyi-barlang* felfedező Rózsadombi Kinizsi SE tagjai három évvel ezelőtt átkutatták a barlangot. A felfedező kutatási aktivitása közben csökkent, csak az ezrelforduló után, az „új generáció” felnevelésével élénkült meg újra a kutatás. A legjelentősebb új szakasz Leél-Óssy Csaba felfedezése volt, amikor megtalálta a Kulcs-termet, amin keresztül a CO₂ és légihőmérséklet mérések tanúsága szerint jó lehetőség nyílik a barlang feltérlelésére, másikkal felének a megtalálására. Azóta új, Adamkó Péter, Leél-Óssy Zsolt és látszik kutatásának köszönhetően a barlang már ismert, bár még nem teljesen feltérlepezett hossza 6500 m körül.

Az alig 320 m hosszú *Harcasszajú barlang* újra kutatását a Barit csoport tagjai Nyerges Attila, Nagy Gergely Domonkos és Szabó Lénárd vezetésével 2006-ban kezdték meg. Másfél tucatnyi „bontónap” után 2008-ban túljutottak a Turisia-folyosón, és egy csoppkövekben gazdag, sokfelé igen agyagos, kiterjedt járatrendszer fedezték fel, aminek a hossza 4700 m km körül!

Egy évvel korábban, már 2005-ben a Szabó József csoportjai Nagy András vezetésével megkezdtek a Pál-völgyi-kőfejtő mélypontján nyíló *Hídegy-lyuk-barlang* újrakutatását. Számtalan bontással töltött hétvége után csak a bontáspont áthelyezése, a Guoliotine szűkületének kitágítása után, 2009-ben jutottak be a barlang hátsó részébe. Nagyméretű, omladékos termeket találtak, jelentős csoppkövefelhalásokkal, kalcit kristályokkal érintett agyagfelszínekkel. Szintén kb. 4 és fél km-es barlangot találtak! Mára már a vesztélyes szaktípusú kikerülte, a Gábor-Aron-barlangon keresztül nyitottak egy kényelmes bejáratot a Hídegy-lyuk újonnan felfedezett részébe.

Felfedezték után egy évvel, 2010 márciusában sikertől kibontani az összekötteretést a Harcasszajú-barlangot. Ekkor a 8 km-es Hídegy-lyuk-Harcasszajú-barlang alig 30 méterre volt a közel 20 km-es Pál-völgyi-Mátyás-hegyi-barlangrendszerétől. A megerősödő intenzív kutatásban legalább 100-an dolgoztak az összekötterés megtalálásán a két rendszer között. A munkát végül a Pál-völgyi-barlang feől a köztes helyzetű, újonnan megismert Meta-barlangon (és a Kis-hídegy-lyuk-barlangon) keresztül siker koronázta, és 2011 decembere óta a hejdan négy különálló nagybarlang (és több kisebb) ma már egy rendszert alkot. Először egy teljesen új név (Szépvölgy-barlangrendszer) lehetősége merült fel, de aztán hivatalosan Pál-völgyi-barlangrendszernek nevezték el az innár Magyarországon leghosszabb (több mint 31 km összhosszúságú) barlangjának szánító barlangot.

Közben az eredeti Pál-völgyi-barlangban és a Mátyás-hegyi-barlangban is történtek újabb feltárások. A Pál-völgyi-barlangban a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport Kiss Attila és Takácsné Bolner Katalin vezetésével, majd az utóbbi években Toth Attila irányítása mellett 1998-ban 300 méteres új szakaszt fedeztek fel a Deffin farkánál, majd egy évvel később a Lapátolhat szalkónál 300 méterrel találtak. 2010-ig nem történt áttűtő feltárás, de a rövidebb új járatok összekötötték hossza ebben az évtizedben is elérte az 1 km-t. 2012-ben 200 m lett meg a Pepp Ferenc-ág új szakaszában, és végül 2016-ban a Fűrös Q 700 méteres, és a Szaripítz-terem kb. 100 m-teres új része jelentősen legfrissebb sikert.

Az eredeti Mátyás-hegyi-barlangban egy rövidebb, új szakasztaáltak a felső szinten, az Ebbédlő felett, ami azonban a barlang többi részéhez képest képződményekben szokatlanul gazdag (pl. borsókövek borítják az oldalfalat). Az alsó szinten, a Mozi alatt kb. 40-50 méterrel egy 260 méteres új részt tártak fel az Anubisz és az Adrenalin Egyesület barlangkutatói Turi Zoltán vezetésével. Szűk, törmelékhasadékok jellemzik, melyekben érezhető a légáramlás, ami biztató a további feltárások szempontjából. A Névtelen-folyosónál és a Tüszöltő-ágban is történt továbbjutás.

A *Szemlő-hegyi-barlangban* is zajlottak közben kutatások. Kis Jenő, Barczikai Dénes, Kraus Sándor és Stieber József vezetésével több kisebb új szakaszt is megismertek, amelyek közül a Gyöngyös-folyosó a legjelentősebb: ezen a rövid szakaszon érintetlen szépségűkben tárulnak fel a Szemlő-hegyi-barlang évtizedek során már jelenlétben károsodott képződményei. Itt nemcsak érintetlen borsókövek, kalcit lemezek fordulnak elő, hanem a barlangban szokatlan szépségű álló- és függő csoppkövek is kialakultak. Ebben a barlangban fokozottan vigyázni kell az új feltárásokkal, nehogy azok megváltoztassák a légáramlási viszonyokat, mert a Szemlő-hegyi-barlangban, az Orfias-folyosóban a Szt. János körház orvosainak irányításával légzsárvai megbetegedésekben szenvedők (elsősorban gyerekek) gyógykezelése is folyik – kiváló hatásokkal. (Középtávon tervezik az Agyagos-szakasz bevonását is a barlangterápiába, de ehhez még további vizsgálatok szükségesek.) Hazánkban a Tapolcai Körház-barlang mellett jelenleg csak a Szemlő-hegyi-barlang rendelkezik gyógybarlang minősítéssel. A feltárásokon túlmenően a barlangban nagyarányú járatrendezések (ágtárások, törmelékeltávolítás) is történtek.

Új kisbarlangok a Budai-hegységben

Citadella-kristálybarlang

2006 karácsonya és szilvesztere között egy kicsiny üreg nyílt meg a Gellért-hegy Budai Vára néző oldalában, a legmugasabban fekvő utcában egy családi ház alapozása közben. A szokatlanul nagy (25.000 m³-es) alapozó gödör aljában egy kicsiny üreg nyílt meg a Budai Mária meszes kifejődésében. Ezt először elakarták, de aztán 2007 januárjában mégis sor került a megkutatására. Leél-Óssy Szabolcs, Adamkó Péter és Leél-Óssy Csaba vezetésével két hét alatt sikerült feltárni a 3 tereméből és egy kanyargós aknából álló, 70 m hosszú és 18 m mély barlangot. Különös értékét a benne lévő páratlanul látványos, hófehér gipszképződmények (gipszkérgek, gipszvirágok, árvalányhái) és több cm-es aragonit kristálytűkből álló pamacsek adják. Az alján kalcitmezezekből álló kis barlangi kúpok is előfordulnak. Ezek kora Surányi Gergely uránosoros korhatározása szerint mindössze 195.000 év (Leél-Óssy Cs. et al. 2007). Legalsó szakaszán 18 °C a hőmérséklet, ami esalhatatlanul unal a 60 méternél lejjebb fűkádó meleg vizes forrásokkal való légtérs összeköttetésre. Különleges értéket miatt rekord gyorsasággal, mindössze néhány hónap alatt fokozottan védetté nyilvánították. Sajnos; bejárata magántulajdonú telken nyílik, megközelítése jelenleg nehézségekbe ütközik.

József-hegyi 4. sz. barlang

2009 telén víz nyomóvezetéket fektettek a Józsefhegyi úton. A vezetékeknek a meszes Budai Márgában ástott árokban, mindössze 1,5 m mélyen (ez az évtizedekkel korábbi

tereprendezésnek köszönhető) egy szokatlanul nagyméretű, 2,5 m átmérőjű gömböfülke nyílt meg, alján nagy mennyiségű törmelékkel.

Az omladékok elárvoltiva Adamkó Péter, Leél-Össy Szabolcs, Leél-Össy Zsolt és ifj. Adamkó Péter egy lejtős folyosóba jutott, és a gödör DK-i oldalán egy másik, nagyméretű zárógömböfülke nyílt meg, ami ottal egy közel 2 m átmérőjű, teljesen kitöltött hévforrásosó indul lefelé. Az először megbontott lejtős folyosó alig 3-4 méteres mélységben keresztezi a Józsefhegyi utat, és ott kettévágzik. Látványos oldásformák között az egyik ág szinte függőlegesen vezet lefelé: ez 12 méteres mélységig sikertől kibontottunk, de egy agyagos-bentonitos kitöltésben vész el a járat, barlangi huzat (légn mozgás) nincs. Sajnos, a kutatógödör több mint egy éven keresztül nyitott volt, a lejtős Józsefhegyi út egyesenes ide vezette a csapadékok: a barlang szinte víznyelőként működött. A behordott nagymennyiségű törmelék jelentős mértékben újra feltöltötte az alnát.

A másik bontási pont, a hévforrásosó vége is elveszett a bentonitos kitöltésben: itt is 8 m mélyre hatoltunk le, teljes szelvényben kibontva a járatot, de itt sem észlelhető légn mozgás.

Amíg nyitva volt a gödör (később kibetonozták, vasbeton födémmel látták el), telenként jelentős méretű jegesedés esapódott le a kiáramló meleg levegőből. Valahol tehát kellett lennie egy huzatoló végpontnak is! Meglepetésünkre ezt a mélybe vezető akna elágazásánál pár méterrel távolabb, a felszín alatt mindössze 5-6 méterrel húzódó végponton találtunk meg: Stieber József vizsgálatmunkák mérési szerint itt telenként 16 °C-os levegő jön ki érezhető huzattal, és a József-hegyi-barlangnál egy nagyságrenddel magasabb CO₂ tartalom utal a mélybe vezető kapcsolatra. Földrajzi elhelyezkedése is mutatja, hogy ez a bontáspont lehet a kulcsa a József-hegy tetején már megismert járatrendszer, és a Molnár János-barlang közötti feltételezett barlang megismerésének. Már több mint 80 m³ agyagot termeltünk itt a felszínre, és a kutatások idén folytatódnak.

Királylakt-barlang

Az 1950-es években egy teljesen irreális terv alapján gázátározót akartak létesíteni a Hármashatár-hegy tömbjében. 5 m átmérővel kb. 500 m hosszú kőszelvényű alagútrendszer létesítettek a Mátyáshegyi Formáció dolomitjában. Bár az alagutakat túlnyomó részt lebetonozták, rövid szakaszokat kihagytak. Egy ilyen helyszínen, egy hasadékba bemászva, azt kihasználva, kibontva fűdezték fel 2011-ben Szenthe István, Borika Pál és Kovács Richard a ma már 380 m hosszban és 34 méteres mélységig ismert barlangot.

A teljes egészben tűzköves dolomitban kialakult barlang nemcsak szokatlannal nagyméretű járatrendszer, hanem szokatlanul gazdag ásványkiválásokban is. (A kezdeti megfigyelések eredményei pl. SZABÓ & LEÉL-ÖSSY SZ. (2013) munkájában olvashatók.) Adott barlangszintben mindenfelé előfordulnak benne a hipogén barlangokra jellemző, papírvékony (nau-es) és megvastagodott (közé em-es) kalcitlenyek, melyeket gyakran borítanak a kalcit nagyméretű (em-es) pátos krisztályai. Az oldalfalakon helyenként apadési színű bordák látszanak, és az oldott barlangüregekben szinte minden borítanak a hófűr-halványbarna-világosszürke borsókövek. Az utóbbiak bázisán és az oldalfalakon gyakoriként a bevonatban vagy porszerű formában megjelenő mangán-oxid kiválások (l. korábban). A „tűpárnákra” összeálló vékony, fehér krisztálytömbök álló aragonit és hidromagnesziit halmozatok is sokféle megjelennek. Külön érdekesség, hogy a fehér krisztályok sokszor a sötét tűzkő gumók felszínére váltak ki. A barlang egy-egy szakasza – dolomitban képződéséhez képest –

meglehetően gazdag cseppkövekben is. Nemesak lefolyásokkal találkoztunk, hanem közel egy m magas, arasznyi átmérőjű álló cseppkövekkel és több cm széles, fél méter hosszú függő cseppkövekkel is.

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

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

A fűgább értelemben vett Rózsadombon, a Duna és a Látó-hegy csúcsa közötti rongteg új építkezés kezdődött az elmúlt 20 évben. A házalapozások, ill. az új beépítéshez kapcsolódó közúti építések sok esetben vezettek újabb barlangok feltáráshoz: az előző fejezetben ismertetett 3 barlangon kívül további 28 kisbarlangot tartuk fel a kutatók (L. ÁBRA, J. TÁBIRZAI). Ezekből a barlangokból egyelőre nem lett komolyabb barlang, de a lehetőségét biztosítják a jövő kutatóknak a feltárásn. A területen sok példát láttunk a múltban, hogy az erdőtől felfedezés után akár 100 évvel következett be az átörés, így a kis barlangból akár több km hosszú nagy barlang lett (l. az előző fejezetet).

A *Decimus-barlang* 1996-ban került elő a Látó-hegyre vezető Verecske-lépcső mellett egy családi ház építése során, de (a késedelemes kiadásának köszönhetően) már betekertült a Földtani Közlöny idézett 1995-ös számába (LEÉL-ÖSSY SZ. 1995), így erről itt most nem szólnunk részletesebben.

Verecke út 115. barlangja: 1996-ban került el egy építkezés során a 24 m hosszú és 4 m mélyre vezető barlang. Kraus Sándor kutatta.

A *Remete-hegyi köz 1. és 2. sz. barlangja*: 1998-ban került elő. Vizszines kisbarlangok, amelyek közül a 2. sz. alig 3 méteres, de az 1. sz. 15 méter hosszú, képződménymentes, érdekes formákkal tagolt két kisebb teremből áll. Kovács Richard kutatta.

Törökvész út 133/d barlangja: 1998-ban egy építkezés találta és bontotta meg a Rózsadombi Kinizsi SE Adamkó Péter és Leél-Össy Szabolcs vezetésével. 15 m hosszú és 10 m mély a Budai Márgában kialakult barlang. Vakon elvégződő aknája törmelékes és képződménymentes.

Törökvész út 121/b barlangja: 1999-ben került elő a jelenléte, a barlangméret határát jelentő 2 métert öpp csak meghaladó hosszúságú (és egyben mélységű) kicsiny, képződménymentes akna. Kraus Sándor vizsgálta. További kutatása nem történt meg.

Szalancsra utcai-barlang: 1999-ben egy társasház alapozása közben Budai Márgában megnyitott 1 méternél is kisebb, kiültöltött gömböfülkét bontottak meg a Rózsadombi Kinizsi SE kutatói Adamkó Péter és Leél-Össy Szabolcs vezetésével. A függőlegesen induló, majd meredeken lejtőse váló barlangot 13,5 méteres mélységig bontottak ki pusztán csakány és lapát segítségével, mert a hasadékserű járatot csak puha üledék töltötte ki. 15,5 m után azonban a hasadék annyira összehúzta, hogy lehetett volna v áll benne dolgozni. Az ásványkiválások sokat szorított barlangot képviseli. Az új technikával érdemes lenne tovább bontani: talán a feltételezett nagy, látó-hegyi barlangrendszer egyik kulcsa lehet ez a kisbarlang!

Püsztazeri-barlang: 2000-ben egy telepszerű építkezés egymás mellett két, a maga nevében hatalmas, 3 méteri is meghaladó átmérőjű gömbfülke került elő a Budai Márgában, aminek oldalát borsókó kiválás díszítette. Sajnos, az építkezés annyira meggyengítette az egyik gömbfülke oldalát, hogy azt fét kellett számolni. A másik gömbfülkéből rövid járat indult ki, amelyben Rózsadombi Kimizi SE barlangkutatói Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével 10 m mélyre hatoltak le. Itt egy újabb, alig fél méteres gömbfülke alatt lehetne megkísérelni (jelentős bontás árán) a továbbjutást. Mivel a gömbfülke éppen a lakótelep közös garázsába esett, azt egy vasbeton fedéllel lezárták, és az építélen kívül egy aknával lyukasztottunk rá a tovább vezető járathoz. Így az először felfedezett gömbfülkebe most kerülővel a barlangba az új bejáraton át lemenve, majd onnan fölfele mászva lehet bejutni. Az alapozó gödörben, közvetlenül a gömbfülke mellett az ELTE Ásványtani Tanszékéről Szentpétery Krisztián 2-3 mm-es, fennőlt fluorit kristályokat (1. még korábban) gyűjtött.

Óbudai 1-2. sz. barlang: 2001-ben az óbudai Remete-hegy oldalában, a Haránt körzében egy társasház építése közben az alapozó gödör oldalában 3 barlangra utaló nyom került napvilágra a Budai Márgában. A Rózsadombi Kimizi SE kutatói Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével mind a három megbontották. Az első két bontási pont egy közös barlangba vezetett: a 21 m hosszú, közel vízszintes, majd erősen lejtőssé váló, omladékos járatban 7 m mélyre sikerült lejutni. Kezdetleges gömbfülkék és kevés borsókó fordulnak elő benne. A másik bontáspontból indult járat meredekebben lejtett, de szűkebb keresztmetszetű volt. Ebben a 18 m hosszú járatban 9 m mélyre sikerült lejutni. Emulftésre méltó lermésztervvelélni érték nem fordult el a barlangban. A bejáratot egy betonlagit segítségével kivezetették a közterületre.

Ferenc-barlangok: A Ferenc-hegy keleti gerincén, a fennsík felé vezető Ferenc-hegyi út végében, a hegy déli oldalán 2001-ben egy igen nagyméretű családi ház Budai márgába mélytől alapozó gödörben egymás után 7 gömbfülke nyílt meg rövid idő alatt! A Rózsadombi Kimizi SE kutatói Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével kutatta ezeket a kisbarlangokat. Először fordult elő, hogy egyetlen alapozó gödör cmyt barlangot talált! Az építkezés során a ház alapja körül 270°-ban egy beton folyosót alakítottak ki. Mindegyik barlang ebből a folyosóból nyílik.

A *Ferenc 1. sz. barlang* 32 m hosszú és 11 m mélyre vezet le. A beton körfolyosó legvégében, egy szűcs, az omlásveszély miatt kibetonozott, létrával ellátott aknával indul. Az eredei, legalább 3 m átmérőjű gömbfülke, amiből a járat indult, beomlott, ezért kellett a hejlesztést kibővíteni. A létrán lemenve 6 m mélyen egy 5-6 m átmérőjű, de szintén omlásos terembe értünk, ahol borsókóvek láthatók. Innen vezet ferdén lefelé a Budai-hegység táján legszebb, legépebben megmaradt, közel 1 m átmérőjű hévforrás esőbe, amit nagyméretű borsókóvek is díszítenek. A járat omladékokban végződik.

A *Ferenc 2. sz. barlang* egy széles, ferdén lefelé haladó hasadék, ami egy omladékos, borsókóvekkal gazdagon díszített teremről indul. A lejtős rész fokozatosan összekeskenyedik, és egy közel 1 m széles kovás zónába torkollik. Ebben a zónában még 2 méter ástunk függőlegesen lefelé. A barlang itt vakon elvégeződik.

A *Ferenc 3. sz. barlang* tk. egy 4-5 m átmérőjű, körátmérőjű omladék, ahol az omladék és a az oldásos falú szálfőzet határán májdnem teljesen körbe lehet merüni. 10 m hosszú és

mindössze 3 m mély. A legmélyebb pontján egy kis oldalterembe lehet bekúszni. Képződménymentes.

A *Ferenc 4. sz. barlang*, bár egy ígértes kinevezeti, határozott szilahasadékból indul, a kuttálás szempontjából nem perspektivikus. 4 méteres mélységben kitágul és onnan kezdve nagy mennyiségű, puha, földes agyag tölti ki, amiben a feltárás „elvész”: a szállók oldalal nem található. Képződménymentes.

A *Ferenc 5-6. sz. barlang* a kuttálás során összeenyílt, és magában foglalja a 7. sz. gömbfülkét is. (Jelenleg ez viseli a Ferenc 5. sz. barlang nevet). Ez a legmagasabb pontja a rendszernek: az alagút kialakítása előtt, a felső kijáratként működő gömbfülkének telen nagy mennyiségben vált ki jégesap a kifelé tartó, pártás barlangi levegőből. A barlang Szabó Zoltán, Számadó István, Kimisch Péter, Péter Dávid és Kaposi Judit munkája nyomán ma már több mint 100 m hosszú, és közel 30 m mélyre vezet le. Az eredetileg 5. sz. barlang bejáratát a nagyfokú omlásveszély miatt kibetonozták: járatháza a 6. sz. barlangba bemenve, alulról felfelé közelíthető meg. Csak a két bejáratú terem volt nyitott, a barlang további szakasza teljesen kitöltött állapottú volt. A kitöltést elválogítottuk, és ma egy oldásos barlangjáróban lehet lenenni a végpontig. A mélypont felett 10 méterrel egy közel 10 m hosszú, lefelé összeszűkülő nyílás, borsókóves hasadék tárul fel. Az új bontási technikával érdemes lenne ennek a végpontját megkutatni. A barlang legalja „elvész” a törmelékves kitöltésben, itt légmozgás már nem tapasztalható.

A *Tamar-barlang* Mária-remetén, triász időszi Dachsztóci Mészaköben bontották ki 2001-ben Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével. Marézi József segítségével. Szintén egy családi ház építkezésekor került elő az azonos nevű utcában. Egyetlen más budai kisbarlang sem rendelkezik olyan gazdag ásványkiválásokkal, mint ez. Az alig 18 méteres, és 9 m mélyre levezető kis barlang roskadozik a kalleitervez, apadási színhő, borsókó és cseppkő kiválásoktól.

Alibi-barlangok: 2002-ben a Ruhlén utca felső, zsákutca-szerűen elveződő végében, egy új társasházhoz készülő, mélyen a sziklába vágott garázs kialakításakor 2002-ben több gömbfülkét is találtak, amiket megbontva 1998-ban két különálló kis barlangot tártak fel a Budai Márgában. Az egyik nagyméretű (kb. 3 m átmérőjű) gömbfülke falát kagylószerű, 1-3 cm-es bemélyedések díszítik: itt kisebb pírtszemcsék alakultak át „limonittá”, és a közben keletkező karsav oldott ki parányi üregeket. Az egyik barlang 22 m hosszú és 13 m mély, a másik 19 m hosszú és 8,5 m szintkülönbséget hidal át. Az utóbbiban szép borsókóvek is láthatók.

A Pál-völgyben a kisméretű, jelenlétkellen *Pairícia-barlang* található legmesszebb a Dunától. A barlang határt alig meghaladó méretű üregére Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs bukkant 2003-ban egy családi ház építése közben.

A Mátyás-hegy Dunára néző oldalában, a Haránt utcában 3 kis barlangindikáció nyílt meg 2004-ben. Ezek közül az egyik kettős, szabályos kis nyílt gömbfülkéje egy lejtős barlangjáróba vezetett. A Rózsadombi Kimizi SE tagjai Adamkó Péter és Leél-Óssy Szabolcs vezetésével kuttatták meg ezt a *Kiscelli-barlangot*, és Leél-Óssy Csaba, Havasi Attila és Ifj. Számadó István egy 5a m hosszú, 10 m mély rendszert talált a Budai Márgában, amelyik sajnos nagyon omladékos. A végponton egy ferde, omladékos hasadék elfüledtén

szakasza jelenti a barlang végét. A hasadék elején egy omladékos, lefelé vezető vakkirtó is nyílik.

A Szeréna út és Csöcsjei utca sarkánál 2005-ben egy lakópark 3 építtetének esatormázánkor megnyílt kis gömbtülkéből bontották ki a Rózsadombi Kintizi SE kutatói Adamkó Péter és Leél-Össy Szabolcs vezetésével a *Felhévízi-barlangot*. Péter Dávid, Havasi Áttila, Balázs Gergely és Mékner Zsolt 9 m mélyre bontott le a 11 m hosszú, szerény borsókávekkkel díszített barlangban. Bejáratát szakaszát kibetonozták és kiltétráziák.

A Szemlő-hegyi-barlang ÉK-DNy-i csapású járatától pár méterre ÉNy-i irányban 2007-ben egy parkoló alapozásakor a Szépvölgyi- Mészköbe mélyedésben 2 méteres mélységben 2 barlangjáratot talált Adamkó Péter. A Rózsadombi Kintizi SE kutatói Adamkó Péter és Leél-Össy Szabolcs vezetésével kutatták ezeket. Az első kutatási helyszínen Barca Mártonnal egy agyagos, nagyessűt hasadékba jutottunk 4 méteres mélységben. Ezt követve egy 5 méteres függőleges szakasz után közel 5 m vastag, masszív agyagos kitöltést eltávolítva bejutottunk a Szemlő-hegyi-barlang Agyagos-szakaszának a tetejére. Mivel az új barlangbejárat megváltoztatta a gyógybarlang légáramlási viszonyait, a felszínen a bejárat végleges elzárására került: egy vasbeton lemezzel zártuk le a frissen kibontott bejáratot, így az új szakasz már csak a Szemlő-hegyi-barlang felől közelíthető meg. A másik bontási pontból kiindulva egy jelenleg önálló, 27 m hosszú és 10 m mély barlangot fedeztünk fel. Bejáratának megtalálási időpontjáról nevezzük el *Pünkösdi-barlangnak*. Egy kb. 1 m átmérőjű, nyílt zártgömbtülkék alatt egy szűk, oldásos falú, gömbtülkékkel tagolt meredek, helyenként függőleges hévforrás csőben haladtunk lefelé, amit helyenként látítani kellett. Sok helyütt, kevés borsókó és kalcit kristály található a barlangban, amely egy kitöltött hasadékba érkezik. Nagy valószínűséggel a Szemlő-hegyi-barlang egy máig ismeretlen fűhasadékába vezet. Erdemes lenne bontani. Ezek a barlang felfedezéseink egyúttal értékes feltárásoknak számítanak, amik értékes adatokat szolgáltatnak a terület tektonikai viszonyairól. A Pusztaszeri-barlangnak az utja is Budai Márgában húzódik, de főleg 30 méterre ÉNy-i irányban a Szemlő-hegyi-barlang folyosói felől már csak néhány méter vastag a márga. További 20 m után, ugyancsak az irányban a Pünkösdi-barlangnál már a Szépvölgyi Mészköbe van a felszíne. Továbbhaladva ÉNy felé mintegy 80 méterre az Adamkó Péter, Leél-Össy Szabolcs, Borka Pál és Komis Gábor által 30 éve megtalált Zsíndely utcai-barlangban 6 m után már a Mátyáshegyi Formáció tűzköves rétegeit érintjük el!

2008-ban került elő közvelelenti a látó-hegyi Árpád-kilátó alatt egy Szépvölgyi Mészköbe mélyülő alapozó gódot mértani közepén (innen a neve) az *Origo-barlang*. A kifejezetten szűk kisbarlangot először a Rózsadombi Kintizi SE tagjai Adamkó Péter és Leél-Össy Szabolcs vezetésével kutatták, majd az FTSK kutatói jutottak le Pinér Gábor vezetésével 16 m mélyre a 25 m hosszú, gyakorlatilag képződménymentes barlangban, aminek bejáratát a felépült ház garázsából nyílik.

A *Mátyás-hegyi-kőjéjtő 2. sz. barlangját* 2009-ben találták meg az Anubisz és az Adrenalin egyesített barlangkutatói Türi Zoltán vezetésével. 8 m hosszú hasadékában mindössze 2,5 méter mélyre lehet lehatolni. Oldaltól oldott.

A *Mátyás-hegyi-kőjéjtő 3. sz. barlangját* szintén 2009-ben találták meg az Anubisz és az Adrenalin egyesített barlangkutatói Türi Zoltán vezetésével. Ez is 8 méter hosszú, oldott falú hasadék, amelynek egy részét a bányá működése során lerobbantották. A végében, 5 méteres

mélységben egy bunyásra alkalmas kis kereszthasadékot ér el. A két kisbarlang eredetileg valószínűleg összefüggött egymással.

2010-ben lett meg a *Karmális-barlang* 23 m hosszú, 6 m mélyre vezető járata. Szintén az Anubisz és az Adrenalin egyesített barlangkutatói bontották ki Türi Zoltán vezetésével. A Zöldkő utca és a Pálvölgyi út sarkán nyíló kiesziny lyukból feltörő pároszlopokra felfigyelve táglották ki a bejáratát. Egy kb. 6 méteres tereméből lehetett továbbjutni, a vetületben innen alig néhány méterre, azonban 20-30 méterrel fejlebb húzódó ismert barlangjárat, a Pál-völgyi-barlang Kiskarácsony-ágának a vége közelében. Huzatos, bontható végputtya van. Lehetőség, hogy a felszín és mélyben húzódó Kiskarácsony-ág között is vannak további levegős járatok.

2010-ben, a Budai Várban, közvelelenti a Mátyás-templom előbejárata előtt gázvezeték feltérítés során az édesvízi mészköbe mélyülől árookban 1,5 méteres mélységben egy légtelöltöt teletét ütöttek át. A nyílásba leereszkedve Leél-Össy Szabolcs egy éveszázadokkal korábban már ismert üregbe jutott. Adamkó Péterrel és Leél-Össy Zsolttal, 6 méteres mélységben megtalálták az eredeti hévíz feltörési helyszínt. A 11 m hosszú barlang mélypontja 6,5 méterre van. A barlangot a középkorban nagymértékben átalakították, oldalfalát, mennyezetét leveszték, de egy-két kisebb gömbtülkék így is látható még benne. A barlangban egy tereplépeső is kialakították. Az egész üreg szikla- és téglá törmelékkel erősen feltöltött. Török kori műasz cseréptöredékeket, állucsontokat is találtunk benne. A törmelék kitermelésére, a főként álló templomról elnevezett *Nagyboldogasszony-barlang* és a Vár-barlang feltértelezzel összeköttetésének felderítésére nem nyílt lehetőség. A Szemlő-hegyi-ár-átépítése során a bejáratot kibetonozták és a járdára helyezték át.

A Budai-hegységben a mai napig utolsónak előkerült *barlangot* a *Kerecke út 69-ben* találta Adamkó Péter. Házalaposas közben nyílt meg 2015-ben. A meglehetősen agyagos Budai Márgában kialakult, 8,5 m hosszú kisbarlang 6,5 m mélyre vezet.

Összegzés

Az elmúlt évtizedekben számos előrelépés történt a budai barlangok megismerésében úgy a korábban rejtett járatok feltérítésében, mint a barlangok képződményeinek, a kiválás körülményeinek, korának, és a barlangokat létrehozó oldatok eredetének és a kioldási folyamatoknak a tisztázásában. Az öt rózsadombi nagy barlangot és a közel 100 kisbarlangot, valamint az építkezések, műszaki beavatkozások során előkerült barlangindítatókat számos barlangkutató csoport és egyéni kutató vizsgálja. A barlangokat létrehozó fluidumok viselkedésével, a szpeloeténák vizsgálásával pedig – elsősorban az ELTE-n, az MTA CSFK Geokémiai Kutató Intézetében és az ATOMKI HEKAI laboratóriumában – több, OTKA által is támogatott projekten dolgozunk jellemzően geológus, geográfus és (geo)fizikus szakemberek. Így biztos állhatunk, hogy a közeljövőben több új, jelentős eredményre számíthatunk ezen a területen.

Irodalomjegyzék

- ADAMKÓ P., DÉNES GY. & LEÉL-ÖSSY SZ. 1992: *Budai barlangok*. – Fővárosi Önkormányzat kiadványa, Budapest, 47 p.
- ADAMKÓ P. & LEÉL-ÖSSY SZ. 1984: Budapest új esodján: a Jászai-hegyi-barlang. – *Karszt és Barlang* 1984/1, 1–8.
- ALBERT G. 2010: A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és pórástüfőangának modelljezése. – *Földtani Közlemények* 140/3, 263–280.
- ALBERT, G., VITÁG, M. & ERŐSS, A. 2015: Karst porosity estimations from archive cave surveys - studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). – *International Journal of Speleology* 44 (2), 151–165. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X-44.2.5>
- ALFÖLDI L. 1978: *Budapesti hévizek*. – Kandikáusi dolgozat, Budapest, 156 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. – *Hidrologiai Közlemények* 1981/9, 397–403.
- ANDA, D., BURI, G., KRETT, G., MAKS, J., MÁRJAIGETI, K., ERŐSS, A., MADL-SZÖNYI, J. & BORSODI, A. 2014: Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana-Hydréta Thermal Spring (Budapest, Hungary). – *Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica* 61 (3), 329–346. DOI: 10.1556/AMIC.61.2014.3.7
- ANDA, D., MAKS, J., KRETT, G., JURKESKA, L., MÁRJAIGETI, K., MADL-SZÖNYI, J. & BORSODI, A. 2015: Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). – *Extracelluláris* 19, 787–797. DOI 10.1007/s00792-015-0754-1
- ANDA, D., KRETT, G., MAKS, J., MÁRJAIGETI, K., MADL-SZÖNYI, J. & BORSODI, A. 2017: Comparison of bacterial and archaeal communities from different habitats of the hypogenic Molnár János Cave of the Buda Thermal Karst System (Hungary). – *Journal of Cave and Karst Studies* (in press)
- AUDRA, P., HOBLEA, F., BIGOT, J.-Y. & NONHECOURT, J.-C. 2007: The role of condensation-corrosion in thermal speleogenesis: study of a hypogenic sulfidic cave in Aix-les-Bains, France. – *Acta Carsologica* 36/2, 185–194.
- BAKALOWICZ, M.J., FORD, D.C., MILLER, T.E., PALMER, A.N. & PALMER, M.V. (1987): Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. – *Geological Society of America Bulletin* 99, 729–738.
- BALAZS D. 1966: A keveredési korozó szerepe a karstosodásban. – *Hidrologiai Közlemények* 46/4, 179–185.
- BERKHAI GY. 1964: Budapest barlangjai. – In: SCHAFARZIK F., VENDL A. & PAPP F. (szerk.): *Geológiai kirándulások Budapest környékén*, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 86–100.
- BLACK D.M. 1953: Aragonite rats in Carlsbad Caverns, New Mexico. – *Science* 117(3030), 84–85.
- BODOR P., ERŐSS, A., MÁRJAIGETI, J. & CZUPRON GY. 2014: A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megsepooldási területen. – *Karsztfejlesztés* XIX, 63–75.
- BODOR P., ERŐSS, A., MADLNE SZÖNYI J. & KOVÁCS J. 2015: A csapadék látna a rózsadombi források utánpótlási és megsepooldási területén. – *Földtani Közlemények* 145/4, 385–396.
- BORSODI, A., KNÁB, M., KRETT, G., MAKS, J., MÁRJAIGETI, K., ERŐSS, A. & MADL-SZÖNYI, J. 2012: Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. – *Geomicrobiology Journal* 29, 611–627.
- BÖGLI, A. 1963: Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. – *Die Höhle*, 63–68.
- BÖGLI, A. 1965: The role of corrosion by mixed water in cave forming. – In: SIEKEL, O. (ed.): *Problems of the Speleological Research*, Czechoslovakia, Academy of Sciences, Prague, 125–131.
- BÖGLI, A. 1971: Corrosion by mixing of karst waters. – *Trans. Cave Res. Group G.B.* 13/2, 109–114.
- CHOLNOKY J. 1925: Bihóki meggyító. – *Földrajzi Közlemények*, 141–145.
- CIDLONOKY J. 1944: Budapest, a legérdekesebb barlangok városa. – *Pesztumusz* tanulmány, – *Karszt és Barlang* 1987/1, 9–16.
- DÉNÉNY, A., CZUPRON GY., SKOLONY, Z., LEÉL-ÖSSY, SZ., LIN, K., SHEN, C.-C. & GULYÁS, K. 2013: Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. – *Quaternary International* 293, 130–136.
- DEK-TAKÁCS, J., ERŐSS, A. & KOVÁCS, J. 2015: The chemical characterization of the thermal waters in Budapest, Hungary by using multivariate exploratory techniques. – *Environmental Earth Sciences* 74(12), 7475–7486. DOI: 10.1007/s12665-014-3904-3
- DUBLJANSKY, Y.V. 1991: A Budai-hegység hidrotermis paleokarstja – a folyókatározó vizsgálatok első eredményei. – *Karszt és Barlang* 1991/1-II, 19–24.
- DUBLJANSKY, Y.V. 1995: Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. – *Environmental Geology* 25, 24–35.
- DUBLJANSKY, Y.V. 2000: Hydrothermal Speleogenesis in the Hungarian Karst. – In: KJUMCTOUK, A.R., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYERHOFF, W. (eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Humsville, Alabama, USA, 298–303.
- ENGEL, A.S. 2007: Observations on the biodiversity of sulfidic karst habitats. – *Journal of Cave and Karst Studies* 69/1, 187–206.
- EHARDT, I., ÖTVÖS, V., ERŐSS, A., CZAPNER, B., SIMON, SZ. & MADL-SZÖNYI, J. 2017: Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). – *Hydrogeology Journal* 25(3), 1–21. (in press) doi:10.1007/s10040-017-1591-3
- ERŐSS, L. 1965: A keveredési korozó kérdéséhez. – *Karszt és Barlang* 1965/11, 61–63.
- ERŐSS, A. 2010: *Characterization of fluids and evolution 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., MADL-SZÖNYI, J. & CSOMA, A.É. 2008: Characteristics of discharges at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. – *Central European Geology* 51(3), 267–281.
- ERŐSS, A., MADL-SZÖNYI, J. & CSOMA, A.É. 2010: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. EMR Final Report, SIEP Ríjswijk, 120 p.
- ERŐSS, A., POROS, Zs., MADL-SZÖNYI, J., MINDSZENTY, J., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, A.É. 2011a: Role of karstic and basinal fluids in porosity evolution in the Buda Hills, Hungary. – *IAPG International Conference and Exhibition 2011*, Following Da Vinci's footsteps to future energy resources. Innovations from outcrops to assets, Milan, Italy, Paper 1071534.
- ERŐSS, A., MADL-SZÖNYI, J., BORSODI, A., KNÁB, M., CSOMA, A.É. & MINDSZENTY, A. 2011b: Results of in situ dissolution experiment to understand hypogenic karstification processes, Buda Thermal Karst, Hungary. – In: BERTRAND, C., CARREY, N., MUDRY, J., PRONK, M. & ZVAJLEN, F. (eds.): *Proceedings of the H2Karszt, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon, France, 161–164.
- ERŐSS, A., MADL-SZÖNYI, J., SORÁBECK, H., HORVÁTH, A., GOLDSCHIEDER, N. & CSOMA, A.É. 2012: Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* 426–427, 124–137.
- ERŐSS, A., MADL-SZÖNYI, J. & CSOMA, A.É. 2012b: Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. – In: MÁLCSZEVSZKI, P., WITCZAK, S. & MÁRJAIGETI, G. (eds.): *Groundwater quality sustainability, IAH selected papers on hydrogeology 17*, London, CRC Press – Taylor and Francis Group, 119–133. <https://doi.org/10.1201/b12715-12>
- FODOR, L., LEÉL-ÖSSY, SZ. & TARI, G. 1991: En-croch fractures in a dextral shear zone – tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). – *Terrae Nova* 4, 163–170.
- FORD, D.C. 1988: Characteristics of dissolution cave systems in carbonate rocks. – In: JAMES, N.P. & CHIROUETTE, P.W. (eds.): *Parakarst*, Springer-Verlag New York, 25–57.
- FORD, D.C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. – *Cave and Karst Science* 22(3), 107–118.
- FORD, D.C. & TAKÁCSNE BOLNER K. 1991: Abszolút körmeghőmérséklet és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalciumtartalmak. – *Karszt és Barlang* 1991/1-II, 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.
- FÜRDI V. 1993: Hidromeghő és cinnabarit (?) előfordulása a Pál-völgyi-barlangban. – In: Kiss A. & TAKÁCSNE BOLNER K. (szerk.): *Jelenés a Bekes Gyórák Barlangkutató Csoport 1992. évi munkájáról*, MKBT, 88–91.
- GOLDSCHIEDER, N., MADL-SZÖNYI, J., ERŐSS, A. & SCHILLI, E. 2010: Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. – *Hydrogeology Journal* 18, 1303–1318.
- GONZALEZ, L.A. & LOHMANN, K.C. 1988: Controls on mineralogy and composition of speleum carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. – In: JAMES, N.P. & CHIROUETTE, P.W. (eds.): *Parakarst*, Springer-Verlag New York, 81–101.
- GYÖRI O., POROS Zs., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., FODOR, L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézisrituálé. – *Földtani Közlemények* 141/4, 341–361.
- HILL, C.A. 1987: *Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. – *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin* 117, 150 p.
- HILL, C.A. & FORKIL, P. 1997: *Cave minerals of the World*. – National Speleological Society, Humsville, Alabama, USA, 463 p.
- JAKUCS L. 1948: A hevíforrás barlangkeltetés földtani és fizikai tényezői. – *Hidrologiai Közlemények* XXVIII/1-4, 53–58.
- JAKUCS L. 1950: Újabb hosszszőlések a Budai-hegység hidrotermikus eredetű. – *Hidrologiai Közlemények* 20, 233–235.
- JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfogenetikája, a karsztfejlesztés variációi*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- JAKUCS L. 1994: A Budai-hegység hidrotermikus karsztja. – *Földrajzi Évesítő XLII/3-4*, 235–246.
- JASKÓ S. 1948a: Cseménis-barlang. – *Természetföldmúzeum III/6*
- JASKÓ S. 1948b: A Mátyás-hegy-barlang. – *A Műfű Évi-Jelenése* 10, 135–147.

- JONES, B. 2005: Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite inclusions from Lysakulil, Sinaifelsaues, Iceland. – *Sedimentology* 52, 1277–1301.
- JONES, B. 2010: The preferential association of dolomite with microbes in staurolites from Cayman Brac, British West Indies. – *Sedimentary Geology* 226, 94–109.
- KADIĆ O. 1931: Budapest – barlangváros. – *Turisták Lapja* XLIII, 249–250.
- KADIĆ O. 1936: Budapest barlangok városa. – Különnyomat a *Földtani Értesítő Új folyam 1/4* és következő számaiból (114–46), Magyar Barlangkutató Társaság, Budapest, 20 p.
- KARÁDI V., PELKÁN P. & HAAS J. 2016: A Budai-hegység felső-triász medence kifejlődésének dolomitjának condonoda biosztratinéfiája. – *Földtani Közöny* 146/4, 371–386.
- KANDOS A. 2011: *A Gellért-hegy barlangjai*. – Diplomamunka, ELTE-TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 102 p.
- KÁRPÁTI J. 1985: *Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1984-ben végzett munkáiról*. – Kézirat, MKBT adatközlő, 81–87.
- KELE S. 2009: *Élevesvíz mészkőviz vizsgálata a Kárpát-medencében: paleoklimatológiai és szedimentológiai etenzetek*. – Doktori disszertáció, ELTE-TTK és MTA Geokémiai Kutatóintézet, Budapest, 176 p.
- KELE, S., SCHEUER, G.V., DEMÉNY, A., SHEN, C.-C. & CHANG, H.-W. 2009: U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. – *Central European Geology* 52/3–4, 190–224.
- KELE S., SCHEUER G.V., DEMÉNY A., SHEN C.-C. & CHANG H.-W. 2011: A Rózsadomb (Budapest) élevesvíz mészkővizének UTh sorozatos kormeghatározás és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata. – *Földtani Közöny* 141/5, 293–312.
- KERESZTES J. 1944: A Budai környéki hévízes barlangokról. – *Földrajzi Szabkönyv*, 21–33.
- KESSLER H. 1931: A Szemlőhegyi cseppkőbarlang. – *Turisták Lapja* XLIII, 230–252.
- KESSLER H. 1934: A Ferenc-hegyi aragonit barlang Budapest szikesfóváros határában. – *Barlangvilág* 4/2, 20–21.
- KESSLER H. 1936: *Barlangok mélyén*. – Franklin Társulat, Budapest, 134 p.
- KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1987: Újabb jelentős feltárások a Pál-völgyi-barlangban. – *Karszt és Barlang* 1987/1–II, 3–8.
- KLIMCHOUK, A. 2007: *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. – Special Paper No.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 166 p.
- KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYBRODT, W. (eds.) 2009: *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. – National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 527 p.
- KLIMCHOUK, A. & FORD, D.C. (eds.) 2009: *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Arriaran Basin*. – Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1, Simferopol, 292 p.
- KOLESAK, P.T. & REECS, A.C. 2004: Influence of depositional environment of Devils Hole calcite morphology and petrology. – In: SASOVSKY, I.D. & MYLROIE, J. (eds.): *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimata*. Kluwer Academic, Plenum Publishers, New York, 227–241.
- KORVÁS L. (szerk.) 2000: *Budapest, a barlangok fővárosa*. – Millenniumi Barlangnap 2000. június 23–25., MKBT, Budapest, 65 p.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegység hévízes tevékenységének kialakulása és nyomai. – *Karszt és Barlang* 1980/II, 93–98.
- KRAUS S. 1978: *A budapesti Szemlőhegy és Ferenc-hegy hévízes eredeti megrendezésének tektonikai vizsgálata*. – Egyetemi szakdolgozat, ELTE TTK
- KRAUS S. 1982: A Budai-hegység hévízes barlangjainak fejlődéstörténete. – *Karszt és Barlang* 1982/1, 29–34.
- KRAUS S. 1990: A budai barlangok hévízes karbonátokiválása. – *Karszt és Barlang* 1990/II, 91–96.
- KRAUS S. 1993: A Szemlő-hegy-barlang vízszintváltozásai. – *Karszt és Barlang* 1993/1–II, 47–53.
- KRAUS S. 2006: Újabb megismert barlangkiválások. – *Karszt és Barlang* 1995, 1996, 9–12.
- LEÉL-ÖSSY Cs., LEÉL-ÖSSY Sz. & ADAMKÓ P. 2007: A Csanóka-kristálybarlang. – *Karszt és Barlang* 2007/1–II, 67–78.
- LEÉL-ÖSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. – *Földrajzi Értesítő* VI/2, 155–169.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különböző barlangjai. – *Földtani Közöny* 125/3–4, 363–372.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 1997: *A Jászvölgy-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése*. – Kanizsaiújsi értekezés, MTA, 114 p.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 1997b: A Jászvölgy-barlang ásványai. – *Karszt és Barlang* 1997/1–II, 45–54.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 2003: Effects of anthropogenic activities on cave exploration in the Buda Mountains. – In: HORVÁTHI, G. (ed.): *Soil effect on karst processes*. Workshop Proceedings, 12–16. September 2002, Budapest-Agglelek, 127–141.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 2005: A budai termálkarsztos barlangok genetikája és értékei. – In: HAVASZESZKY T. (szerk.): *Hévízes barlangok genetikája és képződményei*. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang kifejlődésének 100. évfordulójának alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT, 45–53.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 2014: *Kristálybarlang, a nagyvíros útalt. A budapesti Jászvölgy-barlang*. – Geolifera, SZTE TTK Földrajz és Földtani Tanszék, Szeged, 190 p.
- LEÉL-ÖSSY, Sz. & SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 46/4, 407–436.
- LEÉL-ÖSSY, Sz., SZÁNYI, Gy. & SURÁNYI, G. 2011: Minerals and Speleothems of the Jászvölgy Cave (Budapest, Hungary). – *International Journal of Speleology* 40/2, 191–203.
- LORBERER Á. 2002: Budapest hévízes termálkarsztokról szemmel. – *Alagút és Mélyvíz szakmai napok*, „Mifelleucin után, Európával, jövőnk környezetéről” konferencia, Eger, 71–78.
- MAKÁ, J., TÓTH, E., ANDA, D., PÁL, S., SCHUMANN, P., KOVÁCS, A.L., MÁDÉL-SZŐNYI, J., MARIALICETI, K. & BORSÓDI, A.K. 2016: Deinocooccus budensis sp. nov., a mesophilic species isolated from biofilm sample of a hydrothermal spring cave. – *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology* 66(12), 5345–5351.
- MAUCHA L. 1998: *Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavaratlan hidrológiai adatközlő 1998–1993*. – VITUKI, Budapest, 413 p.
- MÁDÉL-SZŐNYI, J. & ERŐSS, A. 2011: Hypogenic karstification processes and products in flow system framework. – In: *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon, France, 315–318.
- MÁDÉL-SZŐNYI, J. & ERŐSS, A. 2013: Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – In: *Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future Development*, 21–23 June Xi'an, China, China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, 71–75.
- MÁDÉL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. & VIKÁRI M. 2013: A hipogén karsztosodás folyamatai a felszín alatti vízárnyalások útközén. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földalatti árnyék és az ember*. *Vízgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 81–83.
- MÁDÉL-SZŐNYI, J., PULAY, E., TÓTH, A. & BODOR, P. 2015: Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. – *Environmental Earth Sciences* 74(12), 7523–7538.
- MÁDÉL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. – *Hydrogeology Journal* 23(7), 1359–1380. DOI: 10.1007/s10040-015-1274-x
- MÁDÉL-SZŐNYI, J. & TÓTH, Á. 2017: Topographically Driven Fluid Flow at the Boundary of Confined and Unconfined Sub-basins of Carbonates: Basic Pattern and Evaluation Approach on the Example of Buda Thermal Karst. In: REHARD, P. & BERTRAND, C. (eds.) *Advances in Karst Science, EuroKarst 2016*, Neudlitz, Springer, Cham, 89–98.
- MINDSZENTY A. (szerk.) 2013: *Budapest, földalatti árnyék és az ember*. *Vízgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.
- MOJNÁR J. 1869: A hévízes Buda környékén. – *Műt. és Természettudományi Közlemények* VII, MTA, 163–244.
- MÜLLER P. 1974: A melegforrás barlangok és gümbszikók kápzódásáról. – *Karszt és Barlang* 1974/1, 7–10.
- NAGY B. & PELKÁN P. 1976: Mezőcsanak és elmaradt a csillaghegyi Réka-hegyen. – *Műt. Évi Jelentés 1973-ról*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 51–55.
- NAGY S. 2008: *A Budai-hegység hidrotermális folyamatainak szerepe a Buda-hegy-barlang és a Ferenc-hegy-barlang kialakulásában*. – Diplomamunka, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, 91 p.
- NADOR A. 1991: *A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténete*. – Doktori disszertáció, ELTE TTK Általános és Földtani Tanszék, Budapest, 171 p.
- NADOR, A. 1992: Paleokarsztic features in Triassic-Eocene carbonates – Multiple unconformities of a 200 million year karst evolution, Buda Mountain, Hungary. – *Zh. Geol. Palaeont.*, Stuttgart, Teil 1.H, 11/12, 1317–1329.
- ONAC, B. & FORST, P. 2011: State of the art and challenges in cave mineral studies. – *Studia UBB Geologia* 56 (1), 33–42.
- PALMER, A.N. 2007: *Cave Geology*. – Cave Books, Dayton, Ohio, 454 p.
- PANOS, V. 1960: A Duda-hegység hévízforrás karszja és környékes lemezöldési. – *Hidrológiai Közöny* 40/5, 391–395.
- PÁSZTOR D. 2016: *Hipogén karsztosodási indokátorok a Gellért-hegyi Aragonit-barlangban*. – Diplomamunka, ELTE-TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 98 p.

SZINYOGHI G. 1984: A gömblütkék kondenzvíz-korróziós kihalulásiának elméleti fizikai leírása. – *Karszt és Barlang* 1984/1, 19–21.

SZINYOGHI G. 1987: A hévízes eredetű gömblütkés víztarték alatti kioldódásának elméleti vizsgálata. – *Karszt és Barlang* 1987/1–II, 29–31.

SZINYOGHI G. 1989: Theoretical investigation of the development of spheroidal nicles of thermal water origin – Second approximation. – *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology*, 13–20. August 1989, Budapest, III, 766–768.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1980: Új felirások a Pál-völgyi-barlangban. – *Karszt és Barlang* 1980/II, 87–92.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1989: Regional and special genetic marks of the Pál-völgy Cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. – *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology*, 13–20. August 1989, Budapest, III, 819–822.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1990: A Pál-völgy-barlang álcledéki kőtársának vizsgálata. – In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): *Jelenés a Dekey Járe Gábor Barlangkutató Csoport 1989. évi munkájáról*, MKBT, 44–52.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1993: Ritka karbonátoldós-ípusok. – *Karszt és Barlang* 1993/II–III, 29–38.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1998: Külös szakértők által végzett speciális vizsgálatok a Pál-völgy-barlangban. – In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): *Jelenés a Dekey Járe Gábor Barlangkutató Csoport 1997. évi munkájáról*, MKBT, 48–51.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2005a: A rozsodombi barlangok morfológiájának és ásványgyűjtésének összehasonlító elemzése. Comparative analysis on the morphology and mineralogy of Rozsodomb caves. – In: HÁZSIINSZKY T. (szerk.): *Hévízes barlangok genetikájának és képződményeinek vizsgálata a Pál-völgy-barlang feltételezésének 100. évfordulója alkalmából*, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT, 125–131.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2005b: A Pál-völgyi-barlang kőzetanyaga és képződményeinek vizsgálata. Rare speleothems found in Pál-völgy Cave. – In: HÁZSIINSZKY T. (szerk.): *Hévízes barlangok genetikájának és képződményeinek vizsgálata a Pál-völgy-barlang feltételezésének 100. évfordulója alkalmából*, Előadások, Budapest, 2004. június 21–24., MKBT, 118–124.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2011: A Rózsodombi barlangjának szerepe a magyar speleológia fejlődésében. The Rózsodomb caves and their contribution to the development of Hungarian speleology. – In: HÁZSIINSZKY T. (szerk.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutatók. Konferencia előadások*, Budapest, 2010. május 7–9., MKBT, 162–171.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. & KRAUS S. 1989: A melegvízes eredetű barlangok kumálásának eredményei. – *Karszt és Barlang* 1989/VI–II, 61–66.

TÓTH J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. – *Journal of Geophysical Research* 68(16), 4795–4812.

TÓTH J. 2009: *Gravitational System of Groundwater Flow. Theory. Evaluation. Utilization*. – Cambridge University Press, USA, New York, 91–102.

VENDEL M. & KISHÁZI P. 1964: Összeállítások melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-Középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. – *MTA Műszaki Tudományok Közleményei Összefoglaló Közleményei Sz.* 395–117, és 33, 205–234.

VERESS M. 2004: *A karszt*. – Berzsenyi Mihály Főiskola, Szombathely, 215 p.

VIRÁG M. 2016: Történeti áttekintés a budai barlangok feltételezéséről – a klasszikus karsztfejlesztésről a hipogei barlangképződésig. – *Karszt és Barlang* 2012–14, 24–46.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G. & LEÉL-ÖSSY S. 2011: Infiltration history of the last 50 thousand years as reflected by the anatomy of a flowstone type speleothem precipitated from dripwaters of the Pál-völgyi-Mályshégy Cave System (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). – In: CAPEZZUOLI E., BIRGI A., RICCI M. & BERTINI A. (eds): *Rend. Online Soc. Geol. It.* Vol. 16, 39–41.

VIRÁG M., KÁLMÁNFI AST H. & MINDSZENTY A. 2013: Barlangszintek, barlangi kiválások és travertinok felbeli jelenlése. – In: HÁZSIINSZKY T. (szerk.): *Budapesti Barlangok: Felületi érvelés és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 259–263.

VIRÁG M., MINDSZENTY A. & BENDÓ Zs. 2013a: A Városliget-II. fúras (Széchenyi fúrák) ásványkiválásainak minőségű a Budai Termálkarsza barlangjának számára. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapesti Barlangok: Felületi érvelés és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 270–274.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDÓ Zs. & HENEDŐS A. 2013b: Unusual speleothems from a non-spelean environment – Mineral precipitates of the Széchenyi Spa (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). – In: MADL-SZÖNTYI J., EKÖSS A., MINDSZENTY A. & TÓTH J. (eds): *International Symposium on Historical Flow Systems in Karst Regions – In honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday*. 4–7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 140.

PAVAI-YANFA F. 1930: A forró oldatok, gőzök és szikok szerepe a barlangképződésnél. – *Hidrologiai Közözlöny* 10, 115–122.

PLUMMER, L.N. 1975: Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. – *Geol. Soc. Amer. Memoirs* 142, 219–236.

POLYAK, V.J. 1992: *The mineralogy, petrography, and diagenesis of carbonate speleothems from caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico*. – Unpub. M.S. Thesis, Texas Tech. University, 165 p.

POLYAK, V.J. & PROVENCIO, P. 2001: By-product materials related to H₂S-H₂SO₄ influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. – *Journal of Cave and Karst Studies* 63/1, 23–32.

POLYAK, V.J., MCHTOSH, W.C., PROVENCIO, P. & GÜVEN, N. 2006: Alumite and natroalumite 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 Southwestern New Mexico, 203–210.

POROS, Zs. 2011: *Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary – selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks*. – PhD Dissertation, Eötvös L. University, Budapest, 141 p.

POROS, Zs., ERŐSI, A., MADL-SZÖNTYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSÖRÖG, A.É. 2010: Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karst, Hungary. – In: 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, IMAG 2010, 21 to 27 August 2010, Budapest, Hungary, *Acta Mineralogica Petrographica Abstract Series* 6, p. 465.

POROS, Zs., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PRONOK, J., GYÖMI, O., RONCHI, P. & SZÉKELY, Z. 2012: Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* 101, 429–452.

RÖNNELID, D.D. 1969: Diagenesis, chemical sedimentation and the mixing of natural waters. – *Jour. of Sed. Petr.* 39, 1188–1201.

RUSZKÁZAV-KÖRBER, Zs., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, Sz., HORVÁTH, E. & DINAI, T.J. 2005: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. – *Tectonophysics* 416, 157–172.

SÁSDI L. 1993: A Budai-hegység paleokarsztjának és fejlődéstörténetének. II. Termális hatást tükröző paleokarsztok. – *Karszt és Barlang* 1993/II, 39–46.

SCHAFERZIK F. 1921: Vizsgálata a budai hévízforrások fejlődéstörténetére. – *Hidrologiai Közözlöny* 1, 9–14.

SCHAFERZIK F. & VENDEL A. 1929: *Geológiai körülmények Budapest környékén*. – Magyar Királyi Földtani Intézet, Studium Sajóváallat, Budapest, 341 p.

SCHERER E. 1922: Hévízforrások okozta közelevitációs (hidrotermális közelevitációs) a Budai-Hilisi hegységben. – *Hidrologiai Közözlöny* II, 19–88.

SCHERER Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévízforrások tevékenységének nyomai a Budai hegységben. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve XIX/2*, 181–231.

SURÁNYI G. 2005: *Működési feltételek és fejlődési szabályok a karsztvíz elvezetésének megértéséhez*. – PhD értekezés, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 93 p.

SURÁNYI G., DOBRÁDA, E. & LEÉL-ÖSSY, Sz. 2010: Contributions of geophysical techniques to the exploration of the Molnar János Cave (Budapest, Hungary). – *Acta Carsologica* 39/3, 565–576.

SZÁBÓ V., FORZES L., HALAS, S., PELC, A. & DEAK J. 2009: A budapesti hévízek szulfidjának eredete stabilizációs mérések alapján. – *Geotudományok, A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászati és Földrajzi Tanszék, Budapest, 232–234.*

SZÁBÓ Z. & LEÉL-ÖSSY Sz. 2013: Az óbudai Királyi-barlang – a budai barlangok legújabb „ékszerdoboz”. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapesti Barlangok: Felületi érvelés és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 232–234.

SZANYI Gy. 2007: *Budai barlangok kalcifikáltságának ún. karsztos kémiai hátterének vizsgálata*. – Diplomamunka, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 58 p.

SZANYI Gy., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ÖSSY Sz. & VARGA Zs. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiumelkedéséből eredő barlangi lemezes kalcifikációk ún. karsztos kémiai hátterének vizsgálata. – *Földtani Közözlöny* 139/4, 353–366.

SZANYI Gy., SURÁNYI G. & LEÉL-ÖSSY, Sz. 2012: Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. – *Quaternary Geochronology* 14, 18–25.

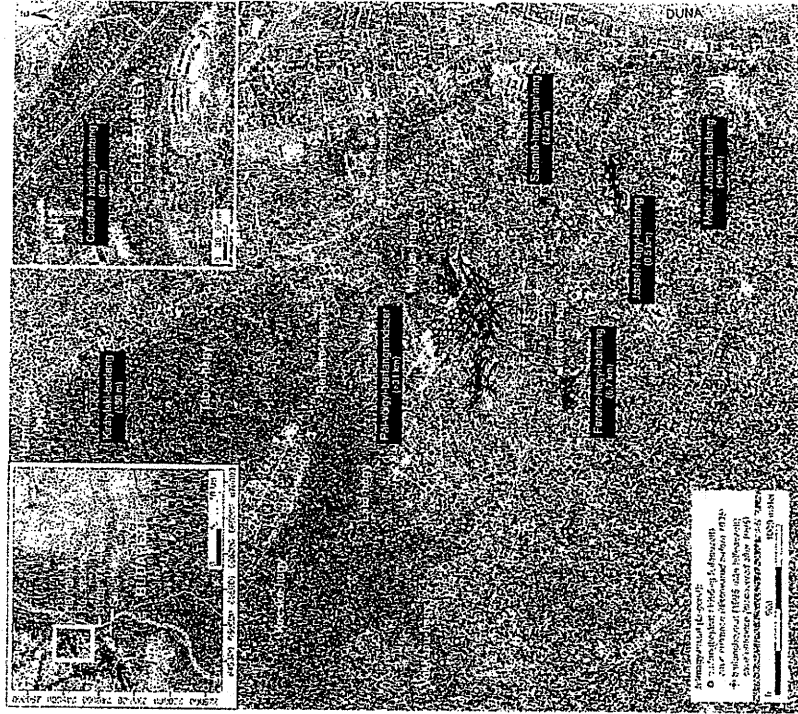
SZEKELY K. 2003: Gellérthegy-barlang. – In: SZEKELY K. (szerk.): *Magyarország fókuszban nézett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 252–254.

SZINYOGHI G. 1982: A hévízes eredetű gömblütkék kioldódásának elméleti vizsgálata. – *Karszt és Barlang* 1982/II, 83–88.

Ábramutáráások és ábrák, táblázatok:

1. ábra. A budai Rózsadomb és Gellért-hegy barlangjainak (barlangi polygonok) térképe (barlang adatak: Országos Barlangnyilvántartás 2017, térkép alap: Google Earth, IKONOS, szerkesztette: Virág M., 2017).

Figure 1. Cave-polygons displayed on the Google Earth IKONOS map of Rózsadomb and Gellért-hegy and its surrounding (speleological data from the National Cave Register 2017, compiled by M. Virág 2017).



VIRÁG M., MINDSZENTY A. & BENŐ ZS. 2013b: Az Ósármis kútelemezei. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 188–191.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., WEINDINGER T., MOLNÁR M., BENŐ ZS., TAROS P. & MÁRDI NÉ SZÁNYI L. 2013c: A Rudas (Rúd) temetője. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 191–199.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENŐ ZS., WEINDINGER T., MOLNÁR M., PÁL-SOMOGYI K., KÜLL-SZÓRNYI J. & VEJES V. 2013d: Anthropogenically modified hydrological changes recorded by a ~120 years old flowstone-like travertine (Rudas Spa, Budapest, Hungary). – In: MÓRDI-SZÓRNYI J., ERŐSS A., MINDSZENTY A. & TÓTH A. (eds.): *International Symposium on Microtextural Flow Systems in Karst Regions – In Honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday*. 4–7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 138.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., LEÉL-ÖSSY SZ. & SURÁNYI G. 2013e: Gellért-hegyi-arcanyilbarlang. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 181–186.

VIRÁG M., SURÁNYI G., KARPOS A. & MINDSZENTY A. 2013f: A Gellért-hegyi kistarlangok vízrajzához kapcsolódó kutatás. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 257–259.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., MOLNÁR M. & LEÉL-ÖSSY SZ. 2013g: A Baloskonca csapadékvízvisz. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 245–248.

VIRÁG M., TASAČANSÉ DOLNER K. & SURÁNYI G. 2013h: A Budai-hegység legújabb vízszint-esetkérvé: az Óbácsi-csapadék. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 242–245.

VIRÁG M., TASAČANSÉ DOLNER K. & LEÉL-ÖSSY SZ. 2013i: Barlangi kivilágítások (speleotermák). – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 248–252. (116. oldatalán, p. 249.)

VIRÁG M. & SZABÓ Z. 2013: Mellár János-barlang – a rendszer jelenleg is aktív tagja. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 228–232.

VIRÁG M., HEGEDŰS A. & SURÁNYI G. 2014: Szepelentémi-épképzéssel az egykori termálvizek nyomában. – In: VYESS M. & ZERTAI Z. (szerk.): *Középföldés NYH. Alisztrakti kötet, 2014. június 30. június 1. Bük-Szentbáthely, p. 13.*

VIRÁG M., MINDSZENTY A., KISS K., KELE S., CZUPPON, GY., PALCSÓ, L., SURÁNYI, G., BRAUN, M., WEINDINGER, T., HEGEDŰS, A. & LEÉL-ÖSSY, SZ. 2015: Superimposition of hypogenic and epigenetic karst processes documented by speleothems of the Szentlélek Cave (Budapest, Hungary). – In: *Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology, International Association of Sedimentologists, Polish Geological Society, 22–25 June 2015, Krakow, Poland*, p. 564.

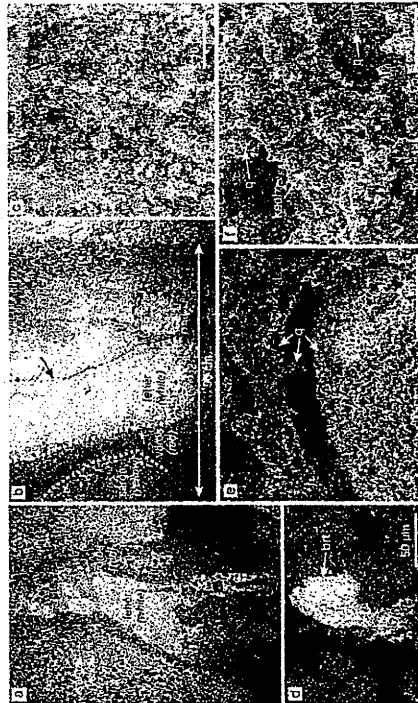
VIRÁG M., MINDSZENTY A., KELE S., CZUPPON, GY., SURÁNYI G., BRAUN, M., PALCSÓ, L., RUTO, L., HEGEDŰS, A., KISS, K., SZIEBERT, D. & LEÉL-ÖSSY, SZ. 2016: Study of speleothems and other thermokarst features in the caves of Rózsadomb (Budapest, Hungary). – In: OTTENCAMP, B. & GÖTTSCHEW, P. (eds.): *Praktischer 24th International Karstological School "Classical Karst", Abstract & Guide Book, 13–17 June 2016, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Slovenia*, p. 34.

VONKAS F. 2013: *Kapár értéktérkép vizsgálata rózsadombi barlangokban*. – Diplomamunka, NYME-SEK-ITK Természetrajzi Tanszék, Szombathely, és ELTE TTK Állattud. és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 78 p.

VOROS P., VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENŐ ZS., NÉMETHI T. & LEÉL-ÖSSY SZ. 2013: Eötvös közepeti árszint-repedésállomásokhoz kapcsolódó elváltozást zónák a budai barlangokban. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest, földtani értekek és az ember. Városgéológiai tanulmányok (In urbe et pro urbe)*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 34–39.

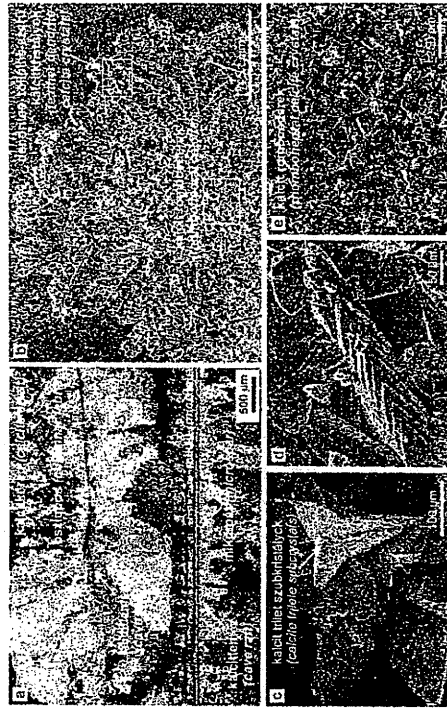
2. ábra. Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. A: Ásványtelérek mentén létrejött kovás elváltozott zóna (Pál-völgyi-barlang); B: Elváltozott zóna részlete, az eredeti ásványteler közepén nyílal jelölve (Pál-völgyi-barlang); C: Jarosit (Molnár János-barlang, SEM); D: Részben degradálódott barit (brt) az elváltozott zóna közepén (Hídeg-lyuk, SEM); E: Kiválasztott kagylóhéj helyén képződött kvarc/kova (q) (Mátyás-hegyi-barlang, SEM); F: Elváltozott zóna fehér sávjában képződött kaolinit (kaol) és kvarc/kova (q) (Pál-völgyi-barlang, SEM). Fotók: Virág M. (A, D), Bendő Zs. (C-F).

Figure 2. Siliceous altered zones in the caves of Rózsadomb. A: Siliceous altered zones evolved along the mineral veins (Pál-völgy Cave); B: Details of an altered zone. The original mineral vein indicated by white arrow (Pál-völgy Cave); C: Jarosite (Molnár János Cave, SEM); D: Partly degraded barite (brt) in the middle of the altered zone (Hídeg-lyuk, SEM); E: Quartz/silica (q) precipitation replacing the dissolved carbonate shell of a Pecten (Mátyás-hegy Cave, SEM); F: Kaolinite (kaol) and Quartz/silica (q) precipitated in the white band of altered zone (Pál-völgy Cave, SEM). Photos: M. Virág (A, D), Zs. Bendő (C-F).



3. ábra. Kalcitfळेmezek. A: Viz alatt lováltb vastagított kalcitfळेmez mikroszkópى képe (Szeamló-hegyi-barlang, XN); B: Kalcitfळेmez belső alap romboédereى és dendrites, tollpíne szerű kalcitkristályok tovább növekedéseى a szegélyen (Gellért I. Ósforrás, SEM); C: Kalcit dendrites kristályok trilet szabkristályai (Gellért tó, SEM); D: Kalcit trilet szabkristályok (3/6 ábra) részlete (Gellért I. Ósforrás, SEM); E: Kalcitfळेmez kezdeti, hecső alap romboédereى (3/6 ábra részlete) (Gellért I. Ósforrás, SEM). Fotók: Virág M. (A, C), Bendő Zs. (B, D, E).

Figure 3. Cave rafts and its phreatic overgrowth of calcite crust under polarization microscope (Szeamló-hegy Cave, XN); B: Cave raft and its detrital. Rhombohedral calcite crystals on central base of cave raft. Feather-like dendrite calcite crystals overgrowing on the edges of the central part of cave raft (Gellért I. Spring, SEM); C: Calcite trilete subcrystals of dendrite fabric (Gellért tunnel, SEM); D: Details of rhombohedral calcite crystals on central part of Figure 3/6 (Gellért I. Spring, SEM). E: Details of rhombohedral calcite crystals on central part of Figure 3/6 (Gellért I. Spring, SEM). Photos: M. Virág (A, C), Zs. Bendő (B, D, E).

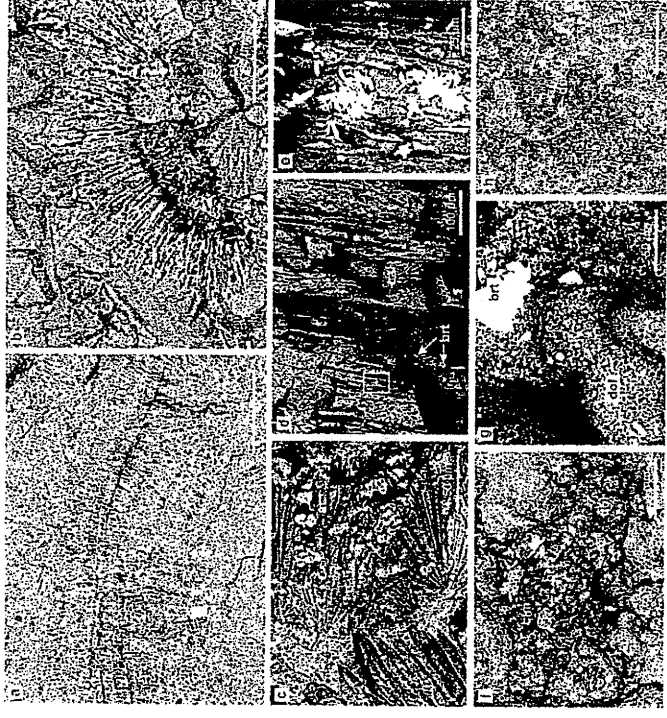


4. ábra. Borsókö. A: Borsókö belső sávjai: kalcit (cal) és aragonit (ar) tűk, közte apró barit (brt) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); B: Borsókö házisa (kezdeti aragonit tűk: ar), és rajta tovább növekedő kalcit (cal) kristályok (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); C: Aragonit tűk (ar) részlete (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); D: Aragonit (ar) tűk között képződő kalcit (cal) és tabuláris barit (brt) kristályok (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); E: Aragonit (ar) tűkben növekedő tabuláris barit (brt) részlete (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); F: Porózus borsókö pórusaiban képződött barit (brt), dolomit (dol) és agyagsaványok (clm) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); G: A pórusokban képződött dolomit (dol) és barit (brt) részlete (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); H: Felülethez mikrobiális képződményekkel kapcsolódó dolomit (dol) kristályok (Szemlő-hegyi-barlang, SEM). Fotók: Virág, M.

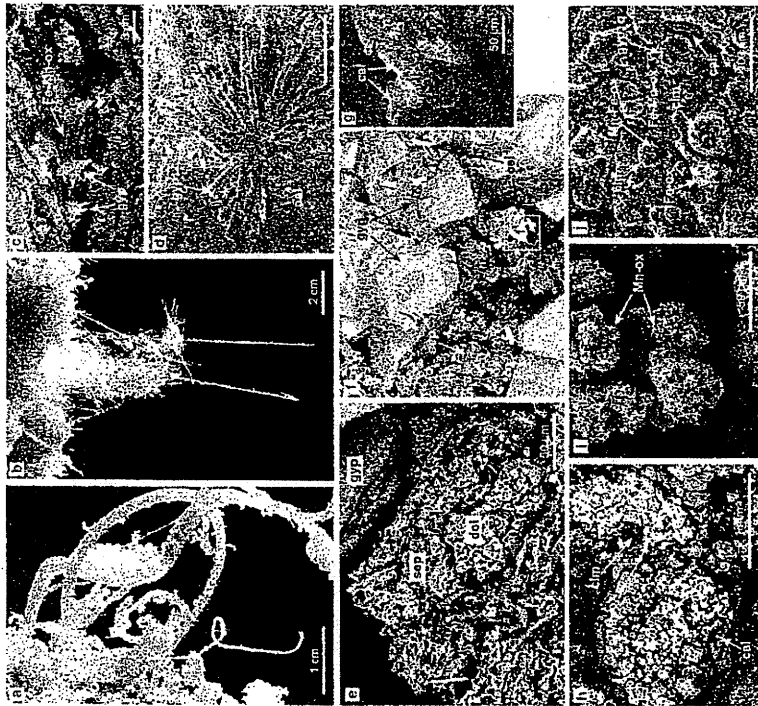
Figure 4. Cave coralloid. A: Calcite (cal) crystals, aragonite (ar) needles with small sized barite (brt) as internal bands of cave coralloid (Szemlő-hegy Cave, SEM); B: Base of cave coralloid made of aragonite (ar) needles overgrown by calcite (cal) crystal on the needles (Szemlő-hegy Cave, SEM); C: Details of aragonite (ar) needles (Szemlő-hegy Cave, SEM); D: Calcite (cal) and tabular barite (brt) crystals among the aragonite (ar) needles (Szemlő-hegy Cave, SEM); E: Details of tabular barite (brt) growth on the aragonite (ar) needles (Szemlő-hegy Cave, SEM); F: Barite (brt), dolomite (dol) and clay minerals (clm) in the pores of porous cave coralloid (Szemlő-hegy Cave, SEM); G: Details of dolomite (dol) and barite (brt) crystals growth in the pores (Szemlő-hegy Cave, SEM); H: Possibly microbially mediated dolomite (dol) crystals (Szemlő-hegy Cave, SEM). Photos: M. Virág.

5. ábra. Gipsz és vas-mangán-oxid (hidroxid) kiválások. A: Gipsz „kigyók” (Cladella-kristálybarlang); B: Gipsz szálok, tűk (Cladella-kristálybarlang); C: Gipsz „övösek” (gyp) és mangán-vas-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat az agyagos, oldott márga oldalafalon (Molnár János-barlang); D: Gipsz csillagok (gyp) a kalcit (cal) kiváláson (érintési szintőlördőn) (Török-forrás-barlang, SEM); E: Gipszkéreg (gyp) és kalcit kiválások közötti zónájában: dolomit (dol) és szepiolit (sep) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); F: Gipszkéreg (gyp) közötti zónájának pórusaiban cölesztin (cel) és szepiolit (sep) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); G: Cölesztin (cel) (5f. ábra részlete) (Szemlő-hegyi-barlang, SEM); H: Kalciton (cal) vas-mangán-oxidos (Fe-Mn-ox) kiválás és agyagsaványok (clm), a kalcitkristályok felületének visszoldódásával (Királylakt-barlang, SEM); I: Mangán-oxidos (Mn-ox) kiválás, bevonat (Molnár János-barlang, Szt Lukács-ág, SEM); J: Szepiolit felületének ásványkiválási: Mn-Fe-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat, agyagsaványok (clm), gipsz (gyp), kvarc (q) és visszaoldott kalcitkristály (cal) (Molnár János-barlang, SEM).
Fotók: Kovács R. (A, B), Virág M. (C-J).

Figure 5. Gypsum and Fe-Mn-oxide (hydroxide) speleothems. A: Gypsum „snake” (Cladella Crystal Cave); B: Fibrous gypsum and cave cottons (Cladella Crystal Cave); C: Gypsum „thorns” (gyp) and Mn-Fe-oxide coated speleothems on the clayey originally moist cave wall (Molnár János Cave); D: Gypsum „stars” (gyp) on the folia calcite speleothems (Török Spring Cave, SEM); E: Dolomite (dol) and sepiolite (sep) at the altered contact zone between the gypsum crust (gyp) and its calcite substratum (Szemlő-hegy Cave, SEM); F: Celestite (cel) and sepiolite (sep) in the pores of altered contact zone between the gypsum crust (gyp) and its calcite substratum (Szemlő-hegy Cave, SEM); G: Celestite (cel) (Details of Figure 5/F) (Szemlő-hegy Cave, SEM); H: Fe-Mn-oxide coated speleothems and clay minerals (clm) on the dissolved surface of calcite (cal) crystals (Királylakti Cave, SEM); I: Manganese-oxide (Mn-ox) coated speleothems (Molnár János Cave, St Lukács passage, SEM); J: Mn-Fe-oxide coated speleothems, clay minerals (clm), gypsum (gyp), quartz (q) and dissolved calcite (cal) crystals as cave minerals on surface of smectite (Molnár János Cave, SEM).
Photos: R. Kovács (A, B), M. Virág (C-J).



4. ábra



5. ábra

1. táblázat. Az 1995 óta felfedezett barlangok hosszúságuk és vertikális kiterjedésük (barlang aljakok; Országos Barlangnyilvántartás 2017).
Table 1. Cave discovered after 1995 and its horizontal and vertical extent (speleological data from the National Cave Register 2017).

Kataszteri szám	Barlangnév	Felfedezés éve	Hosszúság (méter)	Vertikális (méter)
4762-24	Decimus-barlang	1996	28	13
4762-28	Verecke út 115. szám alatti barlang	1996	24	4,9
4763-35	Remethegyi köz 1. sz. barlang	1998	15	0
4763-36	Remethegyi köz 2. sz. barlang	1998	3	0
4762-19	Törökveszi út 133d barlangja	1998	15	10,2
4762-20	Törökveszi út 121b barlangja	1999	2,4	2,1
4762-29	Szalnaindra-árcsai-barlang	1999	15	13
4762-66	Pusztaszéri-barlang	2000	27	10
4762-56	Ferenc 1. sz. barlang	2001	32	11
4762-57	Ferenc 2. sz. barlang	2001	15	10,1
4762-58	Ferenc 3. sz. barlang	2001	10	4,5
4762-59	Ferenc 4. sz. barlang	2001	18	7,8
4762-60	Ferenc 5-6. sz. barlang	2001	103	30
4763-8	Ferenc 1. sz. barlang	2001	18,7	9,7
4763-7	Óbuda 2. sz. barlang	2001	21	7
4730-6	Tanára-barlang	2001	18	8,7
4762-23	Alibi 1. sz. barlang	2002	22	13
4762-22	Alibi 2. sz. barlang	2002	19	8,5
4763-3	Patricia-barlang	2003	2,5	2,5
4763-9	Kiseifl-barlang	2004	50	10
4762-65	Felhevíz-barlang	2005	11	9
4732-29	Citellia-kristálybarlang	2007	60	18
4762-73	Plinkösüti-barlang	2007	13	9,4
4762-75	Origo-barlang	2008	26	16
4762-5	Szent Lukács-kristályág	2008	36	4,5
4762-77	Józsefhegyi 4. sz. barlang	2009	31	8,5
4763-37	Mátyas-hegyi köljető 2. sz. terege	2009	8	2,5
4763-38	Mátyas-hegyi köljető 3. sz. terege	2009	8	5
4762-80	Kamilla-barlang	2010	23	6,3
4762-79	Nagyholdgasszony-barlang	2010	11	6,5
4763-39	Királylaki-barlang	2011	380	34
4762-82	Verecke út 69. szám alatti barlang	2015	8,4	6,5

2. táblázat. A budai barlangok ásványkiválásai (KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ÖSSY 1995, 1997, 2005, 2014; TAKÁCSNE BOLNER 2005a, 2011 munkái és újabb eredmények alapján összeállításban; VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013h, módosítva és kiegészítve; terminológia: HILL & FORTY 1997 és PALMER 2007 nyomán).
Table 2. Cave minerals in the Buda Thermal Karst (based on KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ÖSSY 1995, 1997, 2005, 2014; TAKÁCSNE BOLNER 2005a, 2011, modified after VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013h; terminologia after HILL & FORTY 1997, PALMER 2007).

Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
Bárlangi kiválások (a fő fregképződéssel egyidejű vagy később keletkezett): *bárlangképződésnél idősebb; (*) kovás elváltozott zóna:			
KARBONÁTOK:			
kalcit	CaCO ₃	pát, telér* / -farkosfog kalcit (szkalenoéder), izometrikus "gömbkalcit"	mélyfreatikus zóna/hidrotermás
		boxwork*	freatikus zóna
		freatikus (karfolszerű) kalcitkéreg - bárlangi karfó - rétegzett kalcitbevonat	nyílt tükri tó, freatikus zóna
		kalcitkéreg (halmaza: bárlangi kúp, bárlangi "karácsonyfa")	nyílt tükri tó, freatikus-vadózus határa
		apadási színű borda	nyílt tükri tó, freatikus-vadózus határa
		medenceujj	nyílt tükri tó, freatikus-vadózus határa
		borsókó (közönséges - , huzat - , füveggyomb - , pozitív borsókó)	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
		borsókókúp - borsókógyertya (lozomit), borsókófüggöny (fogott)	felszálló pára/beszivárgó víz? (evaporáció), vadózus
		tábla, perem	felszálló pára, vadózus zóna
		bárlangi gyöngy	beszivárgó víz (több csepegő víz), vadózus zóna
		szfahalit, szfalogmit, cseppkősztop	beszivárgó víz (csepegő víz), vadózus zóna
		(mikro)teturita, "mészutalag"	beszivárgó víz (folyó víz), vadózus zóna
		cseppkőkéreg, lefolyás, cseppkőzárvány	beszivárgó víz (lefolyó víz), vadózus zóna
		heliklit	beszivárgó víz (kapillaris víz), vadózus zóna
		cseppkőszínű (gallér), medencepát (-hidrogén vizes kalcit romboéder), kehely	beszivárgó víz (tó), vadózus zóna
cseppkő-tornyocska, cseppkőtölcsér	beszivárgó víz, vadózus zóna		
szeptárium-boxwork (száradási repedésben kalcit)	beszivárgó víz, vadózus zóna		
hegyitei, por	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna		
aragonit	CaCO ₃	kristályhokor (kristályú), „frostwork“	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
hidromgnezit	Mg ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂ ·xH ₂ O	hegyitei, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
hunti	CaMg ₂ (CO ₃) ₂	hegyitei, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	por, tó, "hegyitei" (mikrobiális?)	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
magnezit	MgCO ₃	borsókó, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus

OXIDOK ÉS HIDROXIDOK:			
kvarc, kovát (*)	SiO ₂	póruskitöltés mikropát (*)	elváltozott zóna/üledékkitöltés
goethit (*)	Fe(OH)	bevonat, telér*, gumó* (oxidáció)/szonitit (mikrobiális, "cseppkő", üledék)	nyílt tükri tó (felet)/oxidáció/elváltozott zóna (freatikus, vadózus zóna)
hematit	Fe ₂ O ₃	bevonat (mikrobiális), telér* (oxidáció), üledék	nyílt tükri tó (felet)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
romanechit	(Ba,H ₂ O) ₂ (Mn ²⁺ ,Mn ³⁺) ₂ O ₁₀	bevonat (mikrobiális), üledék	nyílt tükri tó (felet)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
hollandit	Ba(Mn ²⁺ ,Mn ³⁺) ₂ O ₁₀		
todorokit?	(Na,Ca,K,Ba,Sr) ₂ (Mn,Mg,Al ₂) ₂ O ₁₀ ·3-4H ₂ O		
birmisit?	(Na,Cu,K ₂ ,K ₂)(Mn ²⁺ ,Mn ³⁺) ₂ O ₁₀ ·x 1.5 H ₂ O		

43

Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
SZULFÁTOK:			
barit	BaSO ₄	pát, telér* / mikropát (mikrobiális?)	mélyfreatikus zóna/hidrotermás/vadózus zóna?
gipsz	CaSO ₄ ·xH ₂ O	gipsztör, gipszcillár (durva kristályos)	freatikus/vadózus zóna?
		durvakristályos kéreg, aprókristályos bevonat	evaporáció, vadózus zóna
		gipszvirág, gipszkő	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz-szál (árványhag), gipsztó (azvut felszínén)	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz-hólyag	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz "cseppkő" (szfahalit)	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna
szelenit (fűtészó durva kristályok, ayyagban), gipsz "tövis"	evaporáció, vadózus zóna		
gipszcillag (mikrobiális?)	evaporáció, vadózus zóna		
cöleszít	SrSO ₄	mikropát	(felszínkéreg-szubsztrátum határán), vadózus zóna
thenardit	Na ₂ SO ₄	kristályszálak	evaporáció, vadózus zóna
pentahidrit	MgSO ₄ ·x3H ₂ O	kristályszálak „por“	evaporáció, vadózus zóna
hexahidrit	MgSO ₄ ·x6H ₂ O	kristályszálak „por“	evaporáció, vadózus zóna
epszomit	MgSO ₄ ·x7H ₂ O	virág, kő	evaporáció, vadózus zóna
aluna (*)	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
jarosit (*)	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna

EGYEBEK (nem szorosan a bárlangképződéshez kötődő ásványok, ásványcsoportok):

SZULFIDOK:			
pirit*	FeS ₂	telér, gumó (oxidálódik goethit), hintett	mélyfreatikus zóna/hidrotermás/üledékes környezetben
markazit*	FeS ₂	gumó (oxidálódik goethit)	mélyfreatikus zóna/hidrotermás/üledékes környezetben
cinnabarit	HgS	pát, telér, hintett*	hidrotermás
melnicinabarit	Hg ₂ S	pát, telér, hintett*	hidrotermás

HALOGENIDEK:			
fluorit*	CaF ₂	telér	mélyfreatikus zóna/hidrotermás

"Ágyagásványok" (SZILIKÁTOK):			
kaolinit (*)	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	póruskitöltés (mikropát (*), "por"), üledékkitöltés	elváltozott zóna/üledékkitöltés
halloszít	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ ·(H ₂ O) ₂	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
szepiolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ ·x 6 H ₂ O	pórusokban "por"	(gipszkéreg-szubsztrátum határán), vadózus zóna
illit	(K,H ₂ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·(H ₂ O)	üledékkitöltés (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
szmektit csoport	(Na,Ca) ₂₋₃ (Al,Mg) ₂ (Si ₂ O ₇)(OH) ₂ ·x nH ₂ O	üledékkitöltés (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
citkon	ZrSiO ₄	üledékkitöltésben	üledékkitöltés
gránát (csoport), piroxén (csoport) - augit?		üledékkitöltésben	üledékkitöltés

44

