

Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között — magyarországi lösz–paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján

The relation between the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy — according to the loess-palaeosoil sequences and river terraces in Hungary

GÁBRIS Gyula¹

(5 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: oxigénizotóp-rétegtan, lösz–paleotalaj-sorozatok, folyóteraszok keletkezése és időrendje, édesvízi mészkő

Keywords: oxygen isotope stratigraphy, loess-palaeosoil sequences, river terrace formation, travertine, Hungary

Abstract

Diverse analyses and results gained from studying ocean-floor and ice core samples brought revolutionary methodical and theoretical changes in Quaternary science during the 70's. This renewal highlighted important, new information about the Pleistocene's climatic changes when compared to Milankovic's climatic curve. Hence, it has become clear that the Pleistocene climatic history, indeed, was punctuated by surprisingly frequent, intense and high-amplitude climatic fluctuations, which occurred only over a relatively short period of time. Therefore, our previous knowledge of Pleistocene chronology has become obsolete. Currently, Pleistocene climate controlled phenomena are being adjusted to the smaller scale periodicity fluctuations of Oxygen Isotope Stages (OIS). Scientists are doing this in an attempt to correlate events, sediments and other formations that are far from each other both in time and space. For the discipline of Geomorphology it would be important to adjust models of surface evolution — e.g. the evolution of terraces and loess formations separated by fossil soils, etc. — according to the numbers and lengths of recently confirmed episodes of climate change. In this case, it is not the alternating glacial-stadial and interstadial phases that are important but the rapid and frequent climatic fluctuations indicated and proved by analyses of ocean-floor and ice core samples. This study aims to review the formation of loess sequences with palaeosoils, the causes of river terrace evolution (as well as its chronology) and the alternating mechanism that occurred during formation periods, called termination. Based on data collected and published during decades of loess and terrace research the author attempts to outline the evolution and chronology of Hungary's terrace system.

Összefoglalás

A negyedidőszak kutatásában a hetvenes évektől módszertani és szemléleti változást jelentett az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjainak sokféle szempontú és változatos módszerű vizsgálatából kapott eredmények kiértékelése. Ebből az a lényeges következmény származik, hogy a pleisztocén klíma-változásoknak — a Milankovic-görbéhez képest — meglepő gyakoriságú, s rövid időszakon belül is jelentős mértékű, sűrű ingadozásai váltak ismertté, melyek elavulttá tették ismereteinket a pleisztocén korbeosztásáról. Jelenleg az oxigénizotóp-szakaszokhoz, sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítják a pleisztocén bárhol felismert, és klimatikusan szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérelve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket. A geomorfológia

¹ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; Tel.: 381-2111; e-mail: gabris@ludens.elte.hu

számára fontos lenne a felszínfejlődési modelleket — pl. a teraszképződést, a fosszilis talajokkal tagolt löszképződmények kialakulását stb. — hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozások epizódjainak nagy számához, azok hosszához és intenzitásához is. Jelen tanulmányban az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó, a lösz–paleotalaj-sorozatokat, a folyóteraszokat, az édesvízi mészkövek kialakulására a klimatikus alapokból következő környezeti — mondhatom földrajzi — mozgatórugókat, valamint azok hatásait és konkrét időrendjének kérdését tekinti át, valamint értékeli a szerző és, mind a teraszok keletkezését, mind korbeosztását új rendszerbe foglalja.

Bevezetés

A negyedidőszak kutatásában módszertani és szemléleti változást jelentett az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjainak sokféle szempontú és változatos módszerű vizsgálatából kapott eredmények kiértékelése, amiből több lényeges következmény származik.

Elsőként az, hogy az újabban feltárt pleisztocén klímaváltozásoknak a — Milanković-görbéhez képest — nagyobb gyakoriságú, s rövid időszakon belül is jelentős mértékű sűrű ingadozásai elavulttá tették a pleisztocén korbeosztására vonatkozó ismereteinket. Jelenleg az *oxigénizotóp-szakaszokhoz* (MIS = Marine Isotope Stage, vagy OIS = Oxygen Isotope Stage), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítják a pleisztocén bárhol felismert és klimatikus szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérelve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket. A geomorfológia számára fontos lenne a felszínfejlődési modelleket — pl. a lösz–paleotalaj-sorozatokat, édesvízi mészkövek, ill. a teraszok képződését, a periglaciális jelenségek ritmusait, a deflációs szakaszokat, a lejtős tömegmozgások (pl. csuszamlások) periódusait stb. — hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozások epizódjainak nagy számához, azok hosszához és intenzitásához is. Ebben az esetben ugyanis nem a klasszikus glaciális-stadiális és interglaciális-interstadiális szakaszok váltakozása az irányadó, hanem az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjaiból kimért klímaingadozások viszonylag gyors és nagy mértékű változásai. Jelen tanulmányban ilyen éghajlatváltozásokat kísérek meg kijelölni, és kapcsolatot keresni közöttük, valamint — ez esetben csupán — a lösz–paleotalaj-sorozatokat és a folyóvízi felszínalakulás folyamatai között.

A hazai löszök és paleotalajok

Kutatási előzmények

A csaknem 150 évre visszatekintő magyarországi löszkutatás történetében (HAHN 1969) korszakos szerepet játszott Bulla Béla, aki felismerte, hogy a Duna menti vastag löszfalakban előforduló „vályogzónák” (ahogyan akkor nevezték ezeket a képződményeket) a pleisztocén ritmusosan változó éghajlatának megfelelően a nedvesebb-melegebb klímaszakaszok során képződött talajok (BULLA 1934). Az eljegesedések csillagászati okainak meghatározását (MILANKOVITSCH 1930) alig négy évvel követően nemcsak a korábban megállapított *glaciálisok–stadiálisok és az azokat elválasztó „inter” szakaszok rendszeréhez igazította* a paksi téglagyár fejtésében található

fosszilis talajok egy részét, hanem a frissen megjelent *pleisztocén klímakalendárium időrendje* alapján e talajok korát akár év szerint is megadhatta. BULLA 1934-ben négy fosszilis talajt írt le, melyek korát a würm két interstadiálisával (mai nevén „Basaharc Dupla”), a riss-würm interglaciálissal („Basaharc Alsó”) és a rissI/II interstadiálissal („Mende Bázis”) vélte azonosítani. Közöttük fiatal és idős würmi, ill. riss löszképződést állapított meg.

A löszkötegek kialakulása a klímaváltozásoknak megfelelően összetett folyamat (BULLA 1937, 1938; PÉCSI et al. 1988), melyet hazai körülmények között — itt szándékosan leegyszerűsítve — a következő három fő mozzanatba lehet összefoglalni:

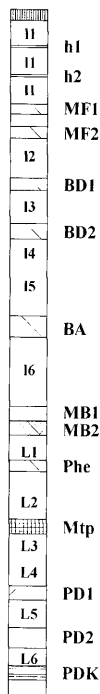
1. durva közetlisztrfrakció anyagának felhalmozódásából (a „porhullás” a többféle akkumulációs folyamat közül csak az egyik, bár legfontosabbnak tekinthető lehetséges változat) a hideg-száraz klímaszakaszokban diagenézissel keletkeznek a löszrétegek;

2. a felmelegedő, nedvesebbé váló éghajlaton szünetel a löszképződés és a löszkőzet felszínén megletelepedő növényzet alatt *talaj* alakul ki, amely az újabb löszköteggel betakarva fosszilis formában megőrződhet;

3. a domborzati-klimatikus feltételek változása a már kialakult rétegek erodálásához vezethet; vagyis valószínűtlen, hogy a pleisztocén éghajlatának teljes sorozatát megtalálhatjuk egyetlen feltárásban, ezért csakis a különböző rétegsorok összekapcsolása vezethet el a közelítőleg teljes időrend feltárásához.

A BULLA megkezdte úton folyt a hazai kutatás több évtizeden keresztül, melynek eredményeképpen a hetvenes években eljuthattunk oda, hogy az eseményeket *logikus rendbe összefoglaló képet* kaphattunk, amely természetesen a *pleisztocén klímaváltozások* menetét is megvilágította, ill. összhangban volt a negyedidőszakról vallott (megállapított) akkori ismereteinkkel (PÉCSI 1975, 1982, 1985; HAHN 1989). Hangsúlyozni kell, hogy valójában itt *relatív kronológiáról* volt szó, melyhez az évszámok hozzárendelése — független fizikai módszerekkel végzett vizsgálatok elégtelensége, hiánya — miatt vitatható (1. ábra). A legfontosabb korbecsülésre alkalmas eszköz akkor a MILANKOVIĆ, ill. BACSÁK által kiszámított klímakalendárium volt (BARISS 1954), amelyhez azonban a löszökben és talajokban felismert változások összekapcsolására megfelelő bizonyítékok nem álltak rendelkezésre (I. KRIVÁN (1955) és PÉCSI (1967) vitáját a paksi talajok koráról a hatvanas években).

1. ábra. A magyarországi löszrétegsorok általánosított sztratigráfiai tagolása¹ (PÉCSI 1975, 1982, 1993). II–16 = fiatal löszök; L1–L6 = idős löszök; h1 = tápiósúlyi humuszhorizont; h2 = dunaiújvárosi humuszhorizont; MF = „Mende Felső” talaj; BD = „Basaharc Dupla” talaj; BA = „Basaharc Alsó” talaj; MB = „Mende Bázis” talaj; Phe = Paksi homokos erdőtalaj; Mtp = láperdőtalaj; PD = „Paks Dupla” talaj; PDK = „Paks–Dunakömlőd” talaj
Figure 1. Generalised stratigraphic profile of the Hungarian loess sequences (PÉCSI 1975, 1982, 1993). II–16 = young loess layers; L1–L6 = old loess layers; h1 = younger (tápiósúlyi) humic layer; h2 = older (dunaiújvárosi) humic layer; MF = Mende Upper palaeosoil; BD = Basaharc Double palaeosoil; BA = Basaharc Lower palaeosoil; MB = Mende Base palaeosoil complex; Phe = sandy brown forest soil; Mtp = hydromorphous palaeosoil; PD = Paks Double palaeosoil; PDK = Paks–Dunakömlőd palaeosoil



A löszkötegek kormeghatározási módszerei és azok értékelése

A tanulmányban kitűzött cél eléréséhez — vagyis a lösz–paleotalaj-sorozatokat és az oxigénizotóp-sztratigráfia összekapcsolásához — elsősorban a különböző kormeghatározási módszerekkel nyert adatok összegyűjtése és értékelése szükséges. Az adatok értékeléséhez előbb azonban át kell tekinteni a módszereket, azok érvényességi körét, felhasználhatóságának korlátait. A kormeghatározásra végső soron kétféle lehetőség nyílik:

— Az egyik szerint a *lössrétegek és a fosszilis talajok* sokrétű vizsgálata nyújthat támpontot a különböző feltárások rétegsorainak illesztésére, vagyis relatív korbeosztás készítésére. A löszök jellemzésére sok kutató keres mind egzaktabb fizikai és kémiai módszereket. A különböző feltárások anyagának párhuzamosítására használható különbségeket a ritkaföldfém-oxidok, a nyomelem-, a mész-, az agyagásvány-tartalom alapján (PÉCSI-DONÁTH 1985, 1987), a lösz szövete, szemcseösszetétele (SZILÁRD 1983; HAHN 1985; KIS 2001), nehézásvány-tartalma (CODARCEA 1977), a benne talált molluszkák (KROLOPP 1983; SÜMEGI 2005), kismélsők, faszénmaradványok és pollenek stb. szerint próbálták megtalálni.

A legfontosabb kapaszkodót az *eltemetett talajok genetikai típusainak* meghatározása jelentette, ami azonban csak részletes laboratóriumi, ill. talajmikromorfológiai vizsgálatok eredményei — paleopedológiai megfontolások — után használható. A fosszilis talajok típusainak meghatározása, a bennük végbement folyamatok értelmezése lehetőséget nyújt a képződésük idején jellemző paleoökológiai körülmények rekonstrukciójára is. Az ún. fiatal löszek rétegtani felosztásában a fosszilis talajok tulajdonságai kulcsszerepet játszanak. A „Mende Bázis” talajkomplexum pl. egy felső gyengén fejlett csernozjomszerű, és egy alsó jól fejlett erdős-sztyep talajból áll. Ez utóbbi alapvető jelentőségű volt a független fizikai kormeghatározó módszerek használata előtt, mert úgy gondolták, hogy a Kárpát-medencében a barna erdőtalajok utalnak interglaciális körülményekre. Mivel felülről számítva az első regionálisan kifejlett ilyen talaj a „Mende Bázis” alsó része, kézenfekvő volt akkor az első (riss–würm, vagy eem) interglaciálisban képződöttnek tekinteni (PÉCSI 1975).

— A kormeghatározás másik lehetősége, amely — különösen a hetvenes évek óta — nagy fejlődésen ment keresztül, a *különböző fizikai alapú független módszerek* sokasága. Ilyenek a változatos radiometrikus kormeghatározások, a magnetosztratigráfia, a lumineszcens kormeghatározás különféle változatai, a közbetelepült rétegek adta lehetőségek kihasználása (pl. az édesvízi mészkövek, ill. tefrarétegek vizsgálata), az aminosav-sztratigráfia (AAR), a mágneses szuszceptibilitási görbe meghatározása és illesztése a rétegsorban stb. A hazai lösz rétegsorokban végzett fenti vizsgálatok során kapott adatok értelmezése komoly vitákat váltott ki. Az utóbbi 15 évben jelentős elmozdulás volt érzékelhető ebben a tekintetben, de a kérdés még annak ellenére sem jutott nyugvópontra, hogy — különösen — az utolsó interglaciális óta tartó időszak környezetváltozásaira, a deflációs és fluviális folyamatokra is részletesebb vizsgálatok derítettek fényt (GÁBRIS et al. 2000, 2002). Az alábbiak rövid, korántsem a teljességre törekvő részletességgel foglalják össze és értékelik a tanulmány sajátos céljának megfelelően mindezen vizsgálatok eredményeit.

A radiometrikus kormeghatározások közül a radioaktív szénizotóp (C^{14}) használata az 1970-es évektől terjedt el Magyarországon a negyedik század különféle képződ-

ményeire alkalmazva (KROLOPP 1977). A lösz esetében a sok mérésadattól az újabb módszertani kutatások eredményeképpen csak a két legfiatalabb képződmény, a tápiósülyi (h_1) és a dunaújvárosi (h_2) humuszsintek korának meghatározása fogadható el, mert a 30 000 évnél idősebb kort adó mérési eredmények napjainkban már csak a képződmény minimális korának tekinthetők, s igazi értékük így nincsen. Azok a radiokarbon adatok, melyek e humuszsinteknél idősebb talajokból származnak, azért is alkalmatlanok kronológiai megállapításokra, mert a többi módszer, pl. a lumineszcens vizsgálatok fényében nem állják meg helyüket.

A paleomágneses kutatások kezdetben ígéreteseznek tűntek, azonban a hazai gyakorlatban csupán a Brunhes–Matuyama-határ helyzete volt biztonságosan megállapítható a paksi löszfeltárásban (MÁRTON 1979b). A magnetosztratigráfia kisebb eseményeinek — pl. a Blake-esemény — bizonyossága a mérések módszertani kérdéseit, ill. az eredmények rétegtani helyzetét tekintve is — a többi vizsgálati módszer eredményeinek figyelembevételére — kétséges (BALOGH 1997).

Sajnálatos módon tehát löszfeltárásainknak éppenséggel a legvastagabb és a leglényegesebb üledéktömegében — a kb. 30 000 évtől mintegy 780 000 évig (CANDE & KENT 1992) tartó időszakban — a fenti módszerek nem használhatók kormeghatározásra. Ennek pótlására jó lehetőség volt a löszkötegekbe települt, másfajta anyaguk miatt közvetlen kormeghatározásra alkalmas rétegek felhasználása. Az édesvízi mészkövek vizsgálata és U/Th korolása jelentős mértékben hozzájárult a löszkronológia továbbfejlesztéséhez is (SCHEUER & SCHWEITZER 1988; PÉCSI et al. 1988). A hazai löszökben már régen (KRIVÁN & RÓZSAVOLGYI 1964) kimutatott tefratretegek kutatása (HORVÁTH et al. 1992; HORVÁTH 2001) rétegtani szempontból nagy jelentőségű, de korának közvetlenül a vulkáni anyagból történő meghatározása még nem sikerült. A bagi tefra korát mindeddig csak geokémiai párhuzam jelzi: az itáliai Volturno tűzhányó mintegy 350 000 évvel ezelőtti kitörésének eredménye lehet (POUCLET et al. 1999).

A lumineszcens kormeghatározás különféle eljárásai (termo-, majd optikai) kezdetben nagyobb reményekkel kecsegtettek. A hetvenes években felállított kronológiát igazoló első mérésekről (BORSY et al. 1979; BUTRYM & MARUSZCZAK 1984) azonban kiderült, hogy módszertani okból tévesek. Sokszerűen érte ezután kutatóinkat WINTLE & PACKMAN (1988) közleménye, melynek eredményei felborították az eddigi rendszert. Gyakorlatilag minden talajszintet sokkal idősebbnek mértek, mint amilyenek eddig tartották. A „Mende Bázis” szerintük nem lehet utolsó interglaciális (riss–würm, vagyis eem) korú, hanem a „Mende Felső” alsó talaját vélték annak. Ezek az adatok újabb mérések sokaságát eredményezték: a kutatók cáfolni, ill. igazolni szerették volna az adatokat, hiszen olyan kardinális kérdés megoldását várták e probléma tisztázásától, hogy melyik fosszilis talajunk képződött az utolsó, riss–würm interglaciálisban (SINGHVI et al. 1989; ZÖLLER 1987, 1988 [in HORVÁTH 2001]; ZÖLLER & WAGNER 1990; LU 1992; FRECHEN et al. 1997; NOVOTHNY 2002; NOVOTHNY et al. 2002). Az újabb kutatások fényében világossá vált az is, hogy a relatív sztratigráfiát tekintve jó a löszrétegtanunk, de a pontosabb korbeosztást az idősebb rétegek esetében is át kell gondolni.

A módszertani vizsgálatok aztán kiderítették, hogy a csak a hozzánk legközelebb eső mintegy százezer év (egyes vélemények szerint csupán 60 000 év) eseményeinek korát lehetséges pontosan meghatározni a lumineszcens eljárásokkal (újban

reményt keltő módon kísérleteznek az idősebb korok biztonságos meghatározásához vezető módszerekkel). Tehát még mindig maradt egy 500–600 ezer éves időszak — a fenti kormeghatározási módszerek által lefedett idő és a Brunhes–Matuyama fordulat között — amelynek áthidalására két lehetőség van.

Az egyik eljárás a negyedidőszaki kutatásokban nagyjából 20 éve szélesebb körben alkalmazott *mágneses szuszeptibilitás* mérése — jöllehet ez is csak relatív kormeghatározást tesz lehetővé. A kínai — folyamatosnak tekintett — nagy vastagságú löszfelhalmozódásban végzett mérések jól mutatták a mágnesezhetőség változásait, s az adatokból rajzolt görbék csúcsai (a talajszintekben 2–3 szoros értékek mérhetők a löszhöz képest) párhuzamosíthatók voltak a mélytengeri üledékeken mért $\delta^{18}\text{O}$ -görbével. A mágnesezettség ugyan sokféle tényező következtében változhat pl. a löszben (HORVÁTH & BRADÁK 2003), de abban mindenki egyetért, hogy elsősorban a környezet változásai határozzák meg mértékét. Tehát a görbe valamilyen mértékben tükrözi a paleotalajok kifejlődését még nem eredményező, kisebb, gyengébb negyedidőszaki éghajlatváltozásokat is, így alkalmas eleme a klímarekonstrukciónak, s ezzel jól használható a löszkutatásban. A módszer hazai bevezetése MÁRTON (1979a, b) nevéhez fűződik, átütő eredményeket azonban eddig nem hozott. A kínai löszökön végzett mérésekből mára teljes sorozatot állítottak elő (ZHISHENG et al. 1990), azonban hazai viszonyok közé áttenni ezeket a görbéket kockázatos lenne. Inkább a közelmúltban újrakezdett magyar kutatási program már publikált első eredményei kecsegtetnek reményekkel (HORVÁTH & BRADÁK 2004).

A másik módszer az *aminosav-geokronológia*, amely alkalmasnak tűnik e hiány kitöltésére. Az eljárás lényege, hogy a fehérjealkotó aminosavak királis (forgató) molekulák, amelyek térbeli szerkezete nem hozható fedésbe tükörképükkel. A molekulák kétféle, egymással tükörképi viszonyban levő (enantiomer) módosulatot alkotnak, amelyek a poláros fény síkját ellentétes irányban forgatják el. Az élő szervezetek által létrehozott aminosavak balraforgatók (ún. L-forma), amelyekből racemizációnak nevezett folyamattal tükörképük, a jobbraforgató (D-forma) változatuk jöhet létre. A racemizáció az idő múlásával arányosan növeli a jobbraforgató (D-forma) molekulák arányát, elegendő idő alatt addig, amíg eléri az L- és D-forma egyensúlyi arányát, amikor a folyamat leáll. A gyakorlatban az aminosavak közül leggyakrabban az izoleucin két optikai változatának arányát mérik, mert ezek könnyen meghatározhatók kromatográfiai úton, s az L/D-arány a minták korkülönbségét mutatja meg. A kiértékelés végeredménye a rétegek kor szerinti elkülönítése: az *aminosztratiográfia* — amely azonban önmagában szintén nem ún. abszolút kormeghatározási módszer. Magyarországon eddig — tekintettel a speciális laboratóriumi követelményekre és a magas költségigényekre — csak külföldi kutatók végeztek (és végeznek jelenleg is) a löszkutatásban használható ilyen AAR-méréseket (ZÖLLER et al. 1994; OCHES & MCCOY 1995). Eredményeik alaposan rácáfoltak a hetvenes-nyolcvanas évek korbeosztásaira, és megerősítették az újabb lumineszcens eredményeket, továbbgörgetve az új megoldást követelő problémákat a 100 ezer évnél idősebb lösz–paleotalaj-sorozatra is (OCHES & MCCOY 2001).

Mint az előzőekben láttuk, a legtöbb nehézséget — napjainkban is — az egyes események, főképpen a löszöket tagoló talajképződési periódusok korának számszerű (abszolút) meghatározása jelenti, mivel a kormeghatározási módszerek

— fejlődésük ellenére — még mindig nem eléggé meggyőzőek a feltárások egyéb vizsgálati módszereihez viszonyítva.

A globális kronosztratigráfia és a hazai löszök

Már a hetvenes évek elején felmerült az a gondolat, hogy a löszkötegek keletkezésének klimatikus feltételeit és időrendjét az oxigénizotóp-szakaszokhoz (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítsák. Magyarországon erre azonban csak a legutóbbi időkben kerülhetett sor: PÉCSI 1993-as — elsősorban KUKLA (1970, 1977) nézeteit vitató — véleménye szerint „az oxigén izotóp sztratigráfia alkalmazása a szárazföldi löszök kronosztratigráfiája érdekében hasznos eljárás, de még további adatok és összehasonlítások szükségesek az egyes szakaszok korának, tartamának interpolációs meghatározása ugyanis rendszerint csak néhány — úgymond — fix adat (pl. M/B határ) és az üledéklerakódási ráta becsült adatai alapján történhet”. A fenti megállapítás több mint 10 éve született, és azóta már elegendőnek tűnő adat gyűlemlett föl a fentemlített különféle kormeghatározások alapján (l. táblázat), melyek birtokában kísérletet lehet tenni a hazai löszfeltárások össze-sített szelvényének e széles körben használt, sőt egyre inkább megkövetelt kronosztratigráfiai rendszerbe történő illesztésére. Az első próbálkozásunkat (FRECHEN et al. 1997) követően publikált további adatok birtokában jelen fejezet ennek újabb, bővített változata.

A 2. ábra bemutatja a számokkal jelzett tengeri oxigénizotóp-stádiumok (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005) összekapcsolását a hazai löszfeltárások általánosított szelvényében szereplő fosszilis talajokkal. Követhető továbbá ennek az alpi és az északnyugat-európai glaciális és kronosztratigráfiai egységekhez, valamint a paleomágneses eseményekhez való viszonya is. A bemutatott rendszer alátámasztására röviden a következő adatokat lehet felsorolni.

A legfiatalabb két humuszszint még a hideg felső-pleniglaciális OIS 2 szakaszban keletkezett. Jól ismert ugyanis, hogy annak mintegy 20 ezer éves időtartama alatt több melegebb-nedvesebb szakasz létezett, melyek során gyenge talajosodási folyamatok indulhattak meg. A tápiósülyi (h1) réteg eredetileg mért radiokarbon kora $16\,730 \pm 400$ C14 BP év (PÉCSI 1975), ami a legújabb kalibrált értékekkel összevetve a 17 000–19 000 cal BP év között létezhetett Ságvár–Lascaux interglaciálisnak (SÜMEGI et al. 1998) felel meg. A dunaújvárosi szint (h2) pedig, melynek korát $21\,740 \pm 320$ C¹⁴ BP-ben határozták meg (PÉCSI 1975), a 19 000–23 000 cal BP közötti utolsó glaciális maximumot (LGM) éppen megelőző 23 000–25 000 cal BP közötti enyhébb interstadiálisban képződhetett (a korábbi és az 1998 után mért, kalibrálnak nevezett radiokarbon koradatok viszonyáról és az utolsó 30 000 év ezáltal módosított korbeosztásáról l. GÁBRIS 2003).

A „Mende Felső” (MF) dupla talajnak a beosztását számos lumineszcens (WINTLE & PACKMAN 1988; FRECHEN et al. 1997; NOVOTHNY et al. 2002), valamint AAR-adat (OCHES & MCCOY 1995, 2001) támogatja. Az eredmények szerint az MF1 a 3., az MF2 pedig az 5e szakaszban, vagyis a középső-pleniglaciálisban, ill. az utolsó interglaciálisban (eem) alakulhatott ki. Hasonló eredményre jutott HORVÁTH et al. (2006) a süttöi feltárás vizsgálata során, azzal a kiegészítéssel, hogy a talaj alatti löszköteg keletkezését egyértelműen a 6. oxigénizotóp-stádiumra teszik.

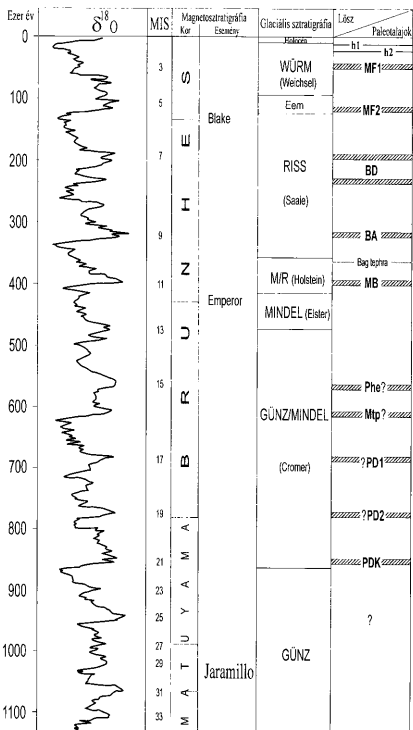
I. táblázat. A magyarországi fiatal löszökben különböző módszerekkel mért koradatok (ezer év) és a paleotalajok tagolása (HORVÁTH 2001 alapján). b = korbecslés

Table I. Absolute age estimations of the Hungarian loess-palaeosol sequences (HORVÁTH 2001). Sign: b = estimation

PÉCSI 1975	PÉCSI 1975	BORSY et al. 1979	BUTRYM & MARUSZCZAK 1984	WINTLE & PACKMAN 1988	ZÖLLER 1987	ZÖLLER 1988	ZÖLLER & WAGNER 1990	LU 1992	OCHES & MCCOY 1995	PÉCSI 1995	FRECHEN et al. 1997
lösz és paleotalaj	C ¹⁴	TL	TL	TL	TL (Basaharc)	TL (Paks)	TL (Mende)	TL	AAR	becslések C ¹⁴ és TL adatok alapján	TL+IRSL (Paks, Basaharc, Mende)
mai talaj										0–11,3	
11			19,6±2,4	15,8±1,3							
11			21,7±2,6	17,6±1,4							13–20
h1	16,75±0,4									16–17 (W3)	
11				23,2±1,9				27±2,5			
h2	20–22									27–32 (W2/W3)	
12			25,7±3,1	24,0±2,0							25–35
MF1	28–29		28,7±3,4	20,9±1,7			44,3±2,7			45–60 (W2/W3)	
13				43,4±3,8							50–60
MF2	32		33,5±4,0	74,7±6,5			69,3±5,4	73,7±5,1	<128 BP	85–105 (W1/W2)	
14			35,0±4,2	79,2±6,1	94±9	114±11					>130
BD1	(40–50 b.)		37,8±4,5				116±17			120–140 (R2/W1)	
			39,0±4,7			144±14	141±14	114±12			
BD2	(40–50 b.)		41,4±5,0				147±12		<245 BP	150–170 (R2/W1)	
15			45,0±5,5 53,0±6,5 77,0±10,0		135±12 163±18	159±17 172±18	207±16	153±15			
BA	(65 b.)		81,0±10,6 87,0±11,3						<339 BP	195–230 (R1/R2)	
16		105±17	98,0±13,0			190±17					
MB1	R/W		121,0±16,0				270±26			280–310 (MR3/MR4)	
MB2	R/W		124,0±17,0						<423 BP	320–360 (MR2/MR3)	
L1		110									

A „Basaharc Dupla” (BD) talajok az újabb szintén többszörösen felismert OIS 7 szakaszban jöhettek létre, ami a rissen belüli hosszú és összetett interstadiálisnak feleltethető meg. A bagi tefra, mint klíma-viszonyoktól független vulkanológiai vezérszint, az olaszországi összehasonlító vizsgálatok szerint nagyjából a riss legelegen rakódhatott lőszeinkbe (POUCCLET et al. 1999), így behatárolja a „Basaharc Alsó” (BA) és a „Mende Bázis” (MB) talajok rétegtani helyzetét. Közvetett bizonyítéknak számít SINGHVI et al. (1989) vizsgálatának eredményei: három szerbiai feltárás (Erdőd, Szalánkemény, Tittel) löszkötegében a hazai BD paleotalajoknak megfelelő talajt ugyan az 5e szakaszba teszi, a BA alatti lösz korát viszont 190 ezernél, a MB alatti löszöket pedig 320 ezer évnél idősebbnek mérte. Az aminosztratigráfia eredményei (OCHES & MCCOY 1995, 2001) is alátámasztják azt a beosztást, miszerint a BA talaj az OIS 9, az MB pedig az OIS 11 szakaszokban keletkeztek. A 11-es izotópszakaszt általában a „nagy” mindel–riss interglaciálissal (Holstein) azonosítják (SARNTHEIN 1986; GHEYH & MULLER 2005), amely a negyedidőszak utolsó 780 ezer évének leghosszabb ideig (kb. 20–28 ezer évig) tartó, változatos klímájú és legalább olyan meleg interglaciális volt, mint a holocén (DE ABBREU et al. 2005).

Az ennél idősebb talajok hozzárendelése a mélytengeri oxigénizotóp-szakaszokhoz több bizonytalansággal terhelt. Egyetlen adatszerű támpontunk van, s ez a Brunhes–Matuyama magnetosztatigráfiai határ, jöllehet a régebbi mérések (PÉCSI & PEVZNER 1974; MÁRTON 1979b) eredményei nem egybevágnak az újabb meghatározással (PÉCSI et al. 1995). A biztosan e határ alatt levő PDK talajnak az OIS 21 szakaszba osztása azért feltételes, mert akár idősebb is lehet. Ugyancsak feltételes



2. ábra. A magyarországi löszök és paleotalajok összekapcsolása a mélytengeri oxigénizotóp-görbével és a szárazföldi glaciális-interglaciális kronológiával (GÁBRIS 2006)

Figure 2. Correlation between the Hungarian loess-paleosoils and the oxygen isotope stratigraphy (GÁBRIS 2006)

a Phe és Mtp talajok OIS 15-be illesztése, amit azonban a páratlan számokkal jelölt melegebb „inter” szakaszokról rendelkezésre álló ismereteink alátámasztanak. Az OIS 13 ugyanis két ok miatt is valószínűleg kihagyható számításainkból. Esetében ugyanis csak igen rövid és gyenge felmelegedés mutatható ki (EPICA 2004), tehát nem valószínű, hogy ilyen összetett talajok képződésével számolnunk lehetne ekkor. A másik ok pedig abban jelölhető meg, hogy a paksi feltárásban éppen az MB és a Phe talajok között található a legjelentősebb eróziós hiány. A 15-ös oxigénizotóp-szakasz viszont egy kb. 27 ezer évig tartó hosszabb (Phe), és ezt megelőzően mintegy 7 ezer éves rövidebb (Mtp) időtartamú felmelegedés volt, melynek hőmérséklete a holocénét ugyan nem érte el, de klímája hasonlóképpen stabil lehetett (SPAHN et al. 2005). A Paks Dupla1–2 talajnak az OIS 17 és 19 szakaszhoz rendelését csupán a Brunhes–Matuyama határ feltárásbeli helyzete sugallja.

A löszfeltárásokban — mint ahogyan más szárazföldi üledékekben is — mindig számolni kell réteghiányokkal. Úgy tűnik Magyarországon a „fiatal löszökben” — melyet PÉCSI még az utolsó glaciálisba osztott be, de a fentiek szerint a riss löszök is idetartoznak — e hiányokat a különböző alapfeltárások összeillesztésével sikerült kitölteni. Az idősebb löszök esetében azonban ez még nyitott kérdés, a fenti beosztást ebben az időszakban magam sem érzem kellően alátámasztottnak.

Hangsúlyozni kell, hogy az itt bemutatott új rendszer még mindig kísérletnek számít, semmint bizonyosságnak, jöllehet — a szakirodalomban olvasható, de e tanulmányban nem részletezett — további adatokkal lehet alátámasztani. Ugyanakkor van néhány ellentmondó mérési eredményre alapozott interpretálás is. A jelenleg is folyó kutatások hivatottak bizonyítani, vagy átalakítani a felvázolt képet. Mindenesetre annyi bizonyos, hogy a globális rendszerhez kapcsolódásunk elkerülhetetlen, löszrétegtanunk, s vele együtt a negyedidőszaki kutatásaink eredményeit ebben a rendszerben fejleszthetjük tovább, csakis így állhatunk ki a nemzetközi nyilvánosság elé.

A folyóvízi teraszok

Kutatási előzmények

A Kárpát-medence folyó völgyeiben régóta ismertegek voltak olyan félsíkok — régies szóval párkányok — amelyek korán magukra vonták a természetbúvárok figyelmét (KÁSZONÚJFALVI SZABÓ 1804 in: HEVESI 1976). Folyóteraszaink kutatásával több nemzedék foglalkozott — az első szintézist CHOLNOKY (1923, 1925) készítette —, s mindig a tudomány akkori állásának megfelelő magyarázatot adtak (SZÉKELY 1971). Ilyen nagyívű összefoglalás fűződik BULLA Béla nevéhez, aki KÉZ ANDORRAL együtt dolgozta ki a teraszok klimatikus eredetének elméletét (BULLA 1941; KÉZ 1934, 1942), s az akkori megfigyelések alapján leírta a hazai folyók teraszrendszerét, meghatározta kialakulási korukat. Ennek továbbfejlesztett változata (PÉCSI 1959) szolgált alapul a következő mintegy ötven évben folyó kutatásnak, amely során természetesen módosult, átalakult és finomodott a rendszer. A teraszok kialakulási mechanizmusára vonatkozó elméletekkel a 10 évvel ezelőtti tanulmányomban foglalkoztam (GÁBRIS 1997), és most nyugodtan megállapíthatom, hogy újra át kell

tekinteni a legfontosabb gondolatokat, mert a belőlük levonható következtetések lényegesen átirhatják a kutatás két fontos kérdéskörét is: az egyes teraszok kialakulási mechanizmusának és korának meghatározását.

A teraszok klimatikus eredetűek magyarázatakor korábban természetesnek tűnt létrejöttüket a pleisztocén — esetünkben a földrajzi közelséget kihasználva az Alpok — glaciális-interglaciális változásaihoz kapcsolni. Kezdetben ez a kapcsolás főleg vagy szinte kizárólag paleontológiai bizonyítékok alapján történt, s csak később bővültek az eszközök (összefoglalóan I. PÉCSI 1959). A negyedidőszak korai modelljei három vagy négy egyszerű (egyveretű) glaciális szakaszt tételeztek fel, amelyeket hasonlóan egyszerűnek tekintett interglaciális szakaszok választottak el. Ebben az esetben a teraszképződés menetét szintén egyszerűnek tekintették: a völgytalp feltöltődését a környezeti (klimatikus) feltételek az egyik (glaciális), a völgybevágást pedig egy másik (interglaciális) típus hatásának tulajdonították. A glaciális–interglaciális szakaszoknál finomabb elkülönítést meg nem engedő geomorfológiai módszerek használatából következett, hogy korábban négy (KÉZ 1934), majd hat (BULLA 1941, 1954, 1956), ill. nyolc (PÉCSI 1959) klimatikus eredetű pleisztocén teraszt írtak le a Kárpát-medencéből, és az így felállított rendszer korbeosztását MILANKOVIĆ számításaira alapozták. Később, felismerve a fent említett szakaszok bonyolultabb voltát (stadiális-interstadiális váltakozás), ill. a késő-pleisztocénra vonatkozó bővebb geomorfológiai ismeretekre támaszkodva a legutolsó eljegesedésben két teraszszint (II/a és II/b) is hamarosan elválasztható volt (MAROSI 1955, PÉCSI 1959).

Azon kívül, hogy a glaciálisok alatt felkavicsolást, az interglaciálisok alatt völgybevágást írtak le a klasszikus terasztanulmányokban, feltételezték, hogy a jelzett korszakok *klimatikus maximuma egybeesett a felszínalakító folyamatok maximumával* is. Később aztán felismerték, hogy morfológiai szempontból nem a jeges, ill. jégközi klímafázisok csúcspontjai a legfontosabbak, hanem az e fázisok közötti *átmenetek időszaka* (TREVISIAN 1949; JAHN 1956; STARKEL 1983). A jeges fázis maximuma előtti szakaszt — TRÉVISIAN nyomán — „anaglaciálisnak”, az ezt követőt pedig „kataglaciálisnak” nevezték el. Így írhattak a külföldi szakirodalomban *anaglaciális, ill. kataglaciális erózióról és akkumulációról*.

A teraszkeletkezés mechanizmusának és időrendjének új felfogása

A geomorfológia újabb kutatásai megállapították, hogy az éghajlatváltozás során rövid idő alatt nagymértékű átalakulás következik be a felszínalakító folyamatok munkájában, és e *változások általában ugrásszerűen következnek be, a hosszú ideig tartó „nyugalmi” állapot után*. Tehát esetenként túlhaladottnak tekinthető az az évszázados elvi alap, amely szerint a mai folyamatok lassan de biztosan dolgozva hozzák létre pl. esetünkben a folyóteraszokat; vagyis a múlt megismerésének kulcsa a jelen megfigyelésében van. A magyarázathoz példaképpen a folyót véve, ez azt jelenti, hogy a folyóvízi felszínalakítás folyamata olyan nyitott rendszert képez, amelyben a folyó tevékenységét szabályzó különböző folyamatok és erők között fenntartott *egyensúly* miatt a folyó hosszabb időre — az ún. *küszöbelmélet* nevezéktanát használva — *kiegyenlített állapotban van, melyet ugrásszerű változás, gyors bevágódás vagy feltöltődés követ*.

Az egyensúly fogalmát a geomorfológiában régóta alkalmazzák. Korábban ezen valamiféle passzív stabilitást értettek. Később a *dinamikus egyensúly* fogalmának bevezetésével az ellentétes folyamatok erősségének olyan tér- és időbeli változását is (felismerték, amikor az erózió és az akkumuláció hosszabb távon geomorfológiai értelemben végül is kiegyensúlyozta egymás hatását. A folyóvíz munkájának ilyen dinamikus egyensúlyi állapotát a „középszakas-zjellegű” (KÁDÁR 1960), ill. az „egyensúlyban levő kanyargós medrek” (PÉCSI 1971) esetében írták le Magyarországon. E szerint a mederpusztítás és a feltöltés mértékének kiegyensúlyozását a kanyargó folyók egyfajta önszabályozó mechanizmussal érik el. A vízhozam (ezzel együtt a hordalékmozgató erő), ill. a hordalék mennyisége (KÁDÁRNÁL a munkavégző képesség és az elvégzendő munka) között időről-időre és kanyarulatról-kanyarulatra megbomló egyensúly a kanyarulat növekedével (az esés csökkenésével) vagy levágódásával (az esés, ill. a hordalékmozgató erő növelésével) áll helyre. A két ellentétes erőhatás változása során a kanyarulatok formálódása játssza az egyensúlyt biztosító szelep szerepét (PÉCSI 1971). Ehhez a dinamikus egyensúlyhoz hasonlítható az angolszász irodalomban használt „kiegyenlített állapot” fogalma, amely szintén nem passzivitásra, hanem éppen az *aktív folyamatok stabilitására* utal. A kiegyenlített állapot elve nem azt foglalja magában, hogy a folyamatok nem működnek, hanem éppen ellenkezőleg arra mutat rá, hogy a rendszer aktív erői a közöttük levő kapcsolat miatt egy bizonyos időszakban és egy bizonyos helyen egymás hatását kiegyenlítve egyensúlyba jutnak. Az erők ilyenkor pusztán a kiegyenlített állapot fönntartásához szükséges minimális energiát használják föl. Ilyen stabil felszínfejlődési állapot azonban szerintem nemcsak az erózió-akkumuláció kiegyenlítését jelentheti, hanem az ettől akármelyik irányban mutató tartós eltérés állapotában is fellép: a tartósan feltöltést, ill. medermélyítést végző folyókat is ez jellemzi.

A kiegyenlített állapotú rendszer megváltoztatásához viszont nem elegendő egy-egy faktor bármely csekély mértékű módosulása, mert csak *kritikus vagy határviszonyok* elérésekor/meghaladásakor változhat meg radikálisan az egész rendszer. Az éghajlati feltételeket és a vízgyűjtő geológiai-geomorfológiai karakterét alapvetően tükröző környezeti paraméterek mérlege tehát mintegy rákényszeríti a folyót arra, hogy a hatás–visszahatás bonyolult rendszerével önmaga szabályozza saját morfológiai jellemzőit; hogy befogadja és feldolgozza az érkező vízmennyiséget és a hordalékot. A folyóvízi morfológia egyes tanulmányai azt sugallják, hogy a folyóvízi felszínalakító tevékenységének ilyen szabályozását, az egyensúlyi állapotokat elválasztó *küszöbök* léte határozza meg (SCHUMM 1979; GREEN & MCGREGOR 1987). Amikor a megváltozó környezeti feltételek ebben a modellben elérnek ilyen küszöböket (pl., ha a kanyargó folyó vízhozama olyan erősen megnő, hogy ezt már nem képes az előbbieken bemutatott módon a kanyarulatfejlesztéssel kivédeni, és bevágódik medrébe) a folyóvízi rendszer gyorsan változva alkalmazkodik az új feltételekhez, és *a völgy morfológiája jelentősen átalakul*.

A klímaváltozás és a folyóvízi felszínalakítás folyamatai közötti szoros kapcsolat kutatásában az elméleti megfontolásokon túl a pleisztocén legvégére és a holocénra vonatkozó konkrét terepkutatási eredményekből (pl. VANDENBERGHE 1987; VANDENBERGHE et al. 1994; KOZARSKI 1991) a következő magyarázatot adhatjuk:

A klímamromlás a hőmérséklet gyors csökkenésével jár, ami az evapotranspiráció gyengülését és a csapadék mennyiségét állandónak feltételezve növekvő lefolyást eredményez. Az egyre mostohábbá váló feltételek ellenére az egy bizonyos ideig még kitartó növénytakaró védi a lejtők talaját és stabilizálja a folyópartokat is. Tehát a vízhozamnak a hordalékmennyiséghez viszonyított megnövekedett aránya rövid ideig a folyó *bevágódásához* vezet. Az idő múlásával az előző melegebb szakaszban kialakult növényzet a kedvezőtlennek vált körülmények között egyre jobban pusztul, és egyre kevésbé védi meg a talajokat, ezért egyre több hordalék jut a folyóba. A vízhozam–hordalék aránya ismét a hordalék javára tolódik el, a folyó vízjárása egyre szabálytalanabbá lesz, *lerakja* hordalékát, elágazóvá válik.

A klímajavulás következtében viszont a növénytakaró kifejlődése csak fokozatosan megy végbe. A meleg, nedves szakasz kezdetén ezért az evapotranspiráció még gyenge, ami azt jelenti, hogy a folyók vízhozama erősen megnövekedik. Az erdős növényzet felújulása viszonylag megkésíki a hőmérséklet növekedéséhez képest, de a füvesedés már elégséges a talajok megkötésére, a lejtők és a folyópartok bizonyos mértékű konszolidálására, tehát a törmelék folyóba jutásának gátlására. Egyrésről tehát a magas lefolyási érték, másrésről a folyók hordalékának csökkenése, valamint folyópartok stabilitása *bevágó*, majd a növényzet és az evapotranspiráció további erősödésével az egyensúly felé tartó vízhozam–hordalék arány következtében *oldalazó eróziót* eredményez.

A fentiekből levonható néhány általános következtetés:

1. Bevágódás minden klímaszakaszváltás elején lehetséges, de a hideg-szárazból a meleg-nedves szakaszba történő átmenet idején a folyamat hosszabb és erősebb.

2. A hosszabb időtartamú — néhány ezertől több tízezer évig tartó — klímaszakasz lassú völgyfeltöltéséhez viszonyítva a változaskor bekövetkező bevágódás viszonylag gyors, és nagyságrenddel rövidebb ideig terjedő időszakra korlátozódik. A fejlődés tehát nem egyenletes, mert a *felszínalakulásban sokkal nagyobb jelentősége van a változások rövid korának, mint a hosszú stabil időszakoknak*. A terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb eróziós szakasz (a bevágódás), ami a kiegyenlített állapot hosszú szakaszai közé ékelődő gyors éghajlati átmenet viszonylag rövid időszakára koncentrálódik.

A globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink

Mint a bevezetésben jeleztem, napjainkban felmerült annak igénye, hogy a folyóvízi folyamatokat és azok időrendjét a pleisztocén klímaváltozásoknak az *oxigénizotóp-szakaszokhoz*, sőt esetleg az azokon belüli kisebb periódusú sűrű ingadozásokhoz kellene igazítani, mégpedig a fentebb ismertetett mechanizmusváltozások szerint.

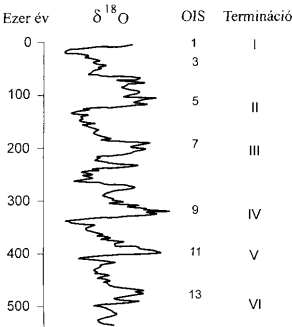
Kiindulási alapul a pleisztocén éghajlatingadozás BROECKER & VAN DONK (1970) által felismert mintegy százezer éves ciklusai szolgálhatnak. E ciklusokat „terminációknak” elnevezett, a felmelegedés következtében beálló gyors olvadás (deglaciáció) periódusai szakaszolják. A ciklus hosszabb-rövidebb meleg interglaciálissal kezdődik, amelyből fokozatos hűléssel — amit egyre gyengülő felmelegedések tarkítanak — jutunk el a ciklus végére a leghidegebb időszakig, ill. a tulajdonképpeni véget (az angol termination jelentése befejeződés, végződés, megszűnés, határ) a gyors felmelegedő időszak jelenti.

Általánosítva a ciklusok menetét, a teraszképződést a következő módon magyarázhatjuk. A ciklus elejétől kezdve hosszú évezredekken keresztül a kiegyenlített állapotból a fokozatos lehülés felé vezető kisebb klímaingadozások következtében általában — tendenciaszerűen — a feltöltődés felé tolódott a folyók mechanizmusa. Ez az ún. felkavicsolás hosszú, több tízezer évig tartó időszaka! A folyó a *kritikus vagy határviszonyokat a terminációk kezdetén éri el*, amikor a gyors és erős felmelegedés következtében a *küszöbértéket átlépő hatások számlájára írható a bevágó erózió*, amely viszonylag rövid idő alatt (csupán néhány ezer év) kivési a teraszt. Tehát ahogyan az előbb írtam, *a terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb bevágó eróziós szakasz, vagyis a teraszfelszín ármentessé válása, morfológiai képeznek kialakulása*. A továbbiakban a teraszképződés két momentuma — felkavicsolás, kivésés — közül geomorfológiai értelemben (a forma kialakulását tekintve) a másodikat, a folyó bevágódását tekintem a terasz korának.

A római számokkal jelölt terminációk (pl. T I, T II stb.) változó tulajdonságúak (3. ábra). Vannak közöttük erősebb és gyengébb, gyorsabb és lassúbb, hosszabb és rövidebb felmelegedést mutató szakaszok. Ezért morfológiai hatásuk — jelen esetben a folyók különböző mértékű mechanizmusváltozása, pontosabban a teraszok kivésését eredményező bevágó erózió — mértékében eltérések lehettek. Az eltérő mértékű változások következtében a bevágódás mértéke is jelentősen különbözhet. Terasznak nálunk csak az a folyóvízi ártéri szint számít, amelynek nagyobb a szintkülönbsége, mint az adott folyó szintingadozásának mértéke, vagyis ármentes. Mivel ennél kisebb mértékű bevágódás is lehetséges, az így létrejött szintek nem valódi teraszok (tekinthetjük ezt a megállapítást geomorfológiai hungarikumnak). Tudjuk, hogy ilyen szintek (I. „terasz”, alacsony és magas ártér) jöttek létre a holocén folyamán folyóink mentén, és biztosra vehetjük, hogy az idősebb teraszok esetén is képződhettek hasonló szintek, jóllehet a dolog természeténél fogva jelenlegi kutatási eszközeink

ma még nem alkalmasak bizonyításukra — pontosabban: a kormeghatározásaink időbeli felbontása nem teszi ezt lehetővé.

A globális pleisztocén kronosztratigráfia és a teraszok időrendjének összekapcsolására a fentiek alapján az a gondolat szolgál, hogy folyóteraszaink anyagának lerakódása, a felkavicsolás hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését pedig, a gyorsan melegező terminációk idején néhány ezer, esetleg tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. (A klímaváltozásokon alapuló általános menet természetesen befolyásolja egy-egy adott helyen a klímaritmusoktól eltérő, időben szabálytalan, helyi tektonika, de itt most ezzel nem kívánok foglalkozni. Az emelkedés-süllyedés szerepe a teraszképződésben egy konkrét folyó, konkrét helyén azonban ala-



3. ábra. Terminációk helyzete az oxigénizotóp-görbén (GISBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005)

Figure 3. Oxygen Isotope Terminations (GISBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005)

posan vizsgálendő és figyelembe veendő.) A teraszok klasszikus kormeghatározására alkalmazott paleontológiai módszerek a rendszer bizonyítására nem, vagy alig használhatók, egyrészt a leletek szórványos volta, a régi meghatározási módszerek elégtelensége, a nagymélységekre még kidolgozandó OIS-rendszer hiánya miatt, másrészt mivel őslénytani módszerrel csak az egyik momentum, vagyis a felkavicsolódás kora határozható meg. Szerencsére más módszerek, elsősorban a teraszokat fedő képződmények — futóhomok, löszkötegek, édesvízi mészkő- és tefrarétegek — újabb vizsgálati módszerei és ezek eredményei segítenek az eligazodásban. A következő fejezet kísérlet *e felszínalakító folyamatok és az oxigénizotóp-időrend összekapcsolására*, a magyarországi folyók kutatása során felgyülemlett adatok felhasználásával és értékelésével.

A terminációk és a Kárpát-medence folyóvízi teraszainak kapcsolata

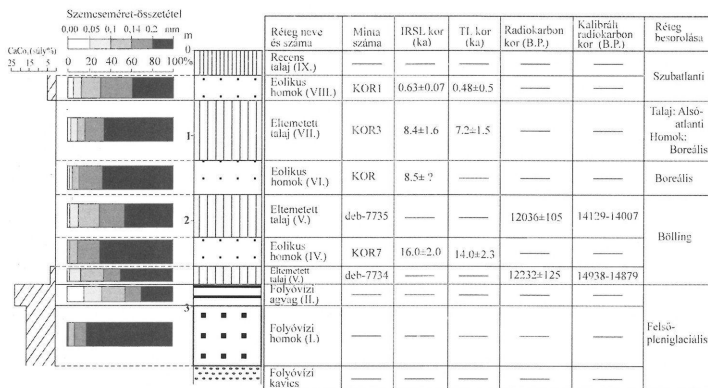
A következő részben a folyóteraszokat a geomorfológus-kvarterkutató gondolatmenetet követve a folyótól kiindulva térben felfelé és időben visszafelé tárgyalom¹. Minden terasztanulmány ezt a sorrendet-logikát követve a legfiatalabb, legalsó terasszal (pl. I.) kezd és a legfelső, legidősebb (pl. VII., ill. VIII.) terasszal zár. Amikor a harmincas éveken KÉZ felfedezte, hogy a CHOLNOKY-féle két terasznál több van a Duna mentén, és római számokat használt a jelölésükre, először a geológus hagyományt követve (I. primer, szekunder, terciar) a legidősebbel kezdte — az volt az I. terasz. De aztán rájött, hogy az egyre idősebb formák (és események) meghatározása és leírása visszafelé haladva egyre bizonytalanabb, sőt ráadásul a kutatások előrehaladtával éppen a völgyek felsőbb, régebben kialakult szintjében volt várható az újabb teraszok felismerése és bizonyítása; ekkor azonban egy új szint felfedezésével újra kellett volna számozni a teraszokat, ami hatalmas káoszhoz vezetett volna. Úgy is fogalmazhatnók, hogy a kutatások akkori helyzetében a teraszrendszer térben felülről, időben pedig visszafelé „nyitott” volt, ott várhatták az újdonságot (ma inkább, mit ez a tanulmány is mutatja, a belső finomítás, a teraszok részletesebb időbeli felbontása került előtérbe, s ennek jelzését a számozás változatlanul hagyása mellett betűindexekkel látjuk megoldhatónak). KÉZ és BULLA tehát fordított a rendszeren, és a legalsó, legfiatalabb teraszt egyessel, felfelé pedig az egyre öregebbeket növekvő római számmal jelölte. Ugyanez a helyzet az oxigénizotóp-rétegtanban is: a jelenkorból kiindulva visszafelé számozzák az egyes stádiumokat. Sőt, a később felfedezett terminációk számozása is ezt a logikát követi. A negyedidőszak kutatás nemzetközi publikációiban természetes az eseményeknek ebben a „fordított” időrendben történő tárgyalása is. A tanulmány célja éppen annak bemutatása (bizonyítása), hogy a teraszképződés folyamatai az izotóp-stádiumokhoz és a terminációkhoz kapcsolhatók, ezért ezt a — geológiában valóban szokatlan — időrendet követem az alábbiakban.

Az *I. termináció* a 2. oxigénizotóp-stádiumból az elsőbe történt átmenet, ami gyakorlatilag az utolsó hideg szakaszból — régi nevén würm III-ból, új nevén késő-pleniglaciálisból — pontosabban annak a ma utolsó glaciális maximumként (angol rövidítése LGM) emlegetett periódusából a holocénba vezető átmenet kb. 7000–8000 éves időszakát jelenti.

A legfiatalabb *pleisztocén* (II/a sz.) *folyóterasz ármentessé válásának* — folyóink erős bevágódásának — holocén voltára fő bizonyítékként korábban azt a tényt tekin-

tették, hogy a terasz felszínén sehol sincs lösztakaró, és a mai árvízszint feletti, helyenként különlegesen nagy magasságát a rátelepedő — holocénnek tartott — futóhomoknak köszönheti. Az akkor általánosan elfogadott nézet szerint ugyanis a holocénben már nem képződött lösz, a homokmozgást viszont boreálisnak tartották (PÉCSI 1959). A homokmozgások időpontjának meghatározásában azonban azóta jelentősen előreléptünk. Kezdetben a C¹⁴-es kormeghatározások (BORSY et al. 1982, 1985; LÓKI et al. 1994), majd a lumineszcens módszerek segítségével sikerült bizonyítani a defláció későglaciális szakaszait is (UJHÁZY 2002; GÁBRIS 2003).

A Szentendrei-sziget II/a teraszán levő kavicsbányában (Kisoroszi) végzett legújabb kutatásaink így más megvilágításba helyezik a II/a terasz képződésének időrendjét. A feltárásban a folyóvízi kavics és homok feletti két fosszilis talajszintben talált faszén darabok a radiometrikus kormeghatározás (deb-7735, ill. deb-7734) szerint $12\,036 \pm 105$ C¹⁴ B.P. (14 129 – 14 007 cal BP), illetve $12\,232 \pm 125$ C¹⁴ B.P. (14 938 – 14 879 cal BP) korúnak bizonyultak (4. ábra). A két talajszint közé egy vékony futóhomokréteg települt, ami világosan bizonyítja a felszín ármentes, száraz, deflációs jellegét — vagyis a Duna ezt megelőző bevágódását, a terasz kivésését. A homok kora termolumineszcens meghatározás szerint $14\,050 \pm 2300$ év, ami jól illeszkedik a radiokarbon méréssadatokhoz, mintegy megerősíti azt (UJHÁZY et al. 2003; GÁBRIS 2003). Az egész



4. ábra. A kisoroszi kavicsbánya szelvénye (UJHÁZY et al. 2003)

Figure 4. Generalized columnar section and results of investigation of the Kisoroszi gravel pit (UJHÁZY et al. 2003)

képződmény, vagyis a két talaj és a köztes futóhomokréteg a boelling interstadiálisban keletkezett. A helyzet értékelése az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében a következő. Az I-es termináció az utolsó glaciális maximumot (LGM) követő felmelegedéssel indult, amit Magyarországon Ságvár–Lascaux interstadiálisnak (SÜMEGI et al. 1998) nevezünk. A 19–17 ezer cal BP közötti igen rövid felmelegedés — melynek geomorfológiai hatása az Alföldön több helyen is kimutatható volt (GÁBRIS et al. 2002;

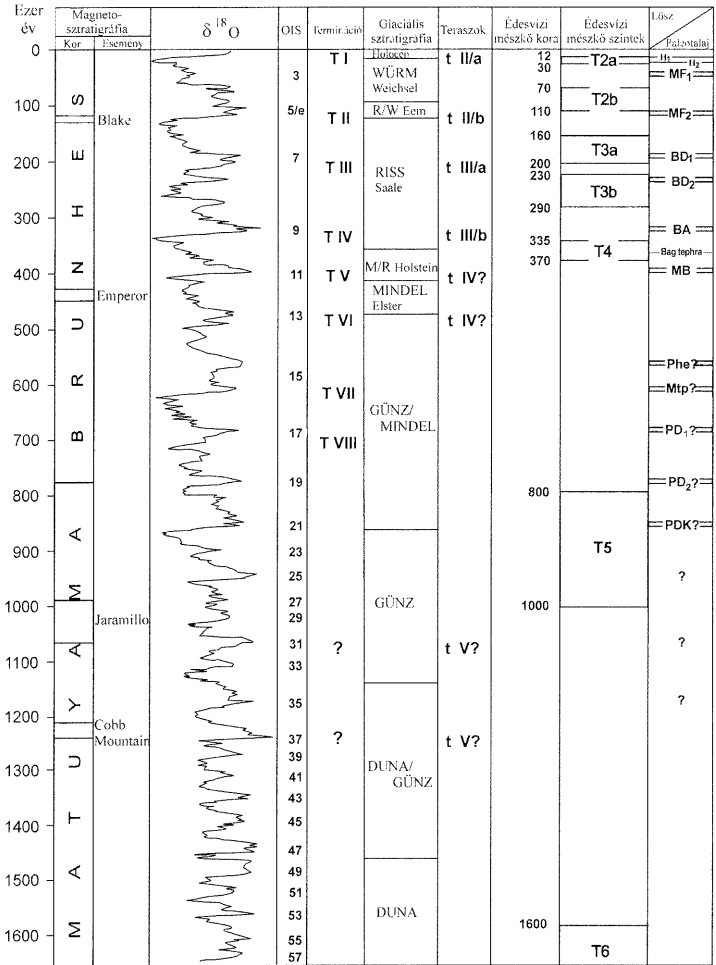
GÁBRIS & NAGY 2005) — valamint az ezt követő legidősebb driász korú lehülés, majd a boelling elejének újabb, még erősebb felmelegedése, mind-mind szerepet játszott abban, hogy a Duna kiegyenlített állapotából a küszöbértéket meghaladó változásokba átlendülve, bevágó eróziót végezzen, s kivésse a II/a teraszt.

A legfiatalabb ármentes szint tehát még a pleisztocén legvégén, vagyis a legutolsó, I-es termináció elején bekövetkezett erős bevágódás következtében vált valódi terasszá. A II/a terasztest folyóvízi eredetű anyagának lerakása viszont az ezt megelőző 2–3–4-es oxigénizotóp-stádiumok hosszú, több tízezer évig tartó szakaszában történhetett meg (5. ábra).

A II. termináció a 6. oxigénizotóp-szakaszból (a riss vége) az OIS 5e stádiumba, vagyis az utolsó interglaciálisba (a kb. 130–120 ezer évvel ezelőtti eem interstadiális átvezető gyors felmelegedés ideje, amely mintegy 8000 évig tarthatott (BROECKER & HENDERSON 1998). A gyors klímaváltozás következménye szintén bevágódás, ami a II/b terasz kivésését eredményezte. Ezt a szintet PÉCSI 1959-es munkájában riss végi, vagy würm eleji folyópárkánynak tartotta, paleontológiai bizonyítékok alapján ugyanis eldönthetetlennek bizonyult a felkavicsolódás ideje (a fauna csak a terasztest anyagának felhalmozódását jelzi). Ha azonban a teraszt befedő későbbi képződmények kora meghatározható, a bevágódás, tehát a terasz kifermálódásának a kettő közé eső időpontja pontosabban becsülhető. A legtöbb, független kor meghatározási mérésből származó koradat a II/b szintet fedő édesvízi mészkőrétegekből származik.

Számos szerző több tanulmányából a következő adatsort sikerült összegyűjteni. Óbudán a II/b-nek leírt szint feletti taravertinóból 70 ezer éves mérési adat ismert (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A tatai II/b teraszon fekvő édesvízi mészkő rétegsorának a középső része 70 ezer éves (PÉCSI & OSMOND 1973; PÉCSI 1973). Ugyanonnán, de alsóbb rétegből HENNIG et al. (1983) 101 ka \pm 10 és 98 ka \pm 8 évet mért. SCHWARCZ (1980) 120–105 ka \pm 6 és SCHWARCZ & SKOFLEK (1982) 99,4 ka adatai, az előzőekkel együtt mind a II. termináció utáni időpontok! Vértesszőlősnél azonban az édesvízi mészkő korábbi képződésére utaló mérési eredmények is születtek, bár ha a hibahatárt tekintjük, még HENNIG et al. (1983) 135 \pm 12 (123 ka \pm 25 ESR) adatai is jelezhetik még a II. terminációt követő időt. Tehát a hazai nevezéktanban II/b teraszként számoltartott szint képződésének korát, pontosabban a terasz kivésését, rögzíthetjük a II. terminációra. PÉCSI (1959) megengedő, bizonytalan kormegjelölésben a felkavicsolásra a riss legvége bizonyulhat a jó időpontnak.

A III. termináció a hideg 8. oxigénizotóp-szakaszból a meleg OIS 7. szakaszba átvezető gyors klímaváltozás ideje, ami kb. 220–190 ezer évvel ezelőtt zajlott le. Az átmenet görbéje nem hasonlít a többihez, kevésbé jellegzetes, melegebb szintről indul és elhúzódó. A tárgyalat modellünk szerint a III. terasz kialakulása lenne ehhez kapcsolható, de az ide sorolt, édesvízi mészkővel fedett teraszszintek radiometrikus meghatározással nyert koradatai két csoportra oszthatók. A Kiscelli-fennsík édesvízi mészkővének Th/U kora 175–190 ezer év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), a Tata-Tóváros III-as teraszán fekvő 2 m vastag travertinó kora pedig 190 ezer év (PÉCSI & OSMOND 1973). A budai Várhegy déli alacsony szintjén HENNIG munkacsoportja (1983) 160 \pm 30 ezer évet mért a mészkő korára. Más III-as teraszt fedő rétegek ennél kissé idősebbek: Vértesszőlősnél a III. terasz feletti édesvízi mészkő rétegek korára 219 \pm 40 ezer, valamint 202 \pm 80 ezer év (SCHWARCZ & LATHAM 1990) adódott.



5. ábra. A magyarországi folyóteraszok, édesvízi mészkőképződmények és paleotajok összekapcsolása az oxigénizotóp-görbével és a szárazföldi glaciális-interglaciális kronológiával (GÁBRIS 2006)

Figure 5. Correlation between the river terraces, travertine layers, palaeosols and the oxygen isotope stratigraphy (GÁBRIS 2006)

Az adatok értelmezéséhez abból kell kiindulni, hogy a II. terasz megkettőződésének bizonyítása után (l. előbb), az ötvenes évektől a riss klimatikusan kettős osztatából kiindulva a hazai folyók völgyében lázasan keresték a III. szint hasonló duplázódását. Az akkori kormeghatározási lehetőségek mellett — melyek gyakorlatilag kimerültek a paleontológiai módszerekben és az akkor még kevésbé fejlett löszkutató eredményeinek relatív rendszereiben — ez természetesen nem sikerülhetett. Később is csak egyetlen leírás esetében tekinthető a III/a terasz kimutatása elfogadhatónak (SCHWEITZER in PÉCSI et al. 1988). Jelen tanulmány elkészítésekor a folyóvízi teraszokat fedő édesvízi mészkövek különféle radiometrikus mérési módszerekkel nyert koradatainak összegyűjtése és együttes értékelése során azonban arra a következtetésre lehetett jutni, hogy a III. terminációhoz a fent jelzett helyeken kapcsolódik egy kimutatható szint kialakulása, aminek morfológiai megjelenését III/a teraszként értelmezhetjük.

A mintegy 330–315 ezer évvel ezelőtt végbement IV. termináció a meleg 9. oxigénizotóp-stádiumba vezető átmenet volt. Az előzőekhez hasonlóan elsősorban a Vértesszőlősi szelvényben található forrásmészkövek korának alapján lehet véleményt mondani az eseményekről. A 225 ± 35 ezer, >250 ezer (CHERDINTSEV & KAZACHEVSKI 1990), ill. 248 ± 67 ezer év (HENNIG et al. 1983) adatsor azt mutatja, hogy ezek a mészkövek a IV. termináció után, de a III. előtt rakódtak le az Által-ér folyóvízi üledékeiből álló párkányra. Dunaalmáson a régebben (gondolattmentüinkből adódóan tévesen) II/b-nek leírt szintet betakaró édesvízi mészkő korára 291 ± 82 ezer év (HENNIG et al. 1983) adódott. Ebből következtethetően IV. termináció idejére is tehető egy szint kialakulása, ezt III/b terasznak nevezhetjük.

A 11. izotópszakaszba 410–390 ezer évvel ezelőtt átvezető V termináció hőmérsékleti görbéje különös módon szinte megegyezik az első termináció lefutásával. Még a fiatalabb driáznak megfelelő hőmérsékletesítés is benne van a görbében (SPAJNI et al. 2005). Ismét az édesvízi mészkövekhez fordulva a következő adatsort kapcsolható ehhez az átmenethez: Vértesszőlős 350 ezer Th/U, 333 ezer ESR (HENNIG et al. 1983), >350 ezer (SCHWARCZ & LATHAM 1990), ill. 370 ezer év (CHERDINTSEV & KAZACHEVSKI 1990). Ezek a korok azt látszanak alátámasztani, hogy az V. termináció idején a fentiek szerint végbement folyóvízi bevágódás a IV. számú terasz kialakulási ideje lehetett. A fenti korokkal jellemezhető édesvízi mészkövek erre a szintre rakódtak le.

Az eddigi kutatási eredmények alapján azonban egyes teraszok általánosan elfogadott korbeosztását módosítani szükséges. Elsősorban a Vértesszőlősi szinteket emlitem példaképpen. A fenti első két adat ugyanis a PÉCSI (1990) szerinti V. teraszról származik. A koradatok rávilágítanak, hogy e beosztáson változtatni kell. Megjegyzendő, hogy más helyeken is hasonló átsorolásokat kellene végezni. Az előbb említett duanalmási II/b-n kívül még egy példa csupán: a basaharci II/b terasz a benne talált BD és BA fosszilis talajok, valamint bagi tefra alapján legalább a III. (pontosabban III/b) de esetleg a IV. terasszal azonosítható (5. ábra).

A sokkal részletesebben, több kutatócsoport által igen sokoldalúan vizsgált budai Várhegyet fedő édesvízi rétegek tanulmányozásának eredményei azonban a IV. terasz korát új megvilágításba helyezik. Az édesvízi mészkő alatt meleg száraz klímán, fűves környezetben lerakódott folyóvízi üledék van, de a kavics- és homokrétegek nem dunai eredetűek, hanem az Ördög-árok és egyéb budai-hegységbeli patakokból származnak. Ettől függetlenül az üledékek a néhány száz méterre folyó

Duna szintjéhez igazodnak és valószínűleg a IV. teraszt jelölik (SCHWEITZER in KROLOPP et al. 1976). E rétegek kora a fauna alapján a 14. vagy 12. izotópszakasz lehet (KORDOS 2004/05). A teraszt fedő kezdeti rétegek meleg (50–60 °C) karsztforrásokból rakódtak le, majd az éghajlat hűlése nyomán a mészkőképződés megszűnt. Ekkor a travertínó tetején karsztosodás és talajképződés zajlott le. Ennek kora a 11. oxigénizotóp-stádium lehet (KORDOS 2004/05), amely stabil hőmérsékleti viszonyokkal, meglehetősen egyenletes CO₂-tartalommal, mintegy 30 000 évig tarthatott. Majd felújult az édesvízi mészkő képződése (30–50 °C), melynek Th/U kora 358±60 ezer év (HENNIG et al. 1983). A hideg, száraz klímán a források ismételt és végleges elapadása következett be, majd löszképződés játszódott le, ami legfeljebb az OIS 10-hez, vagy inkább valamelyik későbbi hideg szakaszhoz kapcsolódhat. A fentiek szerint amennyiben a teraszkvacsban levő fauna a 14. OIS-ből származik, a budavári IV. terasz kivésése már az OIS 14–13 átmenetében, vagyis a VI. termináció idején megtörténhetett, és erre települt rá több rétegben a forrásmészkő; a felszíni karsztosodás és talajképződés pedig a mindel–riss interglaciállal (Holstein) azonosítható meleg OIS 11 végére időzíthető. KÖRPÁS et al. (2004) magnetosztatográfián alapuló korbecslései (a folyamat 1,07 millió évvel ezelőtt kezdődött és 493 ezer évvel ezelőtt zárult; a paleotalaj kora 720 000 év) semmilyen más tanulmány számadataival nem egyeznek, ezért ezeket nem építhetem be a gondolatmenetbe. Megjegyzendő, hogy ha a rétegsorban kimért mágneses fordulatot nem a Brunhes–Matuyama, hanem a Brunhesen belül egy mágneses esemény határáként interpretáljuk (pl. Emperor 446–449 ezer év), a tanulmány eredményei beilleszthetők a fenti rendszerbe.

Visszatérve a 13. izotópstádiumba vezető VI. termináció (kb. 495 000–480 000 év) tulajdonságaira, megállapítható, hogy ez mutatja a glaciális és interglaciális szakasz közötti legkisebb hőmérsékleti különbséget (DELMOTTE et al. 2004). Az elhúzódo átmenet során két, viszonylag gyengébb felmelegedési ritmust mutattak ki. A fentieket átgondolva jelenlegi ismereteink szerint nehezen eldönthető, hogy a IV. terasz kivésése vajon az V. vagy a VI. terminációhoz kapcsolható-e. *Felmerülhet az a gondolat is, hogy az adatokat a IV. terasz megkettőződéseként értékeljük.*

A VII. termináció (átmenet az OIS 15-be) igen gyors volt, és mintegy 5000 év alatt zajlott le 628–623 ezer között (SIEGENTHALER et al. 2005). DELMOTTE et al. (2004) kutatási eredményei szerint ez a váltás nemcsak rövidebb, de kisebb hőmérsékletváltozással járt, mint a III. kivételével bármelyik fiatalabb átmenet. Morfológiai hatásai ezért gyöngébbnek tetelezhetők fel. Az OIS 17-be vezető VIII. terminációról (kb. 720–700 ka idején) ma még elég keveset tudunk. Az azonban jelenlegi ismereteink alapján is biztosnak tűnik, hogy folyóink eggyel magasabb-idősebb terasza, az V. terasz kialakulása ezen események (VII.–VIII. termináció) előtt mehetett végbe. Adataink azonban nem elegendőek pontosabb kor kijelöléséhez.

Következtetések

A tanulmány a korábbi és a legfrissebb hazai kutatási eredményeket áttekintve és értékelve kapcsolatokat kísérel meg kijelölni az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó klimatikus alapokból következő környezeti – földrajzi mozgatórugók

és a felszínalakító folyamatok eseményei (pl. a lösz–paleotalaj-sorozatok, folyóteraszok, édesvízi mészkövek kialakulása) valamint azok konkrét időrendje között. Ebben az az általános cél vezette a szerzőt, hogy az oxigénizotóp-szakaszokhoz (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítsa a pleisztocén hazánkban felismert, és klimatikusan szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket.

A különböző fizikai alapú független módszereknek — mint a változatos radiometrikus kormeghatározások, a magnetosztratigráfia, a lumineszcens kormeghatározás különféle változatai, a közbetelepült rétegek (pl. az édesvízi mészkövek ill. tefrarétegek) vizsgálata, az aminosav sztratigráfia, a mágneses szuszceptibilitás görbe meghatározása a rétegsorban stb. — magyarországi feltárásokban nyert és a tanulmányban részletezett eredményei elvezettek az oxigénizotóp-stádiumoknak a hazai löszfeltárások általánosított szelvényében szereplő fosszilis talajokkal történő 2. ábrán bemutatott összekapcsolásához. Továbbá követhető itt ennek az alpi és az északnyugat-európai glaciális és kronosztratigráfiai egységekhez, valamint a paleomágneses eseményekhez való viszonya is.

A tanulmány második részében a globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink időrendjének összekapcsolására az az új gondolat szolgált, hogy a teraszok anyagának lerakódása, a felkavicsolás hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését, viszont a gyorsan melegező terminációk idején néhány ezer, esetleg egy-két tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. A teraszképződés újfajta magyarázatául szolgáló küszöbelméletnek a kulcsa ugyanis a folyóvízi folyamatoknak a klíma gyors és erős változása (termináció) alatt, — és nem utána a megváltozott klíma során — beálló átalakulásban rejlik. A teraszok e rendszerben történő kialakulásának bizonyítását a szerző hazai terasz kutatások több évtizede alatt leírt és a szakirodalomból idézett adatok, elsősorban a teraszokat fedő képződmények, valamint néhány újabb kutatás eredményei alapján kísérte meg. Az 5. ábra ebbe az új rendszerbe foglaltan szemlélteti a pleisztocén klímaváltozásokat tükröző oxigénizotóp-görbe összekapcsolását a negyedidőszaki felszínalakulás éghajlat indukálta különféle eseményeivel (a folyóteraszokkal, az azokat fedő édesvízi mészkövek, lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésével) és azok korával. Így a II/a terasz az I. termináció, a II/b pedig a II. termináció során végbement bevágódás során alakult ki. A korábban III. és a IV. terasznak leírt szinteket fedő üledékek kora pedig azt jelzi, hogy — legalábbis a tanulmányban elemzett, független kormeghatározási módszerrel datált néhány szint esetében — a II-es teraszhoz hasonlóan ezek is megkettőződtek, mivel kiformálódásuk a III., IV., V., VI. terminációkhoz kapcsolható. Az idősebb V. és VI. terasz korának e rendszerben történő kijelöléséhez jelenlegi adataink még nem elegendők.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány elkészítését nagyban elősegítette az OTKA T 047176. számú pályázatából kapott támogatás.

Irodalom — References

- DE ABBREU, C., ABRANTES, F. F., SHACKLETON, N. J., TZEDAKIS, P. C., MCMANUS, J. F., OPPO, D. W. & HALL, M. A. 2005: Ocean climate variability in the eastern North Atlantic during interglacial marine isotope stage 11: A partial analogue to the Holocene? — *Paleoceanography* **20**, PA3009, doi:10.1029/2004PA001091.
- BALOGH J. 1997: The Blake paleomagnetic event in the Basaharc Double paleosol complex of loess profiles Paks, Mende and Basaharc, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband **110**, 85–93.
- BARISS M. 1954: Az eljegesedések okai és a Milankovics-Bacsák elmélet (Második rész). — *Földrajzi Közlemények* **78/2**, 11–46.
- BORSY Z., CSONGOR É., LÓKI J. & SZABÓ I. 1985: Újabb koradatok a bodrogi futóhomok mozgásainak idejéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **22**, 5–16.
- BORSY Z., CSONGOR É., SÁRKÁNY S. & SZABÓ I. 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. — *Acta Geographica Debrecina* **20**, 5–33.
- BORSY, Z., FÉLSZERFALVY, J. & SZABÓ, P. 1979: Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende (Hungary). — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **22**, 451–459.
- BROECKER, W. S. & VAN DONK, J. 1970: Insolation changes, ice volumes and the O¹⁸ record in deep-sea cores. — *Rev. Geophys. Space Phys.* **8**, 169–198.
- BROECKER, W. S. & HENDERSON, G. M. 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. — *Paleoceanography* **13**, 352–364.
- BULLA B. 1934: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. — *Földrajzi Közlemények* **62**, 136–149.
- BULLA B. 1937: Der Pleisztözäne Löß im Karpathenbecken. I.–II. — *Földtani Közlöny* **67**, 196–216. és 289–309.
- BULLA, B. 1938: Der Pleisztözäne Löß im Karpathenbecken. III. — *Földtani Közlöny* **68**, 33–58.
- BULLA B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén terrasza. — *Földtani Közlöny* **69**, 199–230.
- BULLA B. 1954: Általános természeti földrajz II. — *Tankönyvkiadó*, Budapest, 549 p.
- BULLA B. 1956: Folyóteraszproblémák. — *Földrajzi Közlemények* **4** (81), 121–141.
- BUTRYM, J. & MARUSZCZAK, H. 1984: Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. — In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosol. Budapest, *Geogr. Research Inst.*, 195–199.
- CANDE, S. C. & KENT, D. V. 1992: A new geomagnetic polarity time scale for Cretaceous and Cenozoic. — *Journal of Geophysical Research* **97**, (B10), 13917–13951.
- CHERDINTSEV, V. V. & KAZACHEVSKI, I. V. 1990: Absolute date of the travertine samples. — In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. (eds): Vértesszőlős - man, site and culture. *Akadémiai Kiadó*, Bp., p. 447.
- CHOLNOKY J. 1923: Általános földrajz III. — *Danubia kiadása*, Pécs, 251 p.
- CHOLNOKY J. 1925: A folyóvízgyekekről. — *MTA Math. és Term. Tud. Ért.* **36**, 101–108.
- CODARCEA, V. 1977: A paksi és mohácsi löszszelvények fő nehézásványainak százalékos megoszlása. — *Földrajzi Közlemények* **25** (101), 138–143.
- DELMOTTE, M., CHAPPELLAZ, J., BROOK, E., YIOU, P., BARNOLA, J. M., GOUJON, C., RAYNAUD, D. & LIPENKOV, V. I. 2004: Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature. — *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **109** (D12): Art. No. D12104 JUN 24
- EPICA Community Members 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. — *Nature* **429**, 623–628.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48**, 291–312.
- GÁBRIS Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **121**, (45), 3–16.
- GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127** (51), 1–14.
- GÁBRIS Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. — *Földrajzi Közlemények* **130** (54), 123–133.
- GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & UJHÁZY, K. 2000: Environmental changes during the Last-, Late- and Postglacial in Hungary. — In: KERTÉSZ, Á. & SCHWEITZER, F. (eds): Physico-geographical Research in Hungary, Studies in Geography in Hungary 32. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 47–61.
- GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & UJHÁZY, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* **3**, 9–22.

- GÁBRIS, Gy. & NAGY, B. 2005: Climate and tectonic controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). — In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKS, M. (eds): Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **251**, 61–67.
- GHEYH, M. A. & MULLER, H. 2005: Numerical Th-230/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. — *Quaternary Science Reviews* **24/16–17**, 1861–1872.
- GIBBARD, P. & VAN KOLFSCHOTEN, T. 2005: The Pleistocene and Holocene Epochs. — In: GRADSTEIN, F. H., OGG, J. G. & SMITH, A. G.: A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge Univ. Press*, 441–452.
- GREEN, C. P. & MCGREGOR, D. F. M. 1987: River terraces: A stratigraphical record of environmental change. — In: GARDINER V. (ed.): Proceedings of the First International Geomorphology Conf. 1986. Part I. J. Wiley & Sons Ltd, 977–987.
- HAHN Gy. 1969: Több mint 100 éves a magyar löszkutatás. — *Földtani Kutatás* **12**, 29–48.
- HAHN, Gy. 1985: Problems of granulometry of loess. — In: PÉCSI, M. (ed.): Loess and Quaternary. Chinese and Hungarian Case Studies. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 105–111.
- HAHN Gy. 1989: A magyarországi löszök kronosztratógráfiája és gyakorlati hasznosításuk. Akadémiai doktori értekezés. — *Kézirat*, MTA FKI.
- HENNIG, G. J., GRÜN, R., PÉCSI, M. & BRUNACKER, K. 1983: Th-230/U-234 — sowie ESR-Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, 9–19.
- HEVESI A. 1976: Kászonyújfalvi Szabó János (1767–1858) pályája és földrajzi munkássága. — *Földrajzi Értesítő* **25**, 417–430.
- HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. — *Quaternary International* **76/77**, 157–163.
- HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2003: A mágneses szuszceptibilitás módszerének alkalmazása lösz-paleotalaj sorozatok vizsgálatában. — *Földrajzi Közlemények* **127 (60)**, 15–22.
- HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2004: Néhány magyarországi löszfeltárás szuszceptibilitás szelvényének értelmezése. — A 2. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, Szeged CD-ROM kiadás.
- HORVÁTH E., GÁBRIS Gy. & JUVIGNÉ, E. 1992: Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra. — *Földtani Közöny* **122**, 233–249.
- HORVÁTH E., NOVOTHY Á. & FRECHEN, M. 2006: Bulla löszsztratógráfiája a legújabb abszolút kormeghatározások tükrében. — *Földrajzi Közlemények* **130 (55)**, in press.
- JAHN, A. 1956: The action of rivers during the Glacial epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits. — *Przegląd Geogr.* **28**, Suppl. Band, 101–104.
- KÁDÁR L. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. — *Földrajzi Értesítő* **9**, 309–329.
- KÉZ A. 1934: A Duna győr–budapesti szakaszának kialakulásáról. — *Földrajzi Közlemények* **62**, 175–193.
- KÉZ A. 1942: Az erózióról és a teraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **70**, 1–32.
- KIS É. 2001: Negyedidőszaki (lösz- és löszszerű) üledékek vizsgálata a Kárpát-medencében. — *Földrajzi Értesítő* **50**, 85–100.
- KORDOS, L. 2004/05: Stratigraphy of the Middle Pleistocene „Buda Culture” of the Castle Hill, Budapest (Hungary). — *Praehistoria* **4–5**, 9–32.
- KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP E., STUBEN, D. & BERNER, Zs. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and paleokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közöny* **134**, 541–562.
- KOZARSKI, S. 1991: Warhta — a case study of a lowland river. — In: STARKEL, L., GREGORY, K. & THORNES, J. (eds): Temperate Palaeohydrology. J. Wiley and Sons Ltd, London, 189–215.
- KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — *MÁFI Évkönyve* **43**, 365–400.
- KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. 1964: Andezittuffit vezetősínt a magyarországi felsőpleisztocén (Rissi) löszszelvényekből. — *Földtani Közöny* **94**, 257–265.
- KROLOPP E. 1977: A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai. — *Földrajzi Közlemények* **25 (101)**, 230–232.
- KROLOPP E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian pleistocene formations according to their mollusc fauna. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **26**, 62–82.
- KROLOPP E., SCHWEITZER, F., SCHEUER, Gy., DÉNES, Gy., KORDOS, L., SKOFLEK, I. & JÁNOSSY, D. 1976: Quaternary Formation of the Castle Hill in Buda. — *Földtani Közöny* **106**, 193–228.
- KUKLA, G. 1970: Correlation between loesses and deep-sea sediments. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* **92**, 148–180.

- KUKLA, G. 1977: Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. — *Earth-Science Reviews* **13**, 307–377.
- LÓKI, J., HERTELENDI, E. & BORSY, Z. 1994: New dating of blown sand movement in the Nyírség. — *Acta Geogr. Debrecina* **32**, 67–76.
- LU, Y. 1991: TL datierung die Loessprofile von Basaharc, Mende und Paks in Ungarn. — *Manuscript MTA FKI*
- MAROSI S. 1955: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. — *Földrajzi Értesítő* **4**, 279–300.
- MÁRTON, P. 1979a: Paleomagnetism of the Mende brickyard exposure. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **22**, 403–407.
- MÁRTON, P. 1979b: Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **22**, 445–449.
- MILANKOVITSCH, M. 1930: Matematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (Hrsg.): *Handbuch der Klimatologie* I. Borntraeger, Berlin, 1–176.
- NOVOTHNY Á. 2002: Az albertirsai löszfeltárás lumineszcens kormeghatározása. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 151–160.
- NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary — improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. — *Quaternary International* **95–96**, 155–163.
- OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1995: Aminostratigraphic evaluation of conflicting age estimates for the “Young Loess” of Hungary. — *Quaternary Research* **44**, 160–170.
- OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 2001: Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: examples from North America, Europe and China. — *Earth-Science Reviews* **54**, 173–192.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.
- PÉCSI M. 1967: A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. — *Földrajzi Értesítő* **16**, 1–9.
- PÉCSI M. 1971: Geomorfológia (mérnökök számára). — Tankönyvkiadó, Budapest, 243 p.
- PÉCSI M. 1973: A vértesszőlői ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. — *Földrajzi Közlemények* **98 (21)**, 115–119.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratgráfiai tagolása. — *Földrajzi Közlemények* **99 (23)**, 217–230.
- PÉCSI, M. 1982: The most typical loess profiles in Hungary. — In: Pécsi, M. (ed.): *Quaternary Studies in Hungary*. Geogr. Research Institute, Budapest, 325 p.
- PÉCSI, M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. — In: Pécsi, M. (ed.): *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–49.
- PÉCSI, M. 1990: Geomorphological position and absolute age of the Vértesszőlős lower paleolithic site. — In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. (eds): *Vértesszőlős - site, man and culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 27–41.
- PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutató. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 375 p.
- PÉCSI M., GEREI L., SCHWEITZER F., SCHEUER GY. & MÁRTON P. 1988: Ciklikus éghajlatváltozás és rosszbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. — *Iđójárás* **92**, 75–86.
- PÉCSI, M., HELLER, E., SCHWEITZER, F., BALOGH, J., BALOGH, M. & HAVAS, J. 1995: A new loess-paleosol sequence of Paks in Hungary. — *Loess inForm* **3**, Geographical Research Institute, Budapest, 63–79.
- PÉCSI, M. & OSMOND, J. K. 1973: Geomorphological position and absolute age of the settlement of Vértesszőlős and Lower Paleolithic man in Hungary. — *9th Congress of INQUA*.
- PÉCSI M. & PEVZNER, M. A. 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. — *Földrajzi Közlemények* **98 (22)**, 215–224.
- PÉCSI, M., SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1988: Neogen and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. — In: Pécsi, M. & STARKEL, L. (eds): *Paleogeography of Carpathian Regions*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 11–41.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1985: On the mineralogical and pedological properties of the younger loess in Hungary. — In: Pécsi, M. (ed.): *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 93–104.

- PÉCSI-DONÁTH, É. 1987: Mineralogical and granulometric analysis of the „old loess sequences” of Hungary. — In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. (eds): Loess and periglacial phenomena. *Akadémiai kiadó*, Budapest, 43–50.
- POUCLÉ, A., HORVÁTH, E., GÁBRIS, GY. & JUVIGNÉ, J. 1999: The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. — *Bulletin of Volcanology* **60**, 265–272.
- SARNTHEIN, M. 1986: The Holstein interglaciation — Time-stratigraphic position and correlation to Stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments. — *Quaternary Research* **26**, p. 283.
- SCHUEYER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 120 p.
- SCHUMM, S. A. 1979: Geomorphic thresholds — concept and its applications. — *Transactions of the Institute of British Geographers* **4**, 485–515.
- SCHWARCZ, H. P. 1980: Absolute age determination of archaeological sites by uranium-series of travertines. — *Archaeometry* **22**, 3–24.
- SCHWARCZ, H. P. & LATHAM, A. G. 1990: Absolute age determination of travertines from Vértesszőlős. — In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. (eds): Vértesszőlős – man, site and culture. *Akadémiai Kiadó*, Bp, 549–552.
- SCHWARCZ, H. P. & SKOFLEK, I. 1982: New data from the Tata, Hungary archeological site. — *Nature*, 590–591.
- SIEGENTHALER, U., STOCKER, T., MONNIN, E., LÜTHI, D., SCHWANDER, J., STAUFFER, B., RAYNAUD, D., BARNOLA, J.-M., FISCHER, H., MASSON-DELMOTTE, V. & JOUZEL, J. 2005: Stable carbon cycle–climate relationship during the Late Pleistocene. — *Science* **310**, 1313–1317.
- SINGHVI, A. K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R. K. 1989: Thermoluminescence dating of Loess–Paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe): a suggestion for a revised chronology. — *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **73**, 307–317.
- SPAHNI, R., CHAPPELLAZ, J., STOCKER, T. F., LOULERGUE, L., HAUSAMMANN, G., KAWAMURA, K., FLÜCKIGER, J., SCHWANDER, J., RAYNAUD, D., MASSON-DELMOTTE, V. & JOUZEL, J. 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the Late Pleistocene from the Antarctic ice cores. — *Science* **310**, 1317–1321.
- STARKEK, L. 1983: Progress of research in the IGC Project No. 158, Subproject A. Fluvial environment. — *Quaternary Studies in Poland* **4**, 9–18.
- SÜMEGI, P. 2005: Loess and Upper paleolithic environment in Hungary. — *Aurea Kiadó*, Nagykovácsi, 312 p.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E. & HERTELENDI, E. 1998: Palaeoecological reconstruction of the Ságvár-Lascaux Interstadial. — *Acta Geogr. Debrecina* **34**, 165–180.
- SZÉKELY A. 1971: A folyóvizek munkaképességének megismerése, különös tekintettel a Budapesti Egyetem professzorainak munkásságára egy évszázad alatt. — *Földrajzi Közlemények* **19 (96)**, 248–290.
- SZILÁRD J. 1983: Dunántúli és Duna-Tisza közti löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása. — *Földrajzi Értesítő* **32**, 109–166.
- TRÉVISIAN, K. 1949: Genèse de terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. — *Compte Rendu du Congr. Intern. Géogr.*, Lisbon, vol 2.
- UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közöny* **132/különszám**, 175–183.
- UJHÁZY, K., GÁBRIS, GY. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.
- VANDENBERGHE, J. 1987: Changing fluvial processes in small lowland valleys at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial. — *First Internat. Geomorph. Congr. Manchester, Proceedings*, J. Willey & Sons, 731–744.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S. 1994: Climate-related river activity at the Weichselian–Holocene transition: a comparative study of the Wartha and Maas rivers. — *Terra Nova* **6**, 476–485.
- WINTLE, A. G. & PACKMAN, S. C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — *Quaternary Science Reviews* **7**, 315–320.
- ZHISHENG, A., TUNGHSENG, L., YANCHOU, L., PORTER, S. C., KUKLA, G., XIHAO, W. & YINGMING, H. 1990: The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. — *Quaternary International* **7–8**, 91–95.
- ZOLLER, L., OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1994: Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. — *Quaternary Sciences Reviews* **13**, 465–472.

ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess — recent developments. — *Quaternary International* 7–8, 119–128.

Kézirat beérkezett: 2007. 02. 13.

¹ A főszerkesztő megjegyzése (végjegyzetként)

A hosszú című tanulmány jó áttekintését adja a kvarter rétegtani tagolás eredményeinek és gondjainak. Nem mehetünk el ugyanakkor szó nélkül két momentum mellett. 1. A geológus gondolkodásmódtól idegen, hogy a fejlődéstörténetet a Földtani Közlönyben közreadott cikkek ne az idő folyásának megfelelően közöljék, hanem szakaszonként előrehaladva, majd mindig egy szakasszal korábbi szintre ugorva ismét előre. Az önmagában nem lehet érv a bakugrásokra, hogy megismeréstörténeti okokból a szintek számozása felülről lefelé történik. 2. A rétegtanban az MTA Helyesírási Bizottságával egyeztetett módon nagy kezdőbetűvel írunk a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Osztályozási Albizottsága által több éves vitát követően elfogadott terminológián alapuló minden hivatalos litosztratigráfiai egységnevet. A kvarter területén alkalmazott nevek többsége ezeknek a szabályoknak nem felel meg ugyan, a jelen tanulmányban ezúttal még meghagytuk a nagykezdőbetűs írásmódot annak ellenére, hogy ezeket köznévként, vagyis kisbetűvel kellene írni. Ezúttal csak idézőjellel jelezzük, hogy ezek nem litosztratigráfiai terminusok. Ezúton kérjük a kedves kollégákat, hogy a folyóirathoz benyújtandó tanulmányaik készítése során szíveskedjenek a fenti szempontokat érvényesíteni, mert nem kívánunk e tekintetben további vitába bonyolódni, ugyanakkor szívesen fogadjuk mindazon tanulmányokat, amelyekben érvényesülnek a jelzett kívánalmak.