

Travertin sztratigráfia¹

Bevezetés

Földtörténeti közelmúltunk, a késő kainozoikum – benne az ember őstörténetével – a földtudományok méltán egyik legizgalmasabb kutatási területe. Kevés olyan szakterület van, ahol ennyiféle módszert kellene együtt alkalmazni, mert bármennyire is sok a geotudományok vizsgálati anyaga, itt az apró részletek a döntők, és csak óvatos mérlegelés adhat megbízható, új eredményeket.

A földtudományoknak a 19. század közepétől elindult erőteljes fejlődése során egyre többen gondolkodtak kronológiai dimenziókban. A kutatók ezért többféle önálló sztratigráfiát (pl. litosztratigráfiát, biosztratigráfiát, kronosztratigráfiát vagy az utóbbiból kifejlődött szekvencia-sztratigráfiát stb.) dolgoztak ki a földtörténeti folyamatok megismerésére és értelmezési céljából. A földkéreg kőzetei, valamint a felszínalaktani formakincs (pl. tengeri abrázios teraszok, folyóvízi teraszok, hegyláb felszínek, lösz- és fosszilis talajszínek, morénák stb.) ugyanis nemcsak azt árulják el, hogy milyen endogén és exogén folyamatok játszódtak le, hanem azt is, milyen földtörténeti események alakultak ki egymást követő kronológiai, sztratigráfiai sorrendben.

A teresztikus földtörténet egyik fontos jellemzője, hogy a földtörténeti eseményso-rozatok rekonstruálásához kiemelt fontossággal veszi figyelembe a geomorfológiai felszínekre települt korrelatív üledékeket, mint például a vörösgyagokat, a lösz és a löszszerű üledékeket, kavicsösszleteket vagy a travertínókat. Ez utóbbira alapozva kísérlem meg felállítani a Kárpát–Pannon-medencére,

és annak közvetlen környezetére vonatkozóan a szárazföldi földtörténet geomorfológiai fejlődéstörténetének legutóbbi 10–12 millió évét felölelő periodizációját, amit a továbbiakban *travertin sztratigráfiának* nevezek.

Ehhez az összegzéshez felhasználtam más tudományterületek kutatási eredményeit, többek között pl. a travertínóösszletekbe temetett, biosztratigráfiai jelentőségű fauna- és paleolitteleket tartalmazó paleontológiát, az emlősök rétegtanában alkalmazott „Mammal Neogene” zóna (MN) jelölését (KRETZOI M. 1955, 1979; KROLOPP, E. 1965; JÁMBOR Á. 1980; KORDOS L. 1982), a szedimentológiát (KRIVÁN P. 1953; SCHRÉTER Z. 1953), a tektonikát (WEIN Gy. 1977), a hidrogeológiát (SCHEUER Gy. 2005), a geomorfológiát (BULLA B. 1947; JAKUCS L. 1968; PÉCSI M. 1974; SCHWEITZER F., SCHEUER Gy. 1995), a paleobotanikát (SKOFLEK, I. 1965; HABLY, L. 1983), valamint a régészeti leleteket (VÉRTES L. 1965; GÁBORI, M., CSÁNK, V. 1970, 1972; DOBOSI, V.T. 2003). (Az általam 1973-ban felfedezett Kender-hegyi leletet illetően megjegyzem, hogy az még nincs feltárva, de geomorfológiai helyzete alapján véleményem szerint feltételezhetően idősebb, mint Vértesszőlős.) Ezek mellett természetesen figyelembe vettem a paleotalajokkal kapcsolatos, a geokémiai, az izotópfizikai és a paleomágneses továbbá az oxigénizotópsztratigráfiai eredményeket is, amelyek a geomorfológiai szinteket takaró travertínók korának meghatározását segítették elő.

A nagy kiterjedésű Kárpát–Pannon-medence sajátos geomorfológiai-geológiai szerkezete prepaleozóos-mezozóos aljzaton alakult ki. A medence jelentős részét – főként

¹ Szerző: SCHWEITZER Ferenc, professzor emeritus, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet, Budapest. A tanulmány *nevezéktani fogalmai* a könyv 47. oldalán található.

a mélymedencék területén – akár 7000 m-t is elérő vastagságú neogén és negyedidőszaki tengeri és szárazföldi üledékek töltik ki (JÁMBOR Á. 1980; HÁMOR G. 2001). Az üledéktakaró – HÁMOR G. (1998, 2001) szerint – a középső-bádeni, ún. *sóssági krízis* után, vagyis mintegy 15 millió évvel ezelőtt kezdett kialakulni, ennek alapján HÁMOR a Kárpát-Pannon-medence kialakulását a késő-bádeni időszak kezdetére helyezi.

A Kárpát-Pannon-medence szarmata utáni fejlődéstörténete – miután elkülönült a Thethystől – önálló lefolyású és eltérő ütemű lett, ami új sztratigráfiai rendszer kidolgozását tette lehetővé mind a teresztikus (KRETZOI M. 1968; JÁNOSSY D. 1979; KORDOS L. 1992), mind pedig a tengeri rétegtani rendszerben (BARTHA F. 1971; JÁMBOR Á. 1980).

Ez az időszak a szarmata és a dáciai korszak, a szárazföldi biológiai rendszerben az astaráción és a ruscianian, amely a Mein-féle emlős zónabeosztásban az MN 8 és MN 14 között van (STEINGER, F.F., PAPP, A. 1979). A hazai sztratigráfiai rendszerben ennek megfelelője a pannoniai s. str. korszak kunsági emelete (DANK V. 1963; JÁMBOR Á. 1987). A kunsági emelet képződményei a Kárpát-Pannon-medencében a klasszikusnak számító alapfaunának (Rudabánya, Diósd, Sopron, Csákvár, Sümeg, budapesti Sváb-hegy [korábban: Szabadság-hegy], Polgárdi, Hatvan, Baltavár stb.) mellett nagyszámú szórványleleteket is tartalmaznak, amelyek biokronológiai értékelését főként KRETZOI M. (1941, 1951, 1961, 1969) és KORDOS L. (1993, 2005) végezte el. Ezek a faunák, amelyek egyben a relatív kronológia alapjai is, jelentősen hozzájárultak az ún. *travertin sztratigráfia* kialakításához, amire tanulmányomban teszek kísérletet (1. ábra).

A travertínók keletkezése és jelentősége

A travertínók – nevezik őket forrásmészkönek, mésztufának, édesvízi mészkőnek is – túlnyomó többségükben karsztos hegységekhez vagy hegység részekhez kapcsolódnak, és nagyon gyakori képződmények a Földön. Keletkezésük általában a karsztokhoz kötődik, leginkább

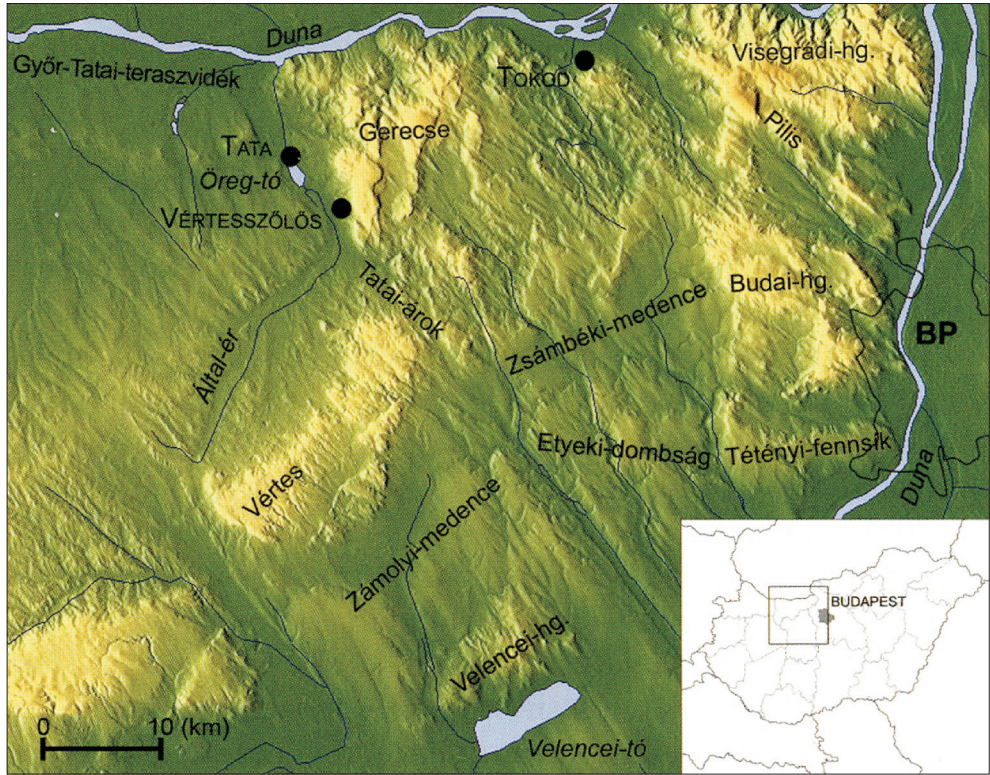
karsztos hévforrások lerakódásainak tekinthetők (LOŽEK, V. 1961; HEVESI A. 1972; VERNET, J.-L. 1985; SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1986; VILES, H.A., GOUDIE, A.S. 1991).

Több recens előfordulás mérete, megjelenése okán különleges természeti értéknek, ritkaságnak számít a Földön. Többek között ilyen például a Cascadas de Aqua Azul (Mexikó), Plitvice (Horvátország), Pamukkale (Törökország), Huanglong (Kína). Több esetben világhírű paleolit kori leletek is kötődnek travertínó előfordulásokhoz. Ilyen például Vértesszőlős, a szomodói Kender-hegy, Tata, a budapesti Várhegy; ill. Szlovákiában Gánóc és Bajmóc, Németországban Bilzingsleben, Weimar és Taubach, Kínában Zhoukoudian /Csoukoutien/ stb.

A karsztos hegységekhez vagy hegység részekhez kapcsolódó travertínók – amelyekre a travertin sztratigráfia alapozódik – mellett vannak olyan travertínó-előfordulások is, amelyek nem mindig hozhatók összefüggésbe nyílt vagy félig nyílt karsztrendszerrel, ill. karsztvizekkel. Ezek főként utóvulkáni tevékenységhez kötődnek, mint például a Yellowstone Nemzeti Park (USA), Új-Zéland, Izland, Kamcsatka (Oroszország) esetében, vagy tektonikai, lemeztektonikai mozgásokhoz kapcsolhatóak (CHOLNOKY J. 1940; SCHEUER Gy. 2005).

A karsztvíz eredetű travertínó jellegzetesen éghajlati adottságokhoz kapcsolódó kőzet képződésének üteme, megszakadása jelzi az adott éghajlati változás időbeli lefolyását és a terület felszínfejlődésének jellegét. Az ilyen típusú travertínók szerkezete, formakincse nagyon változatos. Kialakulhatnak pl. tavi-mocsári, forráskúpos, vagy tetarátás szerkezetű travertínóösszletek. Kiváló példák találhatóak erre egyrészt a Gerecse (2a. ábra), másrészt Budai-hegység (2b. ábra) területén és tágabb környékükön.

A travertínók megjelenésük némely esetben kemény cukorszövetű és rétegzetlen, máskor laza, szivacsos szerkezetű vagy mésziszap, ami összefüggésbe hozható a kőzetet lerakó karsztforrások genetikai viszonyaival, a források kémiai összetételével (főként oldott Ca-tartalmával), hőmérsékletével, főként az adott kalcium mennyisé-



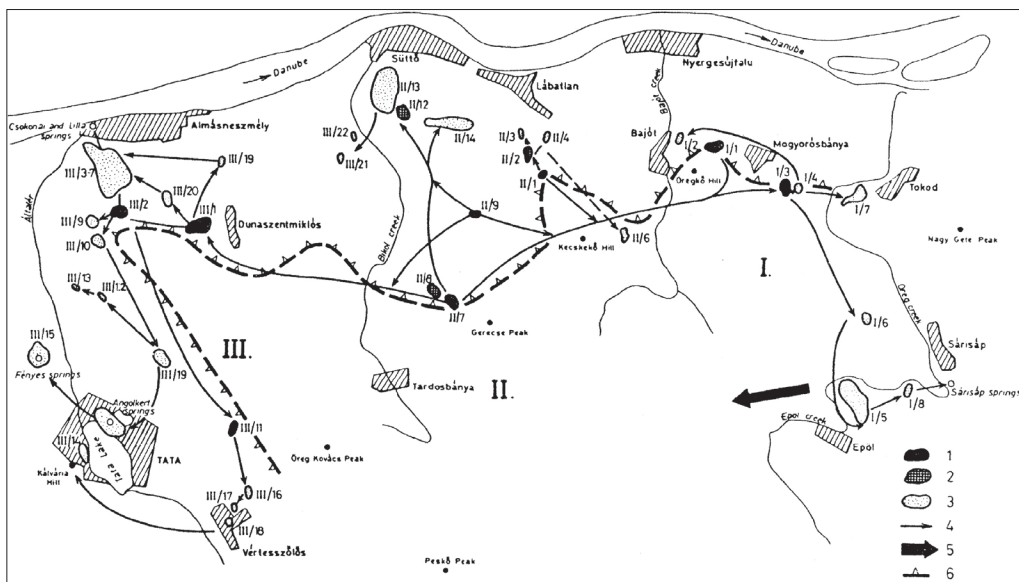
1. ábra. A vizsgált terület domborzati térképe

gekkel, a források geomorfológiai helyzetével. Mindezek a travertínók sztratigráfiai sorrendbe állításának fontos szempontjai és megbízható alapjai.

A karsztforrásokból kiváló travertínók többnyire a folyók, patakok, tavak, tengerpartok erózióbázisának szintjében képződnek, és bő vízhozamú karsztforrásokból csapódnak ki. Kronológiai tagoláshoz ezek a legmegbízhatóbb típusok, formák és összletek. A származást követően kialakult geomorfológiai szintek és a rájuk települt korrelatív üledékek az esetek nagy részében éppen a travertínók védelme alatt maradtak meg a mai napig (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1973, 1979, 1983). Azok a travertínók amelyek az alluviális szinteken képződtek a *tavi-mocsári típus*hoz tartoznak (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1979). Ebben az esetben a travertínók az erózióbázis szintjén

ott képződnek, ahol a folyók széles alluviális térszínein bő vízhozamú karsztforrások törnek fel, és ezek környezetében tavak, mocsarak alakulhatnak ki.

Az előzőkhöz hasonló geomorfológia helyzetben képződnek az ún. *forráskúpos travertínók* is, amelyek a tavi-mocsári típushoz hasonló kronosztratigráfiai jelentőségűek. Itt a karsztforrás mindaddig a forráskúp tetején lép ki, amíg a hidrológiai adottságok ezt lehetővé teszik (1. kép). E típus esetében a forrásvíznek nagy az ásványianyag-tartalma, és már a forrás kilépésénél olyan erős a travertínó kiválása, hogy forráskürtő képződik, amely kúp alakban fokozatosan felmagasodik. A hidrogeológiai átrendeződést követően a forráskúp fejlődése leáll és alacsonyabb szinten, például abrúziós felszíneken, teraszokon esetleg új forráskúp képződése indulhat meg.



2a. ábra. A Gerecse késő-kainozóos időszaki travertínói és karsztforrásainak helyszínrajza (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1988 alapján). – I = Keleti-Gerecse; II = Központi-Gerecse; III = Nyugati-Gerecse; 1 = felső-miocén – pannóniai – travertínók; 2 = pliocén travertínók, 3 = negyedidőszaki travertínók; 4 = a források áthelyeződési irányja; 5 = a forrás áthelyeződés iránya a pleisztocén végén; 6 = felső-pannon beltenger partvonalának határa. A szövegben szereplő travertínó előfordulások: I/1 = Muzslya-hegy; I/2 = Kő-hegy; II/1 = Pockó; II/7–II/8 = Alsóvadács-Csonkánhát; II/9 = Margit-tető; II/12 = süttői Haraszi-hegy; II/13 = süttői Cukor-bánya; II/14 = Gyűrűspusztai-bányák; III/1 = dunaszentmiklósi Óreg-hegy–Új-hegy; III/2 = Kőpíte; III/3–III/7 = dunaalmási sorozat; III/9 = Les-hegy; III/12 = Kender-hegy; III/14–III/15 = tatai travertínók, barlangok és recens karsztforrások; III/16–III/18 = Vértesszőlős; Csokonai- és Lilla-forrás = dunai ártéren fakadó, travertínókat lerakó karsztforrások

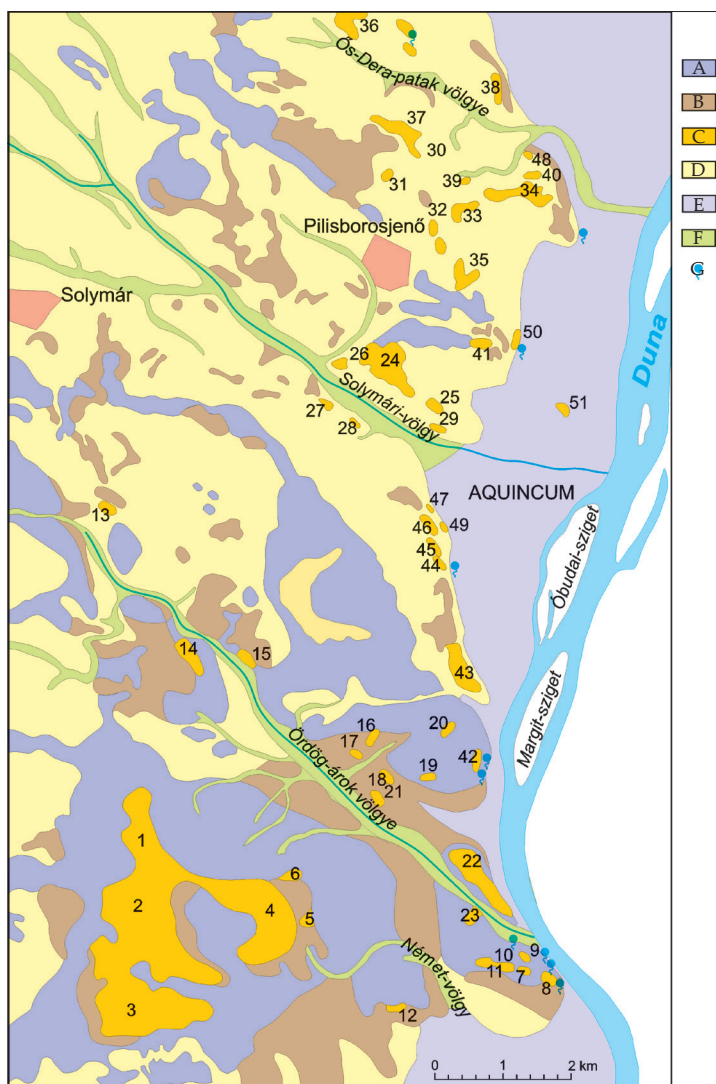
A tetaragatás (cascados) és a völgyoldali típus hasonló genetikai vonást mutat, csak a geomorfológiai feltételek mások. Az ún. tetaragatás típus esetében a felszínnek, amelyeken a travertínó kicsapódik, nagyobbak. Ilyenkor forrástavak képződnek, a tómedencék permén pedig gátak alakulnak ki. Mindkét esetben a hidrogeológiai viszonyok hatására az erózióbázis felett fakadó forrás az alacsonyabb geomorfológiai felszínre is ráfolyik, egymás alatti kisebb-nagyobb tómedencéket alakítja ki (3. ábra). Emiatt kronosztatográfiai szerepük csak részletes vizsgálatokkal dönthető el. A travertínók képződése és a karsztforrások feltörése azonban túlnyomóan az erózióbázis szintjében meg végbe. Az ilyen helyzetben létrejött travertínók minden egyes esetben egy meghatározott geomorfológiai szintet korrelatív üledékekkel együtt konser-

válnak, ill. felszínfejlődési szempontból jellemeznek (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1984; VERNET, J.-L. 1985; PÉCSI M. et al. 1985, 1988).

A travertínók sztratigráfiai helyzetének értékelése mellett fontos szempont az erózióbázis és a karsztforrások helyváltozása közötti kapcsolat feltárása is, aminek alapján a travertínók képződése szempontjából három eset különböztethető meg.

Az első esetben a források minden esetben követik az erózióbázis mélyülését. A helyi erózióbázisnál magasabban fakadó források gyorsan elapadnak, így kor szempontjából és geomorfológiailag is egymástól jól elkülönülő travertínóösszletek keletkeznek.

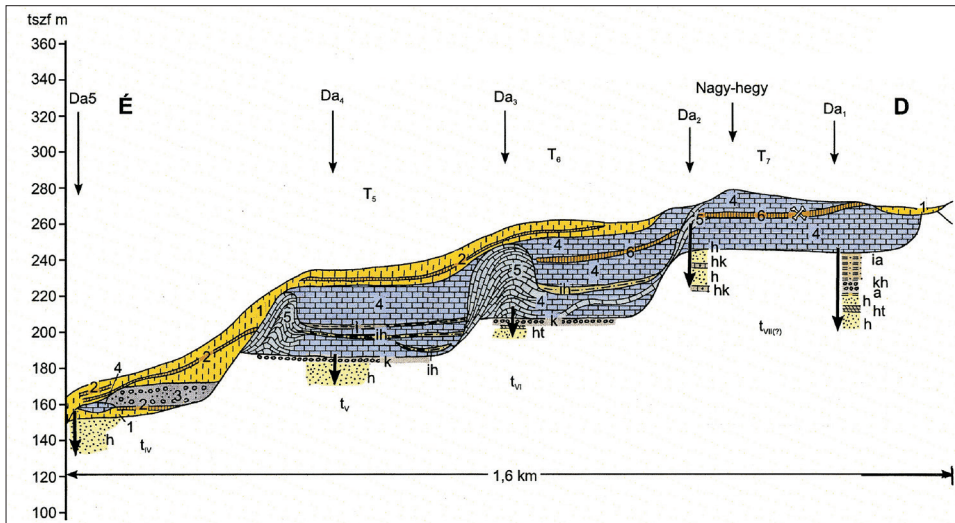
A második esetben a források mindig követik az erózióbázis mélyülését, de a magasabb szinten fakadó források sem apadnak el, ill. elapadásuk csak lassan, fokozatosan csökke-



2b. ábra. A Budai-hegység és a környékén előforduló travertínóösszletek mint a hajdani karsztforrások kilépési helyei (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1988 alapján). – A = vízvezető triász üledékek; B = vízzáró képződmények; C = lösz és löszszerű üledékek; D = folyóvízi üledékek; E = travertínók; F = eróziós völgyek; G = jelenkori langyos karsztforrások. 1–2 = Sváb-hegy: (1 = Hármaskút-tető, 2 = Obszervatórium); 3 = Budaörsi-hegy, Kakukk-hegy; 4–6 = Széchenyi-hegy: (4 = Széchenyi-hegy plató, 5 = Felhó u. 7., 6 = Alkony u.); 7–11 = Gellért-hegy: (7 = Jubileumi park, 8 = Szabadság-szobor, 9 = Számadó u. 7., 10 = Kelenhegyi út, 11 = Somlói út); 12 = Sas-hegy; 13 = Máriaremete; 14–15 = Húvösvölgy: (14 = Nyéki út, 15 = Kondor út); 16–19 = Rózsadomb: (16 = Törökvesz út, 17 = Lepke u., 18 = Vérhalom, 19 = Bimbó út); 20 = Szemlő-hegy; 21 = Szőlészeti Kutató Intézet; 22 = Vár-hegy; 23 = Nap-hegy; 24 = Üröm-hegy felső; 25 = Arany-hegy felső; 26 = Üröm-hegy alsó; 27 = Arany-hegy alsó; 28 = Csúcs-hegy dűlő felső; 29 = Csúcs-hegy dűlő alsó; 30 = Harapovács felső; 31 = Monalovác-hegy, déli lejtő; 32 = Puszta-hegy környéke; 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 = Rózsadomb, Apostol u. 15-17.; 43 = Kiscelli plató; 44 = Farkastorki út; 45 = Farkastorki lejtő; 46 = Laborc-köz felső; 47 = Laborc-köz alsó; 48 = Budakalász; 49 = Bécsi út 50.; 50 = Csillaghegyi uszoda; 51 = Római-fürdő



1. kép. Kisebb (2 m magas) forráskúp a Tihanyi-félszigeten, oldalában 20–40 cm-es parazitakúpokkal. Jól látható a körkörös kiválás és középen az egykori forráskürtő. (Fotó: SCHWEITZER F.)



3. ábra. Tetarátágás (cascados) travertínoszintek elhelyezkedése, a Duna IV–VI. sz. teraszai és alacsonyabb hegylábfelszíne a rájuk települő travertínóösszletek szelvénye a külszíni feltárások és fúrások alapján (PÉCSI M., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1982). – 1 = lösz, lejtőlösz; 2 = fosszilis talajok a löszben; 3 = terasz kavics; 4 = travertínó; 5 = tetarátágat; 6 = fosszilis talaj a travertínóban; Da₁–Da₅ = a fúrások helye; t₁–t₇ = teraszok; ia = iszapos agyag; ih = iszapos homok; h = homok; kh = kavicsos homok; ht = hidromorf talaj; hk = homokkő; fk = forráskráter

nő vízhozammal megy végbe. Ebben az esetben a régi, magasabb szinten fakadó forrás még folytatja a travertínó lerakását, de csak korlátozott mértékben, a vízhozam csökkenő mértéke szerint, miközben az alacsonyabb szinten kilépő új forrás is megkezdte környezetében a travertínó felhalmozását. Ha a két forrás között a térbeli különbség nem olyan nagy, hogy a mészkőképződés egymástól függetlenül menjen végbe, akkor ezeknél a lerakódási folyamat összekapcsolódik és egy bonyolultan összenövő mészkőösszlet jön létre. Ilyen esetekben az egymásra település és a mészkőkeletkezés sorrendjének megállapítása részletes vizsgálatokat igényel. Ha viszont az alacsonyabb és a magasabb felszínen fakadó karsztforrások hidrogeológiai okok miatt térbelileg jól elkülönülnek egymástól, akkor az alacsonyabb szinten új, független travertínóképződés indul meg.

A harmadik esetben a források a helyi erózióbázis mélyülését csak késleltetve vagy egyáltalán nem követik. Ennek eredményeként az erózióbázis felett fakadó források a több szakaszban kialakult teraszos völgyoldalakat fedik be (2a, 2b. kép).

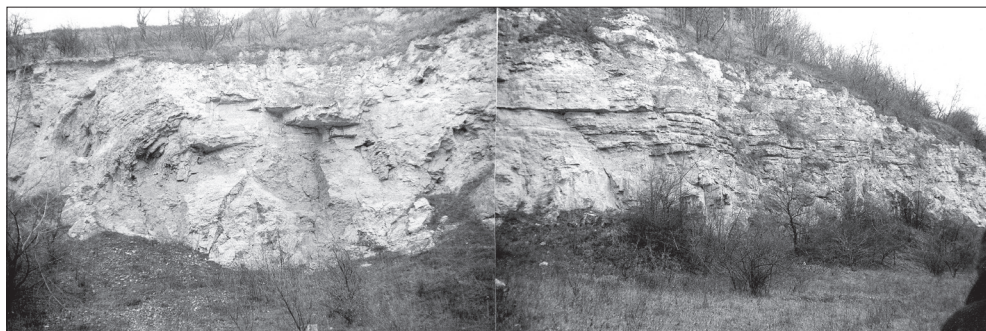
Általánosságban véve azonban megállapítható, hogy a travertínóképződés, továbbá a karsztforrások felszínre lépésének helyei – előbb vagy utóbb – követték a domborzat formálódását, az erózióbázisnak a szarmata vége óta tartó szakaszos süllyedését a hegységpe-remeken és a völgyekben egyaránt (4. ábra).

A travertínókba beágyazott fauna- és flóravizsgálatok – különösen a molluszkáké – azt mutatják, hogy travertínó minden olyan időszakban képződhet, amikor a képződéséhez szükséges feltételek (megfelelő domborzat, növényzet, hőmérséklet és csapadék) biztosítva voltak, ezért a travertínók keletkezése az általános felfogással ellentétben nem szűkíthető le például a pleisztocénen belül csak az interglaciálisokra vagy az interstadiálisokra.

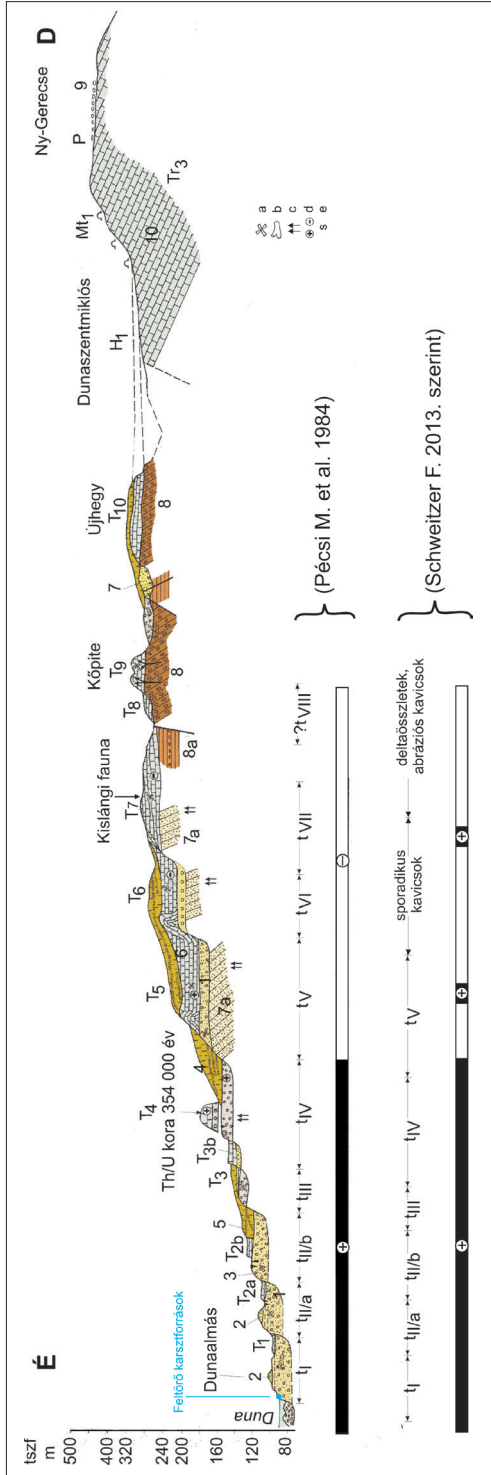
A travertínó keletkezésének gyorsasága, de képződésének szünetelése is jelzi az adott éghajlatváltozások időbeli lefolyását. Emiatt kifejlődésük visszatükrözi képződésük időszakának éghajlati szaka-



2a. kép. Erózióbázis felett fakadó, tetarátás (cascados), recens kifejlődésű travertínó a törökországi Pamukkalnál. (Fotó: SCHWEITZER F.)



2b. kép. A jaramillo-olduvai események között kialakult cascados (T6-os) travertínószintek Dunaalmáson. (Fotó: SCHWEITZER F.)



4. ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecseben a Dunaalmás–Dunaszentmiklós közötti szelvényben (a paleomágneses vizsgálatok [MARTON P. 1982, PEVZNER, M.A. 1984 szerint], és PÉCSI M., SCHEUER Gx., SCHWEITZER F. 1985 alapján újra értelmezte SCHWEITZER F. 2013). –1 = folyami terasz kavics és -homok. A feltételezett VIII számmal jelölt terasz kavics (PÉCSI M. szerint) eróziós diszkordanciával települt a felső-pannóniai deltakavicsra, elrombolva a legfelső-pannóniai homokot és gyöngykavicsos homoktárgazatot is; 2 = futóhomok; 3 = pleisztocén krioturbáció maradványai; 4 = lösz, lejttölész; 5 = fosszilis talajok a löszben; 6 = különböző korú travertínószintek (T₁–T₁₀); 7 = felső-pannóniai kereszttrétegzett homok (? bérballavárium); 8 = felső-pannóniai agyag; 9 = miocén (?) teraszitikus kavics; 10 = felső-plitocén hegyláb felszín-maradvány, melynek peremén a 2. sz. felső-pannóniai szintű átöröklődött; Mt₁ = felső-pannóniai abráziós szintű; P = harmadidőszak előtti, ill. harmadidőszaki planációs szint, miocén teraszitikus kavicsfósszlányokkal (?); a = faunalelőhely; b = elszenesedett fátörzsmaradvány; c = hévízforrástöréser-nyomok a travertinóban, ill. kavicsban; d = paleomágneses polaritás; e = sporadikus kavicsok az alacsonyabb hegyláb felszíneken; f = feltörő karsztforrások

szait is. Ennek pontosításához segítséget nyújtanak az eddig nem nagy figyelemre méltított, a travertínóösszleteket tagoló, más-más éghajlati viszonyok mellett képződött laza üledékes kőzetek, mint például a dunaalmási olduvai időszakban kiszáradt tatarátamedencében képződött fosszilis talajok, vagy a tatai, ill. vértesszőlősi összletben a homokok, löszök és löszszerű üledékek, amelyek a weimari (ún. „pariser”) rétegekhez hasonlítanak (3. kép).

A travertínók korjelző szerepe és kapcsolatuk a globális éghajlatváltozásokkal

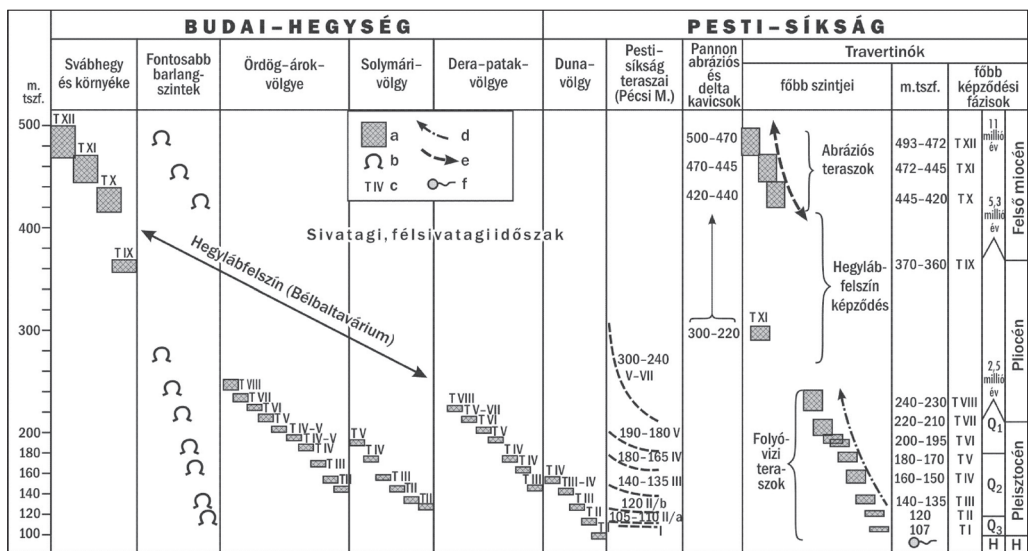
A Kárpát-Pannon-medence belsejében elhelyezkedő Dunántúli-középhegység ÉK-i szárnyán elhelyezkedő a Gerecsét, a Budai-hegységet és a Pilist magában foglaló Dunazug-hegységben a neogén geomorfológiai szinteken és az ezeknél fiatalabb negyedidőszaki

folyóvízi teraszos felszíneken e szintek jelenlétét a travertínó előfordulásai hangsúlyozzák ki. SCHEUER GY. és SCHWEITZER F. (1970, 1973), továbbá SCHWEITZER F. (2015) vizsgálatai arra engednek következtetni, hogy – bizonyos összevonásokkal – 12–14 geomorfológiai szinten fordul elő travertínóösszlet, ami kronológia szempontból világviszonylatban is egyedülálló egymásutániságot jelölve egyfajta információs bázist alkot (5. ábra).

Kétségtelen, hogy a legidősebb travertínóelőfordulások a Pannóniai-beltenger (később tó) abrúziós szintjeihez, kavicsos deltaüledékeihez igazodnak, ill. azokra települnek. Ez a beltenger a felső-miocén elején alakult ki az alsó-pannóniai transzgressziós szakasz kezdetével, majd a felső-miocén végére, ill. a pliocén legelejére feltöltődött, végül teljesen kiszáradt. A beltenger 6–8 millió éves jelenléte során többször nagyobb területi ingadozás, parteltolódás alakult ki. A középhegységek peremén, főként 360–400 m-es és



3. kép. A ritmusos éghajlatváltozások során képződött vékonyos travertínó, löszös homok, homok váltakozó rétegei a T7-es travertínóösszlet szelvényében Dunaalmáson. (Fotó: SCHWEITZER F.)



5. ábra. A Kárpát-medence folyóhálózatának kialakulása és fejlődése a travertin sztratigráfia alapján (SCHWEITZER F. 1993–2013). – a = travertínószintek (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1984 alapján); b = barlangok; c = a travertínóképződés fontosabb fázisai; d = völgyoldalokban megjelenő travertínóképződés; e = tektonikus emelkedések a Budai-hegység és a Pesti-síkság területén; f = jelenkori karsztforrások fakadási szintje

440–500 m-es magasságban találjuk meg az egykori beltenger abráziós teraszait és a belé torkolló folyók delatüledékeit, a legtöbb esetben travertínókkal takarva (VADÁSZ E. 1953; BARTHA F. 1974; SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1974; JÁMBOR Á. 1980)

A Kárpát–Pannon-medencében az alsó pannon második felében a csákváriumot követően a beltenger fokozatosan kezdett visszahúzódni, miáltal nagykiterjedésű szárazulati felszínek alakultak ki. A hegységkelet megemelkedése következtében megnövekedett szintkülönbségek fokozták az eróziós folyamatokat, ezért – miközben a beltenger tóvá szűkül, kiédesedett és felöltődött – nagy mennyiségű folyóvízi homok rakódott le. A lakusztikus szakaszt a teresztrikus időszak váltotta fel, ami a faunában is megmutatkozik. Jól jelzi ezt a Congeria–Unio határ, a teresztrikus üledékképződés klimaxának kezdete (1. táblázat).

A szarmatát követően a sümegiutól kezdve a bérbaltaváriumig bezárólag a mediterrán térségben és a Kárpát–Pannon-

medencében a szubtrópusi meleg-nedves növényzet kicserélődött, helyét füves és cserjés területek foglalták el (2. táblázat).

A felső-miocén végén és a pliocén legelején kialakult száraz-meleg környezetében 240–400 m közötti magasságban hegyláb felszínek formálódtak. Felszíneiken a csapadék, ill. a beszívargás hiánya miatt dinamikus karsztvízszint nem tudott kialakulni, emiatt travertínók nem, vagy csak kis vastagságú – 1–3 m-es – összletekben tudtak képződni. Ugyanis a szárazzá váló felső miocén (sümegiut–pikkermien–bérbaltavárium 7,5–5,3 millió év) időszaktól a középső-pliocén vörösagyagképződési időszakig (ruscinium–csarnótátum 4,5–3,0 millió év) a Kárpát–Pannon térségben, sőt az egész mai mérsékelt égövben félsivatagi éghajlat uralkodott, ezért travertínók tömegesen nem is képződhettek (5. ábra).

Az új szárazulati felszínen a domborzatot a szél, valamint a vándikban lefutó időszakos vízfolyások kezdik el formálni, ezt követően kezd kialakulni a folyóhálózat, kezdetben galéria erdőkkel kísérve, majd követ-

1. táblázat. A Középső és a Keleti Paratethys korrelációs táblázata (KRETZOI M. 1979. alapján)

Középső Paratethys Mittleres Paratethys							Keleti Paratethys Osten-Paratethys		„Time-markerek” „Time-Markers”		
Litosztratigráfia					Biokronológia ¹ Biochronologie ¹						
Dunántúli ⁵ Transdanubien ⁵			Alföld ⁶ Grosse Ungarische Tiefebene		Emelet Stufe	Alemelet Unter- stufe	Szint Horizont	Emelet Stufe		Alemelet Unterstufe	
Formá- ció- csoport F. grup- pe	Formá- ció (db)	Formáció csoport Formati- onsgruppe	Formáció Formation	Formáció Formation							
Kisalföldi	8	Hevesi	Nagyalföldi	Zagyvai	Pannóniai	Felső-pannóniai	(„Levantei” s.l.)	Kimmeriai	Pontusi	Délázsiai monszunfauna beáramlása	
			„Unio wetzleri”				„Pannóniai– Pontusi elsivatagosodás” (Salinity crisis)				
Somogyi	7	Csongárdi	Törteli–Bükkaljai	Algyői			Congeria neumayri	Congeria balatonica – C. triangularis	Mezőciai	Felső	Murida invázió Európában
			Congeria ungula caprae							Középső	
										Alsó	
Kamizsai	7	Jász kúnsági	Szolnoki	Nagykörüi			Congeria subglobosa – C. czyzeki	Congeria banatica	Szarmáciai	Chersoni	Hipparion- beáramlás az óvilágba
			Bessarabiai								
Murai	11	Marosi	Vásárhelyi Dorozs- mai	Tótkom- lói Békési			Orygoceras – Limnocardium praeponticum		Volhyniai	Pannon-brakk fauna megjelenése	
(Tinnyei)			(Szarmá- ciai)	(Tinnyei)						Szarmata-brakk kihalás	

kezett a beerdősülés (MOTTL M. 1939). A malakofaunában a pannon-brakk oligohalin fauna utolsó maradványa (*Congeria neumayri*, *Melanopsis fuchsi* stb.) is eltűnik, és kezdetét veszi a folyóvízi, ún. *Unio Wetzleri* fauna uralma, valamint a Kárpát–Pannon-térségben a folyóvízhálózat és a folyóvízi teraszok kialakulása (SCHWEITZER F. 1993, 2015).

Korábban az alsó-pannonban (epelshheimium) – feltehetően kozmikus okokhoz köthető globális éghajlatváltozás hatására – a magas földrajzi szélességekre kiterjedő trópusi őserdő felszakadozott, és a sümegiümtől (7,5–8,0 millió évtől) kezdve

újra visszaszorult az Egyenlítő környékére, hogy a ruscinium–csarnótánumban (4,5–3,0 millió év között) a Földön (benne a Kárpát–Pannon-medencében és környezetében) egy újabb, mintegy 1,5 millió évig tartó gyökeres éghajlatváltozás következtében meleg-nedves, tapírral (*Tapiriscus sp. indet*) és kispanda (*Parailusus*) faunákkal jellemezhető időszak (MN 14–15) alakuljon ki (KRETZOI M. 1969).

A melegebb és nedvesebb éghajlat hatására középhegyseink peremén felerősödött a lineáris erózió, a hegyláb felszínébe mély, teraszos völgyek vágódtak be, és nagy kiterjedésű völgyközi hátságok formálódtak ki.

2. táblázat. Mediterrán és európai teresztikus biokronológia (KRETZOI M. 1979. alapján)

Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia Mediterrane Biokronologie			Európai teresztikus biokronológia ² Europäische terrestrische Biochronologie ²						Középső Paratethys Mittleres Paratethys				
	Kód		Név (emelet ¹) Benennung (Stufe ¹)	Csoport Gruppe	Korszak (Emelet*) Series (Stufe*)	Zóna-kódok Zone-Cods						Litosztrati- grafia		
	Foramin. zóna	Nannopi. zóna				POMEL (1853)	GANDRY (1878)	CRUSA- FONT (1971)	C-F-F (1972)	CRUSA- FONT (1974)	MEIN (1975)	Kárpát- medence		
											KM ³	RB ⁴		
5	N-18	NN-13	(Tábianium- Zancleum)	(Barórium)	Ruscinium		(14)	(22)	(11)	(23)	MN (14)	Dunai		
6		NN-12	Messinium	Battavárium* (=Turullium etc.)	Bérbaltavárium*						MN 13			
7	N-17		Tortonium (s. str.)		Hatvanium*									
8		NN-11			Sümegium		13	21	10		22		MN 12	
9		N-16			Csákvárium								MN 11	
10		NN-10	Serravallium	Eppelsheimium* (=Vallesium)	Rhenohassium*									
11		NN-9			Bodvaium*		12	20b	9		21b		MN 10	
12	N-14	NN-8			Monacium*								MN 9	
13	N-13				(Oeningium)*		5	11	19b	8	20b		MN 8	
												(Medi- terrán)	(Szar- máciai)	

A gyökeres éghajlatváltozás, a bő csapadék és a beszívargás hatására a korábban lefedett karsztos felszínek exhumálódtak, a karsztrendszerben a statikus vízkészlet feltöltődött, kialakult a dinamikus vízkészlet, aminek következtében a mindenkor erózióbázisok szintjében karsztforrások fakadtak fel, és travertínóval fedték be környezetükben a geomorfológiai felszíneket. Ekkor alakult ki az alacsonyabb geomorfológiai helyzetben lévő barlangok jelentős része is. A korábbi alsó-pannóniai (eppelsheimium) és felső-pannóniai (csákvárium-sümegium)

nagy travertínóképződés után ez volt a travertínók keletkezésének harmadik nagy klimaxa. Faunaleletek bizonyítják (KRETZOI M. 1951), hogy a csákváriumban a pannóniai beltenger újabb transzgresszióval mélyen benyomult az öblözetbe és a hegységközi medencékbe. Ennek következtében a Vaskapun (*Porta Ferre*) keresztül újra összekapcsolódott a Dáciai-medencével (MN 12–MN 11 biosztratiográfiai esemény), amit *Rhombocongeria rhomboidea* leletek (CVIJIC, J. 1908; STOIAN, N. 1959; PANĂ, I. et al. 1981; ENCIU, P. 2007) igazolnak (4. kép).



4. kép. A Vaskapu, amely az alsó-pannonban a sümegiig összekapcsolódhatott a Dáciai-medencével. A csákváriumot követően elveszti kapcsolatát a Keleti Paratethyssel és bezárul. A ruscinium–csarnótátumtól tehát a legidősebb Duna-terasz képződés veszi kezdetét. (Fotó: SCHWEITZER F.)



Egy másik bizonyíték erre, hogy a Kaukázus Ny-i előterében a Fekete-tenger Ny-i peremén (Hobi) a magasra kiemelt gyöngykavicsos abráziós teraszanyagában TAKTAKASHVILI, I.G. (1977) *Congerina rhombaidea*, *C. digittaferia* és *C. banatica* puhatestű faunát határozott meg, amely feltehetően a pannóniai-pontusi kapcsolatra utal (5. kép).

A Panóniai-beltenger a csákváriumot követően kezdi elveszteni kapcsolatát a Keleti Paratethyssel, pontosabban a Déli-Kárpátok és a Balkán hegység között kialakult Dáciai-medencével, amely a Fekete- és a Kaukázusi-tenger Ny-K-i öblözete volt. Ezt a beltengeri állapotot váltja majd a tavi környezet és a

5. kép. Pontusi-pannóniai kapcsolatra utaló, szürkés-sárga-sárga pontusi agyagban található *Congerina* fajok Hobinál (Nyugati-Kaukázus). (Fotó: SCHWEITZER F.)

Pannon-tenger 5–6 millió évvel ezelőtti végleges eltűnése. A folyamathoz hozzájárultak a lemeztektonikai meghatározottságú mozgások, valamint a világtengerek nagymértékű, többszörös és ciklikus vízszintcsökkenése, amely elősegítette a Gibraltári-szoros és a Boszporusz elzáródását, létrehozva az ún. „Messinai-sókrízis” időszakát. Ezt követően a felső-miocén (pannóniai) abrázíós teraszokra és deltaösszletekre települt travertínók képződése megszűnt, helyüket átvette a teresztrikus felszínre, hegyláb felszínre, folyóvízi teraszokra és hordalékkúpokra települt travertínók létrejötte.

A példaként vett, főként mezozoos mészkőből álló Dunántúli-középhegységben az ÉK-peremi, Dunazug-hegységben részben elhelyezkedő folyóvízi teraszokon, hegyláb felszíneken és abrázíós teraszokon tulajdonképpen 10–12 különböző korú travertínóösszlet fekszik lépcsőzetesen egymás alatt, amelyek alapján késő-kainozóos fejlődéstörténeti eseménysorozatokat, tektonikus mozgásfázisokat lehet jól rekonstruálni. Az emelkedés mértéke – a travertínószintek alapján – a felső-miocénben, a szarmatától a pliocén elejéig 140 m, a pliocénben 150 m, a negyedidőszak alatt 120 m (utóbbin belül a holocénben 6–10 m) lehetett.

Travertínószintek csoportosítása és sajátosságai

A travertínószinteket a legalacsonyabb előfordulási helytől (100–105 m) a legmagasabbig (500 m) sorszámoztuk és T₁–T₁₂ jelzést

kaptak. A lépcsőzetesen egymás fölött elhelyezkedő szintek két csoportra különíthetők el (4–5. ábra, 6. kép).

a) Az alacsonyabbak negyedidőszaki völgyoldali teraszokra, ill. az alacsonyabb helyzetű hegylábi felszínre települtek. A sorozat tagjai 105–220 m-es magasság között eléggé szorosan követik egymást és a T₁–T₇ travertínószinteket alkotják.

b) A magasabbak felső-miocén és pliocén geomorfológiai szintekre települtek (T₈–T₁₂ travertínószintek), az alacsonyabbaktól eltérően jelentős magassági hézaggal következnek egymás után, és azoktól határozott litológiai különbségekkel is elkülönültek.

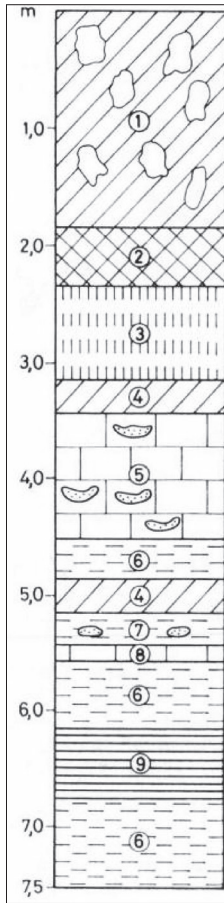
Felső-miocén travertínóösszletek (T₁₂–T₁₀)

A Kárpát–Pannon-medencében a felső-miocénben (a szarmatától az alsó-pliocénig) bizonyos összevonásokkal is 3–4 travertínószint jelölhető ki az emelkedés következtében szárazulatra került tengerparti szinlőkön, abrázíós teraszokon vagy deltaösszleteken. Ezek a T₁₂, T₁₁ és T₁₀ jelű szintek.

A legidősebb T₁₂-es travertínószint a Budai-hegységben (Sváb-hegy, síugrósánc, 472–500 m a tszf.) található, jelenleg 400 m-rel van a Duna szintje felett. Tízmillió év alatt 400 m-t emelkedett, és ez idő alatt kb. ennyi, főként laza üledék pusztult le. Geomorfológiai helyzete alapján feltehetően eppelsheimiumi (alsó-pannon) abrázíós teraszra települ, bár eddig egyértelmű bizonyítékokat jelentő korjelző fauna nem került elő (6. ábra). Környezetében még ma is látható az az 526 m



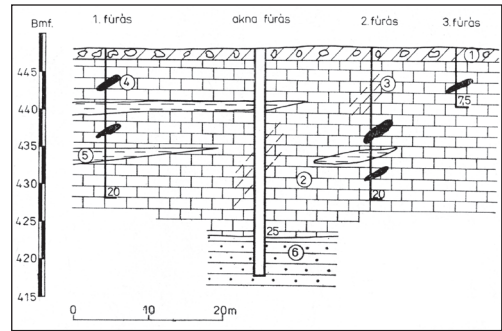
6. kép. Panorámakép a Dunaalmás (T₄-es travertínó-szint) és a Kőpíte (T₉-es travertínószint) közötti területről. Előtérben az Által-ér alluviális felszíne. T₄–T₉ = travertínószintek. (Fotó: SCHWEITZER F.)



6. ábra. A T12-es travertínószint: a sváb-hegyi síugró-sánc (475–500 m a tszf.) feltárásaszelvénye (SCHEUER, Gy., SCHWEITZER F. 1987 alapján). – 1 = feltöltés; 2 = humusz; 3 = áthalmozott lösz; 4 = bentonitos agyag; 5 = geomorfológiai szinteket megbízhatóan jelző tavi-mocsári eredetű travertínó, mészszipap, mészmárga; 6 = tavi agyag; 7 = agyagos, laza tavi mészszipap keményebb mészkővel; 8 = travertínópad; 9 = lignites agyag

magas sasbérc (forrásbarlangokkal), amelyek oldalában fakadtak a karsztvizetek.

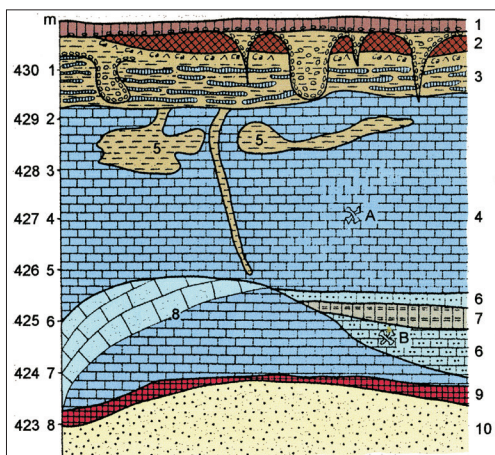
A T11-es travertínószint is a Sváb-hegyen (csillagvizsgáló) található, 445–472 m magasan. Helyenként aprókavicsos homokra, abráziós teraszra települ (SZENTIVÁNYI F. 1932). A T12-es szinthez viszonyítva mintegy 40–50 m-re alacsonyabb geomorfológiai felszínen helyezkedik el. Helyzete alapján a travertínó fekvéséből előkerült *Aceratherium incisivum* Kaup sp. fauna alapján KRETZOI M. (1981) az alsó-pannóniai alemelet felső részével, a renohassiummal kísérelte meg azonosítani. A fedőt alkotó 20 m vastag *Melanopsis* tavi-mocsári típusú travertínóban talált *Tapiriscus* (KRETZOI M. 1978), valamint a *Hipparion* leletek alapján a csákváriumba sorolható (7. ábra).



7. ábra. A 445–472 m-es magasságban települt T11-es travertínószint a Sváb-hegyen: a csillagvizsgáló szelvénye (SCHEUER, Gy., SCHWEITZER F. 1987 alapján). – 1 = rendzina talaj; 2 = *Melanopsis*, *Hipparion* és *Tapiriscus* faunát tartalmazó tömör travertínó; 3 = repedezett vörösarna agyaggal kitöltött travertínótéreg; 4 = karsztos üregek; 5 = tetarata medencéket kitöltő mészszipap-mészhomokos rétegek; 6 = felső-miocén (pannóniai) gyöngykavicsos, homokkőpados összetételű *Aceratherium incisivum* faunával

A 420–440 m-en fekvő T10-es, hévizes üregekkel átjárt travertínóösszlet szintén abráziós színűre, túlnyomórészt részben felső-pannóniai homokra települ. A benne talált faunaegyüttessel sümegiumi korú (KRETZOI M. 1981). Fajegyüttese – *Széchenyia pannonica* n. sp., *Ophisaurus pannonicus* Kormos, *Parapodemus*, *Gerbillinae*, *Ochotonidák* – KRETZOI M. (1978) szerint kizárja a travertínók alsó-pannóniai (eppelsheimi), a kis *Giraffida* és a *Tapiriscus* sp. indet. jelenléte viszont a magasabb felső-pannónia (Unio wetzleri) korát (8. ábra).

Hasonló geomorfológiai helyzetben lévő travertínóösszleteket figyelhetünk meg a Gerecse hegységben is (7. kép). Magasságuk hasonló (Alsóvadács 335–350 m; Margit-hegy 340 m; Dunaszentmiklós, Új-hegy 330 m; Lábatlan, Pockó 335 m; Bajót, Muzsla-hegy 330 m) és felső-miocén abráziós felszíneken alakultak ki. Tavi-mocsári, ill. forráskúpos kifejlődésűek. Az alsó-pannóniai alemelet felső, ill. a felső-pannóniai alemelet alsó részébe a renohassiumba (T12 képződési fázis), ill. a csákváriumba (T11 képződési fázis) tartozhatnak.



8. ábra. Széchenyi-hegyi travertínó (T10) a Budai-hegységben (420 m a tszf.) (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1974 alapján). – 1 = jelenkori rendzina talaj; 2 = okkerbarna erdőtalaj fagyjelenségekkel; 3 = fagy által deformált travertínószint, 4 = cukorszöve-tű, rétegzetlen travertínó, benne oldási üregekkel; 5 = vörösbarna agyag; 6–7 = tetarátá medencét kitöltő meszes-homokos iszap (6), ill. zöldes mocsári talaj (7); 8 = a tetarátá medence pereme; 9 = vörösbarna agyag; 10 = felső-miocén (pannóniai) abrázíós homok; A = *Giraffida sp.* és *Tapirus sp.* leletek (sümegium); B = *Parapodemus sp.*, *Gerbillinae sp.* és *Ochatonida sp.* leletek (felső-miocén)

Ezek az összletek mind az *Unio cf. brusinae* Pen szint felett helyezkednek el. KROLOPP E. szóbeli közlésben ezt a szintet az *Unio wetzleris* horizonttal azonosította. Ennél alacsonyabb szinteken (270–300 m) durvahomokos-kavicsos, deltaszerű kifejlődés ismerhető fel, amit a kárpáti-alpi hegységkeret felől a Gerecséig, ill. a Budai-hegység K-i pereméig (a mai Pesti-síkság É-i részéig) húzódó folyók halmoztak fel (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1988). E deltaszerű képződmények a Gerecsében határozott geomorfológiai szintet képeznek és többnyire a travertínótarakó védte meg őket a lepusztulástól. Idesorolhatjuk a dunaszentmiklósi Új-hegy (300 m), a dunaalmási Kőpíte (292 m), a süttöi Haraszt-hegy (290 m) vagy a mogyorósbányai Kő-hegy (290 m) travertínóösszleteit, amelyek keletkezése a T10-es fázisba, a sümegium végére tehető (8a, 8b. kép, 9. ábra).



7. kép. 330–334 m magasságban képződött, deltakavicsra települt travertínó forráskúp, nagy mennyiségű gyengén koptatott helyi mezozoós kőzetanyaggal a Poc-kón. ROZLOZSNYIK, Sz.P. (1925) a 300–330 m-es magasságú travertínószintben *Dreissena* fajokat ismert fel. (Fotó: SCHWEITZER F.)

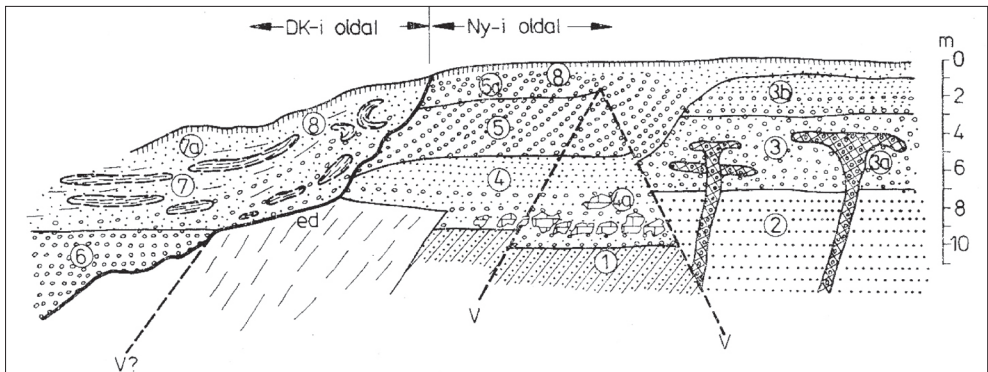
Deltaszerkezetű kavicsösszletek a Pesti-síkság magasabb, É-ÉK-i peremén – a Veregyház, Csomád, Fót, Mogyoród, Kistarcsa félkörívben – is megtalálhatók. E kavicsösszleteket karsztforrások törik át, amelyek forráskúpokat hoznak létre és travertínóval fedik le. A deltaösszletek kavicsanyaga *Hipparion* fogakat tartalmaz, amelyek nem görgetettek és megegyeznek a Sváb-hegyen 440–470 m-en talált *Melanopsis* travertínóban talált és JÁNOSSY D. (1974) által leírt *Hipparion* fogleletekkel. A mogyoródi (290–300 m) és a veregyházi (210 m) travertínóösszleteket a T11-es és a T10-es szintekkel kísérlem meg beazonosítani (5. ábra).



8a. kép. Pannóniai agyagos-iszapos üledékre települő, vízszintesen és helyenként ferdén rétegzett homokkal tagolt gyöngykavicsos deltaösszlet (292 m a tszf.), amit hévforrások törnek át és travertínók fednek. (Fotó: SCHWEITZER F.)



8b. kép. Mogyoród (300 m a tszf.) térségében a deltaösszletekben kialakult T10-es és T11-es travertínószintek, amik a felső-miocén andezitvulkánosság utóhatásaival hozhatók kapcsolatba. A Hipparionos deltaösszleteket (1) vastag gödöllői típusú homok (2), ill. ezeket vörösagyag takarja (a Forma-1-es versenypálya alatt). (Fotó: SCHWEITZER F.)

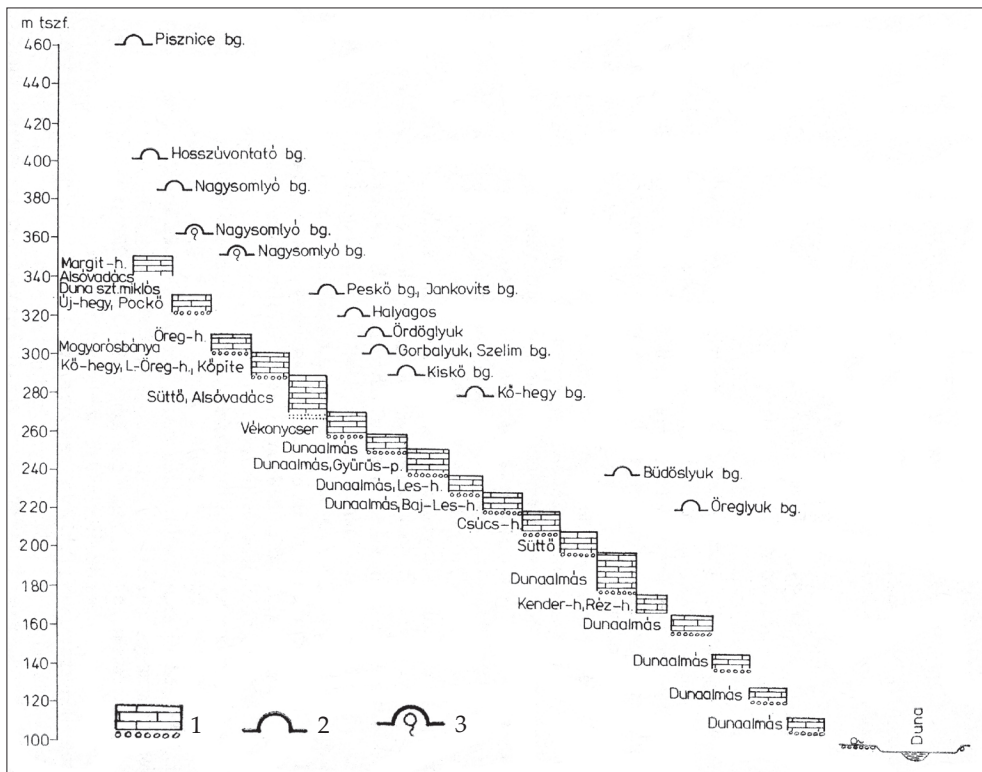


9. ábra. A Kőpíte K-i oldalában levő feltárás vázlatos szelvénye (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F., PÉCSI M. szerint).
 – 1 = homokos pannóniai agyag (?); 2 = vízszintesen és helyenként ferdén rétegzett durva fehér homok; 3 = homokos gyöngykavics, sok apró (1 cm-es) fekete kavics (bazalt?); 3a = forráskürtő, amelyben a homok és a kavics meszesebb konglomeráttá cementálódott, a kürtők mentén a kavics és a homok elvonszolódott; 3b = rétegzett homok, ritkásan gyöngykavicsos; 4 = fehér kvarchomok gyöngykavics zsinórokkal; 4a = 0,3–1 m-es travertínótömbök fehér kvarchomok beágyazásban; 5 = ferdén rétegzett apró- és középszemnagyságú kavics; 5a = vízszintesen rétegzett kavics, felső részében kevert, nem rétegzett; 6 = uralkodóan durva szemcsézettségű kavics, nem deltaszerkezetű, főként kvarcit, de számottevő a gránit, gneisz, lidit, metamorf kavicsok és a travertínókavicsok száma is; 7 = fehér homok, iszapos, meszes, agyagos rétegekkel; 7a = szürkés homok; 8 = lejtőtörmeléken humusz; v = mérhető vető, v? = feltételezett vető; ed = feltűnő eróziós diszkontinuitás

A mintaterületeken a legidősebb travertínót lerakó források megjelenése előtti időszakról is találunk olyan karsztmorfológiai bizonyítékokat, amelyek a felső-miocén kor geomorfológiai és vízföldtani viszonyairól adnak ismereteket. Ezek 360–486 m-en fekvő barlangok, zsombolyok, valamint a Nagy-Pisznice (544 m) Ny-i, Hajós-völgyi oldalán elhelyezkedő hatalmas travertínóblokkok (10. ábra).

Kb. 6–7 millió éve egy új földi övezetesség jött létre. Az őserdő újra visszaszorult az Egyenlítő környékére, míg Euráziában – így a Mediterráneumban és a Kárpát–Pannon-medence térségében is – kialakult egy félsivatagi-sivatagi öv (SCHWEITZER F. 1993) és a szárazra került hegységperemeken a vízszahúzódó Pannon-beltő egykori aljzatán, valamint a hegységelőtéri felszíneken hatalmas törmelékűpök, hegyláb felszínek formá-

lódtak ki (KORMOS T. 1911; MOTTI M. 1939; KRETZOI M. 1969; PÉCSI M., SZILÁRD J. 1969). Az *Epimeriones*, *Anomalaspalax*, *Hipparion* faunával és gazellákkal jellemezhető szakaszt a Kárpát–Pannon-medencében a bérbaltaváriummal, a mediterrán térségben a pikkermiennel, ill. a messinai sókrízissel azonosítjuk (KRETZOI M. 1960). Sivatagi kérgek, vádik, hatalmas futóhomokösszletek (pl. Gödöllőnél) alakultak ki. A szilíciumos fénymázás sivatagi kérgek alapján – ilyenek keletkeznek ki (pl. ma a Szaharában) – akkor csak éves átlagban 150–200 mm csapadék hullhatott (SCHWEITZER F. 1993). Emiatt a karsztrendszerbe jelentős mennyiségű csapadék nem szivároghatott be, a karsztvíztárolók leürültek, karsztforrások nem fakadtak, travertínók nem, vagy csak néhány m-es vastagságban képződtek a rövid ideig tartó mérsékelt nedves klímazakaszok során.



10. ábra. Gerecse hegységi barlangok és travertínóelőfordulások helyzete (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1988 alapján).
– 1 = travertínó abrázíós, sporadikus vagy folyóvízi kavicsfeküvel; 2 = barlang; 3 = recens karsztforrás

Pliocén travertínóösszletek (T9–T8)

T9-es travertínóösszletet a felső-pannoniai üledékeket is elnyesve, 360–370 m-es magasságban hegyláb felszínre települt formában találunk. A viszonylag hosszú időtartamú, kb. 2,0–2,5 millió évet felölelő hegyláb felszínképződés során (MN 13) kevés, mindössze 1–2 travertínószint képződött.

A száraz-félszáraz környezetváltozást egy újabb gyökeres globális éghajlatváltozás követte, a meleg-nedves, vasvegyületekben igen gazdag vörösgyagképző időszak, az ún. ruscinium–csarnótátum, amely a pliocén középső és legfelső emelete, egyúttal egy 1,5–2,0 millió évet átfogó, ún. mega-interglaciális része. Ennek során a karsztvízrendszerek feltöltődtek, a karsztforrások felfakadtak és a kialakuló egymás alatti teraszokon – mint erózióbázis-szinteken – a travertínórétegek újra képződni tudtak.

A mai értelemben vett pliocén időszak (5,3–2,5 millió év) a Gibraltári-szoros kinyíla-

sával vette kezdetét. Ekkor a déli sarkvidéken a negyedidőszakainál idősebb „jégkorszak” során kialakult hatalmas jégtakaró elkezdett olvadni, aminek következtében a világtengerek szintje megemelkedett, a Boszporusz és a Gibraltári-szoros újra kinyílt (STEININGER, F.F., PAPP, A. 1979; HAQ, B.U. 1981; HAQ, B.U. *et al.* 1987; SCHWEITZER F. 2004). Ez a földtörténeti esemény a meleg-nedves szubtrópusi éghajlat ruscinium–csarnótátum alatt (4,5–3,0 millió év között) zajlott le, amely Kárpát-medence domborzatfejlődésében is alapvető változásokat – például völgy- és folyóhálózat, barlangok, hordalékkúpok kialakulása, areális erózió felerősödése stb. – hozott.

A Budai-hegységben az ebben az időszakban képződött travertínóösszletek 240–225 m-es magasságban találhatóak, esetenként, mint például Monalovácon (Budakalász) 15–20 m-es vastagságúak (9. kép).

A cukorszövetű travertínóból és az azt tagoló mészszipából számos molluszká- és emlősfauna került elő, mint például a



9. kép. Bértalaváriumban képződött hegyláb felszínre települő, csarnótai korú T8-as travertínószint Monalovácon (Budakalász). Itt kerültek elő másodízben *Hippopotamus antiquus Desmarest* (víziló) maradványok. Háttérben a Nagy-Kevély. (Fotó: SCHWEITZER F.)

Hippopotamus antiquus Desmarest, *Dicerorhinus etruscus* (Falc), *Bovida* fogmaradványai (KRETZOI M. meghatározása), továbbá *Cervus cf. acoronatus* Beninde (JÁNOSSY D. 1979). Hasonló ökológiai viszonyokra utalnak a Gerecse hegység É-i peremén 230–240 m-es magasságban képződött travertínóösszletek is. A fauna jellegzetes alakjai Süttőn az indiai tapírhoz kapcsolódó *Tapirus sp.*, a Rusa-szerű szarvasok, a panda legközelebbi rokona a *Parailurus sp.* stb., amelyek egy monszun éghajlatúvá alakuló, erdős ligetes környezetre utalnak (KRETZOI M., FEJFAR, O. 1980).

Erre a természeti környezetre utal az a SCHWEITZER által talált szarvasagancslelet is Süttőről (2. sz. kőfejtő), amely a *Metadicroceros pardinensis* alakkal szemben olyan határozottan kezdetleges jelleget mutat, hogy KRETZOI M. (szóbeli közlés, 1985) nemhogy a pleisztocénbe, de még annak bázisára sem tartja besorolhatónak. Ezért egyértelműen felső-pliocén, csarnótai, sőt talán rusciniumi korúnak értelmezte. A travertínóösszletből előkerültek még *Dicerorhinus cf. jeanvireti*, *Anancus arvernensis*, *Cervus cf. ardei*, *Cervus cf. philisi* stb. maradványai is (JÁNOSSY D. 1978).

Süttőn a Haraszi-hegyen is több geomorfológiai szinten helyezkednek el a travertínók. Feküszintjeik 275–290 m-en (itt gyöngykavicsból álló deltaösszletre települ-

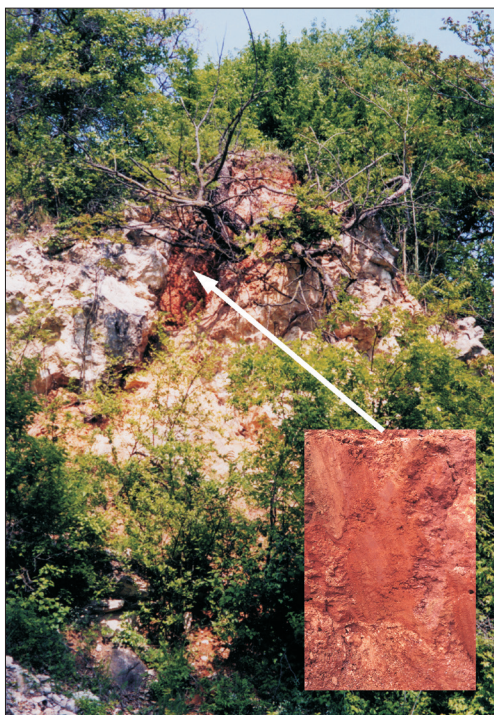
ve), továbbá 225–240 m-es, 200–210 m-es és 170–180 m-es magasságban található (10. kép). Ezek közül a 230–240 m-es szint a T8-as, a 200–210 m-es szint pedig a T7-es travertínófázist képviseli. Idősebb felszíneket, ill. a travertínóösszleteket tagoló tág hasadékokat rusciniumi-csarnótai faunát tartalmazó korrelatív üledék, vörösayag takarja (11a. kép), ill. csontbreccsa tölt ki, mint Csarnótán (11b. kép). Ez a travertínóösszlet a T8-as (MN14 biozóna) szint.

Pleisztocén-holocén travertínóösszletek (T7–T1)

A vörösayagképző rusciniumi-csarnótátum időszakát az ún. villányium (más korbeosztás szerint felső-villafrankai vagy felső-levantei) időszak követi, amelynek faunaszakasza és éghajlati viszonyai alapján a bérbaltaváriumhoz kissé hasonló ökológiai viszonyok és rövidebb időtartam feltételezhető (JÁNOSSY D. 1979; KRETZOI M. 1983; KORDOS L. 1991). Időtartama 1,8–3,0 millió év közötti időre tehető. A csarnótai meleg, nedves szubtrópusi fauna hirtelen eltűnése, valamint a száraz-meleg sztyeppfauna megjelenése és gyors beáramlása kevés csapadékkal jellemezhető kontinentális környezet



10. kép. A süttöi Haraszi-hegyen 225–240 m-es magasságban települt travertínószintet sporadikus kavics, vörösayagcsonk és vastag fosszilis talajokkal tagolt löszösszlet fedi. A travertínó fekvőjén gyöngykavics (deltakavics) és pannóniai szürke agyag. (Fotó: SCHWEITZER F.)



kialakulását jelenti. A globális éghajlatváltozás hatására újra gyökeresen megváltozott a Kárpát–Pannon térség természeti környezete, a domborzat fejlődése és élővilága.

Ebben a 1,2 millió évet kitöltő éghajlati időszakban jelentős folyóvízi tevékenység nem volt a vízutánpótlás hiánya miatt. Folyóvízi teraszok nem képződtek, az intenzív völgyképződés erőteljesen lecsökkent. A szezonális csapadék hatására törmelékkepek jöttek létre. Jellegzetes képviselői például a kislángi-ercsi kavicsok, benne *Camelus cf. besserabensis* Khomenko, *Hipparion moriturum* Kretzoi, *Prospalax Priscus* Nehring, *Archidiscodon meridionalis* (Nest), *Ostrich sp.* stb. faunával. Széles, lapos vádiban időszakos vízfolyások, valamint – a bérbaltaváriumban már

11a. kép. A süttöi Haraszti-hegy idős felszíneit (270–290 m a tszf.), ill. a tarvertínó-összletek hasadékait vörösgyag takarja, ill. tölti ki. (Lásd kinagyítva a kép jobb alsó részén.) (Fotó: SCHWEITZER F.)



11b. kép. Travertínó-hasadékokat kitöltő, vörösgyaggal takart, csarnótai faunaleleteket tartalmazó csontbreccsa Süttőről (Haraszti-hegy, Cukor-bánya). (Fotó: SCHWEITZER F.)

kialakult, de a rusciniüm–csarnótánumban feltagolódott völgyközi hátakon – keskeny hegyláb felszín-kezdemények alakultak ki.

A Gerecse hegység É-i peremén ezekre az embrionális hegyláb felszíni maradványokra települnek a pados elválású, 10–30 cm vastag travertínókötegek, amelyeket vörösbarna foszszilis talaj, valamint löszös homokrétegek tagolnak, és kislángi faunát – *Apodemus cf. sylvaticus*, *Mimomys pitymyodes*, *Allohippus stenonis*, *cervus philisi* *Prospalax priscus*, *Episoriculus gibberodon*, *Beremendia fissidens* stb. – tartalmaznak. Ezeket a rétegeket – a tetarátá medencékben – az újra felfakadó karsztforrásokból kicsapódó travertínók befedték és ez által megvédték a lepusztulástól. A rétegsorok JÁNOSSY D. (1979) paleontológiai, PEVZNER, M.A., OPDYKE N.D., és MÁRTON P. paleomágneses vizsgálati eredményei (szóbeli és írásbeli közlései) alapján az olduvai eseményekhez tartozhatnak (12. kép).



12. kép. A dunaalmási T7-es travertínóösszletet tagoló, az olduvai paleomágneses eseményhez kapcsolódó kislángi faunatársaság: a Kárpát-medence legidősebb löszeinek egyike (1), vörösbarna talaj, a kislángi fauna lelőhelye (2), travertínórétegek (3). (Fotó: SCHWEITZER F.)

A villányiumi korú alacsonyabb hegyláb felszínét, ill. az ezeket borító travertínókat a magasabb felszínekről áttelepült vörös fénymázás ventifaktok, ill. sporadikus elterjedésű, főként kvarcitból álló gyöngykavicsok borítják. Ezekre a felszínre települt a T7 travertínószint.

A felső-pliocén meleg-nedves vörösbarna képző éghajlat és az erdei flórával és faunával jellemezhető ökológiai viszonyok után hirtelen száraz, kezdetben száraz-meleg (tevés, struccos faunával), majd száraz-hideg éghajlati viszonyok alakulnak ki (mamut, gyapjas orrszarvú, barlangi medve stb. faunával), ami élesen elkülönül a pliocéntól. Ez az időszak a pleisztocén vagy jégkorszak, amely 2,5–1,8 millió évvel határolható el a pliocéntól és alig 10 000 éve fejeződött be. Ez idő alatt jelentős éghajlatromlás következett be, és a nagyszámú bevándorló fajjal együtt egy új, egységes faunaegyüttes is kialakult (KRETZOI M. 1941; JÁNOSSY D. 1979; KORDOS L. 1992).

Ez a két részre osztott, alsó- és felső-bihariumi faunaeemény, amelynek során a Kárpát–Pannon-medencében a nyílt füves pusztai vegetációhoz kapcsolódó ökológiai viszonyok uralkodtak. Főként lösz és löszszerű üledékek képződtek, s a periglaciális domborzatformálódás volt az uralkodó, de formálódtak a folyóvízi teraszok is, főként a jaramillo paleomágneses eseménytől kezdve. Ezek a felszíneken is képződtek travertínók, de kifejlődésük nagysága és vastagsága nem éri el az olduvai paleomágneses eseménynél idősebb travertínók vastagságát. Jellemzőjük a 20–30 cm vastagságban kifejlődött pados szerkezet, tagolva homok-, lösz- és agyagrétegekkel, amelyek a travertínóképződés szüneteiben keletkeztek az éghajlat romlása következtében.

Ezek a travertínók mind a budai, mind a gerecsei térségekben 195–210 m-es magasságban (a Csúcsos-hegyen és a süttöi Haraszti-hegyen 200–210 m-en, a dunaalmási Nagy-hegyen 205–210 m-en stb.) képződtek, legtöbbször 5–10 m-es (tavi-mocsári típusú), vagy 10–15 m-es (tetarátás szerkezet, 13. kép) vastagságban.

Ez a travertínószint (T6) alacsonyabb geomorfológiai helyzetű felszínen helyezke-



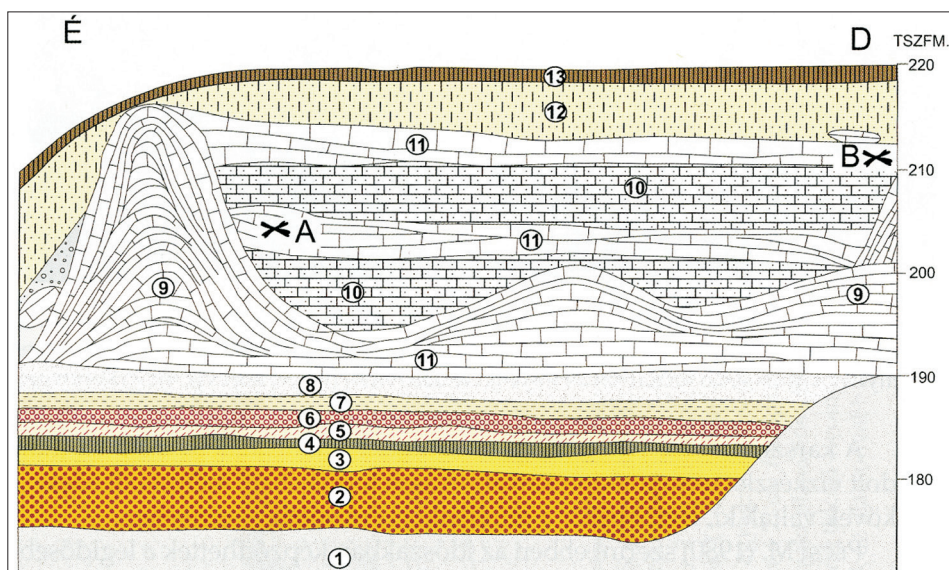
13. kép. A T6-os travertínóösszlet Dunaalmáson 195–210 m-es magasságban. Jellemzőjük a 2,5–10 m-es (tavi-mocsári típusú) vagy a 10–15 m-es (tetarátás) szerkezet. (Fotó: SCHWEITZER F.)

dik el, mint az olduvai paleomágneses eseményekhez és kislángi faunát tartalmazó travertínórétegekhez kötődő T7 szint. A T5 szint, amely a Duna V. sz. teraszára települ, a jaramillo paleomágneses eseményt foglalja magában. Így a T6-os travertínó kora az olduvai és a jaramillo események közé tehető (4. ábra).

A mintegy 3 km hosszan É–D-i irányban húzódó dunaalmási Nagy-hegy T8–T7–T6 travertínószinteket is magában foglaló, löszszel fedett travertínóplatójának legalsó tagja, a 180 m-en kialakult, a Duna-teraszt is befedő T5 travertínószint. A 8–10 m vastag folyóvízi összletre mintegy 15–20 m vastag travertínó települ. MÁRTON P. paleomágneses vizsgálata szerint a 15–20 m vastag travertínóösszlet felső harmada a matuyama korszak végén, ill. a jaramillo esemény alatt (0,73–0,90 millió év) képződött. A feküben képződött V. sz. Duna-terasz kialakulása pedig 1,0–1,2 millió éve

vagy annál valamivel később már folyamatban lehetett. Ezt igazolják a benne talált faunaleletek is, mint például a *Megaloceros sp*, *Equus sp*, *Elephas (Archidiscodon) planifrons Falc*, *Clemmys Méhelyi Kormos (= Emys orrbicularis L.)* stb. (JÁNOSY D. 1979) (11. ábra). Ebben a szintben a képződött travertínók szerkezete már megváltozott a magasabb szintekhez viszonyítva, cukorszövetű, vastag kifejlődésű lett, kevesebb pizolittal és az aragonittelérek is hiányoznak. Ez összefügghet a karsztforrások vízhozamának és hőmérsékletének megváltozásával, leginkább csökkenésével.

A T5 travertínószinttől kezdve már jellegzetes a mészhomok, a mésziszap, a mésztufa és a löszszerű üledékek megjelenésére a travertínóösszletekben. Ezek összefüggnek az egészen közeli alpi, és a hatalmas kiterjedésű skandináv jégtakaró okozta, a Kárpát-medencét is befolyásoló éghajlatváltozásokkal.



11. ábra. A Duna V. sz. teraszára települt T. V. sz. travertínószint, amely egy tetarátamedence feltárása (SCHWEITZER F. szerint). – 1 = közepes szemcseméretű felső-pannóniai sárga homok; 2 = a Duna homokos teraszára települt homokos kavics; 3 = kavicsos homok; 4 = homok; 5 = világossárga agyag travertínó és kvarckavicsokkal, benne 1–5 cm travertínóréteg; 6 = sárgásszürke kőzetliszt travertínó és kvarckavicsokkal; 7 = sárgásszürke meszes-homokos kőzetliszt; 8 = meszes homok; 9 = tetarátagátak; 10 = folyóvízi homok meszes kőzetliszttel; 11 = travertínópad; 12 = homokos lösz; 13 = recens talaj; A = *Clemmys méhelyi* Kormos (= *Emys orbicularis* L.), *Megaloceros* sp.; B = *Archidiskodon meridionaris* (*planifrons*) lelet, fordított polaritás (jaramillo?)

A korábbi és a jelenlegi földtudományi kutatások alapján Kárpát–Pannon-medencében a pleisztocén első határozott glaciális ökológiai változása a jaramillo események köré, tágabban a biharium (1,8–0,7 millió év) alsó részébe tehető. Nyílt füves pusztai vegetáció, löszpuszták, boreális környezet vált uralkodóvá. Kelet felől hidegtűrő kontinentális fajok érkeztek, és megindult az ún. fakósárga „hideg löszök” kialakulása. Ez a természeti környezet jól kapcsolódik az Északi-tengerre jellemző állatfajoknak a Földközi-tengerben való megjelenéséhez, ami azt jelzi, hogy a Földközi-tenger vize kb. 2–2,2 millió évvel ezelőtt kezdett lehűlni (FUNDER, S. *et al.* 1985). A lehűlést fokozta az Északi-sark környékén megjelenő állandó és növekvő jégtakaró, az északi Jeges-tenger kiédesedése, amelynek tetőpontja 1–1,2 millió évvel ezelőtt vette kezdetét (ZUBAKOV, V.I., BORZENKOVA, I.I. 1990).

Az alsó- és felső-biharium határától kezdve a Kárpát–Pannon-medencét is jelentős lehűlés érte. Periglaciális földrajzi környezet alakult ki, ahol a glaciális és interglaciális, azokon belül stadiális és interstadiális szakaszok váltogatták egymást. Periglaciális feltételek között a rövid nyarú, hideg és száraz telű sztyepéghajlatot löszképződés, folyóvízi feltöltődés, dombsági és hegységperemi területeken periglaciális völgy- és lejtőformálódás, a hegységekben krioplanációs folyamatok, fagy okozta aprózódás jellemezték (PÉCSI M. 1964; KRIVÁN P. 1967; PINCZÉS, Z. 1971; FÁBIÁN Sz. 2000). Ehhez az időszakhoz az óriási ökológiai leromlás hatására már nem kapcsolódott olyan nagy vastagságú travertínók kialakulása, mint a T6, vagy T7 travertínószintek esetében, amelyek az alsó-bihariumhoz vagy a felső-villányiumhoz (de mindenképpen a pleisztocénhez) köthetők.

A pleisztocéb második felében számos folyóvízi terasz formálódott ki nagyobb folyóink völgyeiben: a IV. sz. (Th/U 350 000 év), a III. sz. (Th/U 190 000 év), a II/b. sz. (Th/U 120 000–90 000 év), valamint a II/a sz. (^{14}C 30 000–12 000 év) és az I. sz. terasz (^{14}C 11 000 év). Ezek a teraszokon minden egyes esetben a laza üledékeken áttörő, vagy közvetlenül a mezozoós sasbércből fakadó karsztforrásokból 2–3 m vastag travertínó képződött, egymás alatti sorozatokat alkotva. Jelenleg az alacsony ártéren és az I. sz. teraszon törnek fel a karsztforrások (pl. Tata, Dunaalmás, Római-fürdő, Lukács-fürdő stb.), és raknak le travertínókat (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1989).

A felső-bihari fauna egyik jól körülhatárolt része az ún. holstein (mindel-riss) interglaciális, ami a Marine Izotope Stage 11-gyel korrelálható, ez pedig kb. a 350 000–420 000 évvel ezelőtti időszaknak felel meg (VAN KOLFSCHOTEN 2003). Ebben az időszakban képződtek a 165 m-en fekvő dunaalmási (Th/U 354 000 év), a budai várhegyi (Th/U 358 000 év), és a vértesszőlősi (Th/U 350 000 év) travertínóösszletek is (PÉCSI M., OSMOND, J.K., 1973; HENNING, G.J. *et al.* 1983).

KRETZOI M., VÉRTES L. (1965), PÉCSI M. (1973), JÁNOSSY D. (1979) és KORDOS L. (1994) vizsgálatai alapján a vértesszőlősi travertínó leleteinek faunaanyaga az abszolút kortani adatok mellett sok megegyezést mutat a budai Várhegy travertínóinak mikro- és makrofaunájával. A két előfordulás (T4 szint) Magyarország legidősebb paleolitikum kori leleteit is tartalmazza Vértesszőlősen kerültek elő az előember fogai, koponyatöredéke és tarkócsontja (12., 13. ábra, 14. kép). A tetarata medencében lévő égetett csontokat és kavicseszközöket MÉSZÁROS Gy. és SCHWEITZER F. gyűjtötte be, ill. fedezte fel (VÉRTES L. 1969).

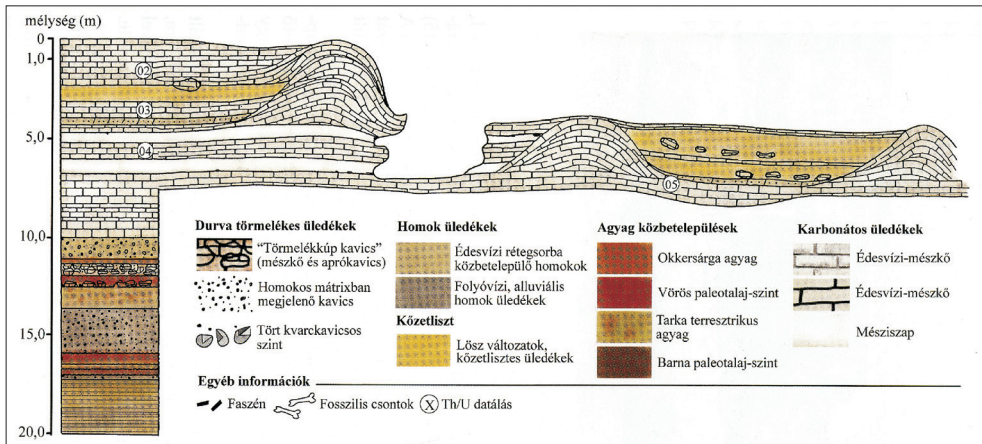
A travertínó és a geomorfológiai szintek kapcsolata alapján megfigyelhető, hogy a völgyek oldalán kevesebb geomorfológiai szint – így például folyóvízi terasz – mutatható ki, mint travertínószint. Ennek részben az az oka, hogy a völgyoldalak főként magasabb teraszait vagy nem fedték be a travertínóösszletek, így azok lepusztultak, vagy lejtőüledékek alá

temetkeztek. Ezt elősegítették az erőteljes tektonikus mozgások és az azt követő erős völgybevágódások és lejtőcsuszamlások, amelyek hatására a geomorfológiai szintek gyakran nyomtalanul lepusztultak.

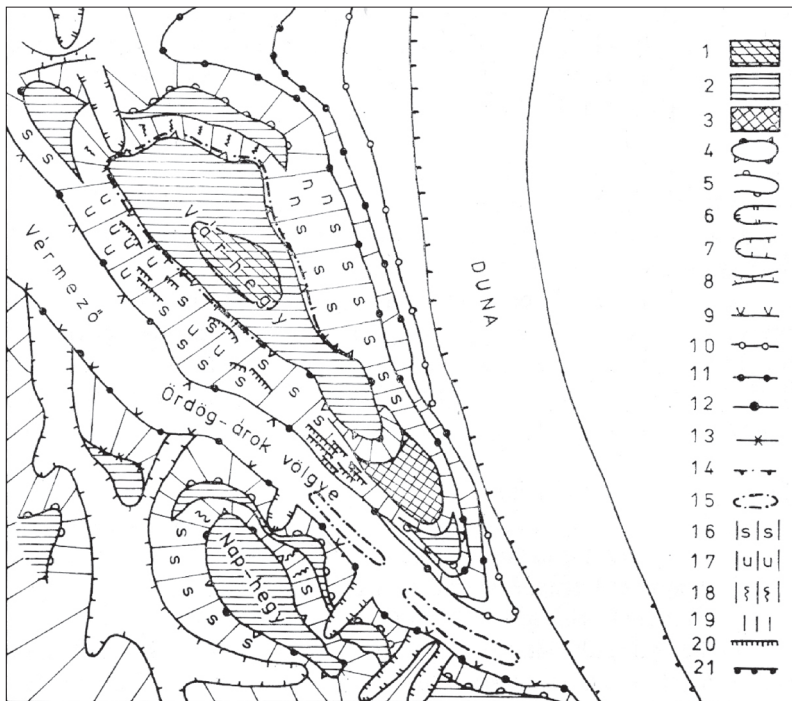
A Budai-hegység és a Gerecse előterében a dunai ártér felett jött létre az ún. III. sz. terasz, amelynek kialakulását a terasz geomorfológiai helyzete és a kavicsok kisebb görgetettsége alapján PÉCSI M. (1959) a riss glaciális idejére tette. Ezek a teraszszintek a középhegységi szakaszokon két geomorfológiai szinten, egy alacsonyabb (a Duna III. sz. teraszára 140 m magasságban települt), és egy magasabb (150 m) szinten található törmelékkúpon fejlődtek ki. Ezek a teraszok nem olyan határozott domborzati formák, mint például a II/b. vagy a IV. sz. terasz. A Nyugati-Gerecsében a III. sz. teraszra települt travertínó Th/U kora OSMOND, J.K. mérései (1973) alapján 135 000 év, a fiatal riss glaciális korával egyező. Ugyanez a terasz a Duna mellékvölgyében, a vértesszőlősi szelvényben szintén OSMOND Th/U mérése alapján 160 000 éves. A Th/U mérések eredménye szerint a Budai-hegységben a III. sz. terasz kora a budavári palota szelvényében 160 000, a kiscelli szelvényben pedig 175 000 év.

A 140–150 m magasságban képződött travertínószintek esetében vannak olyan Th/U és ESR koradatok, amelyek 202 000 (ESR), ill. 248 000 (Th/U) vagy 190 ezer \pm 45 000 éves (Th/U) kor adatokat mutatnak. Ezért felmerült a III. sz. terasz továbbtagolásának kérdése is egy III/a. sz. és egy III/b. sz. teraszra, ill. travertínószintre (PÉCSI M. *et al.* 1988). Meg kell azonban jegyezni azt, hogy a III. sz. és a IV. sz. terasz között nem ismerhető fel olyan szint, amit valós folyóvízi terasznak minősíthetnénk. Nincs olyan jellemző geomorfológiai szint, mint a II/b. sz. vagy a IV. sz. terasz. A kétértelmű III. sz. terasz kronológiai újraértelmezéséig itt öszszevontan csak egy terasz- és travertínószint jelölhető meg.

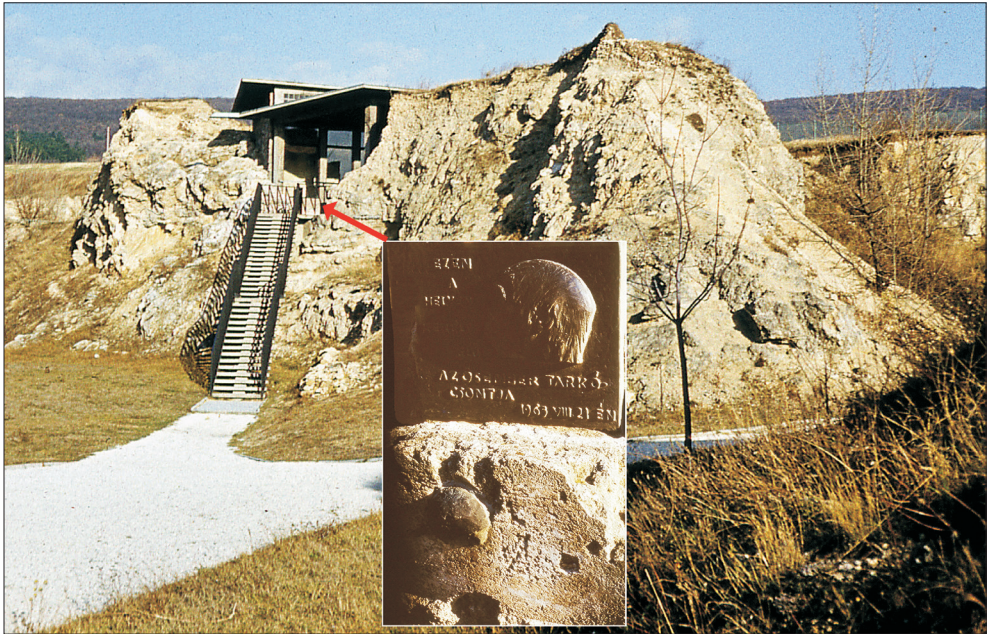
Ezek a travertínóösszletek a riss I. teraszra települtek, amiből következően a riss I. (drenthe) és a riss II. (warthe) közötti meleg szakaszban képződhettek. Ez a kor jól meg-



12. ábra. Vértesszőlős régészeti lelőhely rétegsora (Pécsi M., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1980 alapján)



13. ábra. A budai Várhegy és környezetének geomorfológiai térképe (SCHWEITZER F. 1988 alapján). – Travertínoszintek: 1 = 160–170 m; 2 = 152–160 m; 3 = 142–152 m; 4 = eróziós-deráziós szigetegy; 5 = deráziós terasz felszíne és pereme; 6 = erózió által átalakított deráziós völgy; 7 = eróziós völgy; 8 = domborzati nyereg; 9 = az Ördög-árok patak völgytalpa; 10 = I. sz. magasárterti szint; 11 = II/a. sz. terasz pereme; 12 = II/b. sz. terasz pereme; 13 = III. sz. terasz pereme (T3 travertínoszint); 14 = IV. sz. terasz pereme (T4 travertínoszint); 15 = feltöltődött meander-maradvány; 16 = fosszilis csuszamlásos lejtő; 17 = recens csuszamlásos felszín; 18 = fosszilis szoliflukciós lejtő; 19 = stabil lejtő; 20 = kiépített partszakasz; 21 = antropogén tereplépcső



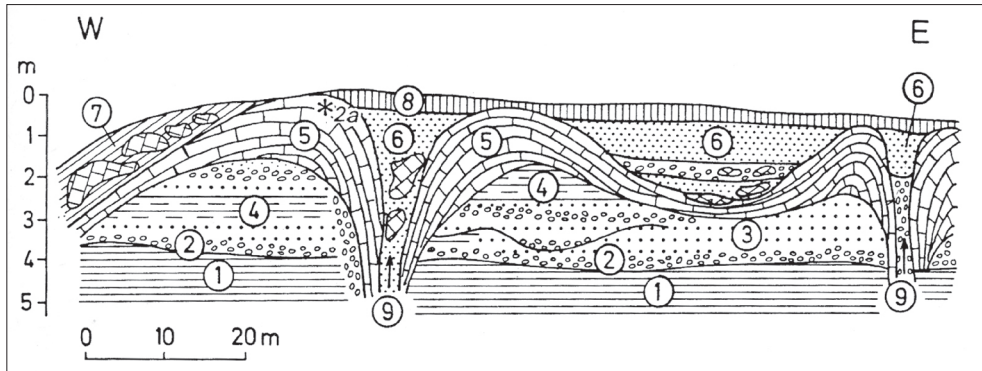
14. kép. A világhírű alsó-paleolit telephely Vértesszőlősön. Ma szabadtéri múzeum, amely Magyarország legidősebb paleolitikum kori leleteit is tartalmazza. A T4-es travertínószintből (a nyíllal jelzett helyen) kerültek elő az előember fogai és koponyatöredéke (tarkócsontja). (Fotó: SCHWEITZER F.)

egyeznek a Gerecse hegységi III. sz. teraszra települt travertínó 190 000 éves korával. KRETZOR M., PÉCSI M. (1979) alapján a III. sz. terasz kavicsát a rátelepülő travertínóval együtt az (oldenburgi) solymári szakasz középső részébe lehet besorolni. Ez a travertínóösszlet a T3-as osztott szint (SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1974) (15. kép, 14. ábra).

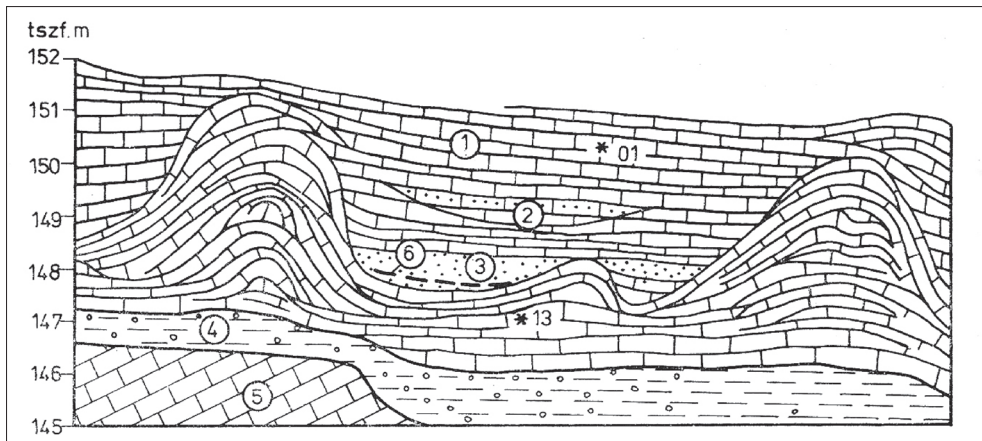
Az alacsonyabb teraszokhoz tartozó markáns geomorfológiai forma, amelyet szintén travertínó fed be, a II/b. sz. terasz. Osztottságát II/a. sz. és II/b. sz. teraszra PÉCSI M. (1959) igazolta. A hegységkeret Duna-völgyi oldalán a II/b. sz. terasz felszínének viszonylagos magassága 14–27 m között változik és 6–12 m-rel magasabb a II/a. sz. terasznál. A II/b. sz. terasz felszínére települt travertínóösszletek kora az abszolút korok meghatározása (Th/U) alapján a tatai szelvényben $101\ 000 \pm 10\ 000$ év, ill. $98\ 000 \pm 8000$ év – a travertínóösszlet alsó, ill. felső része – (HENNING, G.J. *et al.*



15. kép. A kétszattajú T3-as travertínószint idősebb, Th/U 175 000 éves tagja a kiscelli szelvényben. (Fotó: SCHWEITZER F.)



14. ábra. Tata-Tóváros–Magdolnapusztá travertinó (T3a), III. sz. Duna teraszon kialakult forráskúp típusú travertinó (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1974 alapján). 1 = szürke pannóniai agyag; 2 = dunai teraszkvacs; 3 = folyami homok; 4 = iszapos homok; 5 = travertinó; 6 = futóhomok; 7 = lejtőüledék; 8 = recens csernozjom; 9 = fontosabb forrás; *2a = mintavételi hely, Th/U 135 000 év. (Floridában végzett kormeghatározás alapján)



15. ábra. Az Által-ér II/b. sz. teraszára települő travertinóösszlet feltárása és a paleolit telep geomorfológiai helyzete (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1983 alapján). – 1 = tetarátás típusú travertinó; 2 = tetarátá medencében kialakult mészszip; 3 = eolikus homok; 4 = teraszkvacs és homok; 5 = triász mészkő; 6 = paleolit telep; *01 = Th/U 98 000 ± 8 000 év, ESR kora 81 000 ± 16 000 év; *13 = Th/U 101 000 ± 10 000 év

1983). Ugyancsak az Által-ér völgyében a vértesszőlősi szelvényben a II/b. sz. teraszra települt travertinó kora 135 000 ± 11 000 év (15. ábra, 15. kép).

A második ármentes teraszra (II/b.) települt travertinóösszlet kora az utolsó (risswurm) interglaciális időszakára rögzíthető, a terasz szint kivésődéséhez hasonlóan (Pécsi

M. 1959). A tatai mamutvadásztelep világhírű paleontológiai és régészeti leletanyaga egy nagyméretű tetarátá medencében helyezkedik el, ez a T2 travertinóösszlet.

A legfiatalabb – a jelenkorban is képződő – travertinóösszletek a II/a. sz. és az I. sz. óholocén felszínre települnek. Pécsi M. (1959) a II/a. sz. terasz – amelynek felszíne



16. kép. A T2-es travertínószint Tata-Porhanyó-bányában. A ráccsal lezárt, szintén világhírű paleolit-lelőhely leletanyagát 3–4 cm-es, finoman kidolgozott eszközök alkotják. jól láthatjuk a leletanyagot befogadó tetarata medencét, ill. tetarata peremet és a megkövült vizesést. (Fotó: SCHWEITZER F.)

a hegységperemen 9–12 m-es viszonylagos magasságban és 105–108 m-es abszolút magasságban kíséri a Dunát – anyagának felkavicsolódását a würm végére helyezte. A teraszagyagot ártéri iszap, kisebb törmelékűkúpok, mészszipap, ill. futóhomok fedi, amelyek a felszínét olykor meg is emelik. A teraszfelszint borító löszszerű iszapban fagyjelenségek (2–3 m mély homokékek, fagyékek) is kimutathatók, amelyek kora TL és ^{14}C -mérések alapján 18 000–24 000 év, ill. 14 000–16 000 év (FÁBIÁN Sz. *et al.* 2000). A *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus* stb. faunával jellemezhető terasztest a posztglaciálisban vált terasszá.

A teraszfelszíneken – mint például a Gerecsében Dunaalmás és Almásfüzitő között, vagy a Budai-hegységben Római-fürdőnél – inkább mészszipap vagy szivacsos szerkezetű a travertínóképződmény, mintsem vastag pados és cukorszövetű. A beszivárgás hiánya miatt lecsökkent vagy szünetelt a karsztforrások működése, amelyet az örökfagy kiterjedése is befolyásolt. A II/a sz. terazon kialakult travertínók képződésére csak a Ságvár–Lascaux interstadiálisban (^{14}C 16 000–18 000 év) nyílhatott még lehetőség. A felső-würmben a száraz-hideg ökológiai viszonyok között képződött lösz, löszös homok, vagy homok összeleteiben egy-két humuszhorizont is kialakult 30–51 cm vastagságban, ami mindenképpen egy nedvesebb éghajlatú szakaszra utal. A II/a sz. teraszt bedefő travertínó kontamináltsága miatt nem volt alkalmas a kormeghatározásra. A karsztforrások újraindulása kb. 10 000–12 000 évvel ezelőtt a holocén felmelegedéssel kezdődött el, főként az I. sz. terasznak jelölt óholocén, és ritkábban a II/a sz. terasz felső-würm felszíneken (16., 17., 18. kép). Ezeken a felszíneken képződött a T1 travertínószint.

A Duna Budapestnél, ill. Dunaalmáson a folyómeder süllyedése miatt erőteljesen erodálja a felszínközeli, főként oligocén és miocén üledékekkel fedett mezozoós mészkő sasbércit. Ezekből kisvíz idején 30–35 °C hőfokú szökevényforrások lépnek ki. Terasszá alakulása esetén – több tízezer év múlva – ezeken a felszíneken alakulnak majd ki az új travertínószintek.



17. kép. Az I. sz. terasznak jelölt, óholocén felszínen képződött forráskúpos travertínó (T1-es szint) az Által-ér völgyében Tatánál. (Fotó: SCHWEITZER F.)



18. kép. A bányászati tevékenység miatt közel 40 éven át elapadt, majd a bauxitbányászat megszűnése után újra fakadt karsztforrás a magasártéri I. sz. teraszfelszínen Dunaalmáson. (Fotó: SCHWEITZER F.)

Nevezéktani alapok

A travertínok nevezéktani alapjául – mint eddigi munkáimban mindig – főként a KRETZOS M. (1969, 1983) által kidolgozott teresztrikus kronológia-sztratigráfia szolgál.

Tanulmányomban az alsó-pannóniai helyett *eppelsheimi* – teresztrikus szinonimája *vallisium* –, a felső-pannóniai helyett a *baltavári*, a felső-pleiocén vagy levantei helyett a *rusciniumi* és *csarnótai*, az alsó-pleisztocénre a *villányi*, a középső-pleisztocénre a *bihari*

megnevezést használom. Az *eppelsheimi* és a *baltavári* emelet még további részekre tagolódik, amelyet a 2. táblázat mutat be.

A *pannónia* elnevezést a jellegzetes congeriás rétegekre, ill. a POMEL, A.N. (1853) és GAUDRY, A. (1878) által kidolgozott, kettős tagolású *Hipparion* faunákra – idősebb tagja az *Eppelsheimium-Valesium*, fiatalabb tagja a *Baltavarium-Pikkermium* – használom, nem pedig a ROTH L. (1879) értelmezése szerinti szarmata és a pleisztocén közötti időszakra vonatkozóan.

IRODALOM

- BARTHA F. 1971. A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. In *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. Szerk.: GÓCZÁN L., BENKŐ F., Budapest, Akadémiai Kiadó, 9–172.
- BARTHA, F. 1974. The Problems of the Pannonian of Hungary. Univ. Szegediensis. *Acta Mineralogica Petrographica* 2. 2. 283–301.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen). *Természettudományi Közlemények* 9. 14–23.
- CHOLNOKY J. 1940. A mésztufa vagy travertino képződéséről. *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 59. 1004–1019.
- CVIJIC, J. 1908. *Entwicklungsgeschichte des eisernen Tores*. Gotha, J. Perthes.
- DANK V. 1963. A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláv területekhez. *Földtani Közöny* 93. 304–324.
- DE MENOCAL, P.B. 1995. Plio-Pleistocene African climate. *Science* 270. 53–59.
- DOBOSI, V.T. 2003. Archeological finds in NF.-Transdanubian travertine. *Acta Geologica Hungarica* 46. 205–214.
- ENCIU, P. ed. 2007. *Pliocenul si Cuaternarul din vestul Bazinului Dacic. Stratigrafie si evolutie paleogeografic*. Bucuresti, Academiei Române.
- FÁBIÁN SZ.Á., KOVÁCS J., VARGA G. 2000. Globális klímaváltozások a neogénben és hatásuk a Kárpát-medencében. In *Területfejlesztés – regionális kutatások*. Tiszteletkötet Tóth József professzor úr 60. születésnapjára. Szerk.: Lovász Gy., Szabó G. Pécs, PTE TTK Földrajzi Intézet, 31–40.
- FEJFAR, O., HEINRICH, W.D. 1981. Zur biostratigraphischen Untergliederung des kontinentalen Quartars in Europa anhand von Arvicoliden (Rodentia, Mammalia). *Eclogae. Geologicae Helvetiae* 74. 3. 997–1006.
- FUNDER, S., ABRAHAMSEN, N., BENNIKE, O., FEYLING-HANSEN, R.W. 1985. A forested Arctic, evidence from North Greenland. *Geology* 13. 542–546.
- GÁBORI, M., CSÁNK, V. 1970. C-14 Dates of the Hungarian Paleolithic. *Acta Archaeologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. 3–11.
- GÁBORI, M., CSÁNK, V. 1972. E. Lucius: Das Problem der Chronologie jungpaläolithischer Stationen im Bereiche der europäischen UdSSR. *Acta Archaeologica Hungarica* 24. 437–439.
- GAUDRY, A. 1878. *Les enchainements du monde animal dans les temps géologiques* 3. Paris.
- HABLY, L. 1983. Early miocene Plant fossils from Ipolytarnóc, N. Hungary. *Geologica Hungarica S. Palaeontologica* 44–46. 79–175.
- HÁMOR G. 1998. A magyarországi miocén rétegtana. In *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Szerk.: BÉRCZI I., JÁMBOR Á., Budapest, MOL Rt.–MÁFI, 437–453.
- HÁMOR, G. 2001. Genesis and evolution of the Pannonian Basin. In *Geology of Hungary*. Ed.: HAAS, J., Budapest, Eötvös University Press, 193–265.
- HAQ, B.U., HARDENBON, J., VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235. 11–56.
- HAQ, B.U. 1981. Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic. Oceans revisited. *Oceanologica Acta* 4. Supplement. 71–82.
- HENNING, G.J., GRÜN, R., BRUNNACKER, K., PÉCSI, M. 1983. Th-230/U-234 - sowie ESR-Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. *Eiszeitalter und Gegenwart* 33. 9–19.
- HEVESI A. 1972. Forrásmészko képződés a Bükkben. *Földrajzi Értesítő* 21. 1–4. 187–205.
- JAKUCS L. 1968. Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfológiájának értelmezéséhez. *Földrajzi Értesítő* 17. 1. 17–46.
- JÁMBOR Á. 1980. *A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei*. Budapest, MÁFI Évkönyve 52.
- JÁMBOR Á. 1987. *A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése*. Budapest, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 69.
- JÁNOSY, D. 1978. Larger mammals from the lowermost Pleistocene fauna, Osztramos, loc. 7 (Hungary). *Annales Musei Nationalis Hungarici* 70. 69–79.

- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- KORDOS, L. 1982. Éghajlatváltozás és környezetfejlődés. Climatic change and Environmental Development. MTA X. Osztály Közleményei 14. 2–4. 209–222.
- KORDOS, L. 1991. Csarnóta, pliocén ősgerinces lelőhelyek. Pliocene Vertebrate localities, Csarnóta. Magyarország geológiai alapszelvényei. Budapest, MÁFI.
- KORDOS L. 1992. A Proboscidean és a Hipparion dátum Magyarországon. Földtani Intézet Évi Jelentése 1990-ről. 535–539.
- KORDOS, L. 1994. Revised biostratigraphy of the early man site at Vértesszőlős, Hungary. *Courier Forschungs-Institute Senckenberg* 171. 225–236.
- KORDOS L. 2005. Ásatások a baltavári ősgerinces lelőhelyen. In *Ősgerincek állandó kiállítása Bértaltaváron*. Szerk.: SZAKÁLY F., Szombathely, Bértaltaváriak Szülőfalujukért Egyesület. 1–14.
- KORMOS T. 1911. A Polgárdi pliocén csontlelet. *Földtani Közlöny* 41. 48–64.
- KRETZOI M. 1941a. Fóka-maradványok az érdi szarmatából. *Földtani Közlöny* 71. 7–12. 274–279.
- KRETZOI, M. 1941b. Betrachtungen über das Problem der Eiszeiten. *Ann. Mus. Nat. Hung.* 34. 56–82.
- KRETZOI, M. 1951. The Hipparion-fauna from Csákvár. *Földtani Közlöny* 81. 384–417.
- KRETZOI M. 1955. Strucc-maradványok a fejér megyei Kislángról. *Aquila* 62. 361–365.
- KRETZOI M. 1960. A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődések rétegtani tagolása és összehasonlító áttekintése. In *Magyarország földtana*. 2. kiadás. Szerk.: VADÁSZ E., Budapest, Akadémiai Kiadó.
- KRETZOI, M. 1961. Stratigraphie und Chronologie. In *Stand der ungarischen Quartarforschung*. Hsg.: RÓNAI, A., PÉCSI, M., Práce Instytut Geologiczny Series 34. 313–332.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter es pliocén szárazföldi biosztratigiájának vázlata. Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. *Földrajzi Közlemények* 17. 3. 179–198, in English: 198–204.
- KRETZOI M. 1977. A „löss”-korszak ökológiai viszonyai Magyarországon a gerinces-fauna alapján. *Földrajzi Közlemények* 25. 1–3. 75–93.
- KRETZOI M. 1981. Fontosabb szórányleletek a MÁFI gerinces gyűjteményében (6. közlemény). Budapest, A MÁFI Évi Jelentése 1979-ről, 483–490.
- KRETZOI M. 1983. Kontinentörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények* 107. 3–4. 230–240.
- KRETZOI M., VÉRTES L. 1968. A felső bihari korú Budapesti Vértesszőlősön. *Komárom megyei Múzeumok Közleményei* 1. 37–62.
- KRETZOI, M., FEJFAR, O. 1982. Viverriden (Carnivora, Mammalia) im europäischen Altpleistozän. *Zeitschrift Geol. Wissen.* 1. A. 979–975.
- KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 3–39.
- KRETZOI, M., VÉRTES, L. 1965. Upper Biharian (Intermindel) pebble industry occupation site in Western Hungary. *Current Anthropology* 6. 74–87.
- KRIVÁN P. 1953. A pleisztocén földtörténeti ritmusai. *Az új szintézis*. Alföldi Kongresszus előadásai. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. Budapest, Akadémiai Kiadó, 71–87.
- KRIVÁN P. 1964. Erőzióbázis feletti édesvízi mészkőalakulatok földtani vizsgálatának elvi alapjairól. *Őslénytani Viták* 2. 13–18.
- KROLOPP, E. 1965. Mollusc Fauna of the Sedimentary Formations of the Quaternary Period, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 9. 153–160.
- LOŽEK, V. 1961. Travertines. INQUA, VI. International Congress. *Inst. Geol. Prace* 34. 81–86.
- MILANKOVICH, M. 1930. *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. Berlin, Borntraeger.
- MOTTL M. 1939. A gödöllői vasúti bevágás középső pliocénkori emlősfaunája. Die mittelploziäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. Budapest, A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, 258–350.
- PANĂ, I., ENACHE, C., ANDREESCU, I. 1981. *Fauna de moluste a depozitelor cu ligniti din Oltenia*. Craiova, Institutul de cercetări, inginerie tehnologică și proiectări miniere pentru lignit.
- PÉCSI M. 1959. *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása*. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- PÉCSI M. 1973. A vértesszőlői ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. *Földrajzi Közlemények* 21. 2. 115–119.
- PÉCSI M. 1974. A Budai-hegység geomorfológiai kialakulása, tekintettel hegytípusaira. *Földrajzi Értesítő* 23. 2. 181–192.
- PÉCSI M., SZILÁRD J. 1969. Az elegyengetett felszinek főbb kutatási és nomenklaturái problémái. *Földrajzi Értesítő* 18. 1–4. 153–176.
- PÉCSI, M. 1964. *Evolution and sedimentation of slopes during the Pleistocene glaciations in Hungary*. Theory-Methodology-Practice 6. Budapest, MTA Geographical Research Institute.
- PÉCSI, M., OSMOND, J.K. 1973. *Geomorphological position and absolute age of the settlement of Vértesszőlős and Lower Paleolithic man in Hungary*. Paper for the 9th Congress of INQUA.
- PÉCSI, M., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1985. *The role of travertines in geomorphological and chronological research*. Paper for the 11th INQUA Congress, Moscow, Abstracts 2.
- PÉCSI, M., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In *Paleogeography of Carpathian Regions*. Eds.: PÉCSI, M., STARKEL, L., Budapest, Akadémiai Kiadó, 11–41.

- PINCZÉS, Z. 1971. Die Formen der Bodenerosion und der Kampf gegen sie in Weingebiet des Tokajer Berges. *Acta Geographica Debrecina* 10. 63–70.
- POMEL, A.N. 1853. Catalogue et descriptive des Vertébrés fossiles découverts dans le Bassin hydrographique de la Loire etc.. *Ann. Sci. Lit. Ind.* 25. 337–380.
- ROTH L. 1879. A rákos-rusztói hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlata. *Földtani Közlemény* 9. 99–110.
- ROZLOZSNYIK, Sz.P. 1925. *Földtani jegyzetek az Esztergom vidéki paleogén medence nyugati részéről*. Budapest, A MÁFI Évi Jelentése az 1920–1923. évről.
- SCHUEUR Gy. 2005. A gerecsei és budai-hegységi termálkarszt fejlődésének összehasonlító vizsgálata a forrásmészkövek alapján a felső-pannóniai emelettől napjainkig. *Hidrológiai Közlemény* 85. 3. 19–26.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1970. A karsztos eredetű édesvízi mészkövek csoportosítása. *Földrajzi Értesítő* 19. 1–4. 356–360.
- SCHUEUR, Gy., SCHWEITZER, F. 1973. The development of the Hungarian travertine sequence in the Quaternary. A magyarországi travertinó összletek képződésének fázisai a negyedkorban. *Földrajzi Közlemények* 21. 2. 133–144.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1974. Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. *Földrajzi Közlemények* 22. 2. 113–134.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1979. Tavi-mocsári és tatarítás típusú édesvízi mészkőösszletek a Keleti-Gerecsében. *Földrajzi Közlemények* 27. 1–3. 116–125.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1983. Az édesvízi mészkövek keletkezéskörülményei és kifejlődésformái. *Földrajzi Közlemények* 107. 3–4. 245–262.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1984. A dunai magaspartok löszösszletének deformációs formái és töréses szerkezete. *Mézőkeológiai Szemle* 33. 45–162.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1986. Forrástevékenységből származó karbonátos kőzetek nevezéktani problémái. *Építőanyag* 38. 6. 183–189.
- SCHUEUR Gy., SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse- és Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. *Földrajzi Tanulmányok* 20. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- SCHUEUR, Gy., SCHWEITZER, F. 1989. *Genetics and occurrence of Holocene travertines in Hungary. Geomorphological and Geocological Essays. Studies in Geography in Hungary*, 25. Budapest, Akadémiai Kiadó, 39–47.
- SCHRÉTER Z. 1953. *A Budai- és Gerecse-hegységperemi édesvízi mészkő előfordulásai*. Budapest, A MÁFI Évi Jelentése 1951-ről. 111–150.
- SCHWEITZER F. 1993. *Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán*. Akadémiai doktori értekezés, Budapest, Kézirat.
- SCHWEITZER, F. 2004. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értesítő* 53. 1–2. 5–11.
- SCHWEITZER, F. 2015. Drainage network development in the Pannonian Basin. *Hungarian Geographical Bulletin* 64. 2. 101–119.
- SCHWEITZER, F., SCHEUER, Gy. 1995. Hungarian travertines. *Acta Universitatis Szegediensis. Acta Geographica* 34. Special Issue, 163–186.
- SKOFLEK, I. 1990. Plant remains from the Vértesszőlős travertine. In *Vértesszőlős man, site and culture*. Eds.: KRETZOI, M., DOBOSI, V., Budapest, Akadémiai Kiadó, 77–123.
- STEININGER, F.F., PAPP, A. 1979. Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. st., Pannonian s. str. and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. *Newsletters on Stratigraphy* 8. 100–110.
- STOIAN, N. 1959. *Lucrari de prospectiune si explorare prin sondaje in regiunea Băilești*. Bucuresti, St. Tech. Econ. E. 5.
- SZENTIVÁNYI F. 1932. *Adatok a Nagy-Svábhegyen és környékén előforduló levantei mészkő geológiai és paleontológiai viszonyainak ismertetéséhez*. Budapest, Disszertáció.
- TAKTAKASHVILI, I.G. 1977. *K Pliocenovoj isztoriji molljuszkovüh faun Paratyetyisza*. Mecnyijereba.
- VADÁSZ E. 1953. *Magyarország földtana*. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- VAN KOLFSCHOTEN, T. 2003. A red fox *Vulpes vulpes* (Carnivora, Canidae) from the Middle Pleistocene spear horizon at Schoningen (Germany). *Veroffentl. Landesamt. für Archäol.* 75. 321–334.
- VERNET, J.-L. 1985. Ecologie des Causses au Quaternaire. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie* 3–4. 265–286.
- VÉRTESS L. 1965. *Az őskor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon*. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- VÉRTESS L. 1969. *Kavicsösvény*. Budapest, Gondolat Kiadó.
- VILES, H.A., GOUDIE, A.S. 1990. Tufas, travertines and allied carbonate deposits. *Progress in Physical Geography* 24. 19–41.
- VON KOENIGSWALD, W., TOBIEN, H. 1987. *Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden*. Wiesbaden, Geol. Jb. Hessen 115. 227–237, 2 Abb., 1 Tab.
- WEIN Gy. 1977. *A Budai-hegység tektonikája*. Budapest, A MÁFI alkalmi kiadványa.
- ZUBAKOV, V.I., BORZENKOVA, I.I. 1990. *Global palaeoclimate of the late Cenozoic*. Amsterdam-New York, Elsevier.

