

A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata

KELE Sándor¹, SCHEUER Gyula², DEMÉNY Attila¹, Chuan-Cou SHEN³, Hong-Wei CHIANG³

¹Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatóintézet, H-1112 Budapest, Budaörsi út 45., e-mail: keles@geochem.hu

²Budapest, Szendrő u. 6., 1126

³Department of Geosciences, National Taiwan University

Uranium-series dating and geochemical study of the travertines located on the Rózsadomb Hill (Budapest)

Abstract

Travertines are ubiquitous formations in the area of Budapest indicating strong hydrothermal activities during the Pliocene and Quaternary. They cover former terraces of the Danube River and older geomorphologic horizons, thus, they are important archives (1) to date the terraces of Danube, (2) to quantify vertical tectonic movements (recalculate the uplift rate, i.e., the incision rate of Danube) and (3) to reconstruct the relocation and development (i.e. paleohydrogeology) of paleokarst springs.

In the Rózsadomb (Rose-Hill) region more than hundred caves and cave indications are known and travertines are also frequently found. The cave deposits have been dated extensively (e.g. Ford & Takácsné Bolner 1992, Leél-Óssy 1997, Leél-Óssy & Surányi 2003, Szanyi et al. 2009), but no radiometric dating has been performed on the travertines and published so far. The absence of exact timing of travertine deposits hindered both the Danube terrace researches and the paleoclimatic study of these deposits, moreover, the former dating approaches using their elevation above the sea level led to incorrect age determinations.

In this article we conducted a complex sedimentological and stable isotope geochemical study and uranium-series dating of altogether eleven travertine occurrences located on the Rózsadomb (Törökvész út, Törökvész lejtő, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Bimbó út, Barsi u., Bogár u., Szemlő-hegy, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol u.) in order to outline their depositional environments and to determine the age of their deposition.

Based on our observations spring cones deposited from thermal springs at different temperatures are characteristic to the area and according to our U/Th analyses travertine deposition proceeded during the Middle-Pleistocene (around 350 ky, BP), between Terminations VI and V, thus, travertine deposition was probably active during the Mindel/Riss interglacial and also during the Riss glacial, when precipitation amount was large enough to provide water supply for the springs. Our data demonstrate that in Hungary during glacials humid periods could have also occurred favouring travertine deposition. According to our dating analyses in the area of the Rózsadomb the oldest travertines are located on the highest elevation asl., while the younger travertines are situated on lower altitudes, implying gradual relative decrease in the paleokarstwater-level. The uplift rates of the Rózsadomb area calculated from the U/Th age data and elevation of travertines ranges between 0.20-0.25 mm/yr.

Keywords: travertine, Rózsadomb (Budapest), uranium-series dating, stable isotope geochemistry, Middle-Pleistocene

Összefoglalás

A travertínók gyakori képződménynek számítanak Budapesten és jelenlétük jelentős pliocén és kvarter hidrotermális tevékenységre utal. Gyakran települnek a Duna korábbi teraszain és idősebb geomorfológiai felszíneken, aminek következtében alkalmasak: (1) a Duna teraszok korának meghatározására, (2) a vertikális tektonikai elmozdulások számszerűsítésére (a terület kiemelkedési-, illetve a Duna bevágódási rátájának számítására, valamint (3) a paleoforrások fejlődésének és forráskilépési pontjainak (a paleohidrogeológiának) a rekonstruálására.

A Rózsadombon és környékén száznál is több barlang és barlangindikáció ismert és a travertínók szintén gyakoriak a területen (Petz et al. 1987). A barlangi üledékek korának meghatározásával számos korábbi tanulmány foglalkozott (pl. Ford & Takácsné Bolner 1992, Leél-Óssy 1997, Leél-Óssy & Surányi 2003, Szanyi et al. 2009), de a travertínókon korábban még nem készültek radiometrikus korvizsgálatok. A radiometrikus koradatok hiánya a Duna-terasz-kutatásokat és a képződmények paleoklimatológiai vizsgálatát egyaránt hátráltatta, míg a korábbi (elsősorban a mészkövek települési magasságán alapuló) korvizsgálatok nem minden esetben vezettek helyes következtetésekhez.

Jelen munkánkban összesen 11 rózsadombi travertínó előfordulás (Törökvész út, Törökvész lejtő, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Bimbó út, Barsi u., Bogár u., Szemlő-hegy, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol u.) komplex szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatát, és U/Th sorozatos kormeghatározását végeztük el a képződési környezet rekonstruálása és a képződmények korának meghatározása céljából.

Megfigyeléseink szerint a területre a forráskúp típusú travertínó előfordulások a jellemzőek, amelyek eltérő hőmérsékletű termálvizekből képződtek. U/Th-sorozatos korvizsgálataink alapján a travertínó képződése a középső-pleisztocén során (mintegy 350 ezer évvel ezelőtt) ment végbe a VI. és V. terminációk között. A travertínóképződés aktív volt a Mindel/Riss interglaciális és a Riss glaciális alatt is, ami arra utal, hogy elégséges mennyiségű csapadék állt rendelkezésre a források működésének biztosításához. Adataink alapján tehát a glaciális periódusok csapadékosabb időszakai alatt is történt travertínóképződés. Korvizsgálataink szerint a Rózsadomb területén a legidősebb travertínók települnek a legmagasabb tszf magasságon, míg a fiatalabb mészkövek alacsonyabb szinteken találhatóak, ami a karsztvízszint fokozatos relatív csökkenésére utal a területen. A radiometrikus koradatok és a travertínók települési magassága alapján számolt kiemelkedési ráta a Rózsadomb területére 0,20-0,25 mm/év értéknek adódott.

Tárgyszavak: travertínó, Rózsadomb (Budapest), U-sorozatos kormeghatározás, stabilizotóp-geokémia, középső-pleisztocén

1. Bevezetés és kutatástörténet

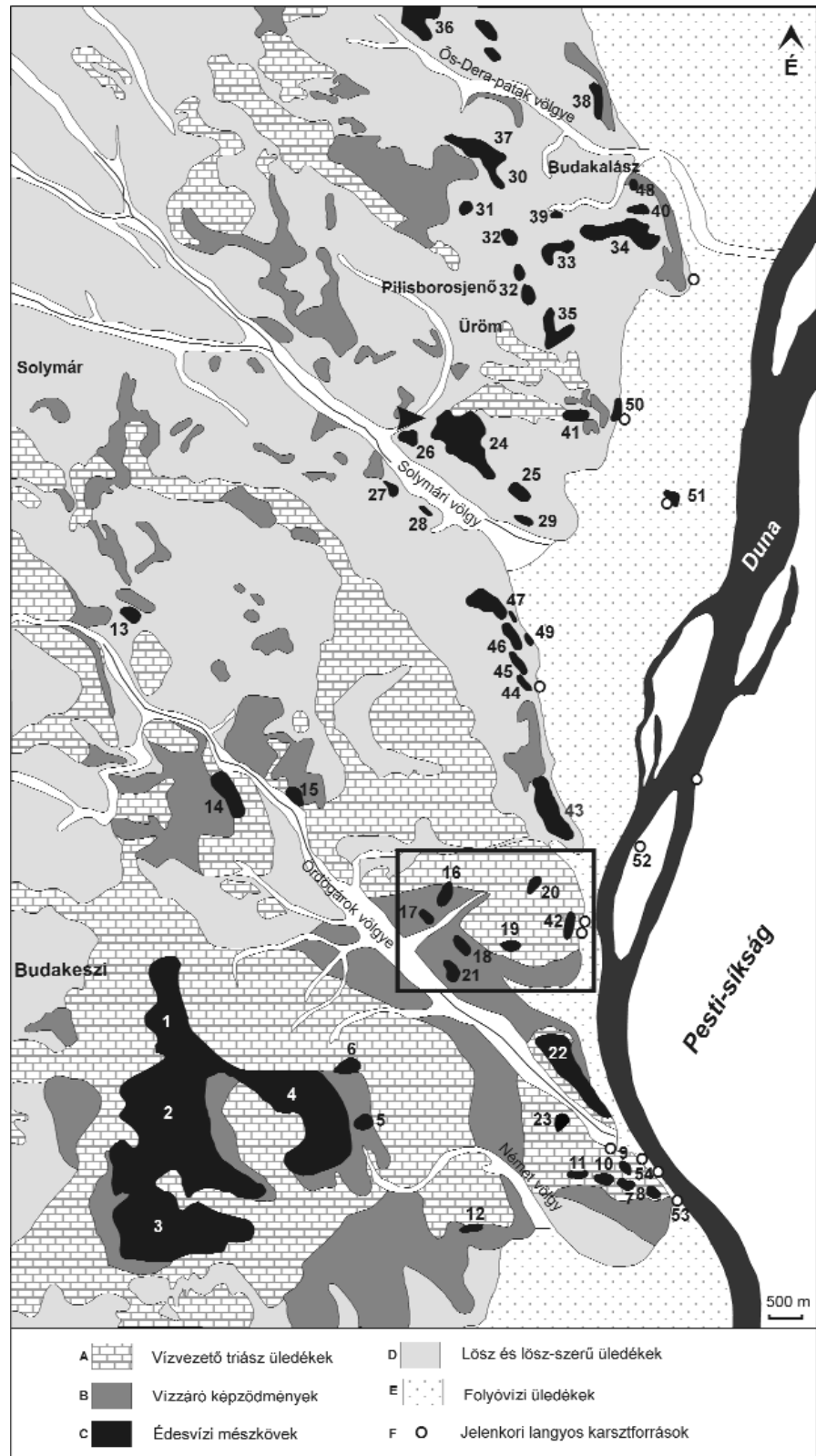
Az édesvízi mészkövek (travertínók) vizsgálata közel másfél évszázados múltra tekint vissza a Kárpát–Pannon régióban, azonban a szempontok és az eszközök változtak az évtizedek során, így a rétegtani és mikrofácies vizsgálatokon kívül ma már a geokémiai elemzések szolgáltatnak értékes adatokat a paleohidrogeológiai és paleoklimatológiai kutatások számára. Budapest területén számos travertínó előfordulás található (1. ábra), a Rózsadomb területe pedig különösen gazdag travertínókban és termálkarsztos barlangokban egyaránt (LEÉL-ŐSSY 1995). A rózsadombi édesvízi mészkövekről a legteljesebb áttekintést SCHEUER & SCHWEITZER (1988) adta, míg a legújabb szedimentológiai és geokémiai vizsgálatok eredményeit KELE (2009) foglalta össze.

Az előfordulások többsége ma már nehezen hozzáférhető a terület beépítettsége következtében, azonban a travertínó előfordulások vizsgálata mégis nagy jelentőségű, mivel a képződmények alkalmasak a geomorfológiai térszínnek (pl. korábbi Duna-terasz szintek, pliocén hegyláb felszín) korának meghatározására. Többek között ennek köszönhető, hogy a Duna-völgy és a hozzá kapcsolódó teraszrendszer már a múlt század elején a kutatások középpontjában állt (CHOLNOKY 1923, 1925; BULLA 1941, 1956; KÉZ 1933, 1942), és a vizsgálatok az ezredforduló közeledtével is folytatódtak (GÁBRIS 1994, 1997). NOSZKY (1935), LÁNG (1955), PÉCSI (1959), KRETZOI & PÉCSI (1982), PÉCSI et al. (1982), GÁBRIS (1994) és SCHEUER & SCHWEITZER 1973, 1984, 1988) az egységes teraszrendszer kialakítására törekedett. PÉCSI (1959) teraszrendszerét később SCHEUER & SCHWEITZER (1988) is felhasználta, míg a „hagyományos” teraszrendszer keretébe illeszkedő korábbi kormeghatározások eredményeit RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005A) foglalta össze, rámutatva a hagyományos teraszrendszer bizonytalanságára. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005B) ^3He kitértési kor mérések alapján becsülte a Duna bevágódásának (így a középhegység kiemelkedésének) maximális sebességét, felhasználva a szórványos, de közel sem elégséges számú rendelkezésre álló édesvízi mészkő koradatot. GÁBRIS

(2007) a teraszképződés és a pleisztocén klímaingadozások közötti összefüggést vizsgálta az oxigénizotóp-rétegtannal való kapcsolat függvényében, GÁBRIS & NÁDOR (2007) pedig a tektonika és a klíma hatását tanulmányozta a Duna és a Tisza kvarter fejlődésére vonatkozóan.

A travertínókat a nemzetközi irodalmakban is gyakran használják a folyóteraszok kialakulásának és a középső és késő-pleisztocén klíma kapcsolatának vizsgálatára (GIBBARD & LEWIN 2008). SCHULTE et al. (2008) az Ibériai-félszigeten található Aguas folyó teraszrendszerét és a teraszokon települő travertínók korát tanulmányozva arra a következtetésre jutott, hogy a folyó bevágódásában és a teraszrendszerek kialakulásában a tektonikának, a klímának és a tengerszintváltozásoknak egyaránt szerepe volt, bár ezek a tényezők egymástól geológiailag eltérő időskálán fejtették ki hatásukat. A fenti összefoglalóból is látható, hogy a Duna fejlődésének, bevágódásának, a teraszszintek kialakulásának tektonikai és paleoklimatológiai irányú értelmezése régóta az érdeklődés középpontjában áll, amihez a travertínók értékes adatokkal járulhatnak hozzá.

A Budai-hegységi travertínókkal már számos szerző foglalkozott elsősorban térképező-leíró szemlélettel, illetve szedimentológiai-geomorfológiai szemszögből vizsgálva az egyes előfordulásokat (pl. HORUSITZKY 1939, SCHRÉTER 1953, SCHEUER & SCHWEITZER 1988), míg VITÁLIS & HEGYI (1982) és HORUSITZKY & WEIN (1962) nyomelem-vizsgálatokat is végzett a mészköveken. Az ezredfordulót követően a képződmények paleoklimatológiai célú stabilizotóp-geokémiai vizsgálata is megindult (FÖLDVÁRI et al. 2003, KELE et al. 2003, KÖRÖSI et al. 2004, KELE 2009), de az eredmények, elsősorban a radiometrikus koradatok hiánya miatt, eddig vártak magukra. U/Th sorozatos és ESR korvizsgálatok elszórta a Budai-hegységben is készültek (PÉCSI 1973, HENNIG et al. 1983, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, SCHWARCZ & LATHAM 1990), azonban a módszer mérési határa az elmúlt évtizedekben még mindössze 350 ezer év volt (SCHWARCZ 1990). Annak ellenére, hogy a Rózsadomb travertínóiról mindezidáig nem közöltek eredményeket, a terület a barlangi képződményeiről és azok radiometrikus korvizsgálatáról számos



1. ábra. A Budai-hegység vázlatos földtani térképe a jelentősebb édesvízi mészkő előfordulások feltüntetésével (módosítva SCHEUER & SCHWEITZER 1974, valamint KELE 2009 alapján)

Figure 1. Geological map of the Buda Hills showing the most important travertine occurrences (modified after SCHEUER & SCHWEITZER 1974 and KELE 2009)

Édesvízi mészkő előfordulások (*Freshwater limestone occurrences*): 1. Hármaskút-tető-Normafa, 2. Csillagvizsgáló u., 3. Budaörsi-hegy - Kakukk-hegy, 4. Széchenyi-hegy, 5. Felhő u., 6. Alkony u., 7. Gellért-hegy, Ifjúsági-park, 8. Gellért-hegy, Felszabadulási emlékmű, 9. Gellért-hegy, Számadó u., 10. Gellért-hegy, Kelenhegyi u., 11. Gellért-hegy, Somlyói u., 12. Sas-hegy, 13. Máriaremete, 14. Hűvösvölgy, Nyéki u., 15. Hűvösvölgy, Kondor u., 16. Törökveszi u. és Törökveszi lejtő, 17. Lepke köz, 18. Vérhalom (Detrekó u., Fillér u.), 19. Bimbó u. és Barsi u., 20. Szemlő-hegy, 21. Szőlészeti Kutatóintézet, 22. Buda-vár-hegy, Halászbástya, 23. Nap-hegy, 24. Üröm-hegy-felső, 25. Arany-hegy felső, 26. Üröm-hegy alsó, 27. Csúcs-hegy-dűlő felső, 28. Csúcsos-hegy dűlő alsó, 29. Arany-hegy alsó, 30. Budakalászi kőfőjtő, 31. Monalovác-hegy D-i oldal, 32. Pusztá-hegy és Berd-dűlő, 33. Kálvária-tető felső, 34. Ezüst-hegy felső, 35. Felső-hegy, 36. Majdán fennsík, 37. Harapovács-alsó, 38. Verebes dűlő, 39. Kálvária-tető alsó, 40. Ezüst-hegy alsó, 41. Péter-hegy, 42. Apostol u., 43. Kiscelli-fennsík, 44. Farkastorki u., 45. Farkastorki lejtő, 46. Labanc köz felső, 47. Labanc köz-alsó, 48. Budakalász, 49. Bécsi u., 50. Csillaghegyi strand, 51. Római-fürdő, 52. Margitsziget, 53. Sárosfürdő, 54. Rudas-fürdő

publikáció látott napvilágot az elmúlt évtizedben (LEÉL-ŐSSY 1995, 1997; LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003) és a vizsgálatok a területen napjainkban is folytatódnak (SZANYI et al. 2009), a Budai Termálkarsztot érintő hidrogeológiai kutatásokkal együtt (pl. ERŐSS & MÁDL-SZÓNYI 2007).

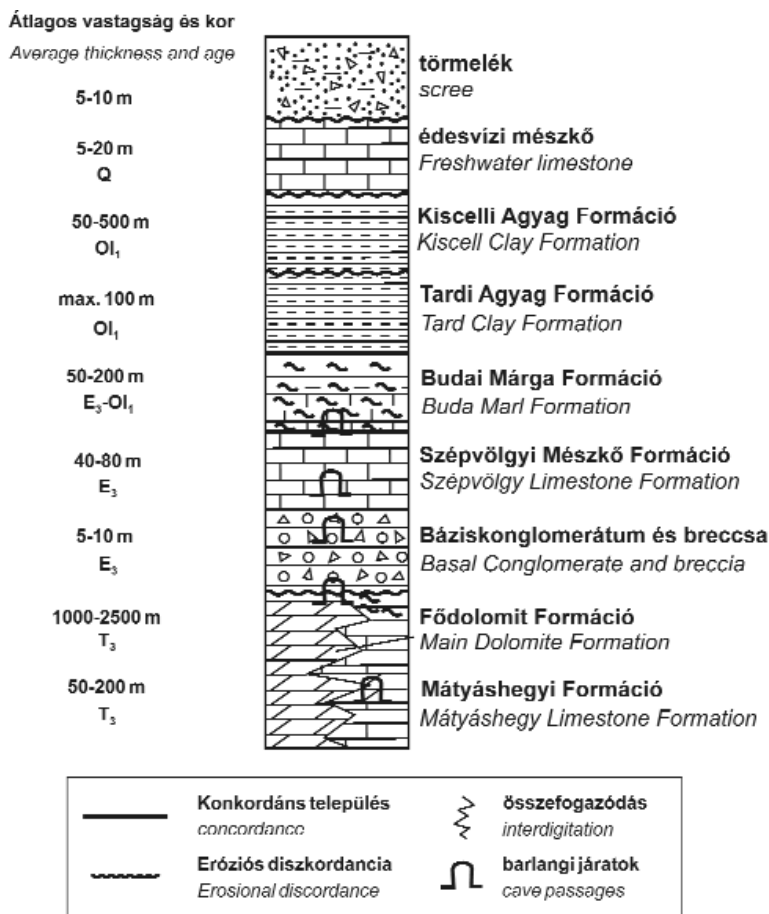
Jelen tanulmány a Budai-hegység területén 169 m és 240 m tengerszint feletti magasságok közt elhelyezkedő 11 rózsadombi travertínó előfordulás képződményein végzett szedimentológiai, stabilizotóp-geokémiai, valamint U/Th sorozatos kormeghatározások eredményeit közli. A geokémiai vizsgálatok elsősorban a genetikai kérdések megválaszolásában segítettek, míg a radiometrikus korvizsgálatok fontos új adatokkal járultak hozzá a Budai-hegység geológiájához, paleohidrogeológiájához, tektonikai folyamatainak (pl. kiemelkedés) rekonstrukciójához, valamint a Duna-völgy fejlődésének, a folyó bevágódásának és a folyóteraszok kialakulásának megismeréséhez.

2. Földtani háttér

A Rózsadomb a Hármashatár-hegy csoporthoz tartozik és a Duna jobb partján, a folyóhoz közel helyezkedik el. Területén számos barlang fordul elő a térség sajátos

kőzettani, tektonikai és vízföldtani viszonyainak köszönhetően. A felszínen lösz, lejtőtörmelék, travertínó, agyag, márga, eocén mészkő és triász dolomit található (2. ábra). A legidősebb kőzetek az 1000–1500 m vastagságot is elérő felső-triász karni–nori Fődolomit Formáció és a mészkőből és dolomitból álló, helyenként az 50–200 m vastagságot is elérő karni–nori–rhaeti korszakban intraplatform medencékben képződött Mátyáshegyi Formáció (SCHAFARZIK & VENDL 1929, WEIN 1977, LEÉL-ŐSSY 1995, HAAS 2002). A területen a Mátyáshegyi Formáció Sashegyi dolomit tagozata is megtalálható (ESTEBAN et al. 2009). A Fődolomitban ritkán fordulnak elő barlangok, míg a tűzköves Mátyáshegyi mészkő tagozat jól karsztosodik (LEÉL-ŐSSY 1995).

A triász alaphegységre több mint 160 millió éves üledékhézagot követően települnek a paleogén és negyedidőszaki képződmények. Jura és kréta üledékek a főváros területén mélyült fúrásokból sem ismertek (WEIN 1977). A Budai-hegység területe a középső-eocén elején biztosan és talán a felső-kréta elején is szárazulat volt, amit a szárazföldi mállástermékek (bauxitindikációk) megléte is bizonyít. A feldarabolódott triász kőzetek magasra emelt tömbjei ekkor karsztosodhattak (pl. Róka-hegy). A felső-krétában rövid időre visszatérhetett a tenger, melyet



2. ábra. A rózsadomb elvi rétegsora (LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003 alapján, módosítva)

Figure 2. Lithostratigraphic column of the Rózsadomb area (modified after LEÉL-ŐSSY and SURÁNYI 2003)

átülepített nannoplankton és plankton foraminifera fossziliák bizonyítanak (NÁDOR 1991).

Az eocén tenger a Budai-hegységet ÉNy felől érte el és az eocén üledékek már a triász dolomit és mészkő rétegeire rakódtak rá. Jelentősebb üledékképződés csak az késő-eocénben, a priabonai korszakban kezdődő transzgresszió nyomán indult meg (WEIN 1977). A késő-eocén transzgresszió első összlete egy néhány méter vastagságú alakonglomerátum és breccsa, amely felszíni előfordulásokban (pl. a Látó hegy előterében, a Balogh-sziklánál), valamint barlangokban (pl. Zöldmáli-barlang) egyaránt tanulmányozható (MAGYARI 1995, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). Erre a néhány 10 méter vastag platform vagy rámpa eredetű felsőeocén lithotamnumos-nummuliteszes, disco-cyclinás Szépvölgyi Mészkő Formáció települ, és benne alakult ki a Rózsadomb barlangjainak nagy része. A felső-eocénben a tenger a Gellért-hegy és Budaörs térségét is elborította és üledékei szinte az egész hegységben megtalálhatóak (JUHÁSZ 1987). A középső-eocéntól a koramiocénig a Budai-hegységben két üledékképződési környezetet különböztet el. Az ÉK–DNy csapású Budai-vonaltól Ny-ra a kora-oligocénben szárazföldi lepusztulás zajlott („infraoligocén denudáció”), míg tőle K-re, anoxikus környezetben a Tardi Agyag Formáció rakódott le. A Tardi Agyag fokozatos átmenettel fejlődik ki a Budai Márgából.

A Rózsadomb területén a Szépvölgyi Mészkő Formációt a felső-eocén-alsó-oligocén Budai Márga fedi és jórészt ez utóbbi kőzettípus található meg a felszínen, főként a Budai-hegység középső és K-i részén, a Rózsadomb térségében (LEÉL-ŐSSY 1995). A Vár-hegy fő tömege is Budai Márgából épül fel, de megtalálható ez a kőzet a Gellért-hegyen, a Sas-hegyen, a János-hegyen és a Rózsadombon is, helyenként elkovásodva. Annak ellenére, hogy a jelentős agyagtartalmú márga karsztosodásra kevésbé hajlamos, mégis számos barlang (pl. József-hegy II. barlang) alakult ki benne. A márga alsó részét bryozoás márgának is nevezik, amelyben allodapikus mészkő és szingenetikus vulkanizmushoz kapcsolódó tufarétegek találhatóak közbetelepülésként (BÁLDI 1983, VARGA 1985).

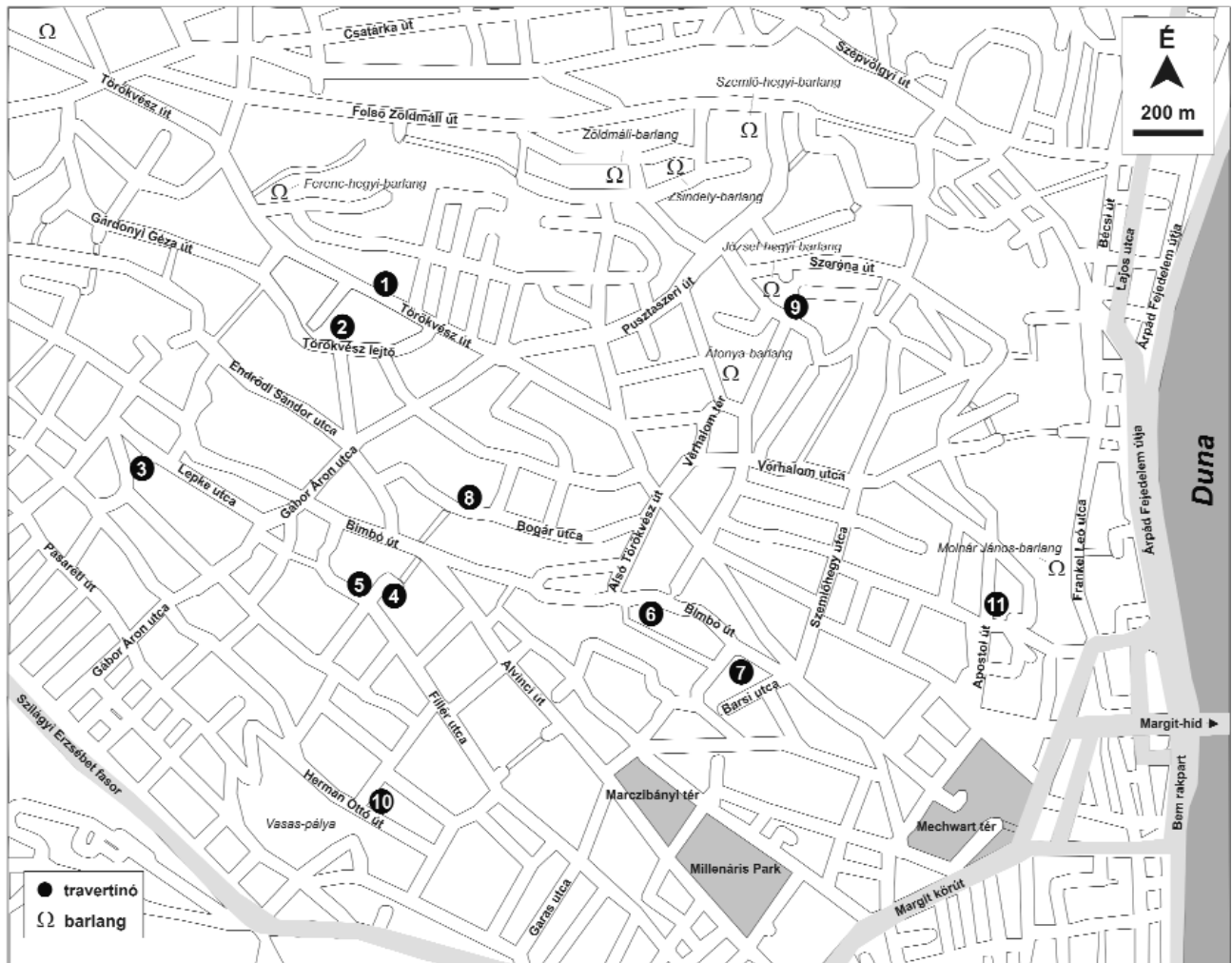
Az oligocénban jöttek létre a többnyire ÉNy–DK csapásirányú táguló törérendszerek (pl. Ördög-árok, Soly-mári-árok, pilisvörösvári törések övezete) (JUHÁSZ 1987). A késő-kiscelli transzgresszió átcsapott a Budai-vonalon (TARI et al. 1993). Nyugaton (Kevélyek, Pilisvörösvári-medence, Hárs-hegy, Vadaskert) a sekélytengeri, maximálisan 100 m vastagságú Hárshegyi Homokkő, keleten a mélyvízi, de már nem anoxikus fáciesű, több 100 m vastag Kiscelli Agyag a rétegsor következő képződménye (NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988). Az oligocén képződményekre a már említett euxin fáciesű Tardi Agyag Formáció pelágikus üledékei települnek, amelyre a Kiscelli Agyag Formáció képződményei következnek. A Kiscelli Agyag átlagos vastagsága a főváros területén 500 m, de mélyfúrások 800 m vastagságban harántolták a Pesti síkság alatt. A Kiscelli Agyagot HORUSITZKY (1935) és WEIN (1977) is említette a Rózsadombról. Az eocén és oligocén rétegek együttes vastagsága elérheti a 700 métert. A Kiscelli

Agyag fölött a Törökbálinti Homokkő, a Hárshegyi Homokkő felett a Mányi Formáció települ. Mindkettő homokkő, aleurit, és agyag rétegek váltakozásából áll. A Hárshegyi Homokkő keleti irányban a Szécsényi Slírral, a Mányi Formáció nyugati irányban a folyóvízi és ártéri eredetű Csatkai Formációval fogazódik össze, amelynek vastagsága megközelíti az 1000 m-t.

A kora-miocéntól kezdve a Budai-hegység területe szárazulat volt (JÁMBOR 1968), míg a pesti oldalt az Alföld nagy részével együtt trópusi, szubtrópusi tenger borította. A Budai-hegység K-i és Ny-i oldalán egyaránt kialakultak üledékgyűjtő medencék, ám még a Pannon-tó legnagyobb kiterjedésekor sem folyt itt számottevő üledékképződés (említendő esetleg az édesvízi kifejlődésű Nagyvázsonyi Mészkő, ami megtalálható például a Sváb-hegyen; MÜLLER 1997). A miocén végére a tenger sótartalma lecsökkent, és a miocén végén képződött (szarmata) mészkövek általában likacsosak, durvaszeműek (pl. Tétényi-fennsík, Biatorbágy környéke, Budajenő stb.). A budai hegyvidék sziget-, illetve félsziget jellege a pannon korszakban is megmaradt (JUHÁSZ 1987). Alsó-pannóniai rétegeket a Budai-hegység területéről nem ismerünk (WEIN 1977). A felső-pannon beltől dél felől öntötte el a Budai-hegység nagy részét, és egészen a Csiki-hegyek–Budaörsi-hegyek–Szabadság-hegy–Hűvösvölgy vonalig hatolt előre. A felső-pannon képződmények megtalálhatóak a Zugligetben, a Kakukk-hegyen, a Budaörsi-hegyen, valamint a Széchenyi-, Szabadság- és Sváb-hegyen is.

A felső-pannon képződmények lerakódását követően a pleisztocén elején a Budai-hegység kiemelkedett a harmadidőszaki medencék környezetéből és kiemelt állapotban maradt a pleisztocénben is (JUHÁSZ 1987). Ekkor kezdett kialakulni a mai Budai-hegység (WEIN 1977). A pleisztocénben több szakaszban történt gyors kiemelkedés a folyóteraszok magasságkülönbségei alapján, és a mindenkor erózióbázis szintjén travertínó összletek képződtek (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), majd a Würm idején megjelentek a löszök és a hegyoldali lejtőtörmelékek, amelyekre a Duna régi árterületeinek teraszüledékei (iszap és finom homok), valamint újabb, holocén travertínó összletek rakódtak.

A Rózsadomb jellegzetes képződményei a 169 m és 240 m tengerszint feletti magassági szintek között elhelyezkedő travertínók (3. ábra) (SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009), amelyek kivétel nélkül eocén, vagy oligocén kori képződményeken (Budai Márga, Kiscelli Agyag) települnek, míg a fedőkőzet sok helyen hiányzik, vagy csak lejtőtörmelék borítja a mészkövet (VERMES & SCHEUER 1969). A travertínók megnyugtató kormeghatározása mind-ezidáig nem történt meg, mivel a korábbi kormeghatározások elsősorban a tengerszint feletti települési magasságok szerint történtek. SCHRÉTER (1953) fiatalabb és idősebb travertínó szinteket különített el a Budai-hegységben. A Rózsadombon és környékén előforduló mészkövek keletkezéséleinte a felső-pleiocénre (SCHRÉTER 1953), majd később (SCHRÉTER 1958) az alsó-pleisztocénre helyezte.



3. ábra. A Rózsadombi édesvízi mészkő előfordulások és barlangok elhelyezkedése (a térkép a Google, Tele Atlas internetes utcaterképének módosított változata). A barlangok LEÉL-ÖSSY & SURÁNYI (2003), míg az édesvízi mészkövek KELE (2009) alapján lettek feltüntetve

Figure 3. Travertine occurrences and caves on the Rózsadomb (the map is a modified version of the Google, Tele Atlas). The position of the caves was taken from LEÉL-ÖSSY & SURÁNYI (2003), while the locations of the travertines are shown after KELE (2009)

Édesvízi mészkő előfordulások: Törökvész út (1), Törökvész lejtő (2), Lepke köz (3), Detrekő u. (4), Fillér u. (5), Bimbó út (6), Barsi u. (7), Bogár u. (8), Szemlő-hegy (9), Szőlészeti Kutatóintézet (10), Apostol u. (11).

3. Mintázás és vizsgálati módszerek

Jelen munka keretei között a Rózsadombon a Törökvész úton (1), a Törökvész lejtőn (2), a Lepke közben (3), a Detrekő (4) és Fillér utcánál (5), a Bimbó útnál (6), a Barsi utcánál (7), a Bogár utcánál (8), a Szemlő-hegy tetején (9), a Szőlészeti Kutatóintézetnél (10), valamint a Duna felőli oldalon az Apostol utcánál (11) mintáztuk a travertínót (1. táblázat). A terepbejárások alkalmával meghatároztuk az előfordulások GPS koordinátáit, tengerszint feletti települési magasságát, terepi szedimentológiai, geomorfológiai megfigyeléseket tettünk, és az egyes előfordulásokból megfelelő mennyiségű mintát (összesen 41 db) gyűjtöttünk a petrográfiai és geokémiai vizsgálatokhoz. Az U/Th mérésekre szánt minták begyűjtésekor különös figyelmet fordítottunk a minták tisztaságára, és az üde, fehér színű, kompakt, pórusokat nem tartalmazó mintákat részesítettük előnyben. Az összes feltárás fontosabb kőzettípusain

végeztünk petrográfiai megfigyeléseket polírozott vékonycsiszolatokon optikai mikroszkóp segítségével. Erre azért is szükség volt, mivel az előfordulások többsége allochton tömbök, törmelékek formájában maradt fenn, ami a legtöbb esetben nem tette lehetővé a képződési környezet morfológia alapján történő rekonstrukcióját.

A mintavétel módja hatással lehet a stabilizotópos elemzések eredményeire. A begyűjtött kőzetpéldányokból mikrofúróval történő mintázás a travertínók esetében nem célszerű, mivel ha kis mennyiségű mintát veszünk, nagyobb eséllyel mérhetjük a másodlagos karbonát összetételét, ami inhomogenitást okozhat egy adott mintán belül is a mért stabilizotópos összetételben, és így nem a kőzetre jellemző átlagos értéket kapjuk a mérések során. A másodlagos karbonát mennyisége a teljes kőzethez képest elenyésző, ezért jóval kisebb hibát okozunk, ha nagyobb mennyiségű kőzet porításával és homogenizálásával kapott mintán végzünk teljes kőzetelemzést. A vizsgált 11 rózsadombi

1. táblázat. A Rózsadomb travertínóinak stabilizotópos átlagértékei, radiometrikus kora, tengerszint feletti települési magassága és GPS koordinátái
Table 1. Stable isotopic composition, radiometric age, elevation level and GPS coordinates of travertines of the Rózsadomb

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}$ -átlag [‰, V-PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ -átlag [‰, V-SMOW]	$\delta^{13}\text{C}$ -átlag [‰, V-PDB]	Kor ezer év	h (Tszf.) m	GPS koordináta
Ördögárok völgye	Törökvesz út	-16,9	13,5	2,4		241	N 47°31' 539' EO 19°00' 581'
	Törökvesz lejtő	-12,0	18,5	1,1	> 600 (?)	222	N 47°31' 398' EO 19°00' 599'
	Lepke köz	-12,0	18,5	0,7		183	N 47°31' 251' EO 19°00' 284'
	Fillér u.	-15,0	15,4	1,3		224	N 47°31' 045' EO 19°00' 716'
	Detrekő u.	-15,4	15,1	1,4		227	N 47°31' 070' EO 19°00' 778'
	Barsi u.	-9,5	21,1	1,2	356 ± 24	174	N 47°30' 924' EO 19°00' 739'
	Bogár u.	-15,2	15,2	2,0		224	N 47°31' 172' EO 19°00' 924'
	Bimbó út	-12,6	17,9	1,9	367 ± 122	193	N 47°31' 257' EO 19°00' 351'
	Szemlő-hegy, kilátó	-15,8	14,7	2,1		225	N 47°31' 428' EO 19°01' 644'
	Szőlészeti Kutatóintézet	-11,7	18,9	1,3	346 ± 79	170	N 47°30' 765' EO 19°00' 714'
Duna völgye	Apostol u.	-11,3	19,3	1,6	347 ± 64	169	N 47°31' 131' EO 19°02' 014'

travertínó előfordulás 36 db mintáján készült stabil szén- és oxigénizotópos elemzés az MTA Geokémiai Kutatóintézetének stabilizotópos laboratóriumában. A mérések részben Finnigan MAT delta S, részben Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerekkel történtek. A Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel történő szén- és oxigénizotópos elemzésekhez a karbonát minták feltárása (a porítást követően) külön feltáró rendszerben, vízmentes H_3PO_4 -ban történt MCCREA (1950) módszerével. A vákuumdesztillálással tisztított CO_2 gázt mintapalackokba fagyasztottuk, majd a tömegspektrométer segítségével meghatároztuk a ^{13}C és ^{12}C , ill. ^{18}O és ^{16}O izotópok arányát. A Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel történő mérések esetén a SPÖTL és VENNEMANN (2003) által leírt vivőgáz technikát alkalmaztuk. Az izotópos összetételt a hagyományos δ értékkel fejezzük ki ezrelékben (‰) a V-PDB ($\delta^{13}\text{C}$) és V-SMOW ($\delta^{18}\text{O}$) sztenderdekhez viszonyítva. A reprodukálhatóság mind a $\delta^{13}\text{C}$, mind a $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetében jobb volt, mint ± 0.1 ‰.

Összesen 6 rózsadombi travertínó feltárás mintáin végeztünk 8 db U/Th sorozatos kormeghatározást a tajvani National Taiwan University (NTU) Földtudományi Tanszékén (Tajpej, Tajvan). A minták kiválasztásánál előnyben részesítettük a szálaban álló, tiszta, tömött, üde színű kőzeteket. Mindezek ellenére nem mindegyik minta volt alkalmas kormeghatározásra, elsősorban a minták Th-al való szennyezettsége következtében, ami kihatással volt a mérések pontosságára is (1. táblázat). A mérési hiba nagysága a korok nagyságával párhuzamosan növekszik, így az idősebb minták kormeghatározása bizonytalanabb. Mivel a módszer felső mérési határa 600 ezer év, ezért az ennél idősebb minták mérése az U/Th sorozatos kormeghatározással nem volt lehetséges. A nagy pontosságú U/Th mérések „ultratiszta” laboratóriumi körülményeket igényelnek. A minták összetörése, tömegük lemérése, a kémiai előkészítés és maga a mérés is különböző tisztaságú laborokban történik. Az édesvízi mészkőminták U/Th sorozatos kormeghatározáshoz való kémiai előkészítése „class-10 000” geokémiai tisztaságban történt. A kémiai előkészítés során ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U spike oldatot használtunk.

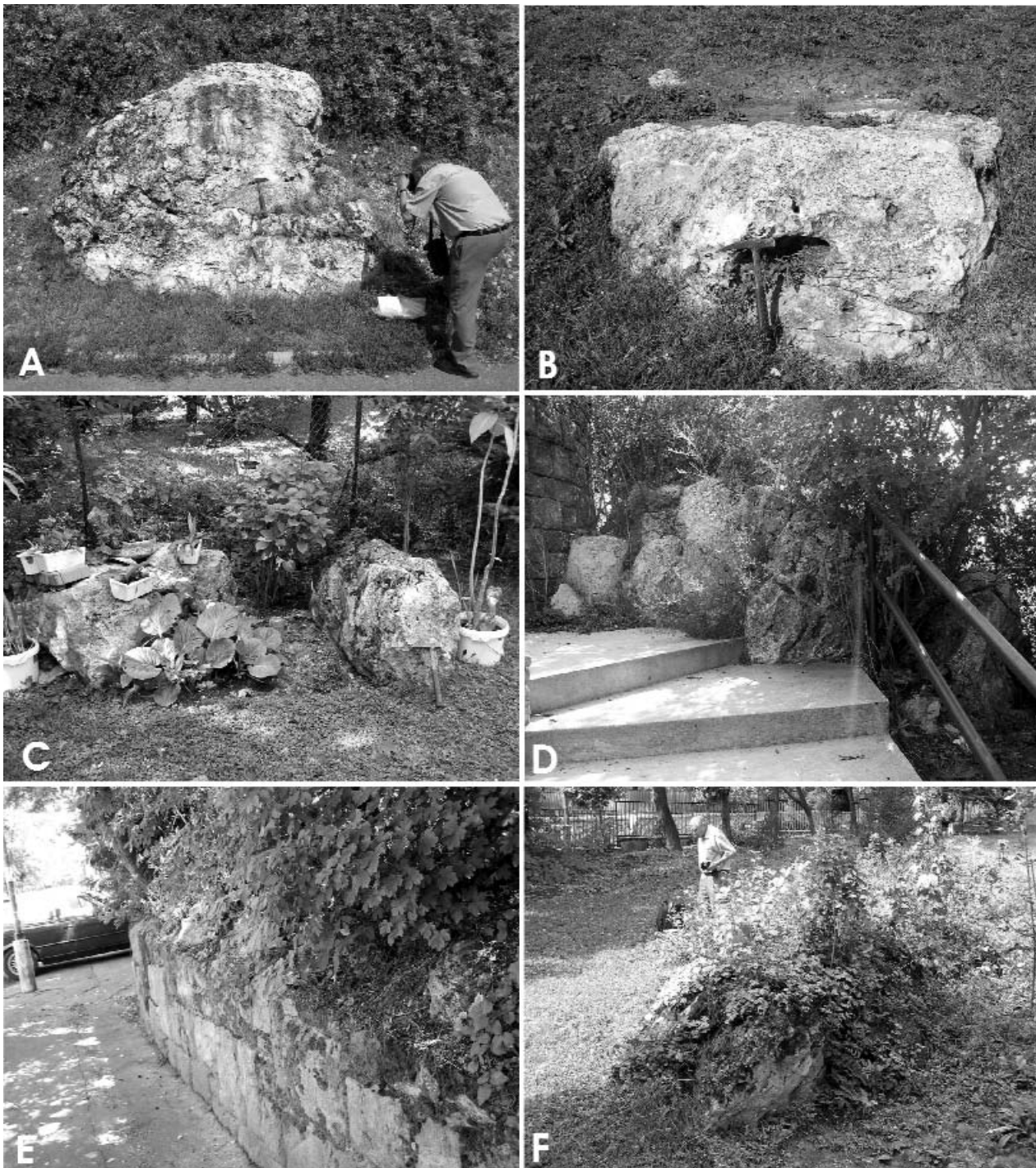
Az U és a Th elkülönítése Fe-sal való lecsapatással és anioncserélő kromatográfiával történt. Az U-t és a Th-ot 1% HNO_3 + 0,005 N HF-ban oldottuk fel a mérések előtt (SHEN et al. 2002). Az urán és tórium izotópos összetételt és ^{230}Th koradatokat Thermo Electron Neptune tömegspektrométerrel, MC-ICPMS (Multi Collector — Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) technika segítségével (SHEN et al. 2002, 2006, 2008) határoztuk meg.

4. Eredmények

4.1 A szedimentológiai és petrográfiai vizsgálatok eredményei

A Rózsadombon található nagyszámú travertínó előfordulás arra enged következtetni, hogy a terület egykor súlyponti karsztvízkiáramlási terület volt. Az előfordulások többnyire törmelékes formában maradtak fenn (pl. Törökvesz út, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Barsi u., Bimbó út, Bogár u., Szőlészeti Kutatóintézet), így esetükben az üledékképződés környezetére csak a mikrofácies vizsgálatok alapján lehet következtetni. Vékonycsiszolatok az egyes előfordulások legfontosabb fáciestípusait képviselő mintákból készültek. A szöveti leírások során főleg FOLK (1959) és esetenként DUNHAM (1962) által elkülönített szöveti kategóriákat használtuk.

A **Törökvesz úti** előfordulás (257 m tszf) 1–1,5 m-es tömbjeinek mészköve szürkésfehér színű, tömött, flóra- és faunamentes, mikrites-pelmikrites szövetű és feltehetően nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali környezetben képződhetett. A **Törökvesz lejtő** előfordulása (249 m tszf) egy 2 x 2 x 1 m-es, szálaban álló mészkőtömb, ami morfológiája alapján (4. ábra, A) egy egykori forráskúp maradványa lehet. A tömbből gyűjtött minták (2. táblázat, 1.–4. minta) vörösesbarnás színűek, tömöttek, mikrokristályosak, flóra- és faunamentesek, és pelmikrites szövetűek. A **Lepke köz** (183 m tszf) 1,5–2 m-es tömbjei szürkésfehér és sárgásbarna színűek, kompaktak, helyenként pizoidos-onkoidos kifejlődésűek. A pizolitok mérete a mm-től a több cm-ig



4. ábra. A fontosabb rózsadombi édesvízi mészkő előfordulások terepi képei

A) A Törökvész-lejtő édesvízi mészkő kúpjának maradványa; B) Édesvízi mészkő a Detrekő u. és a Fillér u. találkozásánál; C) Édesvízi mészkő tömbök a Bimbó út 146. sz. ház kertjében; D) A Szemlő-hegyi kilátó alatt található édesvízi mészkő kúp maradványa; E) A Barsi u. mészkőtömbjei közvetlenül az út mellett; F) Az Apostol u. 15. szám alatti társasház kertjében található nagy méretű édesvízi mészkő tömbök

Figure 4. Pictures of the most important travertine occurrences of the Rózsadomb area

A) Remnant of the Törökvész-lejtő travertine spring cone; B) Travertine block at the crossing point of Detrekő and Fillér streets; C) Travertine blocks in the garden of Bimbó str. 146.; D) Travertine cone below the look-out tower of the Szemlő-Hill; E) Travertine blocks along the Barsi str.; F) Large travertine blocks in the garden of Apostol str. 15

terjedhet. Az oopátitos szövetben szabálytalan onkoidos formák és szabályos onkoidok és pizolitok egyaránt megfigyelhetők (5. ábra, A, B). A **Detrekő utcában** (227 m tszf) és a **Fillér utcában** (224 m tszf) mintegy 25–30 m-es magasságot átfogóan 3 szintben bukkannak elő az édesvízi

mészkőtömbök és törmelékek, amelyek tömött, kompakt megjelenésűek. A Detrekő u. mészkőve biopelmikrites szövetű, csigamaradványokat, valamint Characea termékek és száruk metszeteit tartalmazó sekélyvízi tavi üledék (5. ábra, C), míg a Fillér u. fehéresszürke mészkőve flóra- és

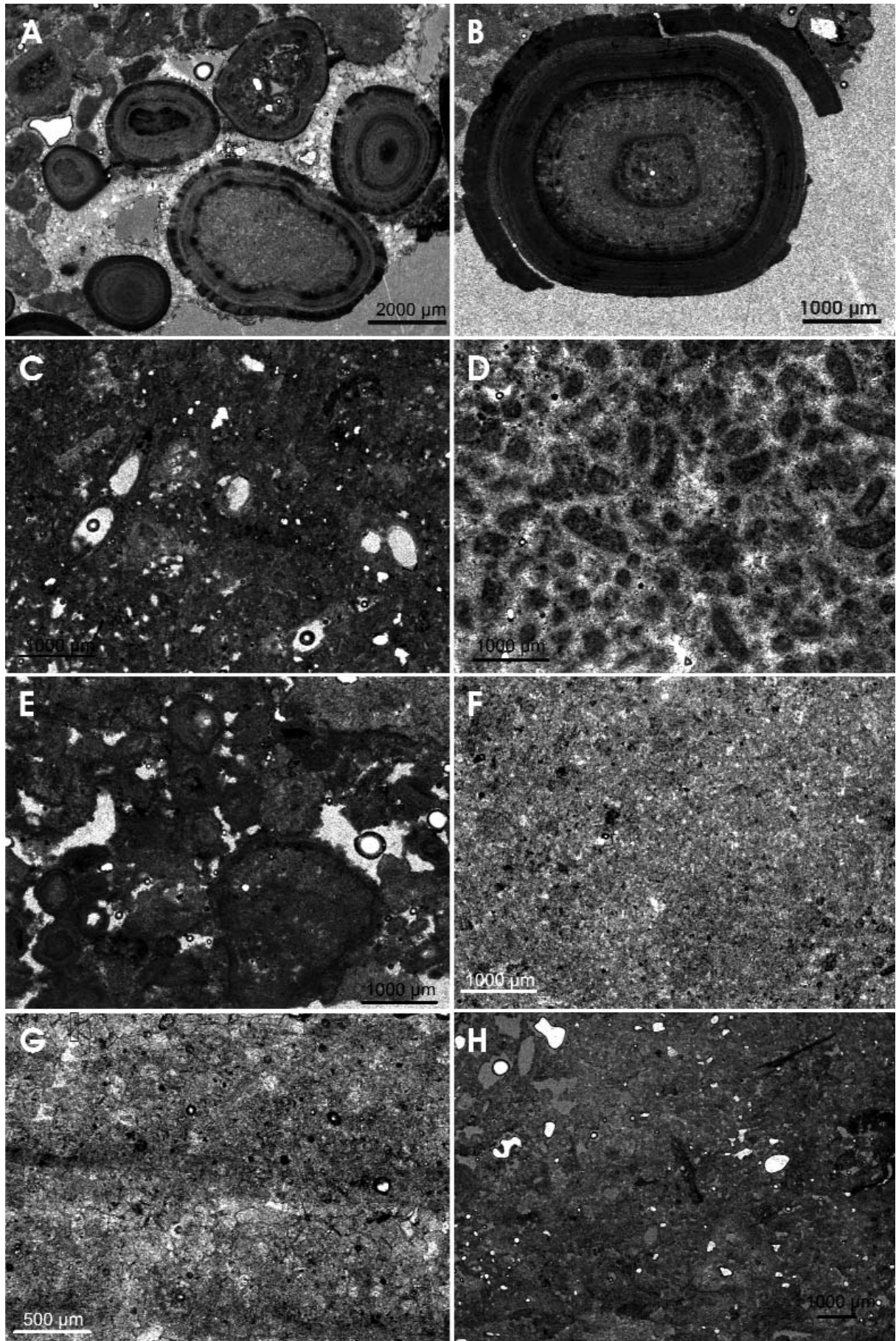
2. táblázat. A Rózsadomb travertínóinak szén és oxigénizotópos összetétele

Table 2. Stable carbon and oxygen isotopic composition of travertines of the Rózsadomb

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	Minta jellege	$\delta^{18}\text{O}$ [‰, V-PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰, V-SMOW]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰, V-PDB]
Ördögárok völgye	Törökvész út	1	allochton tömb	-16,9	13,5	2,4
		1	szálban álló	-10,7	19,8	3,2
	Törökvész lejtő	2	szálban álló	-12,2	18,3	2,3
		3	szálban álló	-14,1	16,3	2,2
		4	szálban álló	-12,7	17,9	2,4
		5	allochton törmelék	-11,0	19,5	-1,7
		6	allochton törmelék	-11,2	19,3	-1,8
		Lepke köz	1	allochton törmelék	-12,5	18,1
	2		allochton törmelék	-12,3	18,3	0,8
	3		allochton törmelék	-11,4	19,2	1,2
	Fillér u.	1	allochton törmelék	-14,2	16,3	1,2
		2	allochton törmelék	-15,9	14,6	1,4
	Detrekő u.	1	allochton tömb	-15,2	15,2	1,8
		2	allochton tömb	-14,9	15,5	0,4
		3	allochton tömb	-	-	-
		4	allochton tömb	-16,4	14,0	2,2
		5	allochton tömb	-14,9	15,6	1,4
	Barsi u.	1	allochton tömb	-	-	-
		2	allochton tömb	-	-	-
		3	allochton tömb	-	-	-
		4	allochton tömb	-10,4	20,2	-0,8
		5	allochton tömb	-10,7	19,9	0,7
		6	allochton tömb	-13,0	17,5	2,2
	Bogár u.	1	allochton törmelék	-15,2	15,2	2,0
	Bimbó út	1	allochton tömb	-	-	-
		2	allochton tömb	-12,3	18,2	2,0
		3	allochton tömb	-13,3	17,2	1,8
	Szemlő-hegy, kilátó	1	kibillent	-17,4	13,0	1,8
		2	szálban álló	-17,4	13,0	0,8
		3	allochton tömb	-14,6	15,8	3,0
		4	allochton tömb	-13,7	16,8	2,7
	Szőlészeti Kutatóintézet	1	allochton törmelék	-11,1	19,5	-0,1
2		allochton törmelék	-12,2	18,4	2,0	
3		allochton törmelék	-12,0	18,5	1,2	
4		allochton törmelék	-11,8	18,7	1,9	
5		allochton törmelék	-11,2	19,4	1,4	
Duna völgye	Apostol u.	1	allochton tömb	-10,5	20,0	3,1
		2	allochton tömb	-11,2	19,3	1,1
		3	allochton tömb	-11,7	18,9	2,9
		4	allochton tömb	-11,9	18,7	1,1
		5	allochton tömb	-11,2	19,4	0,0

faunamentes, pelmikrites, pelmikropátos szövetű és sztramatolitos bekezdéseket is tartalmaz (5. ábra, D). A **Barsi utca** (174 m tszf) édesvízi mészkőve szürkésfehér színű, tömött, mikrokristályos tömbökben fordul elő (4. ábra, E). Szöveve pelmikrites-intramikrites, helyenként mikropátos, másodlagos karbonátokat tartalmazó, faunamentes, néhol növényi szárra emlékeztető elemek fordulnak elő benne. A jelenlegi feltártsági viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető. A **Bogár utca** mentén (224 m tszf) a travertínó törmelékes

kőzetként, masszív, tömött kifejlődésben található meg. A **Bimbó út** 146. sz. ház kertjében (193 m tszf) 1–1,5 m-es tömbökben fordul elő a szürkésfehér színű, tömött, helyenként finoman rétegzett mészkő (4. ábra, C). Szöveve pelmikrites-oomikrites, de ostracoda teknő, valamint a mikrobiális tevékenység nyomaként sztramatolitos, onkoidos formák is megfigyelhetőek benne (5. ábra, E). A **Szemlő-hegy** tetején (225 m tszf) 1,5–2 méteres blokkokban, a kilátó alatt fordul elő a travertínó, amely morfológiája alapján egy egykori forráskúp maradványa lehet (4. ábra, D). A kőzet szürkés színű, tömött,



5. ábra. Mikroszkópos felvételek a Rózsadomb édesvízi mészköveinek legjellegzetesebb szövettípusairól

A) és B) Ooparitis szövet a Lepke köz allochton édesvízi mészkő tömbjéből. A pizoidok és a változatos alakú onkoidok bakteriális tevékenységre és a víz mozgottságára egyaránt utalhatnak. C) Csigamaradványokat, Characea terméseket és szárazakat tartalmazó biopelmikrites szövet a Detrekő u. édesvízi mészkő blokkjából. D) Pelmikrites, pelmikropátos, flóra- és faunamentes, sztromatolitis bekéregzéseket tartalmazó szövet a Fillér u. édesvízi mészkőből. Pelmikrites-oomikrites szövet a Bimbó u. (E) és mikrites-pelmikrites szövet a Szemlő-hegy (F) édesvízi mészkőből. G) Intramikrites-intraparitis szövet a Szőlészeti Kutatóintézet egyik allochton édesvízi mészkő tömbjéből. H) Az Apostol út pelmikrites szövetét, ostracodákat tartalmazó mészkő

Figure 5. Microscopic photos of the most characteristic textures of travertines collected from the Rózsadomb area

A) and B) Oosparitic texture from the allochthonous travertine blocks of the Lepke köz. The pizoids and oncoids could both refer to bacterial activity and/or agitated water. C) Biopelmicritic texture containing snail remnants and crops and stems of Characea algae from the travertine block of Detrekő str. D) Pelmicritic, pelmicrosparitic, flora and fauna-free texture containing stromatolitic encrustation from the travertine of the Fillér str. E) Pelmicritic-oomicritic texture from the travertine of the Bimbó str. and micritic-pelmicritic texture from the Szemlő-Hill travertine (F). G) Intramikritic-intrasparitic texture from an allochthonous travertine block of the Szőlészeti Kutatóintézet. H) Pelmicritic texture of large travertine blocks containing some ostracodes collected at the Apostol str.

mikrokristályos, flóra- és faunamentes, mikrites-pelmikrites szövetű (5. ábra, F). A **Szőlészeti Kutatóintézet** közelében (170 m tszf) részben törmelékként, részben szálaban álló kőzetként, változatos kifejlődésben találhatunk travertint. Jellemzők a nagyméretű növényi maradványok, de a tömött, kompakt és vékonyrétegzett (intramikrites-intraparitis szövetű) típus is előfordul (5. ábra, G). A Rózsadomb Duna felé eső oldalán, az **Apostol u. 15–17. sz ház** kertjében, 1–3 m-es tömbökben, törmelékes (esetenként szálaban álló?) formában (4. ábra, F), 160 m tszf-en fordul elő a masszív, tömött, pórusmentes, pelmikrites szövetű, ostracodákat és apró növényi maradványokat tartalmazó mészkő, amely feltehetően tavi eredetű (5. ábra, H).

4.2 A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményei

Mind a 11 vizsgált előfordulás travertínóján készültek stabil szén- és oxigénizotópos elemzések (2. táblázat). A szénizotópos értékek $-1,8\text{‰}$ és $+3,2\text{‰}$ (V-PDB) között, az oxigénizotópos értékek pedig $+13,0\text{‰}$ és $+20,2\text{‰}$ (V-SMOW) között, viszonylag tág tartományban váltakoznak.

4.3 Az U/Th sorozatos vizsgálatok eredményei

Az U/Th sorozatos vizsgálatok eredményei a 1. táblázatban találhatóak. Vizsgálataink alapján a Rózsadomb területét mintegy 350 ezer éve intenzív hévforrás tevékenység jellemezte, amit számos, korábban alsópleisztocénnek tartott édesvízi mészkő előfordulás bizonyít. A Rózsadomb Duna-völgye felé néző részén található Apostol utcai feltárás (169 m tszf) **347±64 ezer év korú**. A Rózsadomb további (mérhető U és Th) koncentrációval rendelkező előfordulásai közé tartoznak a Barsi utca (174 m tszf, **356±24 ezer év**), Bimbó út (193 m tszf, **367±122 ezer év**) és a Szőlészeti Kutatóintézet (170 m tszf, **346±79 ezer év**) travertínói. A szintén a Rózsadomb területéről származó Törökvész lejtő (222 m tszf) és Detrekő utcai feltárás (227 m tszf) kora nem volt mérhető, míg a Törökvész út (241 m tszf), Lepke köz (183 m tszf), Fillér út (224 m tszf), Bogár utca (224 m tszf) allochton travertínó tömbjeiből és törmelékeiből, valamint a Szemlő-hegyi (Józsefhegyi út) travertínóból (225 m tszf) nem készültek korvizsgálatok.

Diszkusszió

5.1 A rózsadombi édesvízi mészkövek kora és paleokörnyezeti rekonstrukciója

A rózsadombi travertínó előfordulások többségének paleokörnyezeti rekonstrukciója még korábban, kedvezőbb feltártsági viszonyok között készült el (SCHRÉTER 1953, SCHEUER & SCHWEITZER 1988), ugyanakkor a képződés részletes mikrofácies vizsgálata, geokémiai elemzése és radiometrikus kormeghatározása a mai napig nem történt meg, holott azok értékes információkkal egészíthetők ki a terepi megfigyeléseket, legfőképpen ott, ahol a feltártsági viszonyok alapján érdemi következtetések nem vonhatóak le a paleokörnyezeti viszonyokkal kapcsolatban.

A stabilizotópos adatok értelmezése

A travertínók $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek kialakításában számos tényező vesz részt, amelyek közül a legfontosabb a mészkövet lerakó víz oxigénizotópos összetétele, valamint a víz hőmérséklete, amely paraméterek kapcsolatban állnak a mindenkori klímával is, de a mért oxigénizotópos összetétel értelmezésekor a diagenezis módosító hatásával is számolni kell. Az általános nézet szerint a legnagyobb hatása a klímának (a hőmérsékletnek) van (FORD & PEDLEY 1996). A meleg, csapadékos időszakokra a pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek a jellemzők, míg a hidegebb időszakok esetén fordított a helyzet, ami a vízösszetétel elsődleges befolyását mutatja, hiszen a megfigyelt trend a hőmérsékleti izotópfractionációs hatással éppen ellentétes. A karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értékét a mészkövet lerakó víz izotópos összetételén kívül a kiválás hőmérséklete is befolyásolja. Stabilizotópos egyensúly esetén és állandó izotópos összetételű vizet feltételezve megállapítható, hogy minél nagyobb hőmérsékletű vízből válik ki a karbonát, annál kisebb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke, és fordítva. A (T) képződési hőmérséklet (paleohőmérséklet) a következő egyenlet szerint számolható izotópos egyensúly esetén (O'NEIL et al. 1969, FRIEDMAN & O'NEIL 1977):

$$10^3 \ln a = (2,78 \times 10^6) / T^2 - 2,89,$$

ahol $a = (\delta^{18}\text{O}_{\text{karbonát}} + 10^3) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{víz}} + 10^3)$

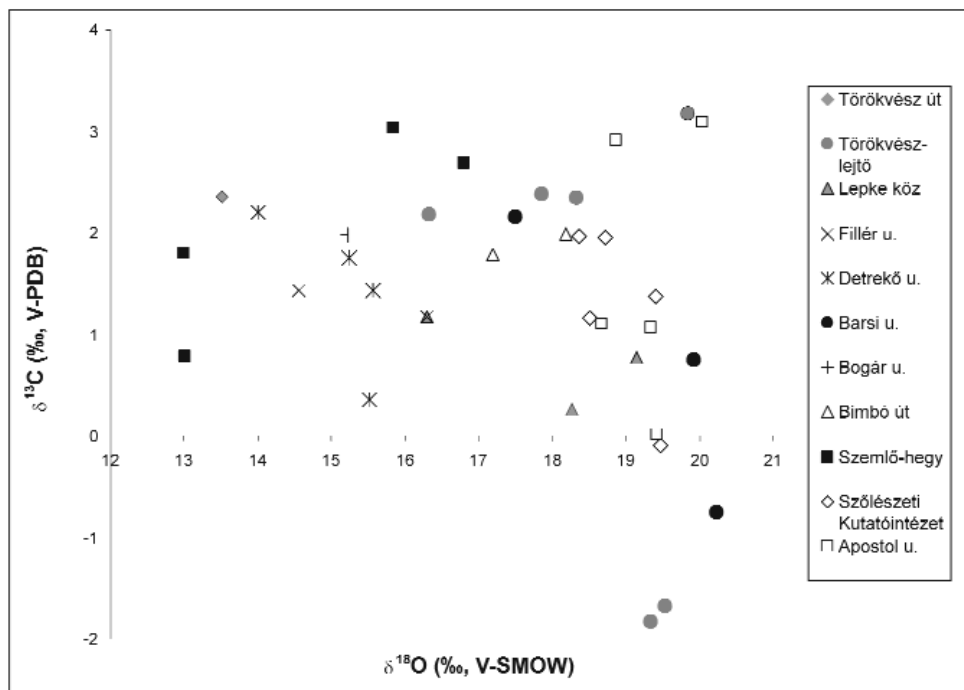
A karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értékét egyensúlyi kiválás esetén tehát a lerakó víz hőmérséklete és izotópos összetétele határozza meg és 1°C hőmérsékletváltozás a vízben $0,24\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ változásnak felel meg a képződő karbonátban (CRAIG 1964, ANDREWS 2006). Ez azt jelenti, hogy adott esetben a kiválási

hőmérséklet szabhatja meg egy édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értékét és nem a víz eredete. Itt jegyezzük meg, hogy az édesvízi mészkövek feltehetően nem egyensúlyi rendszerben képződtek és ezért a fenti egyenlettől kismértékben eltérő empirikus összefüggést követnek (KELE et al. 2008). Ez azonban a hőmérsékleti hatás mértékét (% o változás $^{\circ}\text{C}$ -onként) nem befolyásolja.

A rózsadombi mészkövek esetében az oxigénizotópos értékek tág határok között változnak (2. táblázat, 6. ábra). A közel egy korúnak meghatározott rózsadombi előfordulások (Apostol u., Barsi u., Bimbó út, Szőlészeti

karbonátok összetétele a FRIEDMAN and O'NEIL (1977) egyenlet alapján (lásd feljebb) kb. 10 és 55 $^{\circ}\text{C}$ közötti hőmérsékletnek felel meg. Figyelembe véve, hogy a nem-egyensúlyi kiválásból adódóan az egyenlet alkalmazása mintegy 8 $^{\circ}\text{C}$ -kal alábecsli a valós hőmérsékletet a forráskilépési pontnál (KELE et al. 2008), a kiválási hőmérséklet mindenkor meghaladhatta a 20 $^{\circ}\text{C}$ -t és elérte a 60–65 $^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletet.

A Rózsadomb travertínóinak stabil oxigénizotópos összetétele meglehetősen nagy szórást mutat a Budai-hegység és a Gerecse területéről már korábban publikált



6. ábra. A Rózsadomb édesvízi mészköveinek stabil szén- és oxigénizotópos összetétele

Figure 6. Stable carbon and oxygen isotopic composition the travertines collected from the Rózsadomb area

Kutatóintézet) $\delta^{18}\text{O}$ értékei közel azonosak, ami arra utalhat, hogy a víz eredete és hőmérséklete is közel azonos lehetett az őket lerakó források esetében. A kisebb $\delta^{18}\text{O}$ értékekkel jellemezhető Törökvész út, Detrekő u. Fillér u. és a Szemlő-hegy édesvízi mészköve feltehetően magasabb hőmérsékletű vízből képződött, mint a többi rózsadombi előfordulás. Meg kell azonban jegyezni, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékekben tapasztalt eltérést a már említett diagenézis is okozhatta, amely az eredeti karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értékétől eltérő másodlagos karbonátot hozhatott létre. Tekintettel arra, hogy a vízösszetételt a kiválási hőmérséklet becsléséhez ismernünk kell, a legutolsó glaciálisra és a jelen interglaciális időszakra jellemző kb. -14 és -9 ‰ értéket (BABIDORICS et al. 1998) vettük modellszámításaink alapjául. A -14 ‰-es vízösszetétel mellett a +20 ‰-es karbonát érték nem ad értékelhető hőmérsékletet (0 $^{\circ}\text{C}$ vagy az alatt, 3. táblázat) ami alátámasztja, hogy a travertínók a hideg időszakokon belül inkább az interstadiálisban képződhettek. Ennek megfelelően a vízösszetétel sem lehetett extrém negatív, így a fenti két érték (-12 és -10 ‰) között volt. A -12 és -10 ‰-es vízösszetétellel számolva a

adatokhoz képest, míg a szénizotópos értékek leginkább a Budai-hegységre jellemző 0 és 3 ‰ közötti értékeket mutatják, eltérően a nyugat-gerecsei Tata, Porhanyó-bánya erősen negatív $\delta^{13}\text{C}$ értékétől (7. ábra, KELE et al. 2003, 2006, VERES 2007). Az $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek az egyes rózsadombi előfordulások esetében is szórnak és a $\delta^{13}\text{C}$ értékekből mindössze annyi olvasható ki, hogy a rózsadombi mészkövek karbonátanyaga és a mészkövet lerakó víz CO_2 tartalma feltehetően ugyanabból a karbonátos kőzetből és CO_2 forrásból származik, mint a Budai-hegység többi travertínójának esetében.

A rózsadombi travertínók paleokörnyezeti rekonstrukciója

A rózsadombi travertínó előfordulások jellemzően kisméretűek és forráskúpos kifejlődésűek, ami annak a ténynek köszönhető elsősorban, hogy a képződésük során nem állt rendelkezésre olyan morfológiai mélyedés, amely lehetővé tette volna a tavi üledékképződési környezet kialakulását. Ez többek között annak is köszönhető, hogy a Duna nem járt soha a Rózsadomb területén, így nem volt

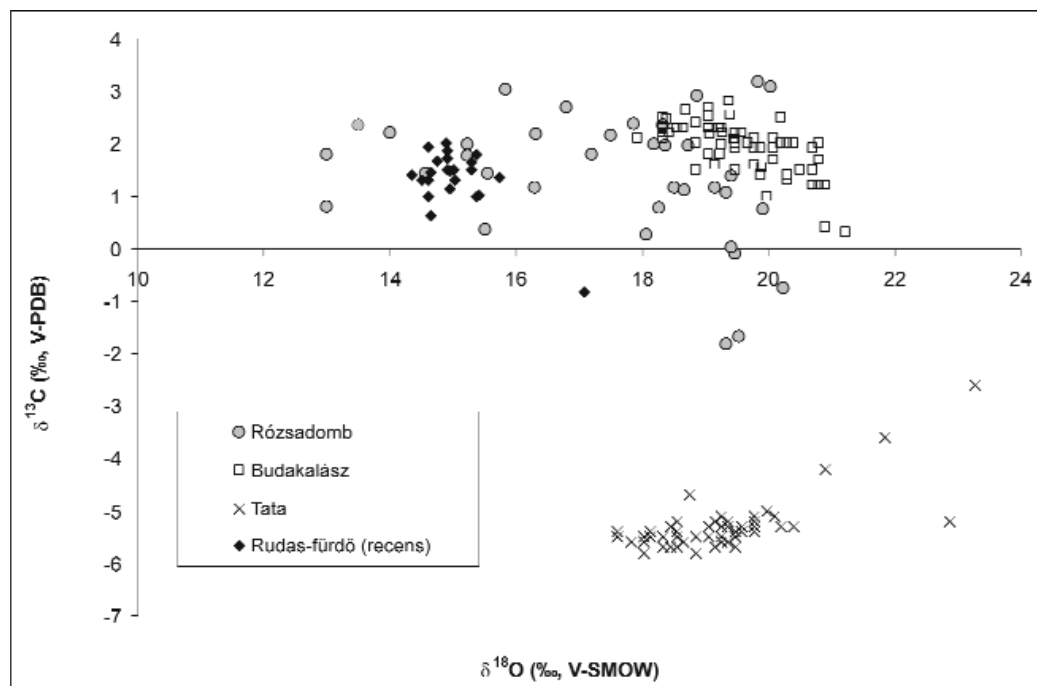
3. táblázat. A rózsadombi travertínokat lerakó termálforrások hőmérsékletének modellszámítása felhasználva a glaciális és interglaciális időszakokra jellemző $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ értékeket (DEÁK & COPLEN 1996) a 0–60 °C hőmérsékleti tartományban, valamint FRIEDMAN & O'NEIL (1977) egyensúlyi karbonátkiválásra vonatkozó egyenletét

Table 3. Model temperature calculations of travertine depositing paleo-thermal springs of the Rózsadomb area using the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values characteristic for glaciális and interglaciális (DEÁK & COPLEN 1996) and the equilibrium equation of FRIEDMAN & O'NEIL (1977) in the 0–60 °C temperature range

T [°C]	T [°K]	Δ (kalcit-víz)	A számításhoz felhasznált víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek			
			víz: -14‰	víz: -12‰	víz: -10‰	víz: -9‰
0	273	34,5	20,5	22,5	24,5	25,5
5	278	33,1	19,1	21,1	23,1	24,1
10	283	31,9	17,9	19,9	21,9	22,9
15	288	30,7	16,7	18,7	20,7	21,7
20	293	29,6	15,6	17,6	19,6	20,6
25	298	28,5	14,5	16,5	18,5	19,5
30	303	27,5	13,5	15,5	17,5	18,5
35	308	26,5	12,5	14,5	16,5	17,5
40	313	25,5	11,5	13,5	15,5	16,5
45	318	24,7	10,7	12,7	14,7	15,7
50	323	23,8	9,8	11,8	13,8	14,8
55	328	23,0	9,0	11,0	13,0	14,0
60	333	22,2	8,2	10,2	12,2	13,2

Szürke háttérrel az adott T_{viz} és $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ értékekhez tartozó (számolt) $\delta^{18}\text{O}_{\text{travertinó}}$ értékeket jelöltük. A rózsadombi travertinók $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek megfelelő adatokat vastagítva emeltük ki

With grey background the calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{travertine}}$ values belonging to the given T_{water} and $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values are shown



7. ábra. A rózsadombi travertinók stabilizotópos összetételének összevetése a felső-pleisztocén Tata, Porhanyó-bánya (Nyugat-Gerecse, KELE et al. 2006), a pleisztocén Budakalász (Budai-hegység, KELE et al. 2003) travertinóinak már korábban publikált izotópos értékeivel, valamint a Rudas-fürdő (Budapest) recens karbonátkiválásának (VERES 2007) izotópos értékeivel

Figure 7. Comparison of the stable isotopic values of travertines of the Rózsadomb, the Upper-Pleistocene travertines of Tata, Porhanyó Quarry (Western-Gerecse, KELE et al. 2006), the Pleistocene Budakalász travertine (Buda Hills, KELE et al. 2003) and the Holocene carbonate precipitation of the Rudas-bath (Budapest, VERES, 2007)

módja kialakítani a felszínen a tavak kialakulásához szükséges mélyedéseket. Az előfordulások kis mérete a területen szintén a forráskúpos kifejlődésre utal, szemben a tavi előfordulásokkal, amelyek jóval nagyobb kiterjedésben (pl. Budakalász, Süttő) fordulnak elő általában.

A **Törökvész úti** előfordulással (257 m tszf) számos szerző (HORUSITZKY 1939, SCHRÉTER 1953, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, SZŐÖR et al. 1992) foglalkozott. A Budai Márgára települő mészkő korát SZŐÖR et al. (1992) és SCHEUER et al. (1993) az alsó-pleisztocénre tette és karsztvíz

eredetűnek írta le. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) a travertínót a tetarátás, völgyoldali típusba sorolta, valamint genetikai összefüggésbe hozta a travertínót lerakó forrást és a Ferenc-hegyi-barlangot. Az üledékképződés környezete vizsgálataink alapján nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali lehetett. A **Törökvész lejtő** (249 m tszf) travertínó blokkjának (4. ábra, A) korát SCHRÉTER (1953) felső-pliocénként említi. Mivel a mészkő U/Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer felső határánál (>600 ezer év). A morfológiája alapján az előfordulás egy forráskúp maradványa lehet.

A **Lepke köz** (183 m tszf) édesvízi mészkövet vízszintes rétegzettségé miatt SCHEUER & SCHWEITZER (1988) tavi kifejlődésűnek írta le. A mikrofácies vizsgálatok alapján leírt pizoidos-onkoidos kifejlődés (5. ábra, A,B) a víz mozgatottságára, és esetleges bakteriális tevékenység hatására utal, ezért nem zárható ki, hogy az előfordulásban az egykori forrásfeltörési centrum környéke őrződött meg. A **Detrekő utca** (227 m tszf) travertínója a Fillér utcáig nyomozható törmelékben (4. ábra, B). SCHRÉTER (1953) a Vérhalom dűlőben ÉÉK-DDNy-i irányú édesvízi mészkővonulatot említ az alsó-oligocén Budai Márga fölött és *Radix* sp. Cfr. *Ovata* DRAP kőbeleit és lenyomatait határozta meg benne. SCHRÉTER (1953) a mészkövet felső-pliocénként tartotta, míg SZÖÖR et al. (1992) munkájában az előfordulás már alsó-pleisztocénként szerepelt. A mészkő U/Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer mérési határánál (>600 ezer év). SCHEUER & SCHWEITZER (1988) szerint a mészkövet lerakó forrás valószínűleg a Rókus-hegy karbonátos kőzeteiből fakadt, és völgyoldali kifejlődésű édesvízi mészkövet rakott le. A jelenlegi feltártsági viszonyok alapján az üledékképződési környezet nem állapítható meg, de a mikrofácies vizsgálatok sekélyvízi tavi környezetre utalnak. A **Fillér utca** (224 m tszf) mészkőve csak törmeléként volt nyomozható a Detrekő utca közelében.

A Rózsadombon található **Barsi utcai** (174 m tszf, 4. ábra, E) előfordulást a korábbi irodalmak nem tárgyalták. Méréseink alapján a mészkő U/Th kora **356±24** ezer év. A jelenlegi feltártsági viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető. A **Bimbó út** travertínójából (193 m tszf) korábban nem készült sem mikrofácies leírás, sem kormeghatározás. A mészkő a Bimbó út 146. sz. társasház udvarában, tömbökben található meg (4. ábra, C). A mészkő U/Th kora **367±122** ezer évnek adódott, de az előfordulás törmelékes jellege miatt az üledékképződési környezet nem határozható meg pontosan. A mészkő megjelenése alapján a tavi eredet valószínűsíthető. A **Szemlő-hegy** tetején (225 m tszf) 1–2 m-es blokkokban találunk travertínót (4. ábra, D), aminek nagy részét már lefejtették és kilátót építettek rá. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) az előfordulást genetikailag kapcsolatba hozta a környező karbonátos kőzetekben termális karsztvizek oldásának hatására kialakult barlangokkal (pl.

József-hegyi-barlang) és karsztos üregekkel. SCHRÉTER (1953) szerint a travertínó az alsó-oligocén Budai Márgára települ és kora felső-pliocén, míg SCHEUER et al. (1993) szerint alsó-pleisztocén. Szedimentológiai vizsgálataink alapján az előfordulás feltehetően egy egykori forráskúp maradványa.

A **Szólészeti Kutatóintézet** változatos kifejlődésű, ám csak törmelékben megtalálható travertínójából (170 m tszf) korábban nem készült mikrofácies leírás, sem kormeghatározás. SCHRÉTER (1953) szerint a mészkő középső-oligocén Kiscelli agyag fölött települ és szintén megtalálhatók benne a *Radix ovata* DRAP kőbelei. U/Th sorozatos méréseink alapján a mészkő kora a többi, mérhető korú rózsadombi előfordulásokhoz hasonlóan **346±79** ezer évnek adódott. A törmelékes minták mikrofácies vizsgálataiból változatos kifejlődési típusra következtethetünk, de az üledékképződés környezete nem határozható be pontosan.

A Rózsadomb Duna felőli oldalán, az **Apostol u. 15–17. sz** ház kertjében található travertínó (160 m tszf, 4. ábra, F) SCHEUER & SCHWEITZER (1988) leírása szerint tavi eredetű, és ezt a dolgozat keretei között végzett mikrofácies vizsgálatok is alátámasztották. A mészkőből korábban koradatok nem álltak rendelkezésre, és a tengersizint feletti magassága alapján a 175 ezer év korú kiscelli édesvízi mészkővel párhuzamosították (PÉCSI 1973). U/Th sorozatos méréseink alapján a mészkő kora **347±65** ezer év, ami megfelel a rózsadombi Barsi utca, Bimbó út és Szólészeti Kutatóintézet előfordulások korának. A korábbi irodalmakban ugyan nem, vagy csak elszórtan lettek megemlítve, de további törmelékes travertínó összletek találhatóak a Rózsadombon a **Bogár utca** (224 m tszf) környékén, valamint SZÖÖR et al. (1992) leírása alapján a Rózsadombi **Rusztí utnál** (alsó-pleisztocén).

5.2 Paleokarsztvízszint rekonstrukció és kiemelkedéstörténet

A karsztforrások vízkilépési pontjai általában a mindenkori karsztvízszintet tükrözik, ezért a forrásokból kivált édesvízi mészkövek (csakúgy, mint a barlangi lemezes kalcitképződmények) elméletileg alkalmasak a paleokarsztvízszint rekonstrukciójára. Mivel a Budai-hegységben és a Gerecsében a Duna mindenkori erózióbázisa volt a forráskilépés és az édesvízi mészkőképződés szintje, így megállapítható, hogy a relatív paleokarsztvízszint csökkenés fő oka a középhegységi területek kiemelkedése és a Duna bevágódása volt.

Az egykori forráskilépési pontok területi átrendeződése szoros kapcsolatban áll az említett hegységek morfológiai fejlődéstörténetével. Elsősorban a Duna és mellék-patakjainak völgyeiben léptek ki a mészköveket lerakó források, ott, ahol a karsztos víztartó rétegekről a vízzáró üledékek lepusztultak, exhumálva a vízáadó kőzeteket. A források azonban esetenként csak az erózióbázis felett tudtak a felszínre lépni, mivel lokálisan olyan feltételek alakulhattak ki, hogy a víztartó rétegek megakadályozták a

források erózióbázison történő kilépését. Egyes források csak késéssel követték az erózióbázis süllyedését, így sokszor több generációs édesvízi mészkő összletek (paleotó rendszerek) kapcsolódtak össze, esetenként lejtői tetarítás kifejlődéssel (pl. SÜTTŐ, SCHEUER & SCHWEITZER 1988). Az egyes korszakokra jellemző paleokarsztvízszint értékek rekonstrukciójakor azonban figyelembe kell venni, hogy a travertínók jelenlegi tengerszint feletti magasságának kialakításában a már említett helyi tektonikának is szerepe volt, aminek következménye, hogy az azonos korú travertínók jelenleg különböző tszf-i magasságon is előfordulhatnak (KELE 2009). A travertínók jelenlegi tengerszint feletti magassága tehát nem tükrözheti az egész hegységre kiterjedően az egykori karsztvízszintet. Egyes termálforrások periodikusan működtek, történetük során többször elapadtak, majd újra kezdték működésüket, újabb travertínó generációkat létrehozva a korábbiak mellett. A travertínók vizsgálatából levont következtetések igazolásában a barlangi és teraszfedő üledékekkel való összevetés segíthet.

A paleokarsztvízszintet befolyásoló tényezők

A paleokarsztvízszintet befolyásoló legfontosabb tényezők közé tartozik a karsztforrások hozamát meghatározó csapadék mennyisége és eloszlása, ami a klíma függvénye: a száraz éveket általában alacsony, a csapadékos éveket magas karsztvízszintek jellemzik. A völgybevágodás és a felszíni erózió a klíma mellett a tektonikával is szoros kapcsolatban van. A felszíni erózió általában akkor volt a legnagyobb, amikor a csapadékos klíma egybeesett a kiemelkedéssel (SCHEUER 2004). A bevágódó folyóvölgyek a karsztvíztároló mészkő fedőjének lepusztításával lehetővé tették a források alacsonyabb szinten való kilépését, ami a karsztvízszint csökkenéséhez vezetett. A karsztvízszint folyamatos csökkenése következtében kezdetben a magasabb szinteken működő források apadtak el, míg a mélyebben levők még folytathatták működésüket. Tartós szárazság esetén a források hozama időszakosan csökkenhetett, de a források el is apadhattak. A szárazabb időszakok az előfordulások rétegorában is nyomon követhetőek (pl. Felső-hegy, Kálvária-tető, stb.). A csapadékosabb időszakok idején a források hozama nagyobb volt, a karsztvízszint emelkedett, a korábban elapadt források újraéledhettek, így a szárazulati környezetre utaló rétegbetelepülésekre újabb édesvízi mészkövek rakódhattak le. Nagyméretű tavi előfordulások (pl. Süttő) elsősorban a csapadékosabb időszakok alatt fennálló nagyobb forráshozam következtében jöhettek létre.

A barlangi képződmények és a paleokarsztvízszint kapcsolata

A rózsadombi barlangok többsége a felső-eocén Szépvölgyi Mészkőben alakult ki, míg egyes barlangok alsóbb szintjei már a triász időszaki Mátyáshegyi Mészkőben, a felső járatok esetenként Budai Márgában képződtek. A kutatók zöme (pl. JAKUCS 1948, LEÉL-ŐSSY 1957, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989) a rózsadombi

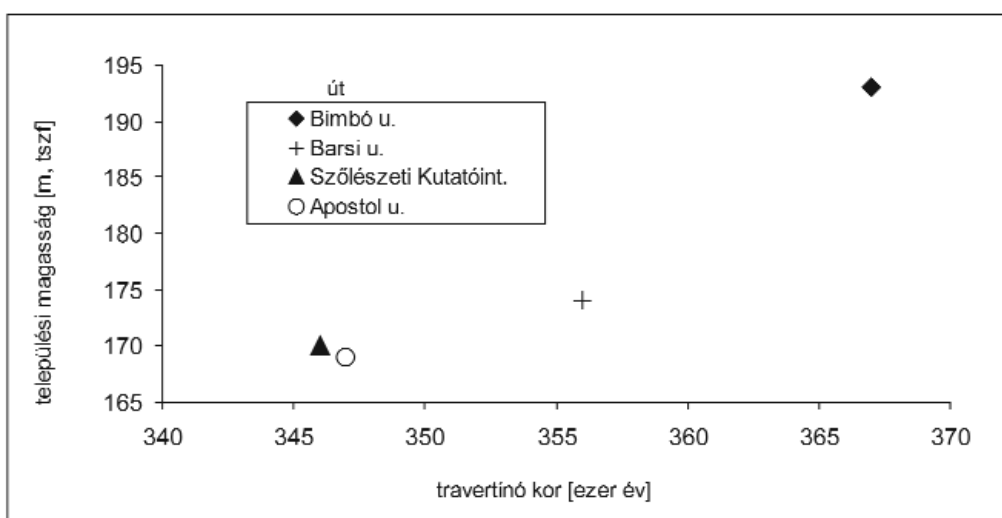
barlangokat hidrotermás eredetűnek tartja. A barlangokat magukban foglaló hegytömegek kiemelkedése (az emelkedés szakaszossága) és az erózióbázis relatív süllyedése a keveredési zónák áthelyeződését eredményezte, aminek következtében többszintes barlangrendszerek jöhettek létre. Ahol több idő állt az oldódás rendelkezésére, ott nagyobb belső méretű járatszelvények alakultak ki (LEÉL-ŐSSY 1995). A középső- és felső-pleisztocén folyamán a barlangképződési időben nagyrészt a Szépvölgyi Mészkőben húzódtott a keveredési zóna, ezért itt alakult ki a rózsadombi barlangjáratok többsége. Az oldódás megszűnése után számos ásvány vált ki, amelyek egy része valószínűleg még a barlangot kitöltő melegvízből származtatható (pl. lemezes kalcit), más része pedig a hegység kiemelkedése, a járatok szárazzá válása után keletkezhetett (pl. gipszbevonatok, cseppkő, stb.) (LEÉL-ŐSSY 1995).

A termálkarsztos barlangok egyes kalcit ásványai jelezhetik a karsztvízszint egykori helyzetét, mivel a barlang egyes szintjei az egykori karsztvízszinteknek megfelelően alakultak ki. Például a József-hegyi-barlang járatrendszere 120 és 180 m tszf-i magasság között helyezkedik el és egybeesik a tIII.–tIV terasz-, és T1–T4 travertínó-szintekkel. A József-hegyi-barlang karbonátjainak kormeghatározásával LEÉL-ŐSSY (1997), valamint LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI (2003) megállapították, hogy 350 ezer évvel ezelőtt a relatív karsztvízszint a barlangban 165 méteren lehetett, míg 66 ezer évvel ezelőtt a legalsó járatszint alján, 115 méteren húzódnak. FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1992) végezte az első radiometrikus korvizsgálatokat hazai barlangi kalcitképződményeken (Pál-völgyi és Ferenc-hegyi-barlang és egy darab (!) mérhető korú (300±59 ezer év) borsókő minta alapján arra következtetett, hogy mintegy 350 ezer évvel ezelőtt a karsztvízszint 160–165 m tszf-en lehetett. SZANYI et al. (2009) a Pál-völgyi kalcitminták koradatai alapján megállapította, hogy az 500–310 ezer év közötti időintervallumban 160–165 m tszf-en lehetett a karsztvízszint, bár hangsúlyozta, hogy az egyes barlangokban (pl. Szemlő-hegy, Pál-völgyi-barlang) az azonos korú minták különböző tszf-en is előfordulhatnak.

Ha ezekkel az adatokkal összevetjük a rózsadombi travertínókon végzett U/Th sorozatos kormeghatározásaink eredményeit, akkor látható, hogy a Rózsadomb területéről, a József-hegyi-barlang közeléből származó, 170–180 m tszf-i magasságon található édesvízi mészkövek (Apostol u., Szőlészeti Kutatóintézet, Barsi u.) kora szintén 350 ezer évnek adódott (1. táblázat), ami arra utal, hogy a travertínókat lerakó források is ezen a szinten léphettek a felszínre. Annak ellenére, hogy a rózsadombi mészkövek, függetlenül a tszf-i magasságukban való eltéréstől egy szűk időintervallumon belül (mintegy 350–360 ezer éve) képződtek, és a mészkövek szennyezettsége miatt a radiometrikus mérések nem szolgáltatnak pontos koradatokat, valamint a feltárások korát is mindösszesen egy minta korvizsgálata rögzíti, megállapítható, hogy a rózsadombi előfordulások kora és települési magassága között jó összefüggés mutatható ki, ami fokozatos relatív vízszint-

csökkenésre utal a területen. A Törökvész lejtő (222 m tszf) mészkőkúpjának kora a módszer felső mérési határánál (600 ezer év) idősebbnek bizonyult, míg a 227 m tszf-en található Detrekő u. travertínója szintén nem volt a módszerrel mérhető. A mérhető korú travertínók közül a legmagasabban (193 m tszf) található Bimbó út travertínója 367 ezer évesnek adódott, a 174 m tszf-en található Barsi u. mészköve 356 ezer éves kort mutatott, míg a legalacsonyabban található Szőlészeti Kutatóintézet (170 m tszf) és Apostol u. (169 m tszf) mészkövei 346 ezer és 347 ezer éves kort szolgáltatottak (8. ábra). Megállapítható továbbá az is, hogy a források kilépési pontja a Rózsadomb területén belül fokozatosan a Duna-völgy irányába (pl.

korábban közölt (paleontológiai, szedimentológiai, paleomágneses, U/Th, ^{14}C) koradatok felhasználásával végzett számításokat. Mivel az adatsor meglehetősen hiányos volt és a korábbi abszolút (U/Th, ^{14}C) mérések csak 360 ezer évig visszamenőleg szolgáltatottak adatokat, a levont következtetések csak durva becslések lehettek, míg a 360 ezer évnél idősebb koradatok esetében (az abszolút koradatok hiánya miatt) még bizonytalanabbak voltak. Az irodalomból gyűjtött koradatok alapján RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) rámutatott, hogy a Duna bevágódása két eltérő sebességű időszakra osztható: 9 millió és 360 ezer év közötti időszakban a Gerecsében és a Budai-hegységben 0,02 és 0,04 mm/év, 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,16 és 0,18



8. ábra. Összefüggés a rózsadombi édesvízi mészkövek kora és települési magassága között

Figure 8. Relationship between the age and elevation level of the travertines located in the area of the Rózsadomb

Apostol u.), valamint az Ördögárok-völgyének irányába tolódott el a Ferenc-hegy irányából, ahol a legidősebb travertínó előfordulások (pl. Törökvész lejtő) találhatóak.

Kiemelkedési ráták számítása a rózsadombi travertínók radiometrikus koradataiból

A Budai-hegység kiemelkedéstörténetének rekonstruálására az elmúlt évek során több szerző is kísérletet tett részben barlangi képződmények U/Th sorozatos koradatai (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003, SZANYI et al. 2009), részben a már korábban édesvízi mészkövekből publikált radiometrikus koradatok alapján (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a,c).

A kiemelkedési / bevágódási ráta (a továbbiakban: ráta) BURBANK & ANDERSON (2001) szerint a következőképp számítható:

$$i(\text{ráta}) = [\text{települési magasság (mm)} - \text{Duna tszf-i magassága (mm)}] / \text{kor (év)}$$

LEÉL-ŐSSY (1997) a József-hegyi-barlang ásványkiválásainak kormeghatározása alapján a Budai-hegység kiemelkedési sebességét 0,15–0,3 mm/év-nek határozta meg. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) az irodalomban

mm/év volt a bevágódási sebesség az édesvízi mészkövek korábbi irodalmakból ismert koradatai alapján. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) a József-hegyi-barlang ásványainak radiometrikus koradataiból 0,23 mm/év sebességet adott meg a Duna bevágódási rátájára a Budai-hegységben, míg a Budai-hegység és a Gerecse teraszai alapján 0,19 és 0,14 mm/év bevágódási sebességet valószínűsített 360 ezer évtől napjainkig. Figyelembe véve azonban, hogy radiometrikus koradatok egészen mostanáig csak az elmúlt 360 ezer évtől álltak rendelkezésre, valamint, hogy a 360 ezer évnél idősebb koradatok (így a belőlük számolt ráták is) bizonytalanok, ezért a számolt adatokból nem feltétlenül következik a kiemelkedés (bevágódás) gyorsulása az utolsó 360 ezer évre, mint ahogy azt RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007) is hangsúlyozta. Nem ismerjük a bevágódás pontos kezdetét, valamint a bevágódási ráta változásának időbeni lefutását sem. SZANYI et al. (2009) a Pál-völgyi-barlangból származó lemezes kalcit koradatai alapján az 500–280 ezer évvel ezelőtti időintervallumra 0,06–0,3 mm/év-es rátát határozott meg, de felhasználva LEÉL-ŐSSY (1997) méréseit és a Pál-völgyi-barlang 155 m tszf alatti mintáit a 280–70 ezer éves időintervallumra egy 0,16 mm/év-es kiemelkedést mutatott ki.

KELE (2009) és jelen tanulmány eredményei lehetőséget adnak a travertínok és a barlangi képződmények koradataiból levonható következtetések összevetésére, így a travertínóval fedett felszínek (Duna teraszok) kiemelkedési-, illetve a Duna és mellékfolyóinak bevágódási sebessége a korábbiaknál jóval pontosabban és biztosabban becsülhető. A ráták számításakor feltételezni kell, hogy az édesvízi mészkő kiválása a Duna szintjén (a mindenkori erózióbázison) ment végbe, tehát a képződés pillanatában a mészkő kiválása és a Duna szintje között nem volt jelentős magasságbeli különbség. Az U/Th adatok az egyes magassági (terasz) szinteket fedő édesvízi mészkövekből származnak, tehát a szintek minimum korát adják meg. Ezen kívül az egyes feltárásokat mindössze 1-1 pontszerű koradat jellemzi, holott az édesvízi mészkő előfordulások teljes rétegsorozatának képződéséhez esetenként több százezer év szükséges. Amennyiben egy adott feltárásból származó legfiatalabb minta koradatából számoljuk a bevágódási rátát, úgy a maximális bevágódási rátát kapjuk meg, míg ha a legidősebb mintáiból származó koradatból számolunk, úgy a ráta értéke akár felére is csökkenhet. A teraszt borító édesvízi mészkő legidősebb mintái közelítik a legjobban a terasz korát. A teraszszintek korolására a tavi eredetű mészkövek a legalkalmasabbak, mivel lejtői, tetarátás típus olyan földtani helyzetekben fordulhat elő, amikor a forrás az erózióbázis felett fekszik.

Az U/Th adatoknak a mészkövek Th-mal való szennyezettsége miatt viszonylag nagy (± 50 ezer év) a hibája, ami kis mértékben ugyan, de hatással van a számított kiemelkedési/bevágódási rátára is, ezért a hibának megfelelően a minimális és a maximális bevágódási rátát is meghatároztuk az egyes feltárások esetében. A mm/év-ben megadott kiemelkedési ráta azonban csak átlagos érték, ami elfedi a tektonikai folyamatok jellegét és csak akkor tekinthető valósnak, ha feltételezzük, hogy a hegység kiemelkedése és a Duna bevágódása folyamatos volt. Jóval valószínűbb azonban (a teraszok és párkánysíkok is ezt támasztják alá), hogy a kiemelkedés a számolt értékeknél (lásd később) gyorsabban és szakaszosan ment végbe, és a kiemelkedés/bevágódás bizonyos időszakokban szünetelt, hiszen a kialakult párkánysíkok a folyó bevágódásának egyes stádiumait rögzítik. A vizsgált rózsadombi előfordulások (Barsi utca, Bimbó út, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol utca) koradataiból számolt kiemelkedési ráták egyaránt **0,20–0,25 mm/év** közötti értékeket eredményeztek (4. táblázat),

amelyek nagyságrendileg megfelelnek az előzőekben áttekintett barlangi képződményekből számolt rátákkal.

Következtetések

Munkánk során a jelenleg hozzáférhető rózsadombi travertínó előfordulások komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálatát végeztük el. Vizsgálataink alapján a rózsadombi travertínók többségére a forráskúpos kifejlődés a jellemző, míg a stabil oxigénizotópos adatok alapján a rózsadombi travertínók egy része (pl. Detrekő u., Szemlő-hegy) nagy hőmérsékletű termálvizekből képződött. Modellszámításaink alapján a rózsadombi travertínók esetében a kiválási hőmérséklet mindenkor meghaladhatta a 20 °C-ot és elérte a 60–65 °C hőmérsékletet. A travertínók $\delta^{13}\text{C}$ értékei arra engednek következtetni, hogy a rózsadombi mészkövek karbonátanyaga és a mészkövet lerakó víz CO_2 tartalma feltehetően ugyanabból a karbonátos kőzetből és CO_2 forrásból származik, mint a Budai-hegység többi travertínó előfordulása esetében. U/Th sorozatos vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a középső-pleisztocénben, mintegy 350 ezer évvel ezelőtt, intenzív paleohévíforrás tevékenység volt jellemző a Rózsadomb területén, aminek következtében számos travertínó előfordulás képződött. Vizsgálataink szerint a travertínóképződés aktív volt a Mindel/Riss interglaciális és a Riss glaciális alatt, ami azt jelzi, hogy a glaciális periódus alatt is elégséges mennyiségű csapadék állhatott rendelkezésre a források működéséhez. A radiometrikus koradatok szórása ellenére jó összefüggés mutatható ki az édesvízi mészkövek települési magassága és kora között. Korvizsgálataink alapján a Rózsadomb területén a legidősebb travertínók (pl. Törökvész út) települnek a legmagasabb tszf magasságon, míg a fiatalabb mészkövek egyre alacsonyabb szinteken találhatók, ami a karsztvízszint fokozatos (relatív) csökkenésére utal a területen, bizonyítva, hogy a barlangi karbonátos üledékekhez hasonlóan a travertínók is felhasználhatóak a Budai-hegységben lokálisan a paleokarsztvízszint változásának rekonstrukciójára. A travertínók települési magasságából és radiometrikus koradataiból számolt kiemelkedési ráták 0,20–0,25 mm/év-nek adódtak, amely értékek szintén összevethetőek a barlangi lemezes kalcitkiválások korából számolt értékekkel.

4. táblázat. A vizsgált rózsadombi előfordulások radiometrikus koradataiból és települési magasságaiból számolt minimális hegységkiemelkedési (Duna bevágódási) ráták

Table 4. Minimal uplift (Danube incision) rates calculated from the elevation levels and radiometric age data of travertines studied from the Rózsadomb area

Sorszám	Előfordulás	Kor	\pm	h (m tszf)	Ráta (mm/év)	ráta +	ráta -
1	Barsi u.	355 935	24 047	174	0,21	0,20	0,22
2	Bimbó u.	366 562	122 258	193	0,25	0,19	0,38
3	Szőlészeti Kutatóintézet	346 387	78 858	170	0,20	0,16	0,26
4	Apostol u.	347 297	64 197	169	0,20	0,17	0,24

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti a Magyar Tudományos Akadémia Nemzetközi Együttműködési Irodáját és a tajvani National

Research Council-t (NRSC) az U/Th mérésekhez szükséges tajvani tanulmányút létrejöttéért. Külön köszönjük a kézirat lektorainak (FÓRIZS ISTVÁN és LEÉL-ÓSSY SZABOLCS) hasznos és segítőkész megjegyzéseit.

Irodalom — References

- ANDREWS, J.E. 2006: Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. — *Earth-Science Reviews* **75**, 85–104.
- BABIDORICS, J., FÓRIZS, I., PAPP, S. 1998: Isotope hydrogeological study of the thermal karst system in the Buda Mountains, Hungary. *RMZ-Materials and Geoenvironment* **4/1–2**, 8–12.
- BÁLDI, T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BULLA, B. 1941: A Magyar medence pliocén pleisztocén teraszai. — *Földrajzi Közlemények* **LXIX**, **4**, 199–229.
- BULLA, B. 1956: Folyóteraszproblémák. — *Földrajzi Közlemények* **4/81**, 121–141.
- CHOLNOKY, J. 1923: Általános földrajz III. — Danubia kiadása, Pécs, 251 p.
- CHOLNOKY, J. 1925: A folyóvölgyekről. — *MTA, Matematikai Természettudományi Értesítő*, 101–108.
- CRAIG, H. 1964: The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal area. — Symp. Nuclear Geol. Geothermal Areas, Spoleto, Italy, 17–53.
- DEÁK, J., COPLEN, T.B. 1996: Identification of Holocene and Pleistocene groundwaters in Hungary using oxygen and hydrogen isotopic ratios. — In *Isotopes in Water Resources Management (Symposium Proceedings, Vienna, 1995)*, vol. 1. IAEA: Vienna; p. 438.
- DUNHAM, R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1. Tulsa, Oklahoma, 108–121.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZÓNYI, J. 2007: Hydrogeological studies on the Buda Thermal Karst system (Budapest, Hungary). — In: RIBERIO, L., CHAMBEL, A., CONDESSO DE MELO, M.T. (eds): *Proceedings on CD (ISBN 978989-95297-3-1) of the XXXV. Congress of the International Association of Hydrogeologists*, 17–21 September, Lisboa, Portugal, 9 p.
- ESTEBAN, M., BUDAI, T., JUHÁSZ, E., LAPOINTE, P. 2009: Alteration of Triassic carbonates in the Buda Mountains – a hydrothermal model. — *Central European Geology* **52 (1)**, 1–29. DOI: 10.1556/CEuGeol.52.2009.1.1
- FOLK, R.L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **43**, 1–38.
- FORD, D.C., TAKÁCSNÉ B. K. 1992: Abszolút kormeghatározás és stabilizotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **1991 (I–II)**, 11–18.
- FORD, T.H., PEDLEY, H.M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. — *Earth-Science Reviews* **41**, 117–175.
- FÖLDVÁRI, M., BERNER, ZS., STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomód-Les-hegy). — *Acta Geologica Hungarica* **46**, 195–204.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — In: *Data of Geochemistry* 6th, Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK, p. 61.
- GÁBRIS, GY. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. — *Terra Nova* **6**, 495–501.
- GÁBRIS, GY. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **CXXI (XLV.)**, **1997 (1–2.)**, 3–16.
- GÁBRIS, GY. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. — *Földtani Közlöny* **137/4**, 515–540.
- GÁBRIS, GY., NÁDOR A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26**, 2758–2782.
- GIBBARD, P.L., LEWIN, J. 2008: River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. — *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.11.017
- HAAS, J. (Ed) 2002: Magyarország geológiája. Triász. — ELTE, Eötvös Kiadó, 384 p.
- HENNIG, G. J., GRÜN, R., BRUNNACKER, K., PÉCSI, M. 1983: Th230/U234 sowie ESR Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, 7–19.
- HORUSITZKY, H. 1935: Budapest Duna bal parti részének talajvize és altalajának geológiai vázlata — *Hidrológiai Közlöny* **15**, 1–161.
- HORUSITZKY, H. 1939: Budapest Duna jobbparti részének hidrogeológiája. — *Hidrológiai Közlöny* **18**, 1–404.
- HORUSITZKY, H., WEIN, GY. 1962: Ércutatósi lehetőségek a Budai-hegységben. — *Bányászati Lapok* **73**, 749–753.
- JAKUCS, L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. — *Hidrológiai Közlöny* **28**, 53–58.
- JÁMBOR 1968: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel.* **1967. évről**, 135–142.
- JUHÁSZ, Á. 1987: Évmilliók emlékei. Gondolat Kiadó, Budapest, 562 p.
- KELE, S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. — PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 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., KÖRÖS, L., DEMÉNY, A., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BAJNÓCZI, B., MEDZIHRADESKY, ZS. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. — *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 1–31.

- KELE, S., DEMÉNY, A., SIKLÓSY, Z., NÉMETH, T., MÁRIA, T., B. KOVÁCS, M. 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.
- KÉZ, A. 1933: A budai Várhegy teraszkvacicsa. — *Földrajzi Közlemények* **61**, 266–268.
- KÉZ, A. 1942: Az erózióról és a teraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **70**, 1–32.
- KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, 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 Várhegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlemények* **134/4**, 541–562.
- KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1982: Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. — *Quaternary Studies in Hungary*, INQUA Hungarian, National Committee, 11–42.
- LÁNG, S. 1955: Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. — *Földrajzi Értesítő* **4**, 143–157.
- LEÉL-ÖSSY, S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő* **6**, 157.
- LEÉL-ÖSSY, SZ. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 363–432.
- LEÉL-ÖSSY, SZ. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. — Kandidátusi értekezés. 114 p.
- LEÉL-ÖSSY, SZ., SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 46/4, 407–436.
- MAGYARI, Á. 1995: Késő eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység D-i részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains). — *Földtani Közlemények* **124/1**, 89–107.
- MCCREA, J.M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *Journal of Chemical Physics*. **18**, 849–857.
- MÜLLER, P. 1997: Az újabb neogén. — In: Magyarország Földje (KARÁTSON D. ed.), 137–139.
- NÁDOR, A. 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai. — Egyetemi doktori értekezés, ELTE, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 171 p.
- NAGYMAROSY, A., BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. — *Ann. Univ. Sci. Budapest. De Rol. Eötvös nom., sect., Geol.*, XXVIII, 3–25.
- NOSZKY, J. 1935: Adatok a Visegrádi Dunaszoros terraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. — *Földtani Intézet Évi Jelentése 1933–1935*, 1523–1563.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N., MAYEDA, T.K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. — *The J. of Chem. Physics* **51**, 5547–5558.
- PETZ, R., SCHEUER, GY., SZENTIRMAI, L.-NÉ. 1987: A Budapest rózsadombi barlangokkal kapcsolatos vízföldtani vizsgálatok eredményei. — *Hidrológiai Tájékoztató*, október. 21–23.
- PÉCSI, M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. (Formation and geomorphology of the Danube valley in Hungary) — *Földrajzi Monográfiák*, III. kötet, Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI, M. 1973: A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora (Geomorphological position and absolute age of the lower paleolithic site at Vértesszőlős, Hungary). — *Földrajzi Közlemények* **XXI**, 109–125.
- PÉCSI, M., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1982: Geomorphological position and chronological classification of Hungarian travertines. — *Quaternary Studies in Hungary*, Budapest, 117–133.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: a quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. — PhD thesis, Department of Isotope Geochemistry, Vrije Universiteit, Amsterdam 149 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS, FODOR, L. BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., HORVÁTH, E., DUNAI, T. J. 2005A: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157–172.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS, DUNAI, T.J., BADA, G., FODOR, L., HORVÁTH, E. 2005B: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ³He. — *Tectonophysics* **410**, 173–187.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS, DUNAI, T. FODOR, L. BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., HORVÁTH, E., 2005C: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitettségi kor mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **135/3**, 373–403.
- SCHAFARZIK, F., VENDL, A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — Budapest, Stádium, 341 p.
- SCHEUER, GY. 2004: Quaternary travertines as paleo-karst waterlevel indicators in the Gerecse and Buda Mountains. — *Excursion guide - Climatic and tectonic controls on travertine formation: the case of the Pannonian Basin - field course - 4–9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary*, Excursion guide, 9–10 (2004)
- SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1973: The development of the Hungarian travertine sequence in the Quaternary. — *Földrajzi Közlemények* **21**, 133–141.
- SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1984: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei és képződésüknek geomorfológiai és geokronológiai sajátosságai. — MTA, Kandidátusi értekezés tézisei, 35 p.
- SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131 p.
- SCHEUER, GY., SZŐÖR, GY., SÜMEGI, P., BALÁZS, É., HERTELENDI, E., SCHWEITZER, F. 1993: A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópeokémiai elemzése fácies és rétegtani értékeléssel. — *Hidrológiai Közlemények* **73/5**, 298–306.
- SCHRÉTER, Z. 1953: A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — *Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről*, 111–150.
- SCHRÉTER, Z. 1958: Budapest és környékének geológija. Negyedkor. — Budapest természeti képe, Akadémiai Kiadó, Budapest, 111–118.

- SCHULTE, L., JULIA, R., BURJACHS, F., HILGERS, A. 2008: Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. — *Geomorphology* **98**, 13–33.
- SCHWARCZ, H.P. 1990: Dating travertine. — In: J.S. HERMAN, D.A. HUBBARD JR., TRAVERTINE-MARL: Stream Deposits of Virginia, Virginia Division of Mineral Resources, Publication 101, Charlottesville, Va. (Virginia Division of Mineral Resources), 113–116.
- SCHWARCZ, H.P., LATHAM, A.G. 1980: Absolute age determination of the travertine from Vértesszőlős. — In: KRETZOI, M., DOBOSI, V.T. (Eds): Vértesszőlős site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, 549–552.
- SCHWARCZ, H.P., SKOFLÉK, I. 1982: New dates for the Tata, Hungary archaeological site. — *Nature* **295**, 590–591.
- SCHWEITZER, F. 2002: Édesvízi mészkő előfordulások, mint a geomorfológiai szintek értelmezése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999**. (2002.) évf., I–II. füzet, 105–108.
- SHEN, C.-C., EDWARDS, R.L., CHENG, H., DORALE, J.A., THOMAS, R.B., MORAN, S.B., WEINSTEIN, S.E. AND EDMONDS, H.N. 2002: Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. — *Chemical Geology* **185**, 165–178.
- SHEN, C.-C., LIN, H.-T., CHU, M.-F., YU, E.-F., WANG, X., DORALE, J.A. 2006: Measurements of natural uranium concentration and isotopic composition with permil-level precision by inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**(9), ISSN: 1525–2027.
- SHEN, C.-C. et al. 2008: Variation of initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 4201–4223.
- SPÖTL, C., VENNEMANN, T.W. 2003: Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17**, 1004–1006.
- SZANYI, GY., BADA, G., SURÁNYI, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., VARGA, ZS. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlemények* **139/4**, 353–366.
- SZŐÖR, GY., BALÁZS, É., SÜMEGHY, P., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F., HERTELENDI, E. 1992: A magyarországi édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése fáciestani és rétegtani értékeléssel. — In: SZŐÖR, Gy. (Ed.): Fáciestani, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások, Debrecen, 93–107.
- TAKÁCS-BOHNER, K., KRAUS, S. 1989: The results of research into caves of thermal water origin. — *Karszt és Barlang*, **Special Issue 1989**, 31–38.
- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226**, 433–455.
- VARGA, P. 1985: Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. — *Őslénytani Viták* **31**, 93–99.
- VERES, V. 2007: A Rudas-fürdő travertínója. — Diplomadolgozat, ELTE, Természettudományi Kar, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 116 p.
- VERMES, J., SCHEUER, GY. 1969: Újabb édesvízi mészkő előfordulás a Rózsadombon. — *Földrajzi Értesítő* **1**, 149–153.
- VITÁLIS, GY., HEGYI, I.-NÉ 1982: Adatok a Budapest térségi édesvízi mészkövek genetikájához. — *Hidrológiai Közlemények* **62/2**, 73–84.
- WEIN, GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — MÁFI Alkalmi kiadvány, 76 p.