

A BUDAI-HEGYSÉG PALEOKARSZTJAI ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÜK II. Termális hatást tükröző paleokarsztok

Sásdi László

ÖSSZEFOGLALÁS

A Karszt és Barlang 1991. I–II. számában a Budai-hegység triástól az alsó-oligocénig tartó, hidrotermális hatást nem tükröző paleokarsztjáról, fejlődéstörténetéről számoltunk be. A II. részben a hidrotermális karszt fejlődését követhetjük nyomon, mely az eddigi adatok alapján több fázis eredményeként alakult ki. A első — egyelőre csak feltételezett fázis — a felső-kréta–eocén trópusi karsztosodás mélykarsztjához kapcsolódhat. A második ún. zárt cellás fázis már az oligocén időszak folyamán is elkezdődhetett. A harmadik — részben nyíltkarsztos fázis — a plio-pleisztocénben kezdődött és napjainkban is tart. Ez utóbbihoz alárendelt szereppel nem termális karsztosodás is kapcsolódik.

Bevezetés

A Budai-hegység termálkarsztjának vizsgálata a hidrotermális ásványkiválások tanulmányozásától kezdve a barlangok részletes leírásáig számos kutatót foglalkoztatott, s a publikációk száma is igen jelentős. Jelen tanulmányban a már ismert és elfogadott elméletek csak érintőlegesen szerepelnek a logikai összefüggések könnyebb megértése miatt, s inkább az új adatok ismertetésére és értelmezésére kerül a fő hangsúly.

Kréta–eocén feltételezett termálkarszt

A felső-kréta–eocén folyamán a Budai-hegység területén igen jelentős trópusi karsztosodás történt (WEIN 1977), melyet egykori töbrökben felhalmozódott bauxitok, helyenként üregkitöltések bizonyítanak (NÁDOR–SÁSDI 1991). A földtani adatok tanúsága szerint a hegység máshol helyezkedett el, felszíni ösföldrajzi környezete azonban hasonló lehetett a maihoz. Ez alapján a felszíni karszthoz kapcsolódhattak a mélyben olyan triász közettömegek, amelyek részrendszerében mélységi karsztosodás történhetett, esetleg jelentősebb üregképződéssel.

Sajnos ennek az ősi freatikus (hidrotermális 7) fázisnak a nyomait nem tudjuk biztosan felismerni, ill. bizonyítani, hiszen ha keletkeztek is üregek, azokat a későbbi fázisok feltehetően elmosták, az egykori karsztosodáshoz esetleg kapcsolódó mésztufa előfordulások felszínen pedig ismeretlenek. Egyedül azok az eocén édesvízi mészkő rétegek utalnak erre a karsztosodásra, melyeket a medence területek fúrásaiból és bányavágataiból ismerünk (Nagykovácsi, Solymár) a széntelepes üledékek fekvésében. A földtani felépítés és a terület akkori, részben kiemelt térszíne miatt a lehetőség fennállhatott, hogy a karszttömegek mélyén a karsztvíz felmelegedjen és termális komponensként a karsztforrások vizét táplálja, freatikus, keveredési korróziós üregeket létrehozva.

Az eddig leírtak természetesen inkább csak ötletszerű felvetések, de az említett karsztfázis kimutatásával mindenképpen érdemes lenne foglalkozni a teljesebb megismerés érdekében.

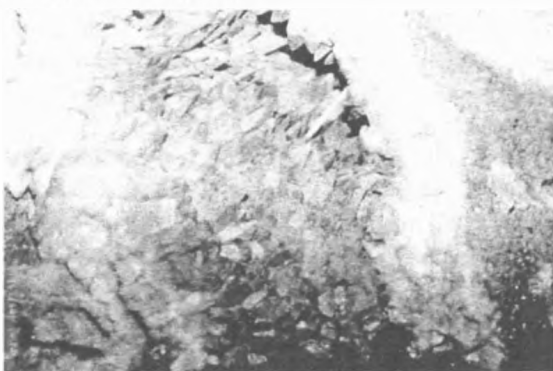
Oligocén–miocén zárt cellás hévizes tevékenység

Az eocén folyamán a Budai-hegység területét egyre inkább elborította a tenger, amelyben először mészkő,

majd márgás üledékek rakódtak le. Az ezt követő oligocén idején a partszegélyen homokkő, beljebb Tardi Agyag, majd a tenger térhódításával összefüggően a nagy üledékvastagságú Kiscelli Agyag (WEIN 1977) rétegei ülepedtek le. Az oligocén második felére a hegység teljes területe fedetté vált és nagy mélységbe került (min. 500–700 m). A vastag vízzáró üledék fedő és a mélység kitűnő lehetőséget teremtett a karsztrendszerben az ún. zárt cellás hévizes tevékenység (KOVÁCS–MÜLLER 1980) kialakulására. A zárt rendszerben a hőkülönbségek okozta konvekciók áramlás tette lehetővé kezdetben kisebb üregek kialakulását, majd azokban az ásványok keletkezését.

A karsztfázis ásványkiválásait SCHAFARZIK (1928) írta le először, s ő állított fel egy lehetséges kiválási sorrendet. A termális eredetet az elmúlt években végzett stabil izotóp mérések, folyadékzárvány (hőmérséklet) vizsgálatok és aktuálgeológiai megfigyelések (DUBLJANSZKIJ 1991, FORD–TAKÁCSNÉ 1992, GATTER 1985) extrapolálása igazolta. Az ásványkiválások keletkezési hőmérsékletét különböző szerzők jelentős eltéréssel adták meg, ezáltal a hidrotermális tevékenység időpontja is kérdéses.

A zárt cellás hévizes fázis első kiválási termékének a kalcit-1-et tarthatjuk (KRAUS 1982). A kalcit (1. fotó) helyenként akár ember számára is járható méretű üregek falán található (Pál-völgyi-, Mátyás-hegyi-barlang, Martinovics-hegyi üreg). A fennőtt szkaloóder kristályok nagysága néha az 5 cm-t is meghaladja, zárványként pirit utáni limonit pszeuromorfózákat találhatók benne. GATTER vizsgálatai alapján a kalcitkristályok keletkezési hőmérséklete 130–160 °C, DUBLJANSZKIJ szerint 45–70 °C közötti. A kiválás alkáli-alkáliföldfém-kloridos-szulfátos rendszerben történt.



1. fotó. Kalcitkristályok a Pál-völgyi-barlangban

A kalcit-1 után képződött barit-1 fázis kristályait szintelen vagy fehér, 1–2 mm-es táblás baritkristályok képviselik.

A következő fázisban egy kalcit–barit–kalcit fázist sikerült igazolni. Legszebb telérei és kristályegyedei a Mátyás-hegy K-i kőfejtőben található, ahol a Barit-barlang egyes járatai (pl. bejárati zónája) ebben az időszakban alakultak ki, így ezek az üregrészek a Budai-hegység bizonyítottan legidősebb önálló hévizes járatai.

A Ferenc-hegyi-barlang járatainak irányát meghatározó nyílt hasadékokat szintén e fázis kristályai töltik ki. A kalcitok fehér vagy áttetsző szkaloóder kristályból állnak, míg a baritot borsárga, táblás, helyenként 1–2 cm nagyságú kristályok jellemzik. GATTER (1985) folyadékzárvány vizsgálatai alapján a barit 210–240 °C hőmérsékleten vált ki, míg DUBLJANSZKIJ (1991) ezt 40 °C körülire teszi. A baritkristályok tövében néhol metacinnabarit szemcsék ismerhetők fel (PELIKÁN szóbeli közlés, OZORAY 1961). Helyenként a 3 kiválás egy telérben vizsgálható, máshol azonban külön teléreket alkot, ami ekkori tektonikára, új, nyílt hasadékok keletkezésére is utalhat.

Az ismertített kiválások után egy limonitos fázis különíthető el. E fázis termékének tartható a Batori-barlangban egykor bányászott vasérc, melynek nemesfém tartalma (VAJNA 1973) hidrotermális eredetet bizonyít.

A következő fázist a rózsadombi barlangokban és kőfejtőkben közismert ún. kovásodott zónák (2. fotó) keletkezése jelentette, melyek a megfigyelések alapján a zárt cellás hidrotermális folyamat utolsó fázisában jöttek létre. A zónák vastagsága 5–10 cm-től kb. 2 m-ig terjed. Színük általában fehér, széleiken a vastartalom miatt rozsdabarna. A színzónáság feltehetően a vasvegyületek szélek felé vándorlásának a következménye. A zóna — bár helyenként mészkőben is megfigyelhető — lényegesen gyakoribb és jelentősebb az eocén márgás kőzetekben. Számos helyen tanulmányozható e zóna alja (Mátyás-hegyi-barlang: Toldy-ág) és teteje (Mátyás-hegyi-barlang: Nagy-terem, Zsilett), ez utóbbi metszete helyenként kitöltött hosszúkas gömbüst jellegűen végződik, lándzsa szelvényt mutatva. Az átalakulás során a nummuliteszek vázai kioldódtak, míg a kagylók és bryozoák átkovásoztak. Mérések szerint az átalakulás során a 2,5–2,7 g/cm³ térfogat-

súlyú márgás alapkőzetből $1,1 \text{ g/cm}^3$ térfogatsúlyú porózus szerkezetű anyag keletkezett, így az alapkőzetnek mindössze 40%-át találjuk meg a zónában. Ennek 65%-a kvarc, 35%-a agyagásvány. Az adatok alapján nem elsődleges kovásodás történt, hanem egyszerű kioldódás.

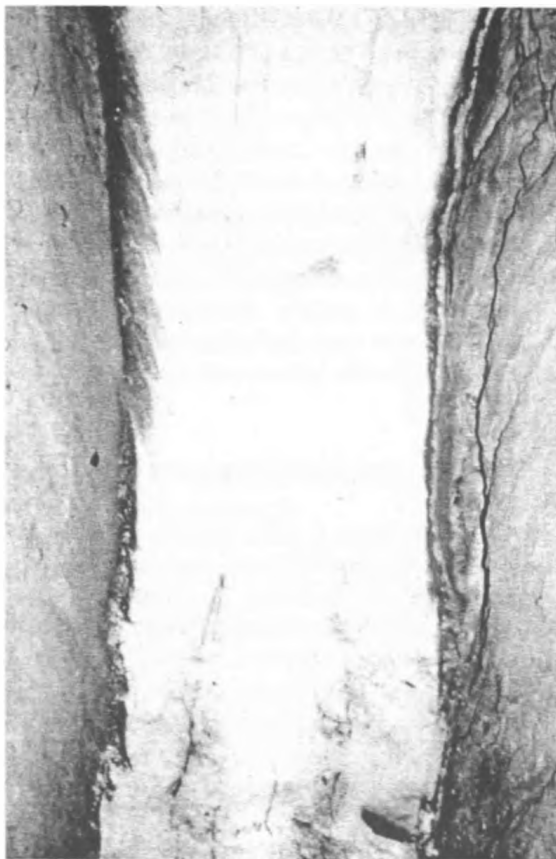
A már említett ásványkiválási fázisokat követően kis mennyiségű agresszív víz jutott a törésvonalakon keresztül a kőzetbe, mely a mészanyagot (aragonit) kioldotta. Ez az oldás a márgában szembevető, hiszen itt az agyagásvány tartalom miatt a mészoldás oldalirányban távolabb terjedhetett. Ezek szerint az ún. kovásodott zónák anyaga egyszerű kőzetoldási maradék. A kagyló héjak és bryozoa vázok kovásodása a megváltozott körülmények között később következhetett be, amikor az agyagásványok egy része lebomlott. Egy adott egyensúlyi állapot eléréseig a helyben keletkezett kvasav-tartalom egy része a kalcit-tartalommal kicserélődött, majd annak hiánya után kivált. Ezért figyelhető meg a kvarc-szemcsék tovább növekedése, a megmaradt ősmaradvány héjak átalakulása. A kvarc továbbnövekedése *GATTER (1985)* szerint 200°C körül zajlott.

A „kovazónák” és a megelőző ásványkiválások sorrendjét az döntötte el, hogy kovazónát (továbbiakban kioldott zóna) metsző ásványtelért nem találunk, a zóna tengelyvonalában viszont kalcit és barit telért egyaránt. Amennyiben későbbi lenne az ásványkiválás, úgy a zóna pórusait kalcit és barit töltötte volna ki.

A hévizes tevékenység korára vonatkozóan egyértelmű támpontokkal nem rendelkezünk, így a datálás régebbi szerzők alapján is hipotetikus. A kovásodást *BÁLDI-NAGYMAROSI (1976)* a Kiscelli Aggyag lerakódását megelőzőnek tartja — priabónai andezit-vulkanizmus utóhatása — mert az agyagban a kovásodást nem észlelték. Fentiek alapján viszont nem is észlelhető, mert elsődleges kovásodás nem történt.

Ha az időpontra vonatkozó állítást elfogadjuk, úgy már az oligocén elején igen jelentős, többfázisú tektonizmusnak kellett volna zajlania a telérek és törésvonalak gyakorisága, illetve szórt irányjai miatt, ez pedig nem valószínű.

Más szerzők (*MÜLLER 1974, KRAUS 1982, NÁDOR 1991*) az egész hidrotermális fázist a Szentendre–Visegrádi-hegység bádeni andezit-vulkanizmusának hatásával magyarázzák. Ennek többek között az a tény mond ellent, hogy a kalcitos–baritos



2. fotó. Kovásodott zóna

telérek és kioldott zónák legnagyobb számú előfordulásai a vulkáni hatóterülettel dél felé távol esnek, centruma a Rózsadombon található. A vulkáni terület melletti Pilis hegységi karszterületen ismerünk kalcit (Pilis-tető), gyéren barit teléreket (Hosszú-hegy), azonban meglepően kis mennyiségben, legtöbbit a Róka-hegyi-kőfejtőben.

Másik ellentmondás a fiatal miocén zárt cellás fázist illetően az ősföldrajzi képben mutatkozik. A földtani vizsgálatok alapján a Budai-hegység a miocénben előbb szigetként, majd félszigetként emelkedett ki a tengerből, melynek partszegélyi üledékeit a hegység nyugati és déli mai szegélyén találjuk meg. A szarmata mészköves-kavicsos üledékek már triász kőzetekre is települnek a hegység Ny-i szegélyén, ami azt mutatja, hogy a nagy vastagságú oligocén üledékek itt már lepusztultak ekkorra, így félig fedett, részben kiemelt karszt alakult ki. Eszerint a 100°C feletti hőmérsékletű oldatok

áramlása kevésbé valószínű. Tehát magas hőmérséklet elfogadása esetén a zárt cellás hévizes tevékenység az oligocén második felében zajlott, míg alacsony hőmérsékletet feltételezve félig nyílt karsztrendszerben a miocén második felében történt az ásványkiválás. Elfogadva *DUBLJANSZKIJ (1991)* kioldási és kiválási zónaszintjeit, legvalószínűbbnek látszik, hogy az üregek kialakulása az oligocén süllyedés időszakában jött létre, míg az ásványkiválás a miocén kiemelkedési folyamat elején. A miocén második felében már inkább felszíni karsztosodásnak kellett működni.

Pannon–pleisztocén hidrotermális fázis

A következőkben tárgyalt hidrotermális fázis során kialakult barlangrendszerek átmenetet képeznek a paleokarszt és a recens karsztosodás között. Paleokarszt címszó alatt beszélünk ezekről, mert a fő üregesedési folyamat akár több millió éve zajlott le, freatikus körülmények között, s a bennük található ásványos és törmelékes üledékes kitöltés is több százezer vagy 1 millió éve rakódott le. Átmenetet azért jelentenek, mert ezekben a már kiemelt hely-

zetben lévő ősi üregekben már csak belső anyagáthalmozás és cseppkőképződés történik, tehát az üregek tágulása befejeződött, csak néhány helyen ismerünk hidegvizes átalakító hatást. A barlangok kitöltési folyamata még nem ért véget.

A pannon elején a már említett szigetekkel tarkított terület ismét süllyedni kezdett, a medence területén agyagos–homokos–kavicsos üledékek rakódtak le (*WEIN 1977*). Ezek kiterjedése a süllyedéssel arányosan egyre nagyobb lett, a pannon végén a Budai-hegység János-hegy–Hármas-határ-hegytől D-re elterülő része vízzel borított volt. Feltehetően ennek kavicsos üledéke található meg a Ferenc-hegyi-barlang több hasadékában, a bekerülés az üregesedést megelőzően történt. A Mátyás-hegyi-barlangban ismert áthalmozott kavicsok ugyancsak a Hármas-határ-hegy és környéki előfordulást bizonyítják. Kiemelt szárazföld ekkor a Nagy-Kopasz környéke lehetett, bár erre nézve egyértelmű bizonyíték nem áll rendelkezésre.

Érdekességként említhetjük a Ferenc-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlangban ismert sötétszürke, helyenként 15 cm vastag öscseppkő képződményeket a járatok felső szintjén. Ezek egyértelműen a fő üregesedést megelőzően keletkeztek, feltételelesen a pannon üledékes letakarás előtt.

A pannon végén a mai Szabadság-hegy vidékén volt az akkori hegységi karszt erózióbázisa, ahol karsztforrások által táplált tórendszerben édesvízi mészkő vált ki (*SCHEUER–SCHWEITZER 1980*) (1. ábra). Ehhez tartozó — nem kiemelt helyzetű — édesvízi mészkő Telki mellett ismert kb. 250 m tszf. magasságban. Ez alapján az alsópleisztocénig a kiemelkedés 220–240 m lehetett.

A felső-pannon forrástevékenységhez kapcsolódhatott a Hárs-hegyen levő Batori-barlang kialakulása, mely jelenleg 450 m tszf. magasságban nyílik, kb. azonos szintben a kiemelt pannon édesvízi mészkővel. A barlangban egy fő freatikus oldási fázist és egy fő kondenzvíz oldási fázist lehet kimutatni, ezt követően legalább 3 oldási és kiválási, de kisebb jelentőségű szakaszt.



1. ábra. Pannon időszaki üledékek elterjedése és egykorú barlangok a Budai-hegységben

Jelmagyarázat: 1. Agyag, homok, kavics; 2. Édesvízi mészkő; 3. Üregkitöltés; 4. Hasadékkitöltés; 5. Áthalmozott kvarcitkavics, patakordalékos kitöltésben; 6. Pannon időszakban kialakult barlang

A Budai-hegység pannon legvégén kezdődő emelkedésével párhuzamosan a forrástevékenység egyre mélyebb szintre tevődött át (SCHEUER-SCHWEITZER 1980). Az újabb mésztufa szintek (1. táblázat) a Széchenyi-hegy K-i oldalán követhetők nyomon, míg a Hármashatár-hegy vonulatán feltételesen ehhez kapcsolódóan csak borsóköveskalcitos üregkitöltés ismert kb. 400 m tszf. szinten és néhány kis méretű barlang a Látó-hegy, Kecse-hegy kőfejtőiben. Különös, hogy valamivel 300 m tszf. magasság felett elhelyezkedő járatokkal

jelentős barlangok találhatóak (Solymári-ördöglyuk, Rácskai- (4. fotó), Tábor-hegyi-barlang), melyekhez köthető forrástevékenység jelenleg nem ismert, kialakulásuk időpontja egyelőre bizonytalan. A Rácskai-barlang üledékéből KRAUS S. (szóbeli közlés) gyűjtése során előkerült csontmaradványok Kordos L. szerint pliocén korúak. A barlangban a kioldási fázis után egy ásványkiválási fázist lehet bizonyítani, amit vízszint csökkenés követett (apadási színlők). A színlőkön újabb kiválás figyelhető meg, ami újabb elöntést bizonyít.

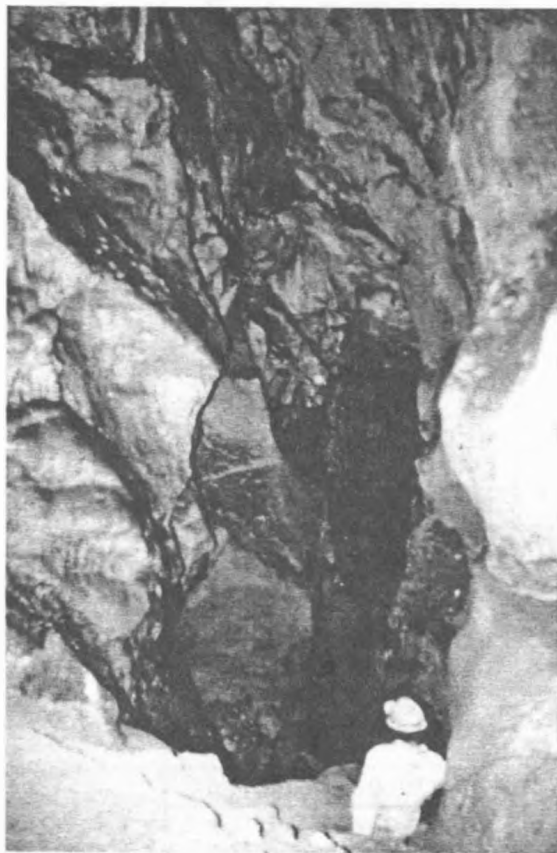
1. táblázat

A Budai-hegység gerinces és puhatestű faunával, Th/U, C¹⁴ izotóp vizsgálatokkal korolt mésztufa előfordulásai és keletkezési hőmérsékletük

Előfordulás helye	Tszf. magasság	Kor	Képz. hő
Normafa	472–500	A-pannon csákvárium	30°
Csillagvizsgáló	445–472	A-pannon	31°
Széchenyi-hegy	420–430	F-pannon sümegium	30°
Alkony u.	360–370	F-pannon bérbaltavárium	
Gellért-hegy Jubileum park	220	a-biharium	35°
Gellért-hegy Felsz. Emlékmű	215	a-biharium	
Gellért-hegy Számadó u. Gellért	195	a-biharium	
Gellért-hegy Kelenhegyi út	175	f-biharium	
Máriaremete	275	Beremendium	33°
Hűvös-v. Nyéki út	240	Beremendium	
Törökvézi út	240		42°
Szemlő-hegy	230		55°
Vérhalom tér	220	a-biharium	
Törökvézi út	210	a-biharium	
Bimbó út	188		31°
Lepke u.	175	f-biharium	
Szőlészeti Kutató	170	f-biharium	40°
Várhegy	160	350000év Th/U	
Apostol u.	160		48°
Kiscelli-fennsík	145–150	Solymári 175000 év Th/U	
Bécsi út	135	70000 év Th/U	



2. ábra. Pleisztocén édesvízi mészkő-előfordulások és egykorú jelentősebb barlangok a Budai-hegységben
Jelmagyarázat: 1. Édesvízi mészkő, 2. Pleisztocén időszakban kialakult barlang, 3. Jelenlegi karsztforrások



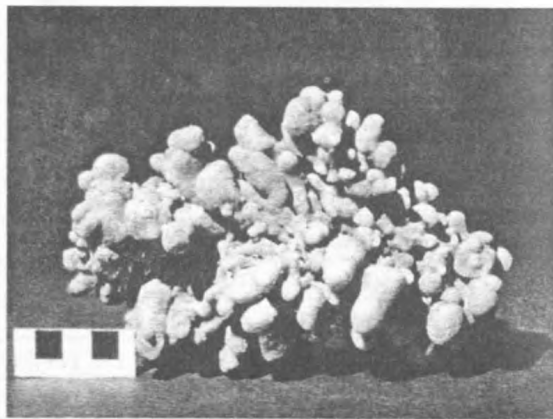
3. fotó. Oldasos formák a Pál-völgyi-barlangban

A Szabadság-hegy térségéből a karsztforrás tevékenység a pleisztocén elejére az Ördög-árok környezetébe tevődött át (2. ábra), a mai 240 m-es szintre. (A Kondor utcai, 275 m-es szinten lévő mésztufa egykorú lehetett ezzel, a szintkülönbség a karsztvíznívó lejtésével magyarázható.)

Jelenlegi ismereteink alapján egyértelműen a 245 m-es szinthez kapcsolódik a Ferenc-hegyi-barlang járatainak kialakulása. E barlang sok mindenben különbözik a többi rózsadombi nagy barlangtól: kalcitlemezek hiánya, tömeges kalcit szivacs jelenléte, kagylós oldásformák, szűk hasadékkjelleg. A barlangban közismert hévízfeltörési csövekről megállapítható, hogy nem hévízfeláramlási csatornák, keletkezésük a mélyből feláramló CO_2 tartalmú buborékok áramlásával, oldó hatásával magyarázható (SÁSDI 1989). Két generációjuk mutatható ki,

közöttük egy borsókő kiválási — légteres — fázis is lejátszódott. A barlang járatait egy elmozdulási zóna választja el egykori forrásterületétől, melynek mentén kb. 20 m-rel magasabbra került.

A forrástevékenység mélyebbre kerülésével az üregesedési szint is lejjebb költözött (kb. 220 m tszf.). Ekkor történhetett a Pál-völgyi-, (3. fotó) Mátyás-hegyi-, József-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlangok járatai zömének fő üregesedése. Egy korábbi, kisebb jelentőségű oldási és kiválási fázis a Pál-völgyi- és Szemlő-hegyi-barlangokban kimutatható, a későbbi — fő — üregesedés már e kiváláso-



4. fotó. Borsókő a Rácsi-barlangból

kat is érintette. A rózsadombi barlangok járatait jellemzően a nummulinás mészkő felső zónájában általában egy vékony homokkő réteg, a Szemlő-hegyi-barlangban vulkáni tufaréteg határozza meg. A járatokra jellemző oldásformák jelentős része ugyancsak magyarázható a járatoldalfalakon áramló, a plafonokon kialakuló gázcsapdáknak megrekedő CO₂ buborékok oldó hatásával (üstös oldásforma, buborék vándorlási csatorna: *TAKÁCSNÉ 1992*). A formakincs alapján lényegesen nagyobb szerepet tulajdoníthatunk a barlangokban a CO₂ gáztéri kondenzvíz korróziós oldásnak, mint azt eddig feltételeztük.

A 220 m-es szinthez kapcsolódó üregesedés után vízszintcsökkenés következett be, s a nyílt törésvonalakon felszakadozó felszínközeli járatokba jelentős mennyiségű patakfordalék jutott be, néhol a járatokat szinte teljes szelvényben kitöltve. például: Mátyás-hegyi-barlang, Vonalzó.)

A rövid, száraz periódust melegvizes elöntés követte. Ekkor vált ki azoknak az ásványoknak a tömege, melyek a járatfalakat a mai, kb. 200–210 m tszf. magasság fölött díszítik: karfiol, kalcit bevonat. (Pál-völgyi-bg. Ötösök-folyosója, Moby Dick bg.)

Az ásványkiválás után újabb, jelentős vízszintesés következett be, amit a kitöltő üledék nagy részének mélyebb szintekre mosódása követett. Az üledékes felszíneken több helyen kimutatott száradási repedések (*TAKÁCSNÉ 1987*) utalnak a száraz időszakokra. Ezt egyértelműen újabb melegvizes elöntés, vízszintemelkedés követte legalább a mai 185 m-es szintig. Innentől lassú vízszintsüllyedés történt, átmenetileg szabad vízfelszínű barlangrészeket kialakítva, amit kalcitlemez felhalmozódások, apadási színlők, karácsonyfák bizonyítanak, míg a vízszint alatt ismét karfiol jellegű képződmények és kalcitkristályos bevonatok keletkeztek. A 185 m-es, 175 m-es és 160 m-es szinteken kimutatható vízszintek a süllyedés szakaszosságára utalnak. E barlangi kiválásszintek — kivéve a 160 m-est — felszíni mésztufa szinthez helyezése kérdéses, lehet, hogy ezek rövid, átmeneti időszakokat képviselnek, de elképzelhető a forrás-területhez képest is a jelzett méretű kiemelkedés.

A karsztvíznívó egyre mélyebbre került, míg a mai 100–105 m-es szintet elérte, közben a barlangok egy részében ekkor légtéri borsókó kiválás történt

(*KRAUS szóbeli közlés*). Ez utóbbi folyamat végső fázisának tartható a vízben keletkezett képződmények nagy részét beborító gipszkiválások fejlődése, melyek a József-hegyi-barlangban közismertek, a többi barlangban már csak lokális felszínfelületeken található apró kristályok.

A Budai-hegységben a kiemelkedést követően kevés hideg vizes barlangképződés is kimutatható. Ennek hatása esetleg idősebb barlangok átalakítását jelentette a Remete-szurdok üregei esetén. Keletkezésük a pleisztocén fiatalabb szakaszához kapcsolható.

Sásdi László
Budapest,
Bécsi út 6.
1023

I R O D A L O M

- BÁLDI T.–NAGYMAROSY A. (1976):* A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny*. 106. p. 729–738.
- DUBLJANSZKIJ J. (1991):* A Budai-hegység hidrotermális paleokarsztja. A folyadékzárvány vizsgálatok első eredményei. — *Karszt és Barlang*. 1991. I–II. p. 19–24.
- FORD, D. C.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1992):* Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* 1991. I–II. pp. 11–18.
- GATTER I. (1985):* A karbonátos kőzetek érkítőltéseinek és a barlangok hévizes ásványkiválásainak folyadékzárvány vizsgálata. — *Karszt és Barlang* 1984. I. pp. 9–17.
- JASKÓ S. (1948):* A Mátyás-hegyi-barlang. — *MÁFI Évi jelentés. Beszámoló a vitaülésekről*. — 10. pp. 133–141.
- KOVÁCS J.–MÜLLER P. (1980):* A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang*. 1980. II. p. 93–98.
- KRAUS S. (1982):* A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang*. 1982. I. p. 29–34.
- KRAUS S. (1991):* A budai barlangok hévizes karbonát-kiválásai. — *Karszt és Barlang*. 1990. II. p. 91–96.
- MÜLLER P. (1974):* A melegforrás-barlangok és a gömbfűlkék keletkezéséről. — *Karszt és Barlang*. 1974. I. p. 7–10.
- NÁDOR A. (1991):* A budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük. — *Kézirat*.
- NÁDOR A.–SÁSDI L. (1991):* A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. — *Karszt és Barlang*. 1991. I–II. pp. 3–10.

- OZORAY G. (1961): The mineral filling of the thermal spring caves of Budapest. — *Symposium Internazionale di Speleologia, Como*, p. 1–19.
- SÁSDI L. (1989): Ferenc-hegyi-barlang. — *MÁFI Barlangkutató csoportjának jelentése az 1989. évről.*, pp. 12–14.
- SCHAFARZIK F. (1928): Visszapillantás a Budai hévforrások fejlődéstörténetére. — *Hidrológiai Közöny.* 1. pp. 9–14.
- SCHUEER GY.–SCHWEITZER F. (1980): A budai termális karsztforrások fejlődéstörténete a felső-pannontól a holocénig. — *Hidrológiai Közöny.* 60. p. 223–244.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1989): Regional and special genetic marks of the Pál-völgy Cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. — *Proceedings 10th International Congress of Speleology, Budapest*, pp. 819–822.
- VAJNA GY. (1973): A rejtélyes Báthori-barlang. — *Budapest*, 1973.
- WEIN GY. (1977): A Budai-hegység tektonikája. — *MÁFI alkalmi kiadvány, Budapest*.

PALEOKARSTS AND LONG-TERM KARST EVOLUTION OF THE BUDA HILLS

II. Paleokarsts with thermal effect

In the first part of the paper (published in *Karszt és Barlang*, 1991. I–II.) authors discussed the paleokarst phases without thermal effect within the karst development of the Buda Hills from the Triassic till the Early Oligocene. The second part of the paper presents the evolution of hydrothermal karst, which, according to recent data, involved different phases. The first — only suspected — phase might have been connected to the deep karst of the Late Cretaceous–Eocene tropical karstification. The second, so called closed phase could have already started during the Oligocene. The third, partly open karst phase started in the Plio-Pleistocene and is active still today. This last phase has been accompanied with a subordinated non-thermal karstification, too.