A SÜTTŐI LÖSZ-PALEOTALAJ SOROZAT KOMPLEX VIZSGÁLATA

HORVÁTH ERZSÉBET-NOVOTHNY ÁGNES-BARTA GABRIELLA

COMPLEX INVESTIGATION OF THE SÜTTŐ LOESS-PALEOSOL SEQUENCE

Abstract

The Süttő loess-paleosol sequence is the most investigated Late Pleistocene sequence in Hungary. The sediment succession is deposited next to the right bank of the river Danube and covers the travertine of the Hegyháti Quarry in 20 meter thickness. Various investigations and methods were applied on the sequence in order to get chronological and paleoenvironmental informations. Detailed infrared stimulated luminescence (IRSL) dating, high-resolution grain size and magnetic susceptibility analyses were carried out. The MIS5e paleosol is identified by different independent methods in an infilling of a paleovalley. The high resolution results of the stable isotope composition of secondary carbonates provided a quasi-continuous record for the penultimate and ultimate glacial cycles (MIS6-2) and helped to get finer paleoenvironmental signals. Grain-size distribution and magnetic susceptibility data showed similarities with the other European loess-paleosol sequences, as well as the marine oxygen isotope stages. The Süttő sequence is of great importance, because of its intermediate character between the more arid areas of the Southern Carpathian Basin and the moister Western European part of the loess belt.

Keywords: Quaternary, Loess stratigraphy, paleoenvironmental changes

Bevezetés

A magyarországi löszkutatás története a XIX. század végéig nyúlik vissza, de csak a XX. század közepétől vannak mérési adataink a löszök képződési koráról, holott enélkül a felismert jelenségek értelmezése is nehézségekbe ütközik.

A löszkeletkezési elméletek elterjedésével párhuzamosan korábban a rétegsorok tagolását a fosszilis talajszintek alapján végezték (relatív kronológiát alakítottak ki), többnyire az erdőtalajokat az interglaciálisokkal, a mezőségi típusú talajokat pedig a rövidebb és kevésbé meleg, csapadékos interstadiálisokkal párhuzamosították, míg a löszöket a hidegebb szakaszok periglaciális klímájához kapcsolták (BULLA B. 1938, PÉCSI M. 1965, 1993). PÉCSI M. (1965) a nagy vastagságú (40 m) rétegsorokat talajtani, kőzettani vizsgálatok és elméleti megfontolások alapján 2 nagy egységre bontotta: a Fiatal és az Idős löszök összletére. Közöttük a Mende Bázis (MB) paleotalaj komplexum jelentette a határt, amelynek felső része (MB1) mezőségi jellegű, az alsó (MB2) barna erdőtalaj jellegű. Az utóbbiról PÉCSI M. (1965) azt feltételezte, hogy az utolsó interglaciális során, mintegy 125 ezer évvel ezelőtt képződött. A kezdeti ún. abszolút kormeghatározások (radiokarbon és lumineszcens vizsgálatok) alátámasztották ezt az elképzelést (PÉCSI M. 1993), azonban az eredményeket különféle hibák terhelték, és a későbbiek nem igazolták (WINTLE, A.G. – PACKMAN, S.C. 1988, ZÖLLER, L.-WAGNER, G. A. 1990, FRECHEN, M. et al. 1997, HORVÁTH, E. 2001, NOVOTHNY, Á. et al. 2002). A mostanra kikristályosodott, és több, egymástól független módszerrel is megtámogatott elképzelés szerint az utolsó előtti glaciálist (riss) magában foglaló 6. oxigénizotóp stádium (MIS6) a Mende Felső talajkomplexum alsó tagja (MF2) alatt, a MIS3 az MF1 felett található. Arra a kérdésre azonban még a legújabb vizsgálatokkal sem sikerült egyértelmű választ adni, hogy az utolsó interglaciálist jelentő MIS5e

párhuzamosítható-e a MF2 fosszilis talajjal. A bizonytalanság oka az, hogy a klasszikus magyarországi feltárások lumineszcens eredményei alapján a MIS6 és a MIS4 (130-70 ka) között mintegy 50-60 ka időhiánnyal kell számolni (FRECHEN, M. et al. 1997). Az albertirsai löszfeltárás lumineszcens korai azt sugallták, hogy a MIS5 (benne az utolsó interglaciálissal) csaknem teljesen hiányzik, mivel a MIS6 löszre közvetlenül egy 65 ± 10 ka fosszilis talaj települ (NOVOTHNY, Á. et al. 2002). A kérdés megválaszolására olyan löszfeltárás alkalmas, amely nagy vastagságban megőrizte az utolsó 130 ka üledékeit.

A feltárás bemutatása

A lösz-paleotalaj sorozat a Gerecse északi lábánál Süttőn, a nagy kiterjedésű édesvízi mészkőbánya Hegyháti kőfejtőjében (É.sz. 47°144,26′, K.h. 18°126,87′) 256 m tszf. magasságban, forrásokból származó travertinóra települ; geomorfológiai helyzete szerint ez a Duna V. teraszának tekinthető (SCHEUER, GY.– SCHWEITZER, F. 1988). PAZONYI, P. et al. (2013) paleontológiai eredményei viszont arra utalnak, hogy a süttői travertinó néhol egészen idős lehet (pliocén-kora-pleisztocén), míg a bánya más feltárásaiban jellemzően fiatalabb (középső-pleisztocén). A lösz feküjében található édesvízi mészkő kora uránsorozatos (²³⁰Th/²³⁴U) kormeghatározás alapján középső pleisztocén, azaz 235,7±21 ka és 314,7±45 ka (MIS7–MIS8) közötti (SIERRALTA, M. et al. 2010), vagyis a fedő lösz ennél fiatalabb, tehát a MIS6-ba sorolható (*1., 2. ábra*). A csaknem 20 méteres, több paleotalaj szinttel tagolt löszrétegsor feküjében homok és kavics települ, ami folyóvíz jelenlétére utal.



l. ábra A süttői travertinót fedő lösz-paleotalaj szelvény. *Figure 1* The travertine and the loess-paleosol sequence under study at the Süttő section.

1	0		Lumineszcens	Recens mezőségi talaj
	1	٠	korok (ka) 22,1±1,6	Halványsárga, világosbarna, erősen meszes, homokos lösz, a gyökérjáratok mentén mészkiválásokkal. 1,4 m-től lefelé egyre
	•	•	18,2±2,2	erőteljesebb és gyakoribb Fe-, és Mn-kiválások jellemzik.
2	2			Szürkés halványsárga rétegzett homokos lösz, a gyökérjáratok mentén Fe-, és Mn-kiválásokkal.
	3			Halványsárga, szürkés sárga homokos lösz, Fe-, és Mn- kiválásokkal (1-3 mm).
	5		27.4.5.4	Szürkés, világossárga rétegzett homokos löszréteg. Határa az alatta található paleotalaj felé éles.
3			27,1±2,4 25,9±3,2	Vörösbarnától sötétbarnáig átmenetet mutató, szemcsés
4 5 6	6	• •	34,7±4,7 31,2±2,2	szerkezetű paleotalaj. Az ősszlet középső részében 1-10 mm-es faszén töredékek jellemzők.
	7	•	55,2±5,9	Világosharna, sárga meszes, homokos lösz, Gyakoriak benne
7			58,3±6,4 58,2±4,7	a másodlagos karbonátok.
8	8		53,2±2,1	Sárgásszürke homok.
9	9			Szürkés halványsárga, barnássárga homogén lösz. Az alatta
10		•	75,3±4,7	fekvő paleotalajtól nagyon élesen elhatárolódik, ami arra utal,
11 12	10	•	71,5±5,7	másodlagos karbonátkiválások gyakoriak.
13	11	•	84.1+5.7	Feketés, szürkés barna, szemcsés szerkezetű fosszilis talaj,
	11	•	93,7±21,1	1-3 mm faszén darabokkal, a fekü felé fokozatos átmenettel.
14	12			Barnássárga, sárgás világosbarna löszréteg.
15		•	106±13 137±23	Szemcsés szerkezetű, sárgásbarna paleotalaj, 1-3 mm-es
	13	•	125±20	karbonátkonkréciókkal.
	14		116+15	Átmeneti réteg, sárgásbarna, áthalmozott, homokos lösz.
16		-	110±15	Jól fejlett, sötétbarna, csaknem fekete, lefelé világosodó,
	15			agyagban dús, prizmás szerkezetű, fosszilis talaj a feltárás egészében megtalálható. Fokozatos átmenetet mutat a feküjében található vörösbarna fosszilis talaj felé.
	10	•	137+25	lól feilett vörösbarna, agvagos talai a paleovölgy kitöltésében
	17	•	138±8	ami a perem irányában kiékelődik. Alsó határa éles.
			235+21 ka-	Vöröses sárga, halvány sárga homokos lösz.
Szintek	18		-314±45 ka	
М	élység	┸╅┸┽┸╅┸┽┸╅┙		 Lumineszcens mintavételi pontok
	(m)			

2. *ábra* A süttői löszfeltárás szintjei a lumineszcens minták helyének jelölésével és a korokkal. *Figure* 2 Stratigraphic logs of the loess profile at Süttő, showing major sedimentological units, luminescence sample positions and ages.

A több részletben vizsgált lösz-paleotalaj sorozatot jellegzetes, egyértelműen azonosítható szintek alapján kapcsoltuk össze. A DNy-i falban 7,6 m vastagságban 7 szintet tudtunk elkülöníteni a recens talajtól a legfelső barna paleotalaj alatti löszig. A csaknem 11 m vastag É-ÉNy-i fal az idősebb rétegeket tárja fel. A feltárás jellegzetessége a homokos löszbe mélyülő paleovölgy, amely kitöltésként megőrizte a legalsó, vörösbarna fosszilis talajt (15. szint). Ez a paleovölgy pereme felé elvékonyodik, majd ki is ékelődik, és csak mélyebb paleomorfológiai helyzetekben jelenik meg újra – mint például a Bikol-patak völgytalpának közelében, a lejtő aljában. A talajkomplexum felső, sötétbarna tagja (14. szint) ezzel szemben az egész bányaudvarban jól követhető (*1. ábra*).

Vizsgálati módszerek

A szelvényből az itt bemutatottak mellett további vizsgálatok is készültek, amelynek eredményeit részben már publikáltuk (paleomágnesesség: a ROLF, C. et al. 2013; AAR: NOVOTHNY, Á. et al. 2009), részben még folyamatban vannak (paleotalajtan).

Lumineszcens kormeghatározás

A lumineszcens kormeghatározásra alkalmas ásványok – pl. a kvarc, a földpátok és esetleg a cirkon – természetes doziméterekként funkcionálnak, mivel eltemetődésük után (a kőzetekből, vagy a kozmoszból érkező) természetes ionizáló sugárzás révén, az eltelt idővel arányosan csapdákba esett töltéseket tárolják, amik a laboratóriumi gerjesztéssel (mérés) kiszabadulnak, lumineszcens centrumokban rekombinálódnak, fény szabadul fel, aminek nagysága arányos a csapdákba esett töltések mennyiségével. Így a felszabaduló fény intenzitásának mérésével, illetve a természetes ionizáló sugárzás meghatározásával ki tudjuk számítani, hogy az adott ásvány mennyi ideje van eltemetődve, tehát mennyi ideje ülepedett le. A módszer sikerességének előfeltétele, hogy az adott ásvány a betemetődése pillanatában lumineszcens szempontból "le legyen nullázódva", vagyis üres csapdákkal rendelkezzen. Ez legegyszerűbben néhány perces napfénynek való kitettséggel érhető el, tehát az eolikus üledékek tökéletesen alkalmasak lumineszcens kormeghatározásra. A kvarcon végzett méréseknél a gerjesztéshez kék fényt használnak, amit optikailag stimulált lumineszcenciának neveznek (OSL), a földpátokon az infravörös tartományt alkalmazzák, így ezt infravörös sugárzás által stimulált lumineszcenciának (IRSL) nevezzük (WINTLE, A.G. 2008). A módszer mérési határai jelenleg 0-tól ~300 000 évig terjednek. (LIAN, O.B. -ROBERTS, R.G. 2006, SIPOS GY. 2010, THAMÓ BOZSÓ E.-NAGY A. 2010).

A süttői löszökből a több éves mintavételezés során összesen 21 lumineszcens mintát használtunk fel. Egy minta kivételével földpátokon mértünk, (IRSL), mivel csak a homokrétegből sikerült megfelelő érzékenységű kvarc frakciót leválasztani az OSL vizsgálatokhoz (NOVOTHNY, Á. et al. 2009, 2010, 2011).

Mágneses szuszceptibilitás (MS)

A lösz-paleotalaj rétegsorok képződése során bekövetkező környezeti változásokat jól nyomon lehet követni az MS értékeinek változásával, ami a mágnesezhető ásványok koncentrációját méri. Az alacsonyabb MS értékek ($0,2 \times 10^{-3} - 0,4 \times 10^{-3}$ SI) általában a löszökre, a magasabbak ($0,5 \times 10^{-3} - 1,1 \times 10^{-3}$ SI) a paleotalajokra jellemzők (HELLER, F. – LIU, T.S. 1986). Így folytonos rétegsor esetében az MS mélység szerinti görbéje alkalmas lehet arra, hogy korreláljuk a negyedidőszaki klímaciklusok görbéivel, pl. mélytengeri oxigénizotóp görbével.

A mérések egy AGICO "KLF3 Minikappa" mérőműszerrel történtek a süttői rétegsor minden 10 cm-éből (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

Szemcseméret meghatározás

A lösz-paleotalaj sorozat szemcseméret-összetételének változása a leülepedés idejének éghajlati tényezőiről ad információt. Egy mintában a finomabb vagy a durvább tartomány felé való eltolódás, vagy a szemcseméret-tartomány szűkebb vagy szélesebb volta őskörnyezeti folyamatok (uralkodó szélerősség, markáns változások a szélirányban) változására utal. A szemcseméret-eloszlási görbék alakjának vizsgálatával a különböző forrásokból származó részecskék (pl. helyi forrásból származó durvább szemcsék, vagy globális cirkulációban részt vevő finom por) különíthetők el (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

A szemcseméret vizsgálatokhoz a teljes rétegsort 2 cm-enként mintáztuk meg, így ~1000 minta mérése alapján lehetővé vált az eredmények finom skálán történő értelmezése. A méréseket Beckman-Coulter LS 13320 PIDS típusú lézer diffraktométerrel végeztük, amely a 0,02-2000 µm-es tartományban mér. A 40 reprezentatív mintán elvégzett tesztmérések alapján kidolgozott mérési protokollal mértük végig a mintákat, minden esetben ötször megismételve a méréseket (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

Másodlagos karbonátok vizsgálata

Másodlagos karbonátok arid és szubhumid körülmények között képződnek, miközben a talaj pH értéke 7-nél nagyobb és az évi átlagos csapadékmennyiség 750 mm alatt marad (CERLING, T.E. 1984). A kicsapódó másodlagos karbonátok és a talajban lévő CO₂ között végbemenő gázdiffúziós folyamatok és az izotóp frakcionáció a talaj szerves anyagához képest magasabb δ^{13} C értékeket okoznak (CERLING, T.E. 1984). A karbonátok kristályrácsába beépülő C-izotópok a cementálódás és újrakristályosodás folyamán mélységfüggő és regionális eltéréseket mutató δ^{13} C értékeket adnak (BOGUCKYJ, A.B. et al. 2006). A δ^{18} O értékek a helyi csapadék oxigén izotóp összetételét tükrözik és hőmérséklet-függést is mutatnak (QUADE, J. et al. 1989, DWORKIN, S.I. et al. 2005).

A másodlagos karbonátok altípusai a következők: meszesedett gyökérsejtek (CRC); felület alatti bevonatok (HC); felületi bevonatok (CC) és altípusuk (CC2); HC+CC kombinált forma; földigiliszta bioszferoidok (EBS). Bővebb leírás található róluk BARTA G. (2013) munkájában.

Eredmények

Lumineszcens kormeghatározás

A 21 lumineszcens minta koradatai többnyire szisztematikus növekedést mutatnak a mélységgel. Kivételt képez a löszrétegsor legalsó 4 métere (16. szint), ahol a korok stagnálnak (125 ± 20 ka, 116 ± 15 ka, 137 ± 25 ka, 138 ± 8 ka; 2. *ábra*). Ez arra utal, hogy az IRSL módszer elérte a mérési határát, ennél idősebb korokat mérni ezzel a módszerrel nem lehet. Így nyitott kérdés marad, hogy ezek a rétegek a MIS6-on belül pontosan mikor rakódtak le. A kiegészítő infravörös-radiofluoreszcens (IR-RF) mérések arra utalnak, hogy inkább a MIS6 elején keletkezhettek, azonban ennél a módszernél figyelembe kell vennünk a kor felülbecslésének veszélyét (NOVOTHNY, Á. et al. 2010).

A 11 és 13 m közötti talajkomplexum kora jól mérhető, és ezek alapján az alsó, vörössesebb talaj (15. szint) anyagának leülepedése (106 ± 13 ka, 137 ± 23 ka) a MIS5e-re lenne tehető. Ennek azonban ellentmondanak PAZONYI P. et al. (2013) vizsgálatai, akik a gerinces fauna vizsgálatai alapján úgy vélik, hogy ez a réteg inkább a száraz és hűvösebb MIS5d idején fejlődhetett ki. A talajkomplexum felső tagja (14. szint), a MIS5c-be ($93,6\pm21,1$ ka) tartozhat (NOVOTHNY, Á. et al. 2011), amit alátámasztanak PAZONYI P. et al. (2013) eredményei is. A talajkomplexum fölötti (9-13. szintek) löszrétegek lumineszcens korai alapján ($75,3\pm4,7$ ka, $71,5\pm5,7$ ka, $84,1\pm5,7$ ka) a két barna erdőtalaj feltehetőleg a melegebb, de kissé száraz MIS5a idején képződött.

Az alsó paleotalajok feletti lösz és homok rétegek (7-9. szint) kora nagy valószínűséggel MIS4 (OSL kor a 8. egységből: 53,2±2,1 ka, IRSL korok a 7. és 9. szintből: 55,2±5,9 ka

 $58,3\pm6,4$ ka, $58,2\pm4,6$ ka és $75,3\pm4,7$ ka). A 7. szint IRSL korainak nagy hasonlósága ($55,2\pm5,9$ ka $58,3\pm6,4$ ka, $58,2\pm4,6$ ka) arra utal, hogy a különálló szelvényeket helyesen sikerült összeillesztenünk. A homokrétegből mért OSL kor ugyan egy kicsit alacsonyabb ($53,2\pm2,1$ ka) a felette fekvő löszrétegből mért IRSL koroknál, de a hibahatárokat figyelembe véve még így is összhangban vannak, ami arra utal, hogy a homokréteg a felette található löszréteggel nagyjából egy időben keletkezett, valószínűleg egy-két jelentősebb, rövid ideig tartó esemény (homokvihar) eredményeképpen.

A lumineszcens korok alapján $(27,1 \pm 2,4 \text{ ka} - 3. \text{ szint}; 25,9 \pm 3,2 \text{ ka}, 31,2 \pm 2,2 \text{ ka} és 34,7 \pm 4,7 \text{ ka} - 4. \text{ szint})$ a MIS3 melegebb, kicsit csapadékosabb időszakát egy világosabb barna erdőtalaj, két vízszintesen rétegzett szürkés árnyalatú szint és az általuk közrefogott löszréteg reprezentálja (3-6. szint).

A rétegsor legfelső 5 méterét (2. szint) egy többé-kevésbé homogén, homokos löszösszlet alkotja. Az eredményekből látszik (22,1±1,6 ka, 18,0±2,2 ka és 29,6±1,5 ka), hogy viszonylag rövid idő alatt nagy vastagságú üledék halmozódott fel, tehát a MIS2 során a porfelhalmozódás aránya jóval magasabb lehetett, mint azt megelőzően. A porhullás és a löszképződés befejeződését Süttő környékén ~20 ezer évre tehetjük.

Mágneses szuszceptibilitás (MS)

Az MS értékek 186×10^{-6} [SI] és 1350×10^{-6} [SI] között változnak a rétegsorban (3. ábra). A legalacsonyabbak a feltárás legfelső, homogén löszében (2. szint), a középső részen (7-9. szint) már kissé magasabbak. A legalsó négy paleotalaj (10-15. szint) MS értékei a legmagasabbak, azonban a felső két paleotalajban (10. és 12. szint) az alsókénál (14-15. szint) jóval alacsonyabb értékeket mértünk, ami az eltérő képződési körülményekkel függ össze (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).



3. ábra A süttői löszszelvény szemcseméret elemzésének eredményei Figure 3 Stratigraphic logs of the loess profile at Süttő, showing variations of grain size parameters Forrás/Source: NOVOTHNY, Á. et al., 2011.

Szemcseméret eloszlások

A minták szemcseméret-eloszlása megfelel a tipikus lösz-paleotalaj mintákénak, többmóduszú, jobbra ferde, balra elnyúló eloszlást mutat, domináns a durva kőzetliszt és a finomhomok frakció. A homoktartalom, a homokréteg kivételével 10% és 40% között ingadozik, a szelvényben lefelé kissé emelkedő tendenciát mutat (*3. ábra*). Lokális maximumait a szelvény legalsó részében (16. szint), közvetlenül a homokréteg alatt, valamint az alsó, szürkés, finoman rétegzett szintben (5. szint) éri el. A löszrétegek agyagtartalma (<4,6 µm) 7% és 15% között váltakozik, míg a paleotalajokban ennél magasabb, 15-20%-os. A legmagasabb agyagtartalma a recens talajnak van.

A löszszelvény egészére kiszámítottuk a homok (>63 μm), a durva homok (>160 μm), az agyagtartalom ($<4,6 \mu$ m) és az U-arány (16-44 μ m/5,5-16 μ m) (VANDENBERGHE, J. F. et al. 1993) változását. Ezek segítségével nyomon követhetjük az éghajlat ingadozásait napjainkig (MIS2-ig), ugyanis a szemcseméret-eloszlások változásai tükrözik a szélrendszer változását (erősség, irány, forrástól való távolság). A hűvösebb időszakok üledékeiben az erősebb szelek miatt a durvább szemcseméretek jellemzőek, a finomabb frakció dominanciája pedig a melegebb periódusokra utal. Ennek a változásnak a felismerésére használják az U-arányt, melynek magasabb értékei a hidegebb, alacsonyabb értékei pedig a melegebb időszakokra utalnak (VANDENBERGHE, J.F. et al. 1985), figyelmen kívül hagyva a másodlagosan képződött agyagásványokat és az esetlegesen szaltációval mozgatott homok frakciót. A süttői szelvényben az U-arány görbéjén a maximumokat mindig a glaciálisok / stadiálisoknál láthatjuk. A MIS6 és MIS4 maximumai nagyjából egyformák. A MIS6 során fokozatosan csökkenő tendencia figyelhető meg, ami az éghajlat fokozatos melegedésére és nedvesebbé válására utalhat. Hasonló folyamat játszódott le – bár rövidebb idő alatt – a MIS4 időszak második felében is. A MIS2 során az U-arány értékei meglehetősen nagy ingadozást mutatnak, amiben bizonyos ciklikusság is felfedezhető, feltehetően az ezen időszak alatt lejátszódó éghajlat ingadozások (hűvösebb-enyhébb, ill. szárazabb-kicsit nedvesebb periódusok) következményeként.

A homokfrakció is jelentős információt szolgáltat a szélerősség hirtelen, "eseményszerű" megváltozásairól, vagy a szélerősség és/vagy -irány hosszú távú megváltozásáról. Erre példát mutatnak a szelvényben a MIS6, 4 és 2 közötti homoktartalombeli különbségek, melyből jól látszik a homok- és durva homoktartalom lassú, de folyamatos csökkenése (10-15%-ról 5-10%-ra). Ezekben az időszakokban elvileg hasonlóan hideg, száraz éghajlat uralkodott, de a homoktartalom csökkenése rávilágít arra a változásra, hogy a szélerősség egyre csökkenhetett és/vagy a szélirány változhatott meg az idők folyamán, így az eltérő forrásterületről kissé eltérő szemcseösszetételű (kevesebb homokfrakciót tartalmazó) anyagot szállított a szél.

Az agyagásványok leginkább a talajképződés során keletkeznek, így ennek megnövekedett értékei a meleg és csapadékos, talajképződésre alkalmas időszakok (MIS3, 5) markerei (*3. ábra*). A glaciálisok/stadiálisok üledékeiben nagyon lecsökken az agyagtartalom aránya, azonban összehasonlítva a MIS6, 4 és 2 időszakokat, kismértékű, fokozatos emelkedés figyelhető meg. A MIS2-n belül az agyagtartalom kismértékű ciklikus ingadozását tapasztalhatjuk az U-arány ciklikusságához hasonlóan, ami az utolsó stadiális hűvösebb, szárazabb, illetve enyhébb, kissé nedvesebb periódusaira utalhat (Heinrich események – DO ciklusok). Ezek a mikrociklusok ugyan nem tartottak olyan sokáig, hogy szabad szemmel jól látható talajosodás mehessen végbe, de a szemcseméret-eloszlásokból látszik, hogy megindult az agyagásványok képződése, felhalmozódása.

Másodlagos karbonátok stabil izotóp összetétele

A másodlagos karbonátok három jellegzetes klasztert képeznek (4. ábra). Biomineralizációs folyamatokat tükröz a CRC és a legnegatívabb δ^{13} C és δ^{18} O értékeket mutatja. Az értékek között fennálló pozitív korreláció utalhat arra, hogy a biomineralizációs hatások a klíma befolyása alatt álltak (KOENIGER, P. et al. 2012). Különálló csoportot képez az EBS, melyre valószínűleg nagy befolyással voltak a tápanyagfelvétel és feldolgozás sajátosságai, így a szerves szén megemésztéséhez kapcsolódó izotóp frakcionáció, illetve a beszivárgó csapadékvíz izotóp összetétele (részletesen lásd: in KOENIGER, P. et al. 2012). A harmadik csoportba tartoznak a hidrogénkarbonátos oldatokból közvetlen kicsapódással létrejött típusok (HC, HC+CC, CC2). A δ^{13} C és δ^{18} O értékek HC esetében általában pozitívabbak, mint a többi típusnál. A legnegatívabb értékeket a CC2 mutatja. A különbségek a HC és CC értékek esetén valószínűleg az eltérő genetikából adódhatnak: míg a HC kialakulása egyidejűnek feltételezett az üledékképződéssel (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997), addig CC bármikor kiválhat az oldatvándorlások során (HORVÁTH, E. et al. 2007). Általánosságban a másodlagos karbonátok stabilizotóp értékei eltérő mintázatokat mutattak lösz, homokos lösz és paleotalaj horizontokban (KOENIGER, P. et al. 2012).



4. ábra A másodlagos karbonátok stabilizotóp értékeinek megoszlása (δ^{13} C vs. δ^{18} O) Figure 4 δ^{13} C vs. δ^{18} O plot of the stable isotope composition of secondary carbonates Forrás/Source: KOENIGER, P. et al., 2012.

Összefoglalás

A süttői lösz-paleotalaj sorozat a legrészletesebben feldolgozott késő-pleisztocén rétegsor Magyarországon, amely több mint 150000 év klímatörténetét öleli fel. A szemcseméret-eloszlási és mágneses szuszceptibilitás adatok alapján a szelvény hasonlatosságot mutat több európai feltárás mintázatával, így pl. a szerbiai Surduk és Titel szelvényekkel. A MIS6-4 periódusban lerakódott durva szemcseméretű anyagok azonban kisebb eltéréseket rajzolnak ki az említett feltárásokhoz képest és jóval intenzívebb porfelhalmozódásra utalnak. A stabilizotóp értékek a klímajelek finomabb értelmezésében segítenek. A süttői feltárás különös jelentőségű, hiszen átmenetet képez a nedvesebb éghajlaton fejlődött nyugateurópai és a szárazabb környezetet képviselő dél-kárpát-medencei lösz-szelvények között.

HORVÁTH ERZSÉBET ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest erzsebet.horvath@ttk.elte.hu NOVOTHNY ÁGNES ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest agnes.novothny@gmail.com

BARTA GABRIELLA ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest gabriellabarta86@googlemail.com

IRODALOM

- BARTA G. 2013: Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – Quaternary International, doi: 10.1016/j. quaint.2013.08.019
- BECZE-DEÁK, J. LANGOHR, R. VERRECCHIA, E. P. 1997: Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. – Geoderma 76 pp. 221–252.
- BOGUCKYJ, A.B.-LANCZONT, M.-ŁĄCKA, B.-MADEYSKA, T.-ZAWIDZKI, P. 2006: Stable isotopic composition of carbonates in Quaternary sediments of the Skala Podil'ska sequence (Ukraine). – Quaternary International 152–153. pp. 3–13. doi:10.1016/j.quaint.2005.12.016.
- BULLA B. 1938: Pleisztocén lösz a Kárpát-medencében In: Válogatott természeti földrajzi tanulmányok. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 18–60.
- DWORKIN, S.I.–NORDT, L.–ATCHLEY, S. 2005: Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. – Earth and Planetary Science Letters 237. 1–2. pp. 56–68. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.054.
- FRECHEN, M.-HORVÁTH, E.-GÁBRIS, GY. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – Quaternary Research 48. pp. 291–312.
- HELLER, F.-LIU, T. S. 1986: Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. – Geophysical Research Letters 13. 11. pp. 1169–1172.
- HORVÁTH E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. Quaternary International 76–77. pp. 157–163.
- HORVÁTH, E.-BRADÁK, B.-NOVOTHNY, Á.-FRECHEN, M. 2007: A löszök paleotalajainak rétegtani és környezetrekonstrukciós jelentősége. – Földrajzi Közlemények 131. 4. pp. 389–406.
- KOENIGER, P.-BARTA, G.-THIEL, C.-BAJNÓCZI, B.-NOVOTHNY, Á.-HORVÁTH, E.-TECHMER, A.-FRECHEN, M. 2012: Stable isotope composition of bulk and secondary carbonates from the Quaternary loess-paleosol sequence in Süttő, Hungary. – Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2012.06.038.
- LIAN, O.B.-ROBERTS, R.G. 2006: Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. Quaternary Science Reviews 25. pp. 2449–2468.
- NOVOTHNY, Á.–HORVÁTH, E.–FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary—improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. Quaternary International 95–96. pp. 155–163.
- NOVOTHNY, Á.-FRECHEN, M.-HORVÁTH, E.-BRADÁK, B.-OCHES, E.A.-MCCOY, W.D.-STEVENS, T. 2009: Luminescence and amino acid racemisation chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. - Quaternary International 198. pp. 62–76.
- NOVOTHNY, Á. FRECHEN, M. HORVÁTH, E. KRBETSCHEK, M. TSUKAMOTO, S. 2010: Infrared stimulated luminescence and infrared-radiofluorescence dating of quaternary sediments in Hungary. – Quaternary Geochronology 5. pp. 114–119.
- NOVOTHNY, Á.-FRECHEN, M.-HORVÁTH, E.-WACHA, L.-ROLF, C. 2011: Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. – Quaternary International 234. 1–2. pp. 75–85.

- PAZONYI P.-KORDOS L.-MAGYARI E.-MARINOVA, E.-FÜKŐH L.-VENCZEL M. 2013: Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő Travertine Complex (Hungary). – Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2013.02.031
- PÉCSI M. 1965: Zur Fragen der Lösse und lössartigen Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. – Földrajzi Közlemények 89. pp. 305–323.
- PÉCSI M. 1975: Stratigraphical subdivision of the Hungarian loess sections. Földrajzi Közlemények 99. 3–4. pp. 217–230
- ROLF, C.-HAMBACH, U.-NOVOTHNY Á.-HORVÁTH E.-SCHNEPP, E. 2013. Dating of a Last Glacial loess sequence by relative geomagnetic palaeointensity: A case study from the Middle Danube Basin (Süttő, Hungary). Quaternary International in press
- PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. Akadémiai Kiadó, Budapest. 420 p.
- SCHEUER, GY.-SCHWEITZER, F. 1988: Freshwater limestones of the Gerecse and Buda Hills (in Hungarian). Földrajzi Tanulmányok. Akadémiai Kiadó, Budapest. 129 p.
- SIERRALTA, M.-KELE, S.-MELCHER, F.-HAMBACH, U.-REINDERS, J.-VAN GELDERN, R.-FRECHEN, M. 2010: Uranium-series dating of travertine from Süttő: implications for reconstruction of environmental change in Hungary. – Quaternary International 222. pp. 178–193.
- SIPOS GY. 2010: A lumineszcens kormeghatározás régészeti és művészettörténeti alkalmazása I. Természet Világa 141. 6. pp. 279–282.
- THAMÓ BOZSÓ E. NAGY A. 2010: Üledékes kőzetek betemetődési korának meghatározása kvarc szemcsék fotolumineszcens (OSL) vizsgálatával. – Földtani Közlöny 141. pp. 41–56.
- VANDENBERGHE, J.F.-MÜCHER, H.J.-ROEBROEKS, W.-GEMKE, D. 1985: Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, The Netherlands. – Mededelingen Rijks geologische Dienst 39. 1. pp. 7–29.
- VANDENBERGHE, J.-MOMMERSTEEG, H.-EDELMAN, D. 1993: Lithogenesis and geomorphological processes of the Pleistocene deposits at Belvédère. – Mededelingen-Rijks Geologische Dienst 47. pp. 7–18.
- WINTLE, A.G.-PACKMAN, S.C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. Quaternary Science Reviews 7. pp. 315–320.
- WINTLE, A. G. 2008: Luminescence dating: where it has been and where it is going. Boreas, 37. pp. 471-482.
- ZÖLLER, L.-WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess recent developments. Quaternary International 7–8. pp. 119–128.

LOKÁLIS TALAJVÁLTOZATOK A VERŐCEI TÉGLAGYÁR KÖRNYEZETÉBEN – A PÉCSI-FÉLE LÖSZRÉTEGTAN NYITOTT KÉRDÉSEI

BRADÁK BALÁZS–KISS KLAUDIA–BARTA GABRIELLA –VARGA GYÖRGY–SZEBERÉNYI JÓZSEF –NOVOTHNY ÁGNES–SZALAI ZOLTÁN–MÉSZÁROS ERZSÉBET –MARKÓ ANDRÁS

LOCAL VARIANTS OF PALEOSOLS IN THE BRICK-YARD OF VERÓCE – QUESTIONS OF PÉCSI'S LOESS-STRATIGRAPHY

Abstract

One of the most outstanding parts of Márton Pécsi's scientific achievement is related to the investigation of loess-paleosol series. With the detailed stratigraphic partitioning of the most important sequences and complex characterization of certain units, he initiated the lithostratigraphic subdivision of Plio-Pleistocene terrestrial deposits in Hungary. Paleosols, intercalating the loess sediments are important segments of this lithostratigraphic subdivision, as they serve as marker horizons.

Based on their soil-genetic levels, paleosols have been set against recent soils; this comparison was the ground of paleoenvironmental reconstructions. However, different paleogeomorphological position and its various processes can lead to the formation of different soil-types. At the boundary of distinct facieses, beside the general effects of climatic forcing of climate-cycles, the smaller amplitude variations within the given cycle could play important role in soil-formation (e.g. sediment-accretion, redeposition, pedogenic overprinting). These processes can well be traced in the sections of the abandoned brick-yard at Verőce.

Keywords: loess, paleosol, paleoenvironment

Bevezetés

PÉCSI MÁRTON sokoldalú munkásságának egyik legkiemelkedőbb részét képezik a lösz-paleotalaj sorozatokhoz kapcsolódó kutatások. Vizsgálatai során mára típusszelvényekké váló rétegsorok részletes rétegtani felosztásával, az egyes egységek összetett jellemzésével az MTA X. osztálya Földtani Bizottságának Rétegtani Albizottsága által használatos litosztratigráfiai tagolás alapjait teremtette meg (PÉCSI, M. 1975; PÉCSI, M. 1985; PÉCSI, M. 1995). A rétegtani besorolás fontos részét képezik a löszkötegeket tagoló, rétegtani vezetőszintként szolgáló paleotalaj horizontok.

A paleotalajokat, beazonosított talajgenetikai szintjeik alapján, leggyakrabban recens talajokhoz hasonlították, ez képezte egyben az őskörnyezet rekonstrukciók kiindulási pontját is (PÉCSI M. et al. 1977). Azonban lokális szinten különböző talajváltozatok kialakulását eredményezheti az eltérő paleogeomorfológiai helyzet, különböző felszínalakító folyamatok. A különböző fáciesek határán fekvő területeken, a klímaciklusokhoz kapcsolható éghajlatváltozások általánosan működő hatása mellett a talajképződés során jelentős szerep jut az adott klímacikluson belül megjelenő hatásoknak (pl. geomorfológiai folyamatok során bekövetkező üledékhozzáadódás, áthalmozódás és újratalajosodás). Ezeknek a folyamatoknak a hatása jól nyomon követhető a verőcei elhagyott téglagyár területén kialakított szelvényekben leírt talajváltozatok esetén.

Szelvények elhelyezkedése, leírása, terepi megfigyelések

A verőcei téglagyár területen, a fő bányaudvar "lépcsőin" és a kisebb udvarokban sikerült több, összetett geomorfológiai helyzetben kialakult szelvényt kialakítani (*1. ábra*). Az alábbiakban a bemutatott szelvények közül a P4 paleotalaj-változatokra vonatkozó leírásokat közöljük részletesen.

A *D feltáráson* belül a P4 talaj a D3 és D2 szelvényekben jelenik meg. A D2 szelvényben a talaj az elvétve karbonátkonkréciókkal és meszesedett gyökérsejtekkel illetve felület alatti bevonatokkal jellemezhető sárga, homogén löszös rétegből (L5) fejlődik ki. A löszréteg felső szakaszában megnő a karbonátkonkréciók száma (L5-P4) és közvetlenül a fedő paleotalaj réteg legalsó átmeneti szintje alatt, a mikroméretű karbonát kiválások száma (P4, D3-2).

A D2 feltárást, egy paleodepresszió kitöltéseként, erőteljes kifejlődésű P4 paleotalaj uralja (D2, P4). A paleotalaj legalsó, átmeneti szakaszát vörös (D2-8), majd egy újabb átmeneti szinttel (D2-7) csatlakozó barna (D2-6,5) és legfelső talajgenetikai szintként egy fekete szint (D2-4) követi. A barna szintet egy alsó, vörös anyagkitöltésű biogalériákban gazdag és egy fedő agyaghártyás, poliéderes-nagy szemcsés talajszerkezetű, kvarctöredékeket tartalmazó alszint alkotja. Erre a barna színű szintre települ egy markáns, gyökérjáratokat kitöltő karbonátokat tartalmazó, szemcsés talajszerkezetű fekete talajszint.

A *Cl szelvény* legalsó rétegét alkotó L5 löszben (C1-16) kialakult mélyedés kezdő szakaszát azonosítottuk, melyben a fedő P4 paleotalaj átmeneti szintje jelent meg (C1-15 és C1-15b). Az átmeneti szintre folyamatosan települ egy vörösesbarna gyökérjáratokkal tarkított (C1-14) és egy fekete paleotalaj szint (C1-13). Maga a C feltárásban azonosított P4 paleotalaj réteg azonban, a D feltárásban leírt két méteres kifejlődéshez képest is alig haladja meg az 1 métert és a fekete és a barna szint vastagsága is mindössze 60 cm!

A *B1 szelvényt*, követve a régészeti irodalom leírásait (GÁBORI, M.–GÁBORI, V. 1957), a tűzrakó helyként azonosított faszenes rétegeknél alakítottuk ki. A szelvény alsó szakaszában szintén megjelent a P4 paleotalaj horizont. A szelvény feküjét az L5 löszréteg alkotta (B1-11), melyen vörösesbarna átmeneti szakasszal (B1-10) egy paleotalaj horizont (P4) fejlődött ki (B1-10, 9, 8,7, 6). A paleotalaj 4 genetikai szintre tagolható: az alsó átmeneti (B1-10), az azt követő barnásvörös, kevés biogalériát tartalmazó (B1-9), a sötétbarna színű (B1-8) és a záró, legfelső, fekete színű (B1-7) talajszintre. A paleotalaj horizont a terepi megfigyelések alapján a D és C feltárások alsó P4 talajszintjével párhuzamosítható. A fekete szint átmenetes szakasszal (B1-6) kapcsolódik a fedő, szürkésbarna, helyenként finoman rétegzett, kavicszsinórokat tartalmazó réteghez (B1-5) (*1. ábra*).

Terepi mintavétel és a kutatási módszerek rövid ismertetése

A felvett szelvényekből rétegtani egységenként begyűjtött lösz, paleotalaj és egyéb löszszerű üledékminták *szemcseméret vizsgálatait* a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetében Fritsch Analysette 22 Compact lézeres szemcseanalizátorral végeztük el. A lézeres diffrakció elvén működő szemcseelemzéshez szükséges előkészítést KONERT, M.– VANDENBERGHE, J. (1997) alapján végeztük el, melyet a nemzetközi gyakorlatban is gyakran alkalmaznak, így a más szerzők eredményeivel való összehasonlítás is megbízhatóbb.

A *szerves anyag tartalom* (TOC, teljes szerves széntartalom) mennyiségi meghatározását non-diszperzív infravörös (NDIR) spektroszkópiával végeztük Tekmar Apollo 9000 TOC analizátorral, 800°C-on.



dbra (a) A verőcei bánya alaprajza a szelvényekkel; (b) A terület digitális domborzatmodellje, fő geológiai és geomorfológiai képződményei: 1 – alacsonyártér (103-104 tszfm), 2 – magasártér (105-106 tszfm),
 a hegylábi előtéri felszínek (140-150 tszfm), 4 – hegylábfelszínek 160-180 tszfm magasságban, 5 – magas helyzetű felszínek (101 tszfm felst) 6 – térőfelszínek 7 – csurzamlások 8 – csurzamlások 8 – keiszamlások 8 – keiszamlások 8 – keiszamlások 8 – keiszel kei

felszínek (210 tszfm felett), 6 – tetőfelszínek, 7 – csuszamlások, 8 – csuszamlásra hajlamos lejtő, 9 – kis lejtésű normál lejtő (dőlés 2,5–5°), 10 – normál lejtő (dőlés 5° 2,11 – meredek lejtő, természetes bevágás,

12 – mesterséges bevágás, bányafal, 13 – csuszamlás szakadási felület, 14 – eróziós völgy, 15 – eróziós-deráziós völgy, 16 – eróziós vízmosás, 17 – völgyközi hát, 18 – nyereg;

(c) A vizsgált szelvények részletes rétegtani felépítése.

Figure 1 (a) The map of the abandoned brickyard; (b) The digital elevation modell and geomorphology of the area: 1 – lower alluvial plain (103-104 m a.s.l), 2 – higher alluvial plain (105-106 m a.s.l), 3, 4, 5 – pediments in different levels 140-150 m a.s.l, 160-180 m a.s.l and above 210 m a.s.l, 6 – top, 7 – landslides, 8 – slope with the possibility of mass movements, 9 – slope (2,5–5°), 10 – slope (5° <), 11 – natural outcrop, 12 – artificial outcrop, brickyard wall, 13 – wall of landslides, 14 – erosional valley, 15 – valley with erosion and derasion, 16 – erosional gully, 17 – interfluve, 18 – col; (c) The detailed description of the investigated profiles. A spektrofotometriás vizsgálatokat Shimadzu UV-3600 spektrofotométeren 240-2400 nm hullámhossz-tartományban, 1,0 nm-es felbontással végeztük, LISR-3100 integráló gömb feltéttel, diffúz reflektancia módban. Standardként BaSO₄ port használtunk, amelynek reflektanciája a teljes hullámhossz-tartományban 100%. A reflektancia görbék előfeldolgozásához Shimadzu UVProbe 2.42 szoftvert használtunk.

A termogravimetriás méréseket Derivatograph-Q 1500-D típusú műszerrel, 20-1000°C tartományban végeztük. A mérési eredmények feldolgozásához MOM Winder 6.0 szoftvert használtunk. A hőmérséklet-növekedés hatására bekövetkező tömegcsökkenés a termogravimetriás (TG) görbe és első deriváltja alapján számítható (FÖLDVÁRI, M. 2011). A DTA (differenciál termikus analízis) görbén észlelhető exoterm és endoterm csúcsok a minta fizikai és kémiai tulajdonságaiban különböző hőmérsékleteken bekövetkező változásokra utalnak.

Másodlagos karbonátok vizsgálatához összesen 117 teljes minta került kivételre (100-120 g) 10 cm-es függőleges felbontással a B, C és D2 profilokból. Nedves szitálás (500 μ m) után minták szeparálása binokuláris mikroszkóp alatt történt.

A terepi leírásokat a *Harden-teszt* szempontrendszere alapján bővítettük ki (HARDEN, J. 1982), mely lehetőséget adhat az egyes terepen megfigyelhető jellegzetességek félkvantitatív feldolgozására. A számszerűsített, normalizált értékekből képzett "*horizont-index*" az egyes talajgenetikai szintek összehasonlítását-párhuzamosítását segítik, az egész talajra vonatkozó "*fejlettség-index*" pedig a talajképződés korára adhat becslést.

A *mikromorfológiai vizsgálatokhoz* irányított mintavételezés történt a völgykitöltésként megjelenő P4 paleotalaj horizont egyes talajszintjeiből. A mintákból kialakított 6×9 cm méretű csiszolatok elemzése adta az eredményeket.

Eredmények összegzése

A szemcseeloszlás mérések során kapott eloszlásgörbék döntő többsége nagyfokú hasonlóságot mutatott. A minták szemcséinek nagy része kőzetliszt- és agyagfrakciójú volt, esetenként kismennyiségű finomhomokkal kiegészítve. Az eloszlásgörbék többségére az egyértelmű jobboldali (durvább szemcsék irányába hajló) aszimmetria, az egymóduszú (esetenként másodlagos "finomszemcsés hát" megjelenésével rejtett bimodalitású) lefutás, valamint leptokurtikus csúcsosság volt jellemző. Egyes esetekben nagyobb fokú változa-tosság volt megfigyelhető, két-, illetve hárommaximumú eloszlásgörbéket, mezokurtikus csúcsosságokat, valamint negatívba áthajló aszimmetriát lehetett felismerni. Jellemzően a "B" szelvényből származó minták esetében okozott további gondot a döntően finom kőzet-liszt- és agyagfrakciójú szemcsékből összeállt homok méretű aggregátumok megjelenése, melyeket a hosszabb ideig tartó ultrahangos kezeléssel sem lehetett diszpergálni (2. ábra).

A P4 paleotalaj különböző horizontjainak meglétét a *szerves anyag tartalom eredmények* is alátámasztották. A felső, jól fejlett fekete talajszintek (C1-13, D2-4, B1-7) szerves anyag tartalma (0,50-0,84 TOC%) minden rétegsorban legalább kétszerese, ill. háromszorosa volt az alattuk fekvő barna (0,20-0,25%) ill. vöröses színű (0,08-0,19%) horizontoknak. Összehasonlításképpen, a fekü löszrétegek 0,06-0,10 TOC% szerves anyagot tartalmaztak.

Az egymással párhuzamosítható fekete, barna, vörös paleotalaj szintek szerves anyag tartalma a vizsgált rétegsorokban (B1, C1, D2, D3) eltérő volt, ami alátámasztja, hogy a verőcei téglagyárban a P4 paleotalaj eltérő paleogeomorfológiai helyzetekben létrejött, különböző változataival találkoztunk. A legfejlettebb változat az összes paleotalaj szint szerves anyag mennyisége alapján a D2 szelvény több mint 200 cm vastagságú paleotalaja.

Általánosságban megállapítható, hogy a P4 paleotalaj-szelvényen belül felülről lefelé haladva a *reflektancia spektrumok* intenzitás-értékei nőttek. A fekete horizont esetében a



magasabb szerves anyag tartalom (DEMATTÊ, J.M. et al 2004) és az ebből adódó magasabb nedvességtartalom miatt az intenzitásértékek alacsonyabbnak adódtak, mint a löszök és a vörös paleotalaj szint esetében (2. *ábra*).

A DTA görbéken 150-160°C között látható endoterm csúcs a szerves anyagok és agyagásványok gyengén kötött vizét mutatta. A nagyobb mennyiségű szerves anyag tartalom és annak víztartalma miatt a paleotalajok tömegvesztései 200-600 °C között nagyobbak (0,75-2,02%), TG és DTA görbéi meredekebbek voltak a löszös üledékekénél.

A paleotalajokban és a lösz üledékekben egyaránt 500-600 °C között markáns endoterm agyagásvány csúcs látszott. Egyes löszös, lösz-aleuritos mintákban a 220°C környékén jelentkező másodlagos csúcs szmektit típusú és/vagy kevert szerkezetű agyagásványok jelenlétére utalt.

A legtöbb löszminta esetén a 700-1000 °C tartományban két éles endoterm csúcsot láttunk, ami a CaCO₃ mellett nagyobb mennyiségű dolomit CaMg(CO₃)₂ jelenlétére utalt (CO₂%-ban kifejezve 6-7% körüli). A paleotalaj szintek TG görbéi pedig alacsony (0,6-1,0 CO₂%) karbonát tartalmat mutattak (2. *ábra*).

A különböző másodlagos karbonáttípusok megjelenését a verőcei feltárásban az 1. táblázat jelöli. A következő altípusok különíthetőek el: felület alatti bevonatok (HC); mesze-

1. táblázat – Table 1

		НС	CRC	EBS	NFC	CC	Konk- réció
D2-4	P4	nagy mennyiségben	1 db	Ø	Ø	főtípus	Ø
D2-5		nagy mennyiségben, 340 cm-ig	normál+ol- dódásos; 3 db	Ø	HC belső csa- tornájában	főtípus	Ø
D2-6		Ø	Ø	Ø	Ø	főtípus	Ø
D2-7		Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
D2-8		Ø	Ø	Ø	Ø	főtípus	Ø
D2-9		HC+CC	Ø	Ø	Ø	főtípus	Ø
D2-10	L5	HC+CC	Ø	1 db	Ø	Ø	10 db
D2-11		HC+CC	28 db	125 db	HC belső csa- tornájában	főtípus + kiprepará- lódott kal- citcsövek	Ø
D2-12	A1	HC	7 db	128 db	Ø	Ø	5 db
C1-12	átmenet	üledékes és talajos HC nagy mennyiségben	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
C1-13	P4	HC	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
C1-14		HC	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
C1-16	L5	üledékes és talajos HC	149 db (eb- ből 44 db ép)	125 db	Ø	Ø	4 db
B1-6	átmenet	НС	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
B1-7	P4	HC: 225-245 cm között	Ø	Ø	Ø	főtípus	Ø
B1-8		Ø	Ø	Ø	Ø	főtípus	Ø
B1-9		HC: 295-305 cm között	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
B1-10		HC: 325-355 cm között	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø

A másodlagos karbonátok eloszlása a vizsgált mintákban Distribution of secondary carbonates in the investigated samples sedett gyökérsejtek (*CRC*); földigiliszta bioszferoidok (*EBS*); tűs-rostos kalcit (*NFC*); felületi bevonatok (*CC*); *HC*+*CC* kombinált forma; mészkonkréciók. Bővebb leírás található róluk BARTA G. (2011a, 2011b, megjelenés alatt) munkáiban. Az egyes típusok ismeretében különböző őskörnyezeti információkat szűrhetünk le. CRC és HC nagy mennyiségű jelenléte a porfelhalmozódás mértékének csökkenését (esetleg egy beálló szünetet) és stabilabb környezetet jelez, a nagy mennyiségű EBS is az egykori környezet stabilitásával függ össze (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997) (*3. ábra*).



3. ábra A vizsgált üledékekben és talajgenetikai szintekben előforduló másodlagos karbonátok jellegzetes típusai:
 (a) CRC: megnyúlt és szögletes kalcitkristályok csőformában összekapcsolódva, (b) HC: sűrű mikrites szövedék, üledékes megjelenéssel, (c) EBS: lekerekített kalcitkristály aggregátumok, (d) HC: talajos megjelenéssel;
 (e) illetve a P4 (D-szelvény) fekete szintjének mikromorfológiai sajátosságai: 1-mátrix vázú szövetrész, 2-aggregátumok, 3-durva szemcseméretű vázrész

Figure 3 HC: dense micritic growth with a) sedimentary and b) pedogenic appearance; c) CRC: elongated and angular calcite crystals fusing into a tube; d) EBS: rounded calcite crystal aggregates; e) the micromorphological feature of the black pedological horizon of P4 soil (D-section): 1-matrix fabric, 2-aggregates, 3-coarser grained material

A táblázatból hiányzó makroforma, a mészerek jelenléte a P4 paleotalaj D2-4 egységének felső egy méterére volt jellemző.

A *Harden-teszt* során részletes terepi vizsgálatokkal olyan talajtani bélyegeket határoztunk meg, amelyek különböző, a talaj fejlődésével, fejlettségével kapcsolatos információt hordozhatnak (HARDEN, J. 1982). HARDEN, J. (1982) egy alluviális kronoszekvencia azonos geomorfológiai környezetében kifejlődő talajait vizsgálta, amellyel szemben a verőcei szelvényekben megjelenő P4 szintek más és más őskörnyezeti rendszerben fejlődtek, így lehetőséget adtak a Harden-teszt korlátainak és előnyeinek a feltárására, adott területre alkalmazva.

A vizsgálat során a P4 három kifejlődésének horizont-indexét és talajfejlettségi-indexét vetettük össze. A P4 paleotalaj egyes szintjei nagyjából azonos horizont-indexekkel jellemezhetőek. Karbonátfelhalmozódási szint: 0,08 (C1-15 és D2-10 szintek, a B feltárás P4 talajában nem jelentkezett markáns karbonát-felhalmozódási szint). Vörös-vörösesbarna talajszint: 0,15 és 0,27 (B1-9, B1-10), 0,19 (C1-15b), illetve 0,17 és 0,23 (D2-7, D2-8). Sötétbarna-barna talajgenetikai szint: 0,32 (B1-8), 0,48 (C1-14), illetve 0,56 és 0,54 (D2-5 és D2-6). A legmagasabb horizont-index értékeket a fekete, felső talajszint adta: 0,53 (B1-7), 0,61 (C1-13) és 0,67 (D2-4). A nem egyértelmű talajgenetikai szintekkel rendelkező P3 és P2 paleotalajok változatos eredményeket adtak 0,07 és 0,31 horizont-index értékek között.

A fejlettségi-index szempontjából a legmagasabb értéket a paleovölgyben kifejlődött P4 talaj adta (112,9), ezt követik a B és C feltárásban leírt P4 paleotalajok (50,93 és 52,06).

A *mikromorfológiai vizsgálatok* során a P4 talajhorizontok közül a legvastagabb, a paleovölgyet kitöltő talaj markáns talajszintjeit STOOPS, G. et. al. (2010) alapján:

A P4 legfelső, fekete színű szintjének szövete mérsékelten osztályozott, melyet döntően agyagos, kőzetlisztes anyag alkotott. A szövetben elszórtan durvább, kavics szemcseméretű alkotórész is keveredett, egy részük helyben széttöredezett. A *közepesen görgetett* és *lekerekített* szemcsék jól elhatárolhatóak a sötétbarna-barnásvörös anyagú, finomszemcséjű mátrix anyagtól és egymástól.

A részlegesen kialakuló aggregátumok, nem teljesen létrejövő ped-struktúra alapján *töréses*, illetve *szubanguláris* szerkezet jellemző a szövetre. A durva és finomszemű alkotórészek aránya alapján pedig (C/F eloszlás) "*nyílt porfiros*" szövettel jellemezhető az egység (*3. ábra*).

A P4 fekete szintje jelentős mennyiségű, különböző megjelenésű szerves anyagot tartalmazott: szemcsék között, amorf, finomszemű; illetve pedeket határoló törések falán.

A P4 barna horizontja közepesen osztályozott, döntően finomszemű mátrixból, illetve homokos és kőzetlisztes elegyrészekből állt. A nem irányított, közepesen lekerekített szemcsék közti mátrixot sötétbarna, illetve szürke, szürkésbarna finom szemű anyag töltötte ki. A szemcsék között nagy gyakorisággal előforduló kvarc ásványok felülete számos esetben "mart", illetve "gödrös" volt. A szövet részlegesen összeálló aggregátumokat tartalmaz, gyengén talajos szerkezetű. A mikroszerkezet tömeges, repedezett jellegű, a durva- és finomszemű anyagok aránya "nyílt porfiros" szövetet mutatott.

A barna szintben is jelentős volt a szerves anyag megjelenése pl.: monomorf, amorf finom szerves anyag, impregnációk, szemcsék körüli szerves anyag.

A vörös horizont anyaga is mérsékelten osztályozott volt. A *közepesen görgetett* és *lekerekített* szemcsék jól elhatárolhatóak a mátrix anyagtól és egymástól. A finom szemcsés anyag barna, illetve szürke árnyalatú, a durvább szemű elegyrészek döntően számos esetben *gödrös* felületű kvarc, illetve biotit, muszkovit voltak.

Helyenként gyenge talajfejlődési bélyegek, "szimpla térközű", illetve "zárt porfiros/ "gefuric" C/F eloszlás és "szemcsék közti mikroaggregátumokkal" jellemzett mikroszövet volt megfigyelhető.

A szerves anyag előfordulási formái közül, jóval szerényebb mennyiségben, mint a barna, illetve a fekete szintben, leginkább a szemcsék körüli, illetve szemcsék között hídként megjelenő formák voltak jellemzőek.

A P4 paleotalaj változatainak kialakulási körülményei

A terepi rétegtani megfigyelések által azonosnak tartott, bár más-más kifejlődésű P4 szintek a különböző vizsgálatok alapján is azonosnak bizonyultak, illetve különbségeik mibenléte is világosabbá vált. A P4 talajváltozatok jellegzetességei az alábbi módon foglalhatóak össze:

A granulometriai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az eloszlás görbék karaktere hasonló származására utal, jól elkülönítve őket más genetikájú, például folyóvízi, tavi vagy egyéb hidraulikus eredetű üledékektől. A közepes és durva kőzetliszt méretű móduszok, valamint az agyag és nagyon finom kőzetliszt méretű másodlagos maximum vagy "*hát*" megjelenése a hullóporos eredetű görbékre jellemző.

A terepi megfigyelések során löszként leírt üledékek, jelen esetben a P4 talajképző kőzete (pl. B1-11; C1-15; D2-10,11 megerősítést nyertek a mérések során. A szelvényekben a szemcseeloszlási adatok alapján jól párhuzamosítható volt az L5 lösz és a fedőjében található P4 paleotalaj. A P4 talaj alsó, vörös rétegei (B1-9,10; C1-15b; D2-8) egyértelműen jelzik (átlagos és modális szemcseméret csökkenése, agyagtartalom megnövekedése, a görbe aszimmetriájának és csúcsosságának mérséklődése), hogy a talaj a fekü löszből alakult ki, in-situ talajosodási folyamatok következtében. A P4 talaj felsőbb horizontjai esetében a talajgenetikai megítélést további folyamatok teszik bonyolulttá; feltehetően a lejtős tömegmozgások, a lemosódás során bekövetkező jelentős áthalmozódás, illetve újratalajosodás (?) jellemzi ezeket a szinteket. Különösen a P4 talaj legfelső, fekete sávjaiban (B1-7; C1-13; D2-4) figyelhető meg mindez, ahol az agyagfrakciójú szemcsék részaránya jelentősen megnő a fekühöz képest, míg a közepes és durva kőzetliszt méretű frakciók csaknem eltűnnek a mintákból.

A *másodlagos karbonátok* egyes típusai is alátámasztották a P4 paleotalaj változatainak kapcsolatát, illetve további információval szolgáltak az egyes változatok kialakulását illetően:

EBS a legnagyobb mennyiségben az L5 egységben fordult elő. Jelenléte és különösen a hasonlatos mennyiségi eloszlása is összeköti a D2-11 és C1-16 egységeket. Az *EBS* nagyszámú jelenléte stabil képződési körülményekkel hozható összefüggésbe az üledékképződés során (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997). Ezekben az egységekben a *CRC* száma is igen magas, illetve *talajos HC* is találhatóak. A jelenségek összekapcsolva felvethetik a képződési környezet nagyfokú stabilitását, a porfelhalmozódás ütemének lassulását, illetve esetleg gyenge talajképződést.

HC bevonatok nagy mennyiségben jelennek meg a P4 talaj felső átmeneti zónájában (C1-12). E szerint a klímaváltozás során a talajképződési fázis után újból a porhullás vált dominánssá. A por leülepedése során azonban a talaj mikroökoszisztémája még mindig aktív maradt és igyekezett lépést tartani a porhullás mértékével – így talajképződési folyamatok még mindig zajlottak bizonyos mértékben (CATT, J.A. 1990; BECZE-DEÁK, J. et al. 1997).

A *Harden-teszt*, a horizont-index segítségével is jól összekapcsolhatóak voltak a P4 paleotalaj szintek. A *fejlettségi-index* segítségével a talaj fejlődésének a korát is megpróbálhatjuk becsülni. A korbecslés alapján a völgykitöltő P4 talaj 50-100 ka; a B és C feltárás P4 talaja 10 ka. A P4 paleotalajok 10 ka környéki fejlődési kora interglaciális periódust feltételezhet. A völgykitöltő P4 talaj hosszú fejlődési korának részben a Harden-féle fejlődési-index metodikai hibája lehet az oka, de nem zárható ki, hogy geomorfológiai helyzete miatt, maga a paleotalaj többszöri újratalajosodáson esett át az interglaciálist követő rövidebb talajképződési szakaszokon keresztül.

A mikromorfológiai elemzések szintén alátámasztották egy huzamosabb ideig tartó talajképződési ciklus, illetve a cikluson belüli esetleges áthalmozódási, illetve újratalajosodási időszakok meglétét. A D-2 szelvény talajának felső, fekete színű genetikai szintjében nagyobb, kavics szemcseméretű anyag is előfordul (felületi leöblítéssel a völgytalpba mosódó anyag), illetve a talajképződére jellemző pedek, talajagregátumok is megfigyelhetőek.

Összefoglalás

Mintaterületünkön, a verőcei fejtő rétegsorában, a paleomorfológiai helyzet és felszínalakító folyamatok hatására a vizsgált paleotalaj szint három változatban jelenik meg:

- Hozzáadott üledékes anyaggal átkeveredő, "felhígult", gyengén fejlett genetikai szintekkel rendelkező, felszínalakító folyamatok által bolygatott lejtőn fejlődő talajváltozat (B-1 szelv.)
- (2) Eróziónak kitett, de lokális tető helyzetben elhelyezkedő, vékony kifejlődésű (erodált?) talaj (C-1 szelv.);
- (3) Paleovölgyben kialakuló, extrém vastag kifejlődésű, felső szakaszában újratalajosodott paleotalaj (D-1 szelv.),

A vizsgálatok eredményei lehetőséget adnak a terület adott talajképződési (interglaciális/interstadiális) periódusában megjelenő lokális őskörnyezeti különbségeknek, illetve a területen működő felszínalakító folyamatok kapcsolatrendszereinek feltárására. A verőcei feltárás P4 paleotalaj variációinak vizsgálata az őskörnyezeti rekonstrukciók mellett a paleotalajok rétegtani besorolásakor jelentkező veszélyekre is felhívják a figyelmet.

Köszönetnyilvánítás

Varga György kutatásait az OTKA PD108708 számú projektje támogatta.

BRADÁK BALÁZS MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest bradak.balazs@csfk.mta.hu

KISS KLAUDIA MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest kiss.klaudia@csfk.mta.hu

BARTA GABRIELLA ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest gabriellabarta86@googlemail.com

VARGA GYÖRGY MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest varga.gyorgy@csfk.mta.hu

SZEBERÉNYI JÓZSEF MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu

NOVOTHNY ÁGNES ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest agnes.novothny@gmail.com

SZALAI ZOLTÁN MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest szalai.zoltan@csfk.mta.hu

MÉSZÁROS ERZSÉBET MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest meszaros.erzsebet@csfk.mta.hu

MARKÓ ANDRÁS Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest marko.andras@hnm.hu

IRODALOM

BARTA, G. 2011a: Secondary carbonates in loess-paleosoil sequences: a general review. – Central European Journal of Geosciences 3. pp. 129–146.

- BARTA, G. 2011b: The structure and origin of loess dolls a case study from the loess-paleosoil sequence of Süttő, Hungary. – Journal of Environmental Geography 4. pp. 1–10.
- BARTA, G. (in Press): Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – Quaternary International, doi: 10.1016/j. quaint.2013.08.019
- BECZE-DEÁK, J.-LANGOHR, R.-VERRECCHIA, E. P. 1997: Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. – Geoderma 76. pp. 221–252.
- CATT, J.A. 1990: Paleopedology manual. Quaternary International 6. pp. 1-95.
- DEMATTÉ, J. M.–CAMPOS, R.C.–ALVES, M.C.–FIORIO, P.R.–NANNI, M.R. 2004: Visible-NIR reflectance: a new approach on soil evaluation Geoderma 121. pp. 95–112.
- FÖLDVÁRI, M. 2011: Handbook of thermogravimetrical system of minerals and its use in geological practice. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 213. Budapest, 180 p.
- GÁBORI, M.-GÁBORI, V. (1957): Études archéologiques et stratigraphiques dans les stations de loess paléolithiques de Hongrie. – Acta Archaeologica Hungarica 8. pp. 3–117.
- HARDEN, J. 1982: A quantitative index of soil development from field description: examples from a chronosequence in Central California. – Geoderma 28. pp. 1–28.
- KONERT, M.-VANDENBERGHE, J. 1997: Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. – Sedimentology 44. pp. 523–535.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. Földrajzi Közlemények 99. pp. 217–230.
- PÉCSI M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlaying subaerial formation. In: PÉCSI M. (ed.): Loess and the Quaternary Chinese and Hungarian case studies. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 33–49.
- PÉCSI M. 1995: Loess stratigraphy and quaternary climatic change. Loess inForm 3, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, Budapest. pp. 23–30.
- PÉCSI, M.–PÉCSI-DONÁTH, É.–SZEBÉNYI E.–HAHN, GY.–SCHWEITZER, F.–PEVZNER, M. A. 1977: Paleogeographical reconstruction of fossil soils in hungarian loess. – Földrajzi közlemények 101. pp. 94–137.
- STOOPS, G.-MARCELINO, V.-MEES, F. 2010: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier. 720 p.