

## A kápolna-hegyi édesvízi mészkőkúp komplex szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálata (Budai-hegység)

TÖRÖK Ágnes<sup>1</sup>, ÜNNEP Viktória<sup>1</sup>, BALÁZS Attila<sup>2</sup>, MINDSZENTY Andrea<sup>1</sup> & KELE Sándor<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (email: a.torok.elte@gmail.com)

<sup>2</sup>Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (email: balatt@gmail.com)

<sup>3</sup>Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45 (e-mail: keles@geochem.hu)

### *Complex sedimentological, geochemical and geophysical study of the Kápolna-hegy spring-cone (Buda Hills, Hungary)*

#### Abstract

In the case of travertine-depositing systems, the factors causing carbonate precipitation are known to change continuously as the distance from the feeder channel increases. At the orifice it is mainly chemical precipitation which is dominant, while further downstream the respective activities of microbial organisms and higher-order plants enhance precipitation (CHAFETZ & FOLK 1984). These features can be followed in the travertine outcrop of the Kápolna Hill near the city of Budapest. Based on sedimentological, geochemical and geophysical investigations, the depositional environment of this travertine site could be reconstructed. Laminated, thick-bedded oncoidal and thick-bedded phytoclastic facies were described.

The laminated facies identified at the southern quarry face could have been precipitated close to the vent, while the thick-bedded phytoclastic facies, which builds up the northern quarry face, was probably formed in a lacustrine environment further away from the vent. Based on the microfacies studies mentioned in this paper, it was also possible to identify a similar thick-bedded oncoidal lithotype. The stable isotope data set suggests that the parent fluid of the Kápolna Hill travertine was part of the same regional flow system which was responsible for (i) the formation of the hydrothermal calcite veins of the Buda Hills and (ii) the deposition of other Pleistocene travertine occurrences in this area. Based on the  $\delta^{18}\text{O}$  values of the travertine occurrences, the temperature of this fluid was calculated as 37.6 °C. Using a geoelectric method (i.e. multielectrode profiling) a low-resistivity clay layer was observed below the high-resistivity travertine; the former is probably a part of the Kiscell Clay Formation (which is typical for this area). Based on the resistivity values, the measured section may represent a pool which was part of a pond. This idea was supported by the sedimentological observations. According to the morphology of the occurrence, the micropetrography of the travertine and the information provided by the geoelectric profiles, the Kápolna Hill travertine is a thermogene-thermometheogene lacustrine sediment and can be regarded as a transition between a spring cone and a lake.

*Keywords: travertine, sedimentology, stable isotope, multi-electrode geoelectric profile, Buda Hills, Hungary*

#### Összefoglalás

A forrásfeltörésektől távolodva a folyamatosan hűlő vízben megváltoznak a karbonát kicsapódását kiváltó tényezők. Ennek megfelelően, a forrás közelében még a kémiai kicsapódás a jellemző, míg ettől távolodva már a mikrobiális szerkezetek majd a magasabb rendű növények tevékenysége segíti elő a mészkiválást (CHAFETZ & FOLK 1984). A képződési körülményekben bekövetkezett változások kitűnően megfigyelhetők a Budapest közelében található kápolna-hegyi édesvízi mészkő feltárásában. Jelen munka keretében szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatainkkal igyekeztünk paleokörnyezeti rekonstrukciót felállítani az előfordulást létrehozó egykori körülmények pontosabb megismerésére. Laminált, vastagpados-onkoidos és vastagpados-növénymaradványos fáciestípusokat különítettünk el. Ez véleményünk szerint, arra utal, hogy a déli falat alkotó laminált rétegek a forrás közelében, míg az északi falat felépítő vastagpados, fitoklasztos kifejlődésű rétegek már a forrásfeltöréstől távolabb, tavi környezetben halmozódhattak fel. Mikrofácies-vizsgálataink alapján egy további, vastagpados-onkoidos fáciestípus is elkülöníthetővé vált. Stabilizotóp-geokémiai adataink alapján feltételezhető, hogy az előfordulást lerakó víz forrása ugyanahhoz a miocén óta működő regionális áramlási rendszerhez tartozott, amely a Budai-hegység hidrotermás kalcitteleireit és a területen megtalálható további pleisztocén travertínókat is létrehozta. A mészkövet lerakó forrásvíz hőmérséklete, a  $\delta^{18}\text{O}$  adatokból számítva, 37,6 °C-nak adódott. Multielektrodás geoelektromos szelvényezéssel kimutattuk, hogy a nagy ellen-

állású mészkő alatt kis ellenállású agyag található, amely valószínűleg a területre jellemző oligocén Kiscelli Agyag Formáció. A mészkőtesten belül az ellenállásértékek alapján egy lehetséges tavacska medencéje is kirajzolódott a mért szelvényen. A feltételezést terepi szedimentológiai megfigyeléseink alátámasztották. Az előfordulás morfológiája, valamint a mikropetrográfiai elemzések és geofizikai értelmezés alapján a kápolna-hegyi édesvízmész-kő-előfordulás részben termogén forrásüledék, részben termometeogén tavi üledék együtteseként értelmezhető és átmenetet képez egy forráskúp és egy tó között.

Tárgyszavak: travertínó, szedimentológia, stabilizotóp, multielektrodás geoelektromos szelvényezés, Budai-hegység, Magyarország

## Bevezetés, földtani felépítés

A Budai-hegység édesvízi mészköveit lerakó források a jelenlegi hévforrások ősei (SCHEUER & SCHWEITZER, 1974). Képződésük a Budai-hegység pleisztocén fejlődéstörténetével áll kapcsolatban. A hegység tágabb környezetében, főként karbonátos területeken beszívargó csapadékvíz a regionális felszín alatti áramlási pályákon a mélybe jutott, majd törések mentén források formájában bukkant ismét a felszínre. A benne oldott  $\text{CaCO}_3$  a forrásoknál és azok közepében csapódott ki.

E képződményeket a hegységben számos külfejtés tárja fel. Az elmúlt évtizedekben több szerző is foglalkozott velük, elsősorban szedimentológiai-geomorfológiai szem-

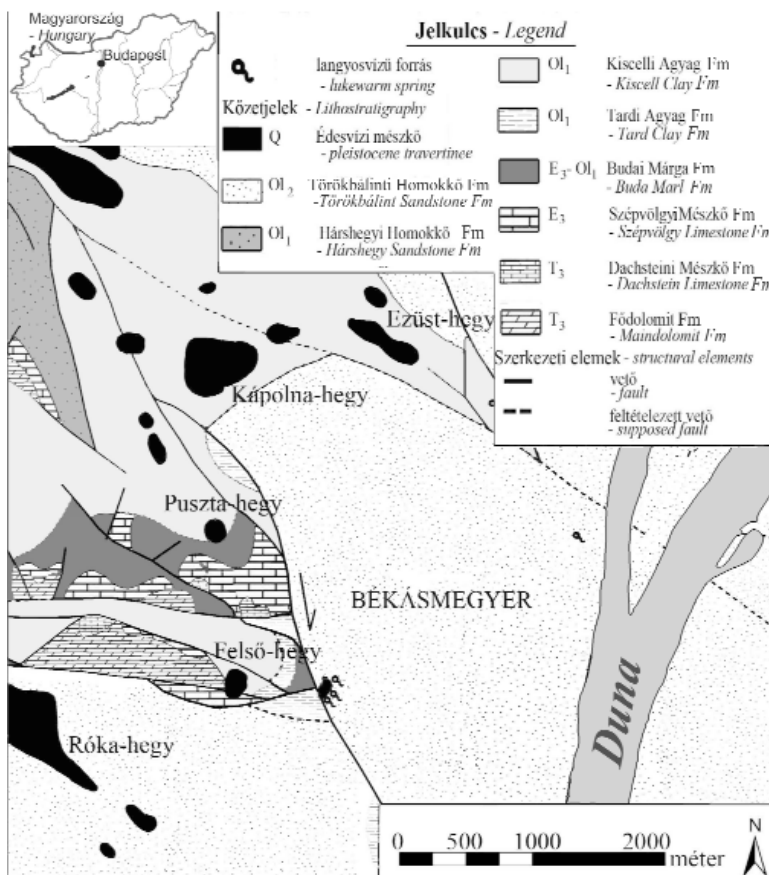
pontból (pl. HORUSITZKY 1939; SCHRÉTER 1951; WEIN 1977; SCHEUER & SCHWEITZER 1980, 1988; FÖLDVÁRI et al. 2003; KELE et al. 2003, 2011a; KÖRPÁS et al. 2004; TÖRÖK & ÜNNEP 2011; BORSODY 2012).

A Kápolna-hegy (tszf. 220 m) felhagyott bányája, Budapest északi részén, Békásmegyert határában található és a terület egyik legnagyobb édesvízmész-kő-előfordulása (1. ábra). SCHEUER & SCHWEITZER (1988) tanulmányukban Kálvária-tető néven a Budai-hegység Dera-patak környéki előfordulásai közé sorolták. A további szakirodalom is ilyen néven említi, azonban a térképeken Kápolna-hegyként szerepel és SCHRÉTER (1951) is így nevezte az előfordulást.

SCHEUER (1996) a Budai-hegység előfordulásait vizsgálva arra a következtetésre jutott, hogy a mészanyag a

legtöbb esetben kisebb-nagyobb kiterjedésű hévforrásokban csapódott ki, továbbá a térségben megtalálható hat önálló előfordulás (Kápolna-hegy, Ezüst-hegy, Kápolna-hegy-alsó, Puszta-hegy és környéke, Felső-hegy, Budakalász) arra enged következtetni, hogy egykor e rész lehetett a budai hévforrások egyik fő kilépési területe.

SCHEUER 1996-os cikkében a kápolna-hegyi előfordulást önálló kúpként írta le, amely megfigyelései szerint nem áll kapcsolatban a közeli édesvízmész-kő-kibukkanásokkal. Modellje SCHRÉTER (1951) terepi mérésein alapszik, amely szerint a mészkőrétegek minden irányba kifelé dőlve dombot formálnak. Említést tesz egy a bánya területén mélyült mérnökgeológiai fúrásról, amelynek tanúsága szerint a mészkövet a bányaművelés befejeztéig teljes vastagságában lefejtették, alatta már csak a környékre jellemző oligocén agyag található. Ugyan a fúrás nem érintette, elképzelése szerint egy kiemelt sasbérc helyzetű karbonátos kőzettest repedéseiből fakadhatott a mészkövet lerakó hévforrás (SCHEUER 2004). A környező édesvízmész-kő-lelőhelyekkel ellentétben itt vékony rétegzettséget, réteglapok felületén hullámosságot és mikrotetarátá formákat figyelt meg, amelyek egymáshoz viszonyított távolsága, lapos, enyhe lejtésű mészkő-kúpra engedett következtetni. Az

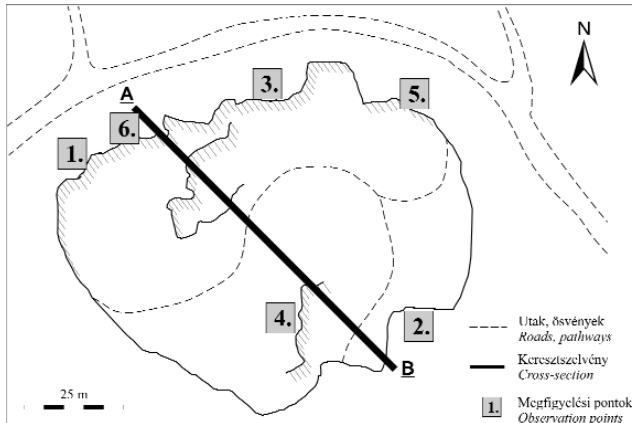


1. ábra. 1. ábra Budai-hegység vázlatos földtani térképe (FODOR in MINDSZENTY et al. 2000) a jelentősebb édesvízi mészkő előfordulások feltüntetésével

Figure 1. Geological map of the Buda Hills (FODOR in MINDSZENTY et al. 2000) showing the most important travertine occurrences

egykori környezeti feltételek szerinte nem voltak alkalmasak arra, hogy más típusú mészfelhalmozódás mehessen végbe.

A felhagyott bányaudvar kb. 60 méter széles és 90 méter hosszú területen helyezkedik el (2. ábra). Északi fala átlagosan 15 m (tszf. 220 m), a déli fala viszont csak 10 m (tszf. 215 m) magas. A kitermelés nem csak egy szinten folyt, ezt ma a bányaudvar alján található nagyobb, megközelítőleg 3,5 méter mély „gödör” jelzi. A képződmény



2. ábra. A bánya térképvázlata

Figure 2. Sketch map of the quarry

belső szerkezetéről a feltárás közepén emelkedő kisebb domborulat árulkodik, amelynek keleti falát a bányászati tárta fel. KELE (2009) az itt vett két minta alapján U/Th módszerrel kormeghatározást végzett és az alsó bányaudvarról vett mintából becsült kor,  $349\,000 \pm 57\,000$  évnak adódott, míg a központi dombból vett minta korát  $411\,000 \pm 53\,000$  évben állapította meg. Ezek alapján a kápolna-hegyi forrásmész-közet képződését a középső-pleisztocénre tehetjük (KELE 2009).

### Édesvízi mészkövek általános jellemzése

PENTECOST & VILES (1994) szerint az édesvízi mészköveknek alapvetően *termogén* (uralkodóan felszín alatti fluidumokból táplálkozó, *termális*) és *meteogén* (uralkodóan felszíni vizekből táplálkozó, az adott felszíni környezetnek megfelelő hőmérsékletű) típusa különíthető el. Definíciója szerint a *termogén édesvízi mészkő* olyan masszív, kompakt karbonátos kőzet, amely termális folyamatokból származó  $\text{CO}_2$ -ot tartalmazó és a kőzet környezeténél nagyobb hőmérsékletű (hidrotermális) vízből válik ki, viszonylag nagy ( $> 10$  mm/év) üledék-képződési sebességgel a forrás kilépési pontjához közel. Szénizotópos összetétele  $-4\text{‰}$  és  $+8\text{‰}$  (V-PDB) közé esik. Termogén édesvízi mészkő gyakran fordul elő olyan, tektonikailag aktív recens, vagy posztvulkáni tevékenységgel jellemezhető területeken, mint például Törökország, vagy Olaszország (Toscana).

A *meteogén édesvízi mészkövek* közé a mésztufák és a barlangi kiválások (szpeleotémák) sorolhatók. A mésztufák (pl. Dél-Olaszország; Bükk, Szalajka-völgy) alapvetően hideg (éves középhőmérsékletnek megfelelően) csapadékvíz eredetű karsztvizekből, folyókból, tavakból válnak ki és a víz turbulenciája és/vagy magasabb rendű növények fotoszintézise következtében távozik belőlük a  $\text{CO}_2$ . Szerkezetük porózus, gyakori bennük az évszakos lamináció és a magasabb rendű növények maradványai.

A *termometeogén* édesvízi mészkő átmeneti típus, amely mélyen a felszín alatt áramló csapadékvízből képződik. Útja során a víz felmelegszik, és termálvízként jut a felszínre, azonban eredetét tekintve még egyértelműen a csapadékvíz összetételét hordozza (PENTECOST 2005).

Annak függvényében, hogy az oldott  $\text{CaCO}_3$ -ban gazdag forrás hol lép a felszínre, különböző morfológiájú képződményt hozhat létre. Mindezekből következik, hogy a geokémiai és a szedimentológiai csoportosítás elválaszthatatlan egymástól.

### Kifejlődési típusaik (geomorfológia)

Az édesvízi mészkövet lerakó források különböző domborzati viszonyok között léphetnek felszínre. Kifejlődési jellegeik ennek függvényében különbözőképpen alakulnak. Számos morfológián alapuló osztályozás született az évek során, amelyeket a hazai szakirodalomban SCHEUER & SCHWEITZER (1985, 1988), ill. SCHEUER (1996), míg a nemzetközi irodalomban legutóbb PENTECOST (2005) foglalta össze részletesen. PENTECOST (2005) osztályozása szerint az alábbi nyolc kifejlődési típust lehet elkülöníteni: mészkő-taréjak (*cascades*), -gerincek (*fissure-ridges*), víz-eséseken kicsapódó mészkövek (*cascades*), gátak (*dams*), folyóvízi lerakódások (*fluvial crusts*), mocsári üledékek (*paludal deposits*), barlangi kicsapódások (*speleothems*), forráskúpok (*spring-cones*) és tavi lerakódások (*lake deposits*). Az utóbbi két kifejlődési típust ismertetjük részletesebben. Fontos azonban megjegyezni, hogy minden felhalmozódás egyedinek tekinthető és már egy adott előforduláson belül is, egymás mellett több kifejlődési típus is megjelenhet. Azok a lerakódások, amelyek a meleg forrás közelében képződtek értelemszerűen *termogén* típusúnak tekinthetők, azonban a forrástól nagyobb távolságban bekövetkező kiválás a víz hőmérsékletének csökkenése miatt, lényegében ugyanabból a vízből már akár *meteogén* típusú felhalmozódást is eredményezhet. Így a különböző kifejlődési típusok között nem húzható éles határ, összetartozó egységként kell vizsgálni azokat.

### Forráskúpok

Az oldott  $\text{CaCO}_3$  gazdag forrásvízből közvetlenül kicsapódó mészkő képződése a vízkilépés helyénél a legintenzívebb, attól távolodva fokozatosan gyengül, így kialakítva az erre a kifejlődési típusra jellemző változatos morfológiájú kúpformát. A kicsapódás addig folytatódik,

amíg az oldat túltelítettsége meg nem szűnik, és be nem áll a kémiai egyensúly. A kialakuló formákat döntően a források vízföldtani viszonyai határozzák meg, azonban a morfológia is jelentős befolyásoló tényező. A nagy oldott  $\text{CaCO}_3$  tartalmú (1000–3000 mg/l) forrásvíz már a forrás kilépésénél mészkövet képes lerakni. A kivált karbonátlaminák egymásra rakódva folyamatosan növekvő mészkőkúpot emelnek. Innen a víz lecsurog és belőle ferde rétegzettségű édesvízi mészkő válik ki. A környezet hidrológiai ártrendeződését követően a forráskúp működése leáll, és egy másik alacsonyabb térszínen folytatja építő munkáját. A kúpot létrehozó források vízkémiai (nagy oldottanyag-tartalmuk miatt), valamint a víz felszínre lépésének mikéntjét tekintve is alapvetően eltérnek a többi édesvízmészkő-kifejlődéstől. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) szerint, a mészkőkúpok leggyakrabban hűvös és langyos (az évi középhőmérséklet körüli) vizekből válnak ki. Morfológiájukat alapvetően befolyásolja a forrásvíz felszínre lépésének módja. Ha a mélyből feláramló víz hosszabb repedésből (10–60 m) tör fel, akkor édesvízi mészkőtaréjok vagy -gerincek jönnek létre, ha a forrás szűk, kis járatokon keresztül lép a felszínre, akkor kúpok keletkeznek.

Az egykori forrásmészkőkúpok terepi felismerése a morfológia mellett elsősorban a képződmény jellegzetes rétegzettsége alapján történhet. Alapvető tulajdonságuk, hogy a rétegek a forrásfeltörés helyétől „elfelé” (centripetálisan) dőlnek. A kúpot felépítő mészrétegek vékonylemezesek, vastagságuk ritkán haladja meg az egy cm-t. A réteglapok felső részén gyakran „mikro-tetarítás” kifejlődéseket láthatunk.

### Tavi lerakódások

A tavi lerakódások általában a parti régióban keletkeznek, mivel a sekély víz párolgása miatt itt a karbonát kicsapódása fokozott és fotoszintézisükkel az algák és egyéb vízinövények is elősegítik a felhalmozódást. Előfordul, hogy ezek a mészüledékek a lejtőkön, pl. víz alatti forrásfeltörések közelében keverednek a tavak mélyebb régióiban felhalmozódott szuszpendált karbonátszemcsékből álló mészmárgával (PENTECOST 2005).

A vékonyan rétegzett, horizontálisan nagy kiterjedésű, esetenként akár 100 m-es laterális kiterjedést is elérő *mikrobiális szőnyeg* (*microbial mat*) fáciesen kívül a tavi mészkövekben megtalálható a finomszemcsés litoklasztokat és növényi töredékeket tartalmazó *stagnáló medence* fácies is (CHAFETZ & FOLK 1984). Főleg sötétszürke, barna, szervesanyag-tartalmú litoklasztokat és nádtörmeleket tartalmazó, édesvízi mészkövek jellemzőek erre a fáciesre, és a hosszabb-rövidebb tényleges szárazulati kiterjedés következtében előfordulhatnak bennük talajosodásra utaló nyomok is. Az ilyen üledékek rendszerint a forró vízű források feltörési helyétől távolabb helyezkednek el, emiatt ülepedésüket jelentősen befolyásolja a forrásvízhez keveredő felszíni csapadékvíz is. Az édesvízi mészkövek mikrofácies-vizsgálata, a szövettípus, valamint a sekély parti övre jellemző növényi maradványok és

a mélyebb, nyílt tavi részekre jellemző csigamaradványok alapján az ilyen típusú karbonátos tavak fejlődése jól rekonstruálható.

### Vizsgálati módszerek

Vizsgálatainkat terepbejárással kezdtük, amely során terepi szedimentológiai, illetve geomorfológiai megfigyeléseket végeztünk. Az előfordulásból közel 100 mintát gyűjtöttünk be. A minták makroszkópos leírása után a főbb makrofácies típusokból 6 csiszolat készült, amelyek petrográfiai leírása Olympus BH-2-es optikai mikroszkóp segítségével történt. Ezen felül (elsősorban az északi fal vastagpados kifejlődésének közetpéldányaiból) 6 mintát stabilizotóp-geokémiai vizsgálatra is előkészítettünk. A kiválasztott közetpéldányokból a mintavétel mikrofúró segítségével történt. A kiválasztás során azokat a mintákat részesítettük előnyben, amelyekben minél több mérésre alkalmas cementgeneráció volt felismerhető. A stabil szén- és oxigénizotópos elemzések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében történtek, Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel, a SPÖTL & VENNEMANN (2003) által leírt vivőgázás technika alkalmazásával. Az izotópos összetélt V-PDB ( $\delta^{13}\text{C}$ ) sztenderdhez viszonyítva a hagyományos  $\delta$  értékkel fejeztük ki ezrelékben (‰). A reprodukálhatóság mind a  $\delta^{13}\text{C}$ , mind a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek esetében jobb volt, mint  $\pm 0.1\%$ .

A mikrofáciesek leírása során az ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék hideg katódos MAAS Nuclide ELM-3R típusú, 10 kV gyorsító feszültségű katódlumineszcens mikroszkópját, illetve az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport UV-fluoreszcens (Zeiss Axioskop 40) mikroszkópját is használtuk.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatokat AMRAY 18030i EDAX+Morgan típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük az ELTE TTK Földrajz-, Földtudományi Intézet Geológiai és Környezetfizikai Központjában, INCA standardmentes energiadiszerzív rendszerben, 15 kV gyorsítófeszültséggel, szénnel felgőzölt, polírozott mintákon.

A mészkövet lerakó forrásvíz hőmérsékletének számításához a FRIEDMAN & O'NEIL által 1977-ben leírt kalcit-víz frakcionációs egyenletet használtuk, a KELE et al. (2008, 2011b) által javasolt korrekcióval.

Ásványos összetétel meghatározására pordiffrakciós vizsgálatot is végeztünk az ELTE Ásványtani Tanszék Siemens D 5000 típusú szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométerén, Cu-K $\alpha$  gerjesztősugárral. Az adatokat EVA szoftver segítségével értelmeztük.

Az előforduláson és környezetében geofizikai (multi-elektrodás geoelektromos) méréseket is végeztünk. A mérés a GEOMEGA Kft. ARES G4 műszerével történt, Wenner-Schlumberger elektróda elrendezéssel, 72 elektródával. Az elektródák közötti távolság 4 m volt. Az így kapott adatokon Res2DInv szoftverrel végeztünk inverziót.



## Vizsgálati eredmények

### Terepi szedimentológiai megfigyelések

Terepjárásaink során elsősorban szedimentológiai megfigyeléseket tettünk, amelyek alapján az előfordulást két fő kifejlődési típusba soroltuk. E típusokat kitűnően reprezentálja a bánya északi, illetve déli fala (3. ábra).

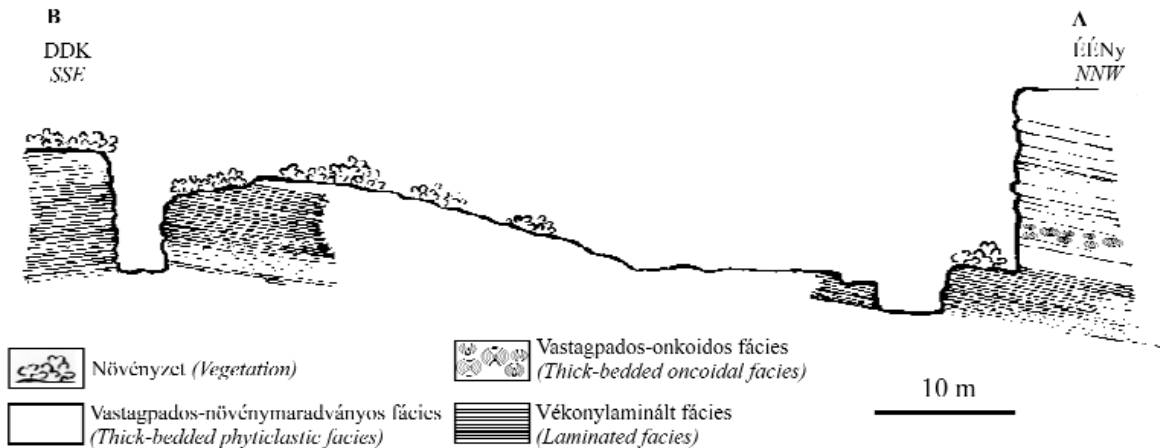
Az északi falat fitoklasztokban gazdag, mikritis, közepesen cementált, a rétegsorban felfelé haladva egyre vasta-

(1959) illetve esetenként a DUNHAM (1962) által kidolgozott szöveti kategóriákat használtuk.

### Laminált fácies

A milliméter-centiméter vastagságú laminákból felépülő faciéstípus annak ellenére, hogy jól cementált, jelentős nyílt maradékporozitással rendelkezik. Magasabb rendű növények jelenlétére utaló nyomok nem láthatók ebben a kifejlődési típusban.

Mikrofácies: a pelmikrit, wackestone szövetű laminákat



3. ábra. DDK-ÉÉNy irányú szelvény a megfigyelt fő faciéstípusokkal

Figure 3. SSE-NNW section across the quarry with the different travertine facies

gabbá váló mészkőpadok építik fel (4. ábra, 1). Ezzel ellentétben a déli falat vékonyabb, (3–5 cm) laminákból álló, kristályos szövetű édesvízi mészkő alkotja (4. ábra, 4). Ez a kifejlődési típus az északi fal alsó, kb. 1,3 méteres szakaszán is a felszínre bukkan. Az északi fal rétegeiben megjelenő számtalan alga-, nád- és faágmaradvánnyal szemben (4. ábra, 5) a déli falon makroszkóposan megfigyelhető növénymaradványokra utaló nyomok nem észlelhetők. Az itt látható vékony laminákban nagyobb méretű hajladozás is van (4. ábra, 2).

### Terepi mérések

Az északi falon a rétegek dőlésiránya sugarasan követi a feltárás félköríves formáját, dőlésszögeinek értéke 15° körül változik. Ezzel ellentétben a déli falon, ahol a rétegek már kisebb meredekséget mutatnak (9°), némi rendezetlenség figyelhető meg, és a dőlésirányokban megfigyelhető változékonyság a dőlésszögekben is tapasztalható.

### Petrográfiai vizsgálatok

Mikroszkópos megfigyeléseink alapján három fő mikrofáciestípus különíthető el (5. ábra). A főként pelmikrit alapanyagú faciéstípusok változó mennyiségű fitoklasztot, illetve onkoidot tartalmaznak. Részben ezen alapult a faciéstípusok csoportosítása. A szöveti leírások során elsősorban a FOLK

elválasztó horizontális üregek falán, azokról vertikálisan elágazó, úgynevezett tollpihe szerkezetű kalcitkristályok (feather calcite crystals) figyelhetők meg (5. ábra, 3a, b).

Az egyes laminák között a kb. 200 µm vastagságú, cm hosszúságú, a rétegzéssel párhuzamos, elnyúlt pórusok figyelhetők meg. Ezek falán előbb egy mikropátos majd egy fenn-nőtt, sajátalakú, ekvigranuláris kalcitpát vált ki, amelyek csak részben töltik ki a pórusteret.

Ez a kifejlődési típus az előfordulás déli falán, illetve az északi fal alsó egy méterében jelenik meg. Az északi falon megjelenő kifejlődési típus már kevésbé cementált, maradékporozitása is jelentősebb, mint a déli falon megfigyelt kőzettípusoké.

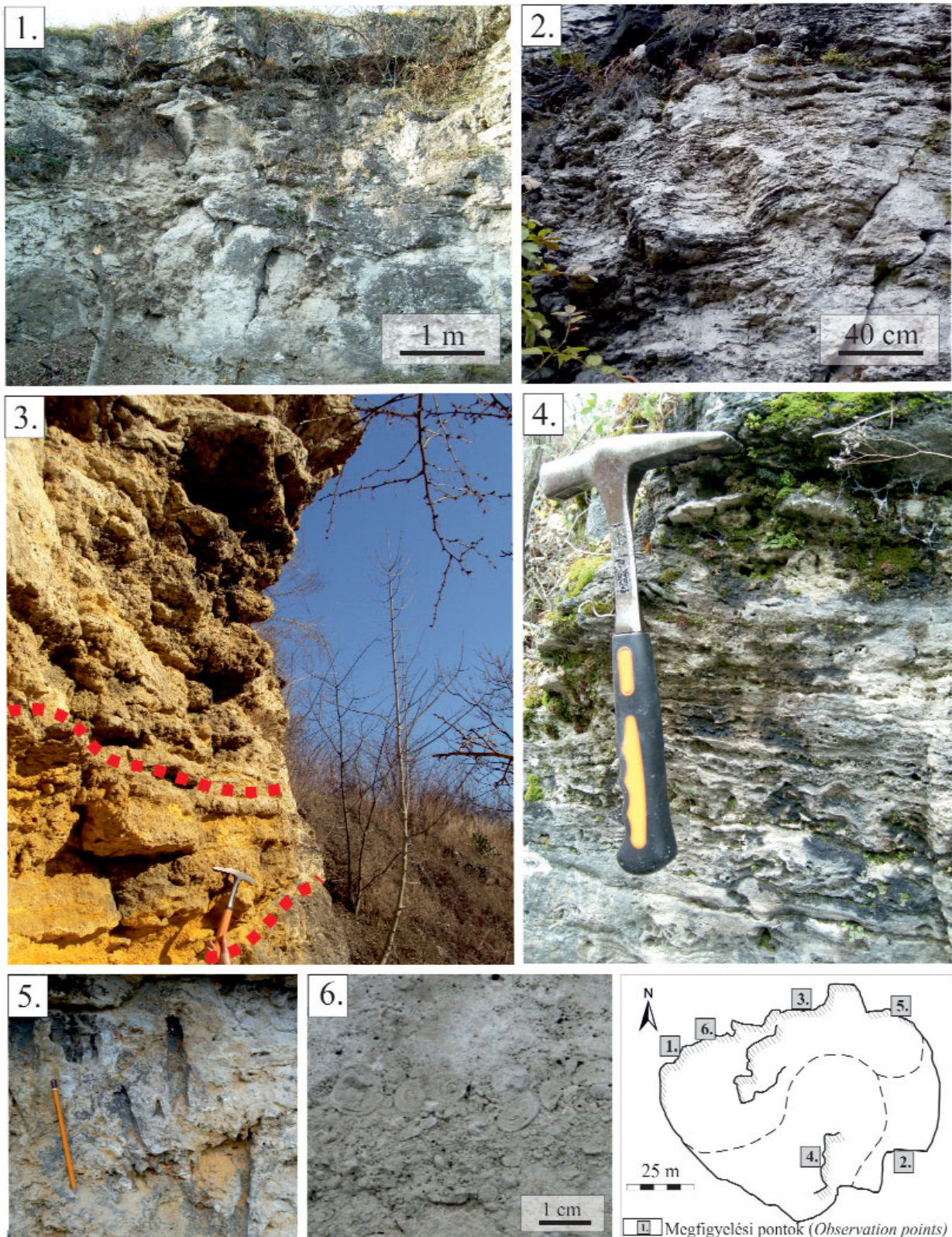
### Vastagpados-onkoidos fácies

Ezen belül két alfáciestípus különíthető el: (a) egy pelmikrit, wackestone szövetű rész, amelyben elszórtan növény-töredékek moldjai jelennek meg, néhol *Ostracoda* héjtöredékekkel (5. ábra, 4) és (b) egy onkoidos grainstone szövetű rész (makroszkópos kép: 4. ábra, 6; mikroszkópos kép: 5. ábra, 2a, b).

a) Növény-töredékes pelmikrit, wackestone. A növénymaradványok elbomlása után visszamaradt üregek belsejét 20–100 µm vastagú vas-oxidos kéreg burkolja (5. ábra, 1a). Ezt részlegesen peloidos mikrit tölti ki, amelyet egy később kivált fennőtt, ekvigranuláris pátos cement követ.

b) Onkoidos grainstone szövetű alfáciestípus. A változatos





#### 4. ábra. Főbb terepi megfigyeléseink

1 - északi fal vastagpados rétegei, 2 - déli fal laminált rétegeiben megfigyelt mikro-,tetaráták, 3 - „sárgaporos” közberétegződések az északi fal keleti részén (a piros pontozott vonal a „sárgaporos” réteg határát jelöli) 4 - déli falra jellemző laminált kifejlődési típus, 5 - nádszálmaradványok nyomai az északi fal vastagpados mészkőrétegeiben, 6 - kb. 20 cm vastag onkoidos réteg az északi fal vastagpados rétegei között

#### Figure 4. Field observations

1 - thick-bedded layers of the northern wall, 2 - micro-tetaratas in the laminated layers of the southern wall, 3 - interbedded “yellow powder” layers at the northern quarry-wall (red dotted line shows boundary of “yellow powder” layer), 4 - typical thin-laminated facies of the southern wall, 5 - molds of higher plants at the eastern end of the northern wall, 6 - ca. 20 cm thick oncoloidal layer between the thick-bedded layers of the northern wall



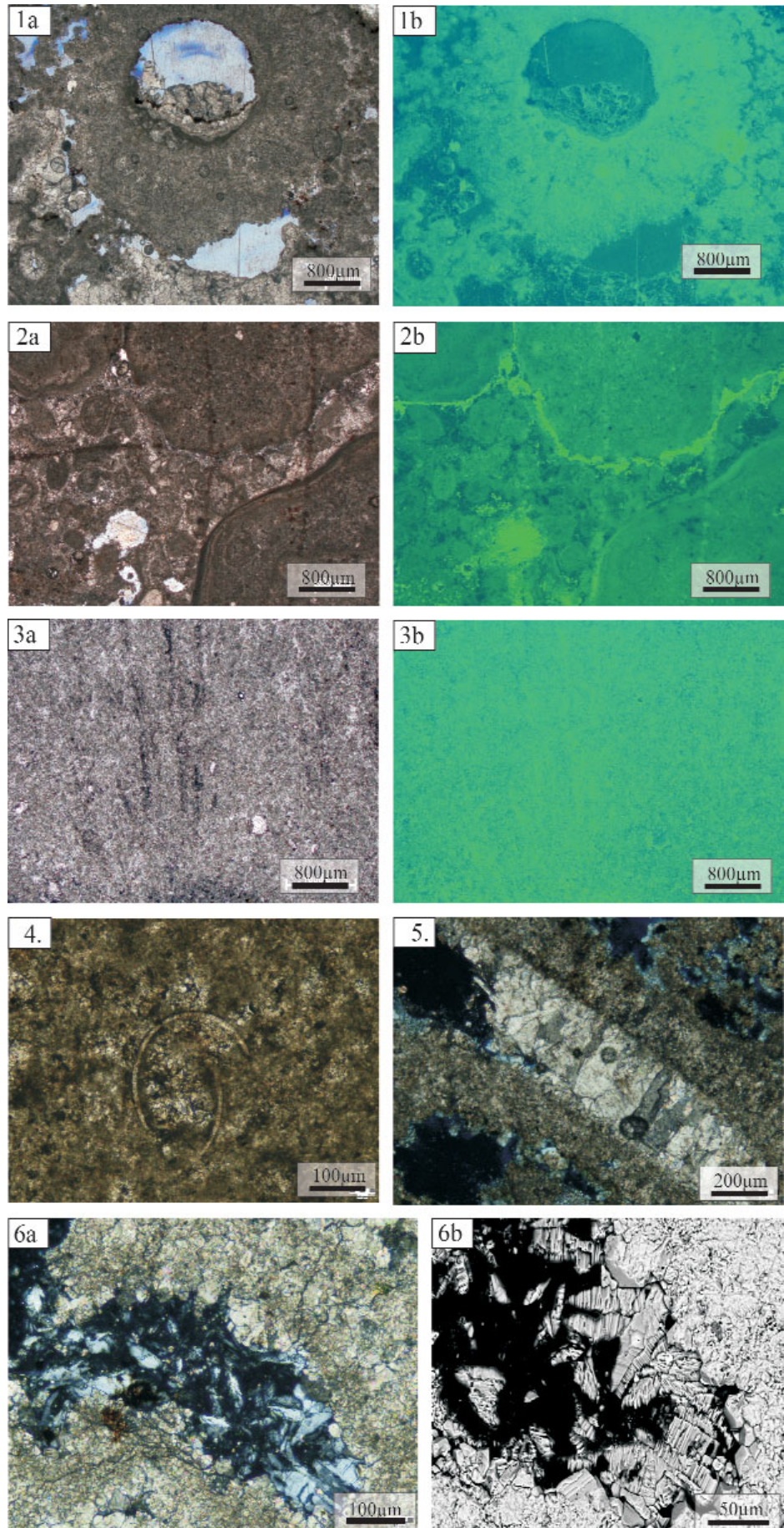
méretű (50–300 µm) onkoidok magjában pelmikritet találunk, amelyet változó vastagságú mikropát vesz körül (5. ábra, 2a). Ezeket egy vagy több rétegben vékony (10–30 µm) mikrobás bekérgezés vonja be. Ezek a bekérgezések követik a központi mag alakját, így az onkoidok körvonala igen változatos. Az így kialakult szemcséket izopach mikropát, majd egy később kivált kalcitpátcement burkolja be. Az onkoidok mellett ebben az alfáciesben számos más klaszt (pl. átkristályosodott növénymaradványok, peloidok) is megfigyelhető. Az intergranuláris pórusokban néhol sajátalakú gipszkristályok is előfordulnak (5. ábra, 6a, b).

Ez a fácies a laminált kifejlődést követve (a rétegsorban felette), az északi fal alsó 1,5 m vastagságú rétegeiben figyelhető meg. Alul főként a pelmikrites-, míg felül az onkoidos alfáciestípus jelenik meg, amelyek éles határral különülnek el.

**5. ábra.** Mikroszkópos képek a kápolna-hegyi édesvízi mészkő szövettípusairól (1a) vastagpados-növénymaradványos fácies jellegzetes biomoldjaiban megjelenő geopetális szerkezet és UV-fluoreszcens képe, 1N (1b); 2a) a vastagpados-onkoidos fácies grainstone szövetű onkoidos mikrofáciése és UV-fluoreszcens képe, amelyen jól látható a nagyobb onkoidokat beburkoló szervesanyagban gazdag hártya, 1N (2b); 3a) laminált fáciesben megjelenő „madártoll” szerkezetű kalcitkristályok és UV-fluoreszcens képük, 2N (3b); 4 - Ostracoda héjtörődék pelmikrites wackestone-ban, 2N; 5 - bioklaszt moldját kitöltő anomális kioltású pátos kalcit, 2N; 6a) üregkitöltő gipsz mikroszkópos képe és SEM felvétele, 1N (6b)

**Figure 5.** Photomicrographs of travertine textures from Kápolna-hegy

1a) geopetal structure in biomold of thick-bedded phytoclastic facies and this UV-fluorescence photo (1b), 1N; 2a) oncoloidal microfacies in grainstone texture of thick-bedded oncoloidal facies and its UV-fluorescence photo what is showing the organic film which is covered a bigger oncoloids (2b), 1N; 3a) "feathery" calcite in laminated facies and its UV-fluorescence photo (3b), 2N; 4 - Ostracod shell fragment in pelmicritic wackestone, 2N; 5 - calcite cement of anomalous extinction filling a biomold 2N; 6a microscopic and SEM photo (6b) of cavity filling gypsum, 1N



### Vastagpados-növénymaradványos fácies

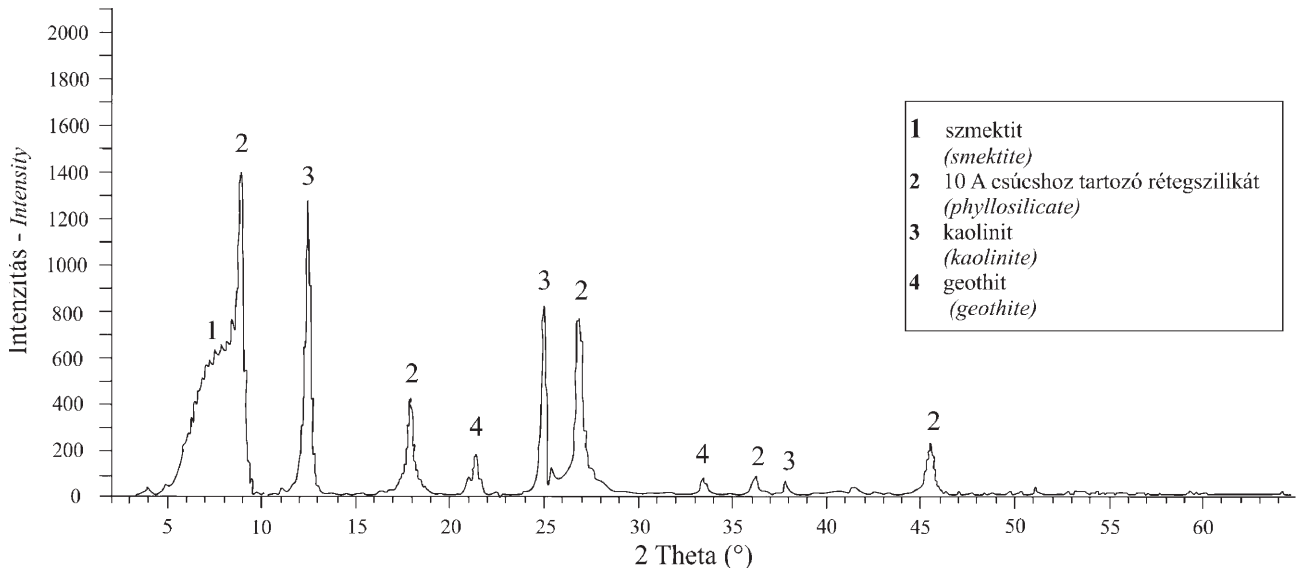
A felfelé vastagodó rétegekből álló kifejlődési típus padjai 20 cm-től 1 m-ig terjednek. A fáciest alkotó finomszemcsés mátrix fitoklasztok, illetve nádszárak moldjaiban gazdag. Ennek következtében a fácies cementáltsága kisebb, mivel a lebomló nagy mennyiségű szervesanyag lecsökkenti a kifejlődés cementáltságát. Mold, illetve intergranuláris porozitása ebből fakadóan nagyobb a korábbi kifejlődési típusokénál.

Mikrofácies: A fitoklasztok moldjaiban megjelenő

ekvigranuláris mozaik pát tölti ki (5. ábra, 5). Az utóbbi, szemmel láthatóan késői mozaikpát generációban (amelyet gyakran vas-oxidos kéreg választja el a korábbi cementgenerációtól), zárványsorokban gazdag növekedési zónák figyelhetők meg (5. ábra, 1a).

### Röntgen porrdiffrakciós eredmények

Az északi fal legkülönösebb képződménye a vastagpados rétegek között felbukkanó, változó vastagságú,



6. ábra. A röntgen porrdiffrakciós mérés eredménye

Figure 6. Result of the X-ray diffraction measurement

mikropátos kalcit üregeken belüli elhelyezkedése geopetális szerkezetet eredményez (5. ábra, 1a). Számos fitomold belsejébe izopach pátos kalcit burkolja be, belsejüket gyakran

sárga, laza finomhomokos, agyagos aleurit (4. ábra, 3), amely 1 m vastagságban, és megközelítőleg 6 m horizontális kiterjedésben jelenik meg. Összetételét tekintve a sárga anyag 90%-át porszerű karbonát adja, amely a karbonát mellett aleurit/finomhomok méretű kvarc-szemcséket tartalmaz, illetve alárendelten agyag is megjelenik benne. A röntgen porrdiffraktogramon jól látható (6. ábra), hogy az agyagfrakció főként muszkovitból és illitből, illetve alárendelten szmektitből, kaolinitből és goethitből áll. A mikromineralógiai módszerekkel szeparált aleuritfrakciót a kvarc mellett főleg nehézasványok adják, amelyek mennyisége csökkenő sorrendben: ilmenit, magnetit, rutil és turmalin.

I. táblázat. A stabilizotóp-mérés eredményei

Table I. Stable isotope data

Minta (Sample)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)
Mikrit (micrite)			
északi fal 1 (northern wall 1)	1,6	11,8	18,7
– északi fal 2 (northern wall 2)	1,7	-12,1	18,4
északi fal 3 (northern wall 3)	1,8	12,4	18,1
Onkoid (oncoid)	1,9	-12,1	18,4
„Madártoll” szerkezetű kalcit (“feather struc.” calcite)	1,4	12,0	18,5
Cement lázis (cement phase)	1,8	9,7	21,0

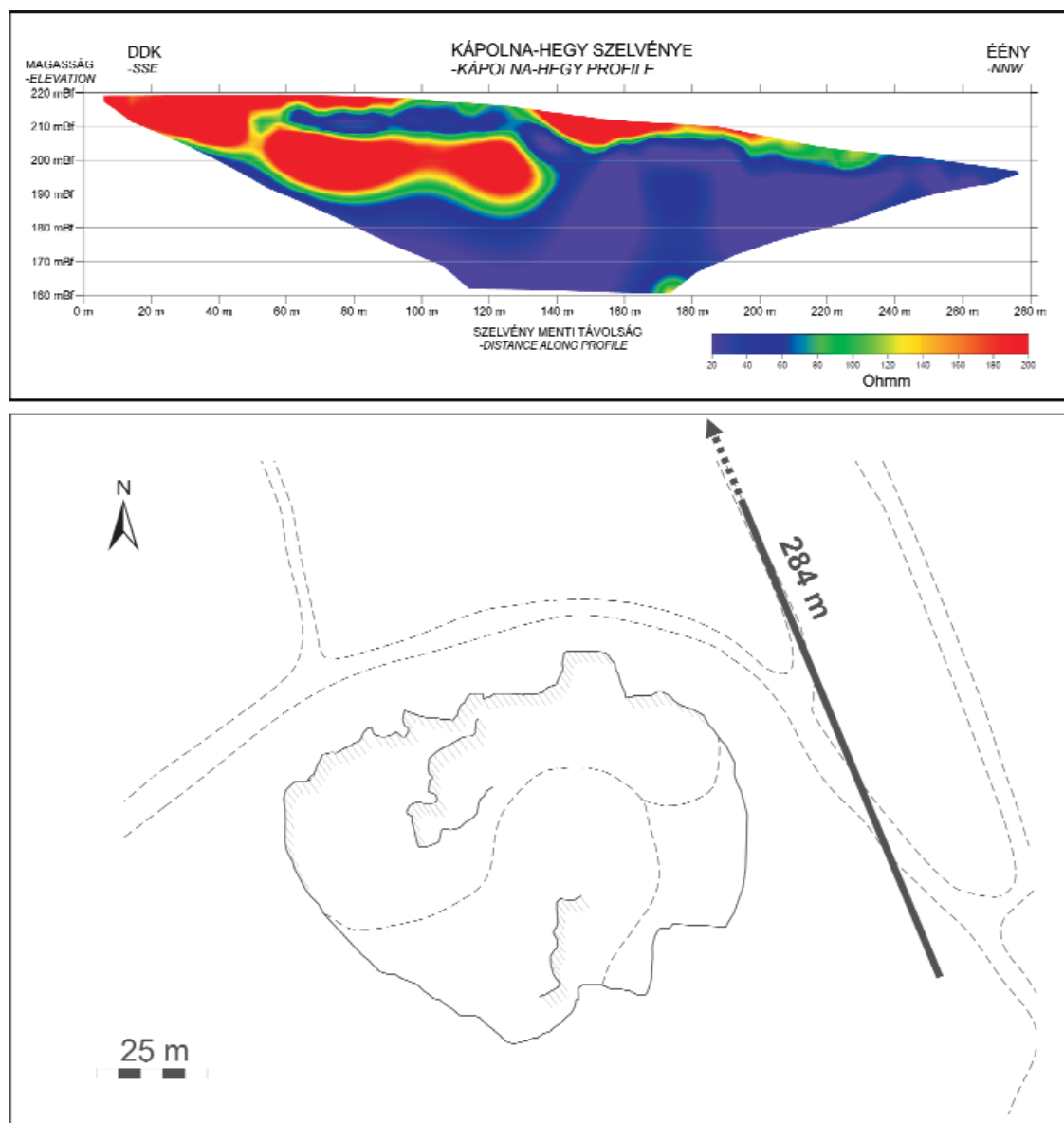
### A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

Mintáink stabilizotópos összetétele (I. táblázat) a következő intervallumokon belül változik:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1,4\text{–}1,9\text{‰}$  és  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -12,4\text{–}9,7\text{‰}$ .

### Geofizikai mérések

A multielektrodás geoelektromos szelvényezés eredményét a 7. ábra mutatja. A relatív hosszú terítés (284 m)





7. ábra. Az inverzió után kapott multielektrodás geoelektromos szelvény  
 Figure 7. Inverted geoelectric profile

eredményeként 60 méteres mélységből is nyertünk információt. Ezt követően az adatokon inverziót végrehajtva, öt iterációs lépés után a különböző fajlagos ellenállású részek jól elkülönültek a szelvényen, így lehetővé vált az édesvízi mészkő geometriájának pontosabb megismerése. Az RMS hiba az értelmezett szelvénynél 4,4%-nak adódott.

### A vizsgálati eredmények értelmezése

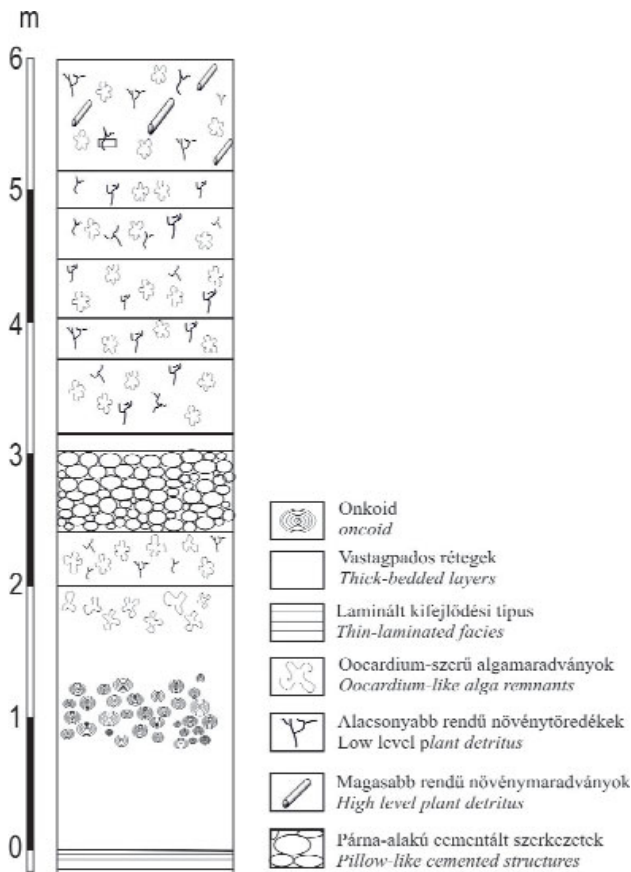
#### Terepi szedimentológiai megfigyelések értelmezése

Terepi megfigyeléseink alapján elkészítettük a bánya sematikus rétegoszlopát (8. ábra). Terepi és petrográfiai megfigyeléseink alapján megállapíthatjuk, hogy az előfor-

dulás rétegsora laminált édesvízi mészkővel kezdődik, amelyből folyamatosan fejlődik ki az északi falat felépítő, fitoklasztokban fölfelé egyre gazdagabb, vastagpados kifejlődési típus (4. ábra, 3). Összességében a rétegoszlopban felfelé haladva a magasabb rendű növénymaradványok egyre gyakoribbá válnak, míg az algamaradványok jelenléte végig domináns. A vastagpados kifejlődés porozitása felfelé növekszik és ezzel együtt cementáltsága csökken.

#### A mért települési adatok értelmezése

A dőlési adatokat összefoglalva megállapítható, hogy a dőlésirányok a bánya egy pontjától kifelé dőlnek és a rétegek meredeksége észak felé növekszik. Feltételezésünk szerint e pont lehetett az egykori forrásfeltörés helye, azonban a



8. ábra. Az északi fal rétegszlopa  
Figure 8. Log of the northern wall

bányaművelés során az előfordulás ezen részét lefejtették, ezt a feltételezésünket ezért terepi megfigyelésekkel nem tudtuk igazolni. A dőlésadatokat térképen ábrázolva egy lapos, torzult dombformát kapunk, amelyet terepi mérései alapján már SCHRÉTER (1951) is észlelt.

#### Petrográfiai vizsgálatok értelmezése

A három fő mikrofácies típus (laminált, vastagpados-onkoidos, vastagpados-növénymaradványos fácies) a rétegsorban egymás fölött folyamatos átmenettel települ.

A forrásfeltörés közelében elsőként kivált pelmikrit, wackestone szövetű laminák nyílt maradékporozitása feltételezhetően a kifejlődési típus elsődleges porozitásából ered, és az egymásra települő vékony rétegek között megmaradó, hosszan elnyúlt üregek gyanánt jelenik meg. Ugyanezen fáciestípusban figyelhetők meg a már korábban említett *tollpihe szerkezet* ("feather calcite crystals") (5. ábra, 3a, b). CHAFETZ & FOLK (1984), FOLK et al. (1985), ALONSO-ZARZA & TANNER (2010), FOUKE (2011) szerint ezek a kalcitok jellemzően termogén travertínokban jelennek meg, főként nyugodt vizű medencékben. Az úgynevezett mikrobiális szőnyegtől ("microbial mat") való elkülönítésük nem minden esetben egyértelmű. Kialakulásuk elsősorban a lerakó forrásvíz kémiai összetételétől

függ, ezen belül is a kéntartalomtól, azonban létrejöttük mechanizmusa jövőbeli kutatások tárgyát képezi (PENTECOST 2005).

A pelmikrit mátrix leülepedését egy korai mikropátos cementgeneráció kiválása követte. Az ez után következő cementgenerációk a részben cementálódott pelmikrit elsődleges intergranuláris pórusterek maradék porozitálásában, illetve a biomoldokban jelennek meg.

A moldporozitás, amelyet a fitoklasztok lebomlása után visszamaradt üregek adnak, a rétegsorban felfelé haladva gyarapszik, teret biztosítva egy második (kései) pátos cement generációnak, amely az északi fal legfelső szakaszát alkotó rétegekben jelenik meg. A első (korai), illetve a második (kései) cementfázis közötti határ vékony vas-oxidos sáv formájában figyelhető meg. A leírt paragenetikai sorrend alapján feltételezhetjük, hogy a kicsapódás során átmeneti változások következtek be a forrásvíz telítettségében és a redoxviszonyokban.

A katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok során megfigyelhető volt, hogy a pelmikrit mátrix minden esetben mutatott lumineszcencia jelenséget (élénk narancsszínt), míg a cementfázisok feketék maradtak. Ezek alapján arra következtethetünk, hogy a finomszemcsés, organikus anyaggal keveredett finomkristályos kalcitmátrix uralkodóan redukív környezetben vált ki és halmozódott fel. Idővel, az ülepedési körülmények megváltozásával a későbbi, nem-lumineszkáló, de vasat nem tartalmazó pátos cementgenerációk talán már oxidatív környezetben válhattak ki.

Katódlumineszcens mikroszkópos megfigyeléseinket az UV-fluoreszcens mikroszkópos vizsgálatok is alátámasztották, igazolva, hogy a mikrit alapanyag nagy mennyiségben tartalmaz kb. 20 µm méretű, szervesanyag-gazdag fluoreszkáló csomókat (5. ábra, 3b).

A rétegsorban az előfordulás északi falán a laminált fáciest követő vastagpados kifejlődési típusok pelmikrit mátrixában *Ostracoda* héjtöredékeket figyeltünk meg (5. ábra, 4). Ezek egyértelműen tavi környezetet jeleznek, míg az onkoidok mikrobiális aktivitásra utalnak (5. ábra, 2a).

#### A röntgen pordiffrakciós eredmények értelmezése

A sárga, cementálatlan, aleuritos agyag röntgenpordiffrakciós, illetve nehézsásvány szeparációs vizsgálata alapján úgy véljük, hogy az északi fal egyes rétegei között megjelenő jól osztályozott „sárga por” voltaképp lösz, amely általános elterjedésű a Pannon-medence középső pleisztocén rétegsoraiban. Jelenlétére elvileg két magyarázat kínálkozik. Lehetne (1) a rétegek közé utólag, a forrásmész-képződés inaktívává válása után beiszapolódott kitöltés. Lehetségesnek tartjuk azonban azt is, hogy (2) ez a réteg a mészkő-kúp fejlődése során, esetleg a mészkő-kiválás átmeneti szünetében halmozódott fel. Ezt a feltételezésünket alátámasztja a multielektrodás geoelektromos mérés eredménye is, amelyen jól látható a nagy ellenállású (180–200 Ohmm) édesvízmész-kő-tömegbe ágyazódó kis ellenállású (20–60 Ohmm) réteg.



### Pásztázó elektronmikroszkópos mérések értelmezése

Az intergranuláris térben akcesszóriusan megjelenő gipszet pásztázó elektron mikroszkóp segítségével azonosítottuk (5. ábra, 6a, b). A gipsz jelenléte arra enged következtetni, hogy az előfordulást létrehozó forrásvíz kalcium mellett ként is tartalmazhatott. Lehetséges, hogy a kén forrásai ugyanúgy a termásvízhez hozzákeveredő medencebeli szénhidrogén-tartalmú fluidumok lehetnek, mint ahogy azt POROS et al. (2012) a Budai-hegység egyes kalcitkiválásaiban talált szénhidrogéntartalmú zárványok vizsgálata alapján felvetette. Mivel feltételezésünk szerint a kápolna-hegyi édesvízi mészkő kialakulása is a Budai-hegység termásvizeihez köthető, az itt azonosított gipsz bizonyíthatná, hogy a regionális rendszerből származó medencebeli hozzájárulással már a kápolna-hegyi mészkő képződése idején is számolni lehetett. Azonban mivel mindössze néhány akcesszórius gipszkristály volt megfigyelhető a csiszolatokban, és S-izotópos mérési eredmények sem állnak rendelkezésünkre, így mindez csak hipotézisként fogalmazható meg.

### Stabilizotópos adatok értelmezése

A mintaelőkészítés során sikerült elkülöníteni a mikrit és a cement fázist, azonban a cementfoltok, ill. cement-sávok kis mérete miatt, a rendelkezésre álló szerszámokkal finomabban szeparált mintavételre nem nyílt lehetőség, átlagmintákkal kellett dolgoznunk. Adataink mellett a 9. ábrán feltüntetjük az előfordulás környezetében található karbonátos kőzeteket (Dachsteini Mészkő, Budai Marga, Szépvölgyi Mészkő) (GYÖRI et al. 2011), a Budai-hegységben talált miocén korú hidrotermális kalcittelérek (GYÖRI et al. 2011, POROS et al. 2012) és a budakalászi

édesvízmészkő-előfordulás stabil szén- és oxigénizotópos összetételét (KELE et al. 2003) is. Ezeket az adatokat egyszerre ábrázolva megkísérelhetők az előfordulásokat létrehozó forrásvizek eredetére és összetételére vonatkozó következtetések is.

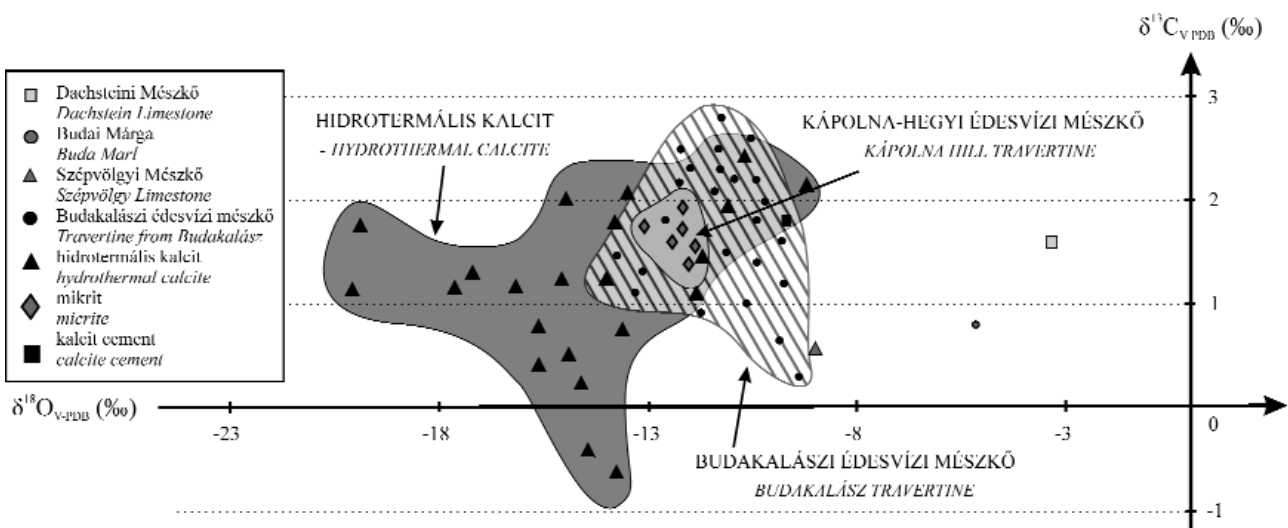
A diagramon látható, hogy a kápolna-hegyi előfordulás mikrit és a cement fázisának oxigénizotópos értékei elkülönülnek egymástól. A cement fázis pozitívabb,  $-9,7\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  értéke arra enged következtetni, hogy — azonos összetétel feltételezve — a cementáló fluidum hőmérséklete kisebb lehetett, mint azé a fluidumé, amelyből eredetileg a travertínó kivált.

A Kápolna-hegyi travertínó és a tágabb körzet hidrotermális kalcittelérek stabilizotóp-geokémiai adatai (GYÖRI et al. 2011) között kimutatható hasonlóság magyarázata az lehet, hogy a Budai-hegység területén a miocén óta folyamatos a hidrotermális fluidumok áramlása (KOVÁCS & MÜLLER 1980, ERŐSS 2010, POROS 2011). A víz, áramlása közben több kőzettel is kölcsönhatásba kerülhetett, de szénizotópos összetétele leginkább a triász Dachsteini Formációéhoz hasonlít, így valószínű, hogy a feszín alatti víz számára itt is ez a képződmény volt a fő karbonátforrás.

Budakalászi és a Kápolna-hegyi édesvízi mészkő előfordulásainak stabilizotópos értékei alapján megállapíthatjuk, hogy a két előfordulást valószínűleg hasonló összetételű forrásvíz hozhatta létre.

### Geofizikai mérések értelmezése

Az 7. ábrán látható multielektrodás geoelektromos szelvényen alapvetően két különböző fajlagos elektromos ellenállású csoport különíthető el. A nagyobb ellenállású (180–200 Ohmm) részek a mészkőtestnek felelnek meg, míg a kisebb ellenállású (20–40 Ohmm) terület az agyagos összetételű forrásvíz képviselője, amely az oligocén Kiscelli Agyag-



9. ábra. A stabilizotóp-mérések eredménye  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  diagramon ábrázolva (a két tengely léptéke különböző). A hidrotermális kalcit stabilizotóp adatai GYÖRI et al. (2011), a budakalászi édesvízi mészkő stabilizotóp adatai KELE et al. (2003) munkáiból származnak

Figure 9. Cross-plot of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$  values (note that x and y axes are of different scales). stable-isotope data of hydrothermal calcite stem from GYÖRI et al. (2011) and stable-isotope data stem from Budakalász travertine from KELE et al. (2003)

nak feleltethető meg. A szelvényen jól látható, hogy a bányától észak felé távolodva hogyan vékonyodik ki a mészkőtest.

### Következtetések

Jelen munka keretében a Budapest közelében található kápolna-hegyi édesvízmészkő-előfordulás szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatát és ezen alapuló paleokörnyezeti rekonstrukcióját végeztük el.

1. Megfigyeléseink alapján három fő fácieset különítettünk el:

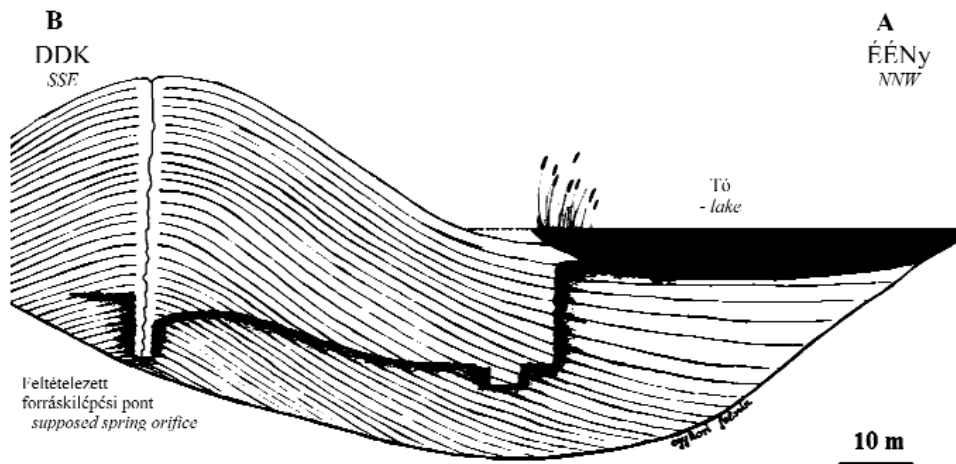
a) Laminált-, vastagpados-onkoidos fácies: amelyben megjelenik a főként termogén travertínokra jellemző tollpihe szerkezetű kalcit. A katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok alapján arra következtettünk, hogy a finomszemcsés, szervesanyag-tartalmú pelmikrit mátrix uralkodóan redukzív környezetben vált ki és halmozódott fel. Idővel, az ülepedési körülmények megváltozásával a későbbi pátos cementgenerációk talán már oxidatív környezetben válhattak ki, amit a katódlumineszcens vizsgálatok is alátámasztottak.

3. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok segítségével az intergranuláris térben azonosított járulékos gipsz arra utal, hogy az előfordulást létrehozó forrásvíz ként is tartalmazott. A kén eredetétül a termálvízhez hozzákeveredő medencebeli szénhidrogén-tartalmú fluidumok jelölhetőek meg, hasonlóan ahhoz, ahogy azt POROS et al. (2012) a Budai-hegység egyes kalcitkiválásaiban talált szénhidrogén-tartalmú zárványok vizsgálata alapján feltételezte.

4. Stabilizotóp-geokémiai adataink alapján az előfordulás mikrit és cement fázisának oxigénizotópos értékei elkülönülnek egymástól. Eszerint — azonos összetétel feltételezve — a cementáló fluidum hőmérséklete kisebb lehetett a travertínót lerakó fluiduménál.

5. Multielektródás geoelektromos szelvényezés segítségével lehetővé vált az egykori tavi üledékképződési környezet térbeli rekonstrukciója, alátámasztva ezzel a terepi szedimentológiai megfigyeléseket.

Vizsgálataink összességében bebizonyították, hogy a kápolna-hegyi édesvízi mészkő termogén forrásüledék és termometeogén tavi üledék együtteseként értelmezhető, amely véleményünk szerint, egy forráskúp és a forrás által táplált tó képét rajzolja ki (10. ábra).



10. ábra. A kápolna-hegyi édesvízi mészkő üledékképződési modellje  
Figure 10. Depositional model of the Kápolna-hegy travertine

b) vastagpados-onkoidos fácies, amely mikrobiális aktivitásra utal.

c) vastagpados-növénymaradványos fácies, amely már tavi környezetben halmozódhatott fel. Ezt a feltételezést a pelmikrit mátrixban megjelenő Ostracoda héjtöredékek is alátámasztják.

2. Röntgen pordiffrakciós vizsgálataink alapján megállapítottuk, hogy az északi fal egyes rétegei között lősz jelenik meg, amely feltételezhetően a mészkő-kúp fejlődése során, esetleg a mészkő-kiválás átmeneti szünetében halmozódott fel. Ezt a feltételezésünket a multielektródás geoelektromos mérés eredménye is alátámasztotta.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk GYÓRI Orsolyának a mikroszkópi munkában illetve a geokémiai értelmezésben nyújtott segítségével, HÁMORI Zoltánnak a multielektródás geoelektromos mérés lebonyolításáért és az adatok feldolgozásáért. Köszönet illeti továbbá HORVÁTH Ferencet, HIPS Kingát, VARGA András, BENDŐ Zsoltot és VIRÁG Magdolnát a munkánkban nyújtott segítségükért. A kutatást az OTKA 72590 K és NK83400 támogatta.



## Irodalom — References

- ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. 2010: *Carbonates in Continental Settings*. — Elsevier, 378 p.
- BORSODY J. 2012: A Békásmegyeri Kálvária-tetői édesvízi mészkő előfordulás képződési körülményeinek rekonstrukciója. — *Kézirat*, Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 121 p.
- CHAFETZ, H. S. & FOLK, R. L. 1984: Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. — *J. Sed. Petrol.* **54**, 289–316.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — HAM, W. E. (ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. — *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1. Tulsa, Oklahoma, 108–121.
- ERŐSS, A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Manuscript*, PhD Dissertation, Eötvös Loránd University, 171 p.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **43**, 1–38.
- FOLK, R. L., CHAFETZ H., S. & TIEZZI, P. A. 1985: Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertine, Central Italy. — *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **36**, 349–369.
- FOUKE, B. W. 2011: Hot-spring System Geobiology: abiotic and biotic influences on travertine formation at Mammoth Hot Spring, Yellowstone National Park, USA. — *Sedimentology* **58**, 170–219.
- FÖLDEVÁRI, M., BERNER, ZS. & STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomod-Les-hegy). — *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 195–204.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — *Data of Geochemistry 6th, Geol. Surv. Prof Paper* **440-KK**, 61 p.
- GYÓRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. — *Földtani Közlemények* **141/4**, 341–361.
- HORUSITZKY H. 1939: Budapest jobb parti részének hidrogeológiája. — *Hidrologiai Közlemények* **18**, 1–404.
- KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. — *Kézirat*, PhD disszertáció, ELTE, Földtudományi Doktori Iskola, 176 p.
- KELE, S., VASELLI, O., SZABÓ, CS. & MINISSALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts., Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 161–175.
- KELE, S., DEMÉNY, A., SIKLÓSY, Z., NÉMETH, T., MÁRIA, T. & KOVÁCS, M. B. 2008: Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. — *Sedimentary Geology* **211**, 53–72.
- KELE, S., SCHEUER, GY., DEMÉNY, A., SHEN, C. C., CHIANG, H. W. 2011a: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata, Budapest. — *Földtani Közlemények* **141/2**, 445–468.
- KELE, S., ÖZKUL, M., GÖKGÖZ, A., FÓRIZS, I., BAYKARA, M. O., ALÇİÇEK, M. C. & NÉMETH, T. 2011b: Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. — *Sedimentary Geology* **238**, 191–212.
- KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDEVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D. & BERNER, ZS. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlemények* **134**, 541–562.
- KOVÁCS, J. & MÜLLER, P. 1980: Budai-hegyek hévízes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1980/2**, 93–98.
- MINDSZENTY A., MÁDLNÉ SZÖNYI J., PETHŐ S. L., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról. — *Kézirat*, ELTE-TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- PENTECOST, A. 2005: *Travertine*. — Springer Verlag, 445 p.
- PENTECOST, A. & VILES, H. 1994: A review and reassessment of travertine classification. — *Géographie physique et Quaternaire* **48**, 305–314.
- POROS, ZS., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYÓRI, O., RONCHI, P. & SZEKERES Z. 2012: Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101**, 429–452.
- POROS ZS. 2011: Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary — selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. — *Manuscript*, PhD Dissertation, Eötvös Loránd University 141 p.
- SCHEUER GY. 1996: A Budapest-Békásmegyer Kálvária-tetői alsó pleisztocén édesvízi mészkő paleo-hidrogeológiai vizsgálata. — *Hidrologiai Közlemények* **2**, 105–112.
- SCHEUER GY. 2004: A Budapest Békásmegyeri öblözet (III. ker) körüli alsó-pleisztocén-paleohévízforrások és kiválasztásai vizsgálata. — *Hidrologiai Tájékoztató* **44/1**, 66–69.
- SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1974: Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. — *Földrajzi Közlemények* **22**, 113–134.
- SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1980: A budai hévízforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól napjainkig. — *Hidrologiai Közlemények* **11**, 492–501.
- SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1985: Az édesvízi mészkőkúpok típusai és alakulati formái. — *Földtani Közlemények* **115**, 385–398.
- SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131 p.
- SCHRÉTER, Z. (1951): A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1949**-ről, 111–150.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. W. 2003: Continuous-flow stable isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communication in Mass Spectrometry* **17**, 1004–1006.

TÖRÖK Á. & ÜNNEP V. 2011: A kápolna-hegyi édesvízi mészkő terepi szedimentológiai vizsgálata (Budai-hegység). — *Kézirat, OTDK dolgozat*, 67 p.

WEIN, GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *MÁFI alkalmi kiadvány*, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2012. 12. 07.