

## Késő-pleisztocén (késő-glaciális) – holocén környezetváltozás Duna menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján

GÁBRIS Gyula<sup>1</sup>, KROLOPP Endre<sup>2</sup>, UJHÁZY Kolos<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék H–1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

<sup>2</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

---

### *Late Pleistocene (Late Glacial) – Holocene environmental changes along the Danube valley based on detailed complex examination of sand dune profiles*

#### Abstract

In this study the authors analyse the sands and fossil soils of three sand dunes situated along the Danube River near to Budapest, using sedimentological, pedological, xylotomical and malacological methods. The respective ages of the layers were determined by radiocarbon and luminescence methods (IRSL, TL). The main aims of the research were the following: outline the characteristic features of the evolution of the Late Glacial-Holocene environment; determine the main July temperature by malacothermometre; indicate three natural sand-moving periods (as younger Dryas, end of Boreal and the second phase of Atlantic), and three anthropogenic sand-moving periods (as Subboreal (bronze age), Subatlantic, and Medieval Age). A brown forest soil was discovered as a regional element. This soil developed on the aeolian sand deposited 8000±300 years ago, and indicates the surface through 3–7 thousand years. Nowadays it is covered by blown sands of a different age.

*Keywords: Late Glacial – Holocene environment, sand-moving periods, Danube, Hungary*

---

#### Összefoglalás

A Duna Budapest környéki mintegy 60 km hosszú szakaszán három deflációs homokbucka feltárásait szedimentológiai, talajtani, xylotómiai és malakológiai vizsgálatokkal elemezték a szerzők, és az egyes rétegek korát lumineszcens (IRSL, TL), valamint radiokarbon eljárásokkal határozták meg. A kutatás eredményeképpen sikerült felvázolni e terület késő-glaciális–holocén fejlődéstörténetét és környezetváltozásainak sajátosságait, meghatározni a júliusi középhőmérsékleteket. Az általánosítható eredmények közül kiemelésre érdemes a természetes homokmozgásoknak a fiatal driászra, boreális végére, és az atlanti szakasz második felére kijelölhető periódusai, a holocén második felében pedig három antropogén eredetű deflációs szakasz. A felszínalakulás szempontjából fontos egy kb. 8000±300 éve lerakódott eolikus homokrétegen kialakult erdőtalaj (barnaföld) leírása, amely jelenlegi adataink szerint regionális elterjedésűnek tűnik, és hosszabb-rövidebb ideig (3–7 ezer évig) a felszín jelentette a Duna menti homokterületeken.

*Tárgyszavak: késő-glaciális–holocén környezetváltozás, homokmozgás szakaszai, Duna*

#### Bevezetés

A Duna mentén a Szentendrei-sziget északi csücskétől a Csepel-sziget derekáig terjedő csaknem 60 km hosszú szakaszon számos fiatalon mozgott, deflációsan átalakított homokterület van. Kutatásainkat kezdetben a homokmozgás szakaszainak felderítése céljából indítottuk, s főképpen a különféle lumineszcens kormeghatározási módszerekre alapoztuk. A magyarországi futóhomokok korát a hetvenes évek végéig elsősorban földtani, rétegtani,

geomorfológiai és éghajlattani megfigyelések, ismeretek alapján határozták meg. Az utóbbi negyedszázadban — új módszerek alkalmazásával — a deflációs szakaszok idejére vonatkozóan jelentős új eredmények születtek. A homokmozgások idejét először radiokarbon módszerrel sikerült behatárolni az Alföld ÉK-i részének több helyén, mégpedig a futóhomokot tagoló talajrétegekből gyűjtött faszénmaradványok radiometrikus kormeghatározása alapján (BORSY et al. 1982, 1985; LÓRI et al. 1994). Legújabbban a különféle lumineszcens kormeghatározási módszerek (UJHÁZY 2002;

UJHÁZY et al. 2003) szolgáltatott adatokat a deflációs szakaszok bizonyításához (GÁBRIS 2003, GÁBRIS & TÚRI 2008). A tanulmányban használt lumineszcens kormeghatározási módszer leírása, és a mérési eredmények kiértékelésének szempontjai megtalálhatók UJHÁZY et al (2003) cikkében. Mintáink radiokarbon kormeghatározásait Debrecenben az Atomki laboratóriumában végezték.

Vizsgálataink később jelentősen kiszélesedtek. A hagyományos szedimentológiai, talajtani, xylotómiai és malakológiai vizsgálatokon túl kiemelendő a pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) készített képek felhasználása. Az ELTE Növény szerzettani Tanszékének Hitachi 3260N típusú készülékén (szekund elektronos detektációval 25 kilovolt feszültség mellett) készült képeken az egyes kvarc szemcsék felülete alapján következtetéseket vonhatunk le a homok szemcsék koptatottságára, a szállítási módjára és lehetővé vált a szállítási távolságának becslése. Az előzőekben vázolt módszerek segítségével megkísérreljük a három legfontosabb és legtöbb érdekes eredményt szolgáltató bucka feltárásainak alapján felvázolni e terület késő-glaciális–holocén környezetváltozásának általunk feltárt egyedi sajátosságait, ill. bemutatni az általánosítható következtetéseinket.

### A dunavarsányi feltárás leírása és a vizsgálati eredmények

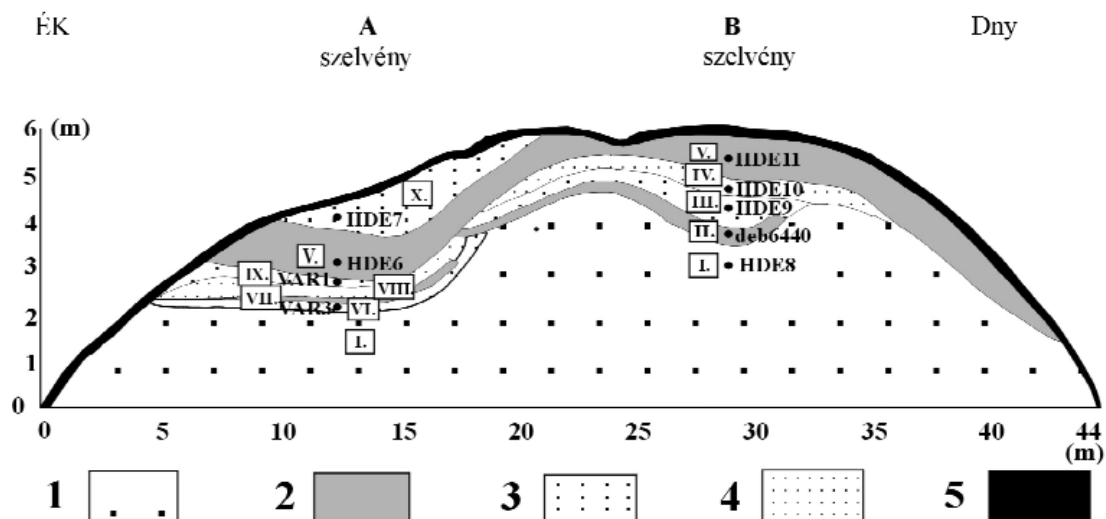
A feltárás a Duna–Tisza közti futóhomok-területek északnyugati részén, a Dunavarsánytól északra fekvő garmadabuckás területen található, mindössze 600 m-re a Duna mai medrétől. A térségben a futóhomok egy 102–103 m tszf. magasságú, felső-pleisztocén folyóvízi üledék által alkotott térszínre települ, mely 2–3 m-rel magasodik a Duna holocén magasárterére föl. A homokképződmények forma-

kincse elég egyveretű, a legjellemzőbb forma az ovális hosszanti garmadabucka. Változatosságot csak az egyes garmadák legkülönbözőbb összeolvadása ad; találkozhatunk hosszában összenőtt, hullámos gerincű garmadasorral és oldalirányban szinte teljesen összeolvadt formákkal is. Az uralkodó széliránynak köszönhetően a garmadák, garmadasorok tengelye szinte kivétel nélkül ÉNy–DK-i irányultságú. Egy-egy nagyobb bucka szélfelőli előterében negatív formák, kisebb szélbarázdák is megfigyelhetők. A pozitív formák átlagos relatív magassága 6–8 m, hossza mintegy 150 m. A feltárás helyzetét és környékének domborzati viszonyait UJHÁZY (2002) 2. ábrája mutatja be.

A feltárás egy felhagyott homokbányában található, amely az egyik garmada ÉNy-i végében létesült (1. ábra). Hasonlóan a többi homokformához, erre a garmadára is jellemző az ÉNy–DK-i tengelyirányultság; hossza a bányászat befejezése után mintegy 160 m (korábban 25–30 m-rel lehetett hosszabb), legnagyobb szélessége 70 m, legnagyobb magassága 8 m. A feltárás síkjában a bucka talpszélessége 45 m, magassága 6 m.

### A feltárás leírása és a vizsgálati eredmények ismertetése

A dunavarsányi feltárás legnagyobb érdekessége felépítésének az alföldi feltárások között kivételesnek mondható összetettségében rejlik. A homokbánya által elmentezett dűne folyóvízi és eolikus rétegeket, valamint fosszilis talajokat egyaránt tartalmaz, így különösképpen alkalmas lehet arra, hogy részletes feldolgozásával, kiértékelésével fontos új adatokkal szolgáljon a régió késő-glaciális–holocén klímátörténetére és felszínfejlődésére vonatkozóan. A feltárásban a Duna által lerakott, áthalmozatlan folyóvízi alapra több, különböző horizontális és vertikális kiterjedésű, szél által áthalmozott futóhomok-



1. ábra. A dunavarsányi bucka homok- és talajrétegei (UJHÁZY 2002 után módosítva)

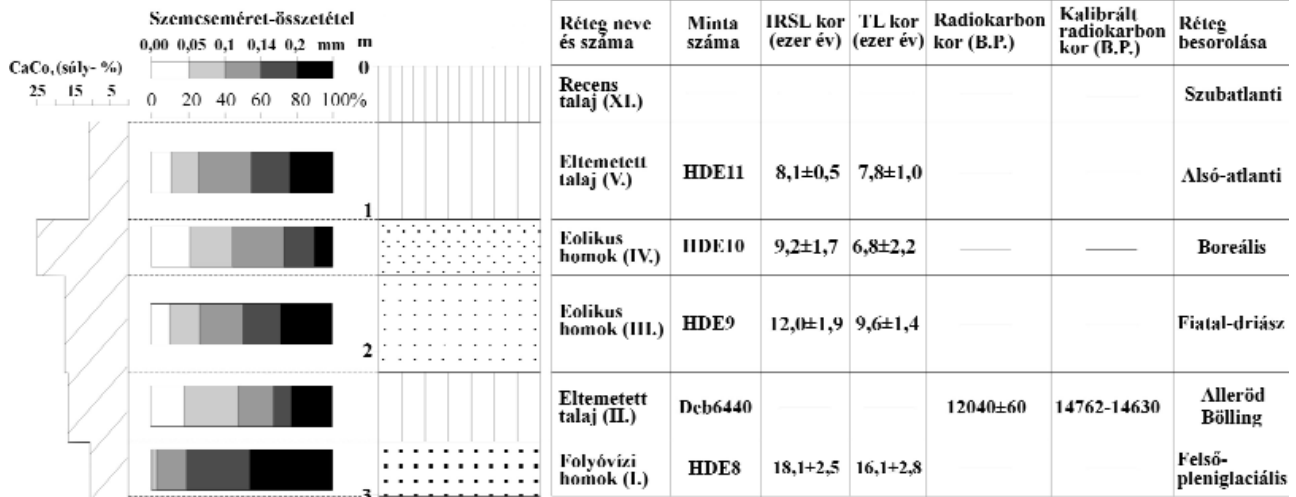
1 – folyóvízi homok; 2 – fosszilis talaj; 3 – eolikus homok; 4 – kőzetlisztes eolikus homok; 5 – mai talaj

Figure 1. Sand layers and fossil soils in sand dune of Dunavarsány (modified after UJHÁZY 2002)

1 – fluvial sand; 2 – fossil soil; 3 – aeolian sand; 4 – silty aeolian sand; 5 – recent soil

réteg (III., IV., VI., VIII. és IX.), ill. két jelentős fosszilis talaj (II. és V.) települt (2. ábra). A rétegek többsége nem nyomozható a feltárás egész hosszában, ezért két, egymástól mintegy 20 m-re felvett „A”, ill. „B” jelű szelvény segítségével mutatjuk be helyzetüket.

A pástázó elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a réteg kvarcsczemcséi egy részének származási helye viszonylag közel lehet, hiszen felszínüket éles töréssperemek, valamint üde felületek és alig kopott élek jellemzik. A szemcsék másik csoportja erősebb fluviális hatást mutat; az alapkőzetből való letöredezéskor képződött törések élei



2. ábra. A dunavarsányi homokbucka „B” szelvénye

Figure 2. Profile „B” of sand dune in Dunavarsány

## A „B” szelvényben elkülönített rétegek

### I. FOLYÓVÍZI HOMOK

A feltárás alapját képező, és mindkét szelvényben megtalálható, kavicszinórokat is tartalmazó durva homokréteg valamennyi vizsgálat szerint folyóvízi eredetű, eolikus hatások egyáltalán nem érték. A réteg a feltárás legdurvább szemcseméretű szintje, hiszen két minta alapján anyagának 94, ill. 90%-a a 0,1 mm-nél, 44, ill. 32%-a pedig a 0,2 mm-nél nagyobb tartományba esik; karbonáttartalma 10,87, ill. 10,04% (1. táblázat).

kopottabbak, és felületükön a vízben történő ütközésekre jellemző lépcsős törések is megjelennek. Egyes szemcsék a vízi szállítás során törhettek ketté, hiszen terjedelmes kopott felületek mellett friss törésselületekkel is rendelkeznek.

A képződmény folyóvízi eredetét a részletes malakológiai vizsgálatok is alátámasztják, ugyanis a rétegből előkerült a *Lithoglyphus naticoides* folyóvízi faj, melynek közepes méretű háza eolikus úton nem is szállíthatott mai helyére. A szintén ebből a rétegből származó *Nesovitreia hammonis* és *Trichia hispida* maradványok — bár a fajok ma

1. táblázat. A dunavarsányi feltárás szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve

Table 1. Grain size distribution, carbonate and organic content of the layers in Dunavarsány profile

Minta száma	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00-0,05	0,05-0,10	0,10-0,14	0,14-0,20	0,20-0,50	0,50-1,00	1,00<		
1.	1,01	6,76	22,53	36,64	32,02	0,25	0,07	10,04	-
2.	21,90	27,36	27,56	15,25	6,95	0,25	0,06	14,58	-
3.	2,82	9,23	25,00	35,56	26,90	0,21	0,02	13,33	-
4.	22,90	33,39	23,71	12,55	6,27	0,26	0,14	17,08	-
5.	7,38	12,29	23,77	27,58	26,51	1,47	0,55	0,83	0,128
6.	12,22	13,73	23,05	30,59	19,21	0,56	0,20	6,29	-
7.	7,27	8,14	18,23	37,02	28,22	0,38	0,03	14,63	-
8.	15,70	27,34	29,37	20,86	10,20	1,79	0,38	21,40	-
9.	20,04	23,06	30,03	15,46	10,12	0,42	0,19	25,10	-
10.	9,66	14,86	28,45	27,56	18,80	0,29	0,02	17,50	-
11.	9,90	15,16	25,77	20,90	27,78	0,24	0,04	15,06	-
12.	0,39	2,74	15,94	35,44	44,32	0,35	0,21	10,87	-
13.	fászenminta							-	-
14.	10,07	13,96	31,27	22,00	20,20	1,54	0,43	11,29	0,54
15.	18,33	24,69	23,95	11,56	19,00	2,01	0,34	16,29	0,47
16.	6,05	12,80	26,42	27,05	25,55	1,45	0,28	20,86	-

is faunánkhoz tartoznak —, jellegzetes felső-pleisztocén elemek, melyek arra utalnak, hogy ebben az időben e képződmény alkotta a felszínt.

A malakológiai vizsgálatok megállapításaival egybehangzanak a lumineszcens koreredmények (HDE8 minta), melyek szerint a folyóvízi rétegek leülepedési kora  $18,1 \pm 2,5$  (IRSL);  $16,1 \pm 2,8$  ezer év (TL). Ezen koreredmények azonban a folyóvízi szállítódás során bekövetkezett esetleges nem teljes kifakulás miatt bizonyos fenntartással kezelendők (túlbecsült korok).

## II. PALEOTALAJSZINT

A folyóvízi homokon egy átlagosan 0,4 m vastag, kevés szervesanyag-tartalmú (0,47%-os) talaj alakult ki. Nem maradt meg az egykori talaj teljes szelvénye, mert nyilvánvaló, hogy volt felette egy kilúgzási szint. Több vas-kolloid van benne, mint bármelyik humuszos homokban. Valószínűleg egy rozsdabarna erdőtalaj kezdeménye (színe: 10YR4/4-6), amely ligetes, nem zárt erdőtársulás alatt alakult ki, csapadékosabb klímán.

A talaj csak a „B” szelvényben nyomozható, ugyanis a feltárás keleti felén becsatlakozik a felső paleotalajba (V. szint), nyugati irányban pedig kiékelődik két homokrég határán (I., ill. III. szintek). A hullámos felszínt borító egykori aktív talajréteg mai korlátolt horizontális elterjedése utólagos erózióval indokolható. A talajszint szemcseméret-eloszlása szignifikáns horizontális eltérést mutat; míg a szint keleti részén az anyag 73%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik, addig nyugatabbra 67%-át 0,14 mm-nél kisebb szemcsék alkotják. A szintben a karbonáttartalom esetében is jelentős horizontális eltérés mutatható ki (keleten 6%, nyugaton 16%), ami a talaj eredendően diszkontinuus, domborzatfüggő kifejlődésével magyarázható.

A talajszintben talált faszénleletek a szövettani vizsgálatok szerint nyár (*Populus* sp.) valamint fűz (*Salix* sp.) fajok maradványai, fenyő fajok nem voltak kimutathatók benne. Ezen eredmények kifejezetten enyhe, nedves interstadiális klímára utalnak, melyet a szint homoktalajok esetében magasnak számító humusztartalma, vastagsága, kifejlettsége is alátámaszt. A xylotómiai és talajtani elemzések eredményei segítségével felvázolt öskörnyezeti kép helyességét a malakológiai vizsgálatok is alátámasztják, hiszen az összegyűjtött 46%-át kifejezetten melegigényes és szárazságtűrő (xerotherm) fajok adják. A domináns *Vallonia costata* pedig a nyílt és zárt vegetáció határán élő, nagy ökológiai tűrőképességű faj. A faunából a közvetlen környezetet illetően füves-bokros, száraz területre lehet következtetni, valamint enyhe, többé-kevésbé a maival megegyező klímára. A mintaanyagban 13%-os gyakorisággal előforduló *Pupilla triplicata* ma a középhegységek területén él (PINTÉR & SUARA 2004), a pleisztocénben azonban a sík- és dombvidékeken is előfordult (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A fauna kora nagy valószínűséggel a pleisztocén legvégére, holocén elejére tehető.

A radiokarbon kormeghatározás szerint a szintből előkerült faszénlelet kora  $12\,040 \pm 60$  év ( $C^{14}$  BP), ill.  $14\,764$ – $14\,630$  év (cal BP) (deb-6440). Az ismertett

vizsgálati eredmények alapján feltételezhető, hogy a talajszint az Alleröd–Bölling interstadiális (2. táblázat) során fejlődött ki, amikor az enyhe és nedves éghajlat lehetővé tette egy lombhullató ligeterdő elterjedését a folyóparti térszínen, ahol ugyanakkor foltszerűen szárazabb élőhelyek is kialakulhattak.

**2. táblázat.** Az utolsó 30 000 év korhatárai  $C^{14}$  és kalibrált korok szerint (a kalibrált korok nem átszámításból adódtak, hanem újabb megfontolások alapján kerekített értékek)

**Table 2.** Age limits in  $C^{14}$  BP and cal BP of the last 30 000 years (the calibrated ages are not the result of data conversion, but are rounded values)

$C^{14}$ BP			cal BP
2500	Szubatlanti	HOLOCÉN	2800
5000	Szubboreális		5800
7500	Atlanti		8200
9000	Boreális		10 200
	Preboreális		
10 200	HOLOCÉN-PLEISZTOCÉN HATÁR		11 600
11 000	Fiatal driász	KÉSŐ-GLACIÁLIS	12 800
	Alleröd		
	??Idősebb driász??		
13 000	Bölling		15 000
16 000	Legidősebb driász	FELSŐ-PLENIGLACIÁLIS	18 000
17 000	Ságvár-Lascaux		19 500
21 000	Utolsó glaciális maximum		23 000
23 000	Interstadiális		27 000
(?)	Stadiális(ok)?		(?)
29 000			32 000
(?)			(?)

## III. FUTÓHOMOKSZINT

A fosszilis talajszint felett, vele azonos horizontális kiterjedésben egy átlagosan 0,7 m vastag, szél által a mai helyére fújott homokrégét található (1. ábra). Szemcsemérete a feltáráson belül átlagosnak mondható, hiszen anyagának nagyjából 50%–60%-a esik a 0,14–0,50 mm-es tartományba, míg a 0,05 mm-nél kisebb szemcséjű anyag aránya 10% alatt marad. A homokszint karbonáttartalma a mérések szerint 15–17% között van, ám ez az érték a valóságban még magasabb is lehet, hiszen a réteg alsó harmadában gyökerekhez kapcsolódó számtalan mészkonkréción található. A malakológiai vizsgálatok szerint a rétegből gyűjtött fauna hasonlít a II. szintben található, így fontosabb fajai között megemlíthető a *Vallonia costata*, a *Chondrula tridens*, a *Helicopsis striata* és a *Pupilla triplicata*. Három folyóvízi faj apró töredéke is előkerült, de ezeket a szél fújhatta ide.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok tanúsága szerint a réteg anyagát csak igen kis távolságon telepítette át a szél,

ugyanis szemcséi felületén az eolikus jelleg csak alárendelten jelenik meg, a fluviális formajegyek még a szél által legjobban legömbölyített szemcsék esetében is felfedezhetőek. A legtöbb homokszem felületén még felismerhetőek a töréslépcsők, kagylós törések, valamint a valamikori éles peremek fluviális úton lekoptatott maradványai. Nagykiterjedésű lepattogzott felszínnel rendelkező szemcse ebből a szintből nem került elő.

A réteg lumineszcens kora (HDE 9 minta)  $12,0 \pm 1,9$  (IRSL);  $9,6 \pm 1,4$  ezer év (TL). Az adatok arra utalnak, hogy a futóhomokszint anyagát a fiatalabb driász hűvös-száraz időszakában fújta a szél mai helyére.

#### IV. FUTÓHOMOKSZINT

A III. futóhomokszintre egy 0,4–0,5 m vastag világos homokrég települ, mely a mérések szerint a feltárás egyik legfinomabb szemcseméretű képződménye, hiszen anyagának 15–20%-a a 0,05 mm-es, 72–73%-a pedig a 0,14 mm-es szemcseméret alatt marad. A szint igen magas karbonáttartalma (21–25%) a pleisztocén löszös üledékekben mért értékeket idézi. A réteg anyaga kimutathatóan koptatottabb, mint az idősebb homokszintek szemcséi. Az innen begyűjtött homokszemek jelentős része olyan erős eolikus átfómálódáson esett át, hogy csak a legmarkánsabb fluviális formák maradványai maradtak meg rajtuk. Ez a megállapítás azonban természetesen csak a szemcseállomány mintegy negyedére igaz, mert a legtöbb homokszem a finomhomok mérettartományába esik, melynek szemcséi csak alig, vagy egyáltalán nem koptatódnak (BORSY 1965). Mindazonáltal a tény, hogy erősen koptatott, tipikusan eolikus felületű szemcse nem került elő a rétegből, azt bizonyítja, hogy a szél általi szállítás nem lehetett hosszú.

A malakológiai vizsgálatok számára begyűjtött fauna az alacsony faj- és egyedszám miatt alig értékelhető, az azonban a mintaanyag kiértékelése után feltételezhető, hogy viszonylag száraz környezetet jeleznek. A folyóvízi *Lithoglyphus naticoides* példányai aprók, ezért mai helyükre minden bizonnyal — a szint homokanyagával együtt — a szél szállította őket.

A szint lumineszcens kora (HDE 10 minta)  $9,2 \pm 1,7$ ;  $6,8 \pm 2,2$  ezer év (IRSL; TL), amely alapján a szint korai holocén leülepedése valószínűsíthető. Ezen eredmény szerint a késő-glaciális stadiálisai során bekövetkezett homokmozgás a régióban a holocén preboreális időszakában is folytatódott.

#### V. PALEOTALAISZINT

A 0,6–1 m vastagságú fejlett fosszilis talajszint a feltárás egész szélességében nyomozható, így az „A” szelvényben is megjelenik. Az egykor löszös futóhomokon kialakult talaj a feltárás nyugati felében közvetlenül a recens talaj alatt, keleten viszont a legfiatalabb futóhomokrég (X.) alatt helyezkedik el. A kétrétegű talaj felső (45 cm vastag) szintje a munsell skálán a csernozjom színét mutatja: 10YR3/2. A poliéderez szerkezetű „A” szint tehát csernozjom jellegű homoktalaj lehet. Az alatta levő kb. 25 cm vastag rész

szerkezet nélküli, magas karbonáttartalmú (kb. 10%), ami világosabb (2,5Y5/4) löszös anyagon fejlődött ki.

A szint domináns szemcseméret-tartománya 0,1–0,5 mm közé esik (78, ill. 73%). A rétegen belül azonban a bucka tetőszintjéhez közeledve gyenge finomodás érzékelhető, ami nem csak az uralkodó szemcseméret-tartományon belüli eloszlási különbségekben jelentkezik, hanem a 0,05 mm-nél kisebb szemcsék arányában is (7%, ill. 10%). A karbonáttartalom esetében már nagyságrendi különbségek mutatkoznak a két mintavételi hely között: a bucka (egykori) tetején vett minta karbonáttartalma 13-szorosan haladja meg a paleotalaj alacsonyabb (ma már üledékekkel fedett) szakaszából vett minta anyagát (11,29% és 0,83%). Ez a jelenség arra utal, hogy a talaj képződése során erős lehetett a kilúgítás, mely — az aktuális domborzati helyzettől függően — a talajból különböző mértékben az alsóbb rétegekbe mosta a karbonáttartalmat.

A talajszintből gyűjtött szegényes csigafauna a malakológiai vizsgálatok szerint alapvetően melegigényes fajokból áll. A rétegből előkerült *Cepaea vindobonensis* területünkön a würm és a késő-glaciális szakasz üledékeiből hiányzik, csak a holocén elején jelenik meg. A szárazsághedvelő *Helicopsis striata* kisebb aránya a csapadékos klímával függhet össze.

A fosszilis talajréteg lumineszcens kora a HDE 11 minta szerint  $8,1 \pm 0,5$ ;  $7,8 \pm 1,0$  ezer év (IRSL; TL), ill. HDE 6 szerint  $7,7 \pm 0,6$ ;  $5,7 \pm 1,0$  ezer év (IRSL; TL). A vizsgálati eredmények alapján feltételezhető, hogy a talajszint a holocén atlanti szakaszának enyhe, csapadékos klímával jellemezhető első felében keletkezett.

### Az „A” szelvényben elkülönített rétegek

#### I. FOLYÓVÍZI HOMOK

A folyóvízi képződményt a „B” szelvény leírásakor már részletesen ismertettük. Anyaga meglehetősen egynemű, tendenciózus horizontális eltéréseket nem mutat (3. ábra).

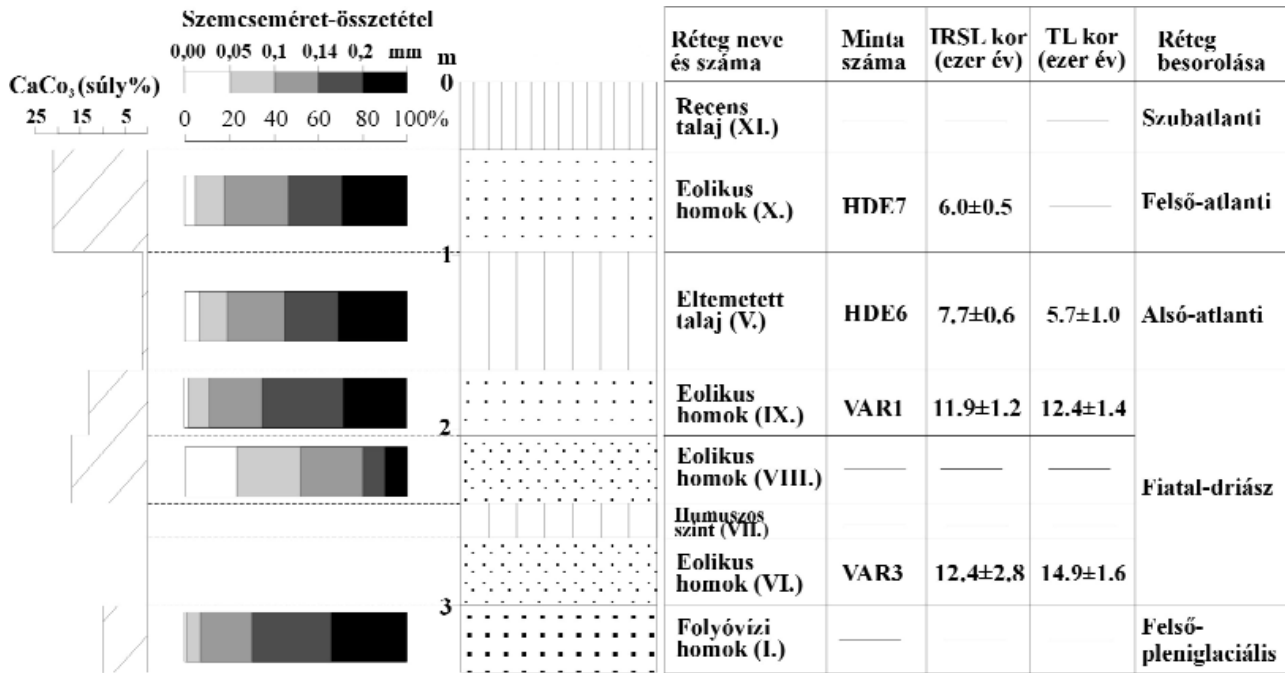
#### VI. FUTÓHOMOKSZINT

A közepes szemcseméretű, meszes foltokkal tarkított eolikus homokrég jól elkülönül az alatta fekvő folyóvízi üledéktől. E szint esetében részletes anyagvizsgálati eredményekkel nem rendelkezünk, de habitusa alapján leginkább a lejjebb bemutatandó IX. futóhomokréghez hasonlítható. A rendkívül szegényes, mindössze három fajtából álló csigafauna alapján viszonylag meleg, száraz klíma feltételezhető.

A homokszint lumineszcens kora (VAR 3 minta)  $12,4 \pm 2,8$ ;  $12,4 \pm 1,3$  ezer év (IRSL; TL), mely alapján valószínűsíthető, hogy anyagát a fiatalabb driász idején fújta mai helyére a szél.

#### VII. ELTÉMETETT HUMUSZOS SZINT

A valamikori buckalábtérszínen kialakult, gyengén kifejtett humuszos réteg rövid szakaszon csak a VIII. és a VI. homokszint között nyomozható. Létrejöttét segíthette a védett morfológiai helyzet, a közeli talajvízszint, valamint a



3. ábra. A dunavarsányi homokbucka „A” szelvénye  
 Figure 3. Profile „A” of sand dune in Dunavarsány

buckaközi laposokon helyenként megtelepülő fűnemű vegetáció, melynek létére a rendkívül szegényes malakológiai anyag fajösszetételéből következtethetünk (*Pupilla triplicata*, *Vallonia costata*).

#### VIII. FUTÓHOMOKSZINT

A feltárás keleti részén mintegy 15 m hosszan nyomozható, nyugat felé kiékelődő homokréteg a feltárás legfinomabb szemcseösszetételű képződménye. Jellemző, hogy anyagának 22–23%-a a 0,05; 76–80%-a pedig a 0,14 mm alatti tartományba esik. A 14–17% között változó karbonát-tartalma a feltárásban átlagosnak mondható. A malakológiai vizsgálatokhoz begyűjtött, mindössze két fajból álló (*Pupilla triplicata*, *Vallonia costata*), de viszonylag jelentős egyedyszámú fauna mérsékelt meleg klímára és füves vegetációra utal. A fauna kora nagy valószínűséggel a pleisztocén legvégére, ill. a holocén elejére tehető. A réteg szemcseméret-összetétele, elhelyezkedése és habitusa alapján szoros rokonság feltételezhető a feltárás nyugati felében található — mintegy a szint meghosszabbításaként értelmezhető — 12,0±1,9 ezer év IRSL korú IV. futóhomokréteggel. A feltételezést közvetve a VIII. futóhomokszint alatt, ill. felett húzódó homokok optikai lumineszcens korai is alátámasztják (12,4±2,8, ill. 11,9±1,2 ezer év).

#### IX. FUTÓHOMOKSZINT

A finomhomokra mintegy 10 m hosszan és 25–30 cm-es vastagságban egy átlagos szemcseméretű réteg települ. Jellemző a két réteg közötti szemcseméret-összetételbeli különbségre, hogy ez szint anyagának 87%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik, míg a közetlisztfraakcióba csupán 3%-a tartozik. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a

kvarciszemcsék egy részén már látható az eolikus eredetű igazoló lepattogzott felszín, azonban a homokszemek döntő többségén még a fluviális szállítás jegyei a meghatározók. Ennek okai nyilvánvalóan a deflációs időszak rövidségében keresendők. A homokszint lumineszcens kora 11,9±1,2; 14,9±1,6 ezer év (IRSL; TL) (VAR 1), mely alapján valószínűsíthető, hogy anyagát — a lejjebb fekvő VI. futóhomokszinthez hasonlóan — a fiatal driász idején fújta mai helyére a szél.

#### V. PALEOTALAJSZINT

A réteg részletes leírása a „B” szelvény ismertetésénél olvasható.

#### X. FUTÓHOMOKSZINT

A feltárás legfelső és egyben legfiatalabb eolikus homokrétege a feltárás keleti felében mintegy 0,6–0,8 m vastagságban nyomozható az V. fosszilis talajréteg és a recens talaj között. Szemcsemérete átlagosnak mondható, hiszen anyagának mintegy 80%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik. Karbonáttartalma viszont nagy, meghaladja a 20%-ot.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok tanúsága szerint a homokszint a bucka szél által legerősebben lekopatott szemcséit tartalmazó rétege. A rétegből előkerült szemcsék jelentős részén kisebb-nagyobb terjedelemben megfigyelhetőek hosszabb eolikus aktivitást jelző lepattogzott felszínek és ívsorozatokat, valamint gerinchálózatok is. Az eolikus úton legkételetesebben lekopatott szemcsék kivételével azonban a legtöbb homokszem máig megőrizte karakteres fluviális felszínformáinak maradványait, így sok szemcse felszínén láthatóak elsímított töréslépcsők, legömbölyített

gerincroncsok és lepattogzott felszínek által „felülbélyegzett” — egykori víz alatti ütközések során képződött — kagylós törésnyomok. A rétegben talált szemcsék morfológiája híven tükrözi a Duna–Tisza közti homokmozgások lokális horizontális kiterjedését, erősen visszafogott térbeliségét. Figyelembe véve BORSY (1965) megfigyelését, mely szerint a 0,63–0,8 mm-es szemcsék már pár száz m megtétele után jelentősen megkopnak, megállapíthatjuk, hogy a feltárás legfiatalabb, eolikus hatásnak minden bizonnyal leghosszabb ideig kitett anyaga is csak meglehetősen kis távolságot tehetett meg a szél „szárnyán”. A malakológiai vizsgálatok szerint a rétegből előkerült csigafauna melegéjnyes fajokból áll. Ilyen a domináns *Helicopsis striata*, amely xerotherm (melegkedvelő, szárazságtűrő) faj, a homokterületek jellegzetes csigája. A *Capaea vindobonensis* a würm és a késő-glaciális szakasz üledékeiből hiányzik, körülbelül a holocén elején jelenik meg területünkön. A folyóvízi *Lithoglyphus naticoides* példányai aprók, az üres házakat a homokmozgást előidéző szél sodorhatta magával.

A homokréteg lumineszcens kora  $6,0 \pm 0,5$  ezer év (IRSL) (HDE7). A koradat alapján feltételezhető, hogy a réteg anyagát a holocén atlanti fázisának meglehetősen száraz klímájú, második felében fújta mai helyére a szél.

#### Az eredmények értelmezése

A vizsgálatok eredményeinek ismeretében lehetőségünk nyílik felvázolni a bucka kialakulásának folyamatát, s ezzel együtt képet alkotni a térségben végbement klimatikus és felszínfejlődési folyamatokról.

A bucka alapját képező folyóvízi homok (I.) a késő-pleisztocén würm glaciális során a mai futásánál még keletebbre kanyargó Duna üledékét képviseli, mely eolikus áttelepítést nem szenvedett.

A folyóvízi hordalékanyagon a késő-glaciális előzőeknél kedvezőbb klímájú alleröd/bölling interstadiálisában füves-bokros, majd — lombohullató ligeterdők formájában — fás vegetáció települt meg. A térszín morfológiájához és vízellátási viszonyaihoz igazodó, többé-kevésbé zárt növénytakaró alatt rozsdabarna erdőtalaj (II.) alakult ki, mely ma a feltárás középső harmadában nyomozható. Az ekkor kifejlődő talajtakaró — a mai félig-kötött futóhomokkal borított területek talajaihoz hasonlóan — azonban már keletkezésekor sem lehetett folytonos, ráadásul egyes részletei később, a növényzet visszaszorulásával lepusztultak.

A klíma rosszabbra fordulásával és a talajképző, ill. -megtartó vegetáció térszűrésével a fiatalabb driász során, területünkön hosszú deflációs periódus kezdődött, mely jelentős vastagságú homokrétegekkel (III., VI., IX.) borította be a korábban talajtakaróval fedett térszíneket is. A feltárás keleti részén nyomozható eltemetett humuszos szint (VII.) tanúsága szerint a védettebb, jobb vízellátottságú buckaközi laposokban esetenként még a deflációs periódus idején is sor kerülhetett minimális szervesanyag-felhalmozódásra. A IV. futóhomokszint leülepedési kora arra utal,

hogy a késő-glaciális során megkezdődött deflációs periódus a holocén első évezredeiben is folytatódott, és csak a boreális szakaszban fejeződött be.

A holocén során bekövetkezett — visszaesésekkel tagolt, de többé-kevésbé — fokozatos klímajavulás az atlanti korszak elejétől lehetővé tette a növényzet záródását és egy összefüggő talajtakaró kialakulását (V.). Ez a talaj — a feltáráson belül — már kontinuus horizontális elterjedésű, aránylag magas szervesanyag-tartalmú és jelentős vastagságú, jól mutatva a késő-glaciális és a középső-holocén éghajlati optimum közötti különbséget.

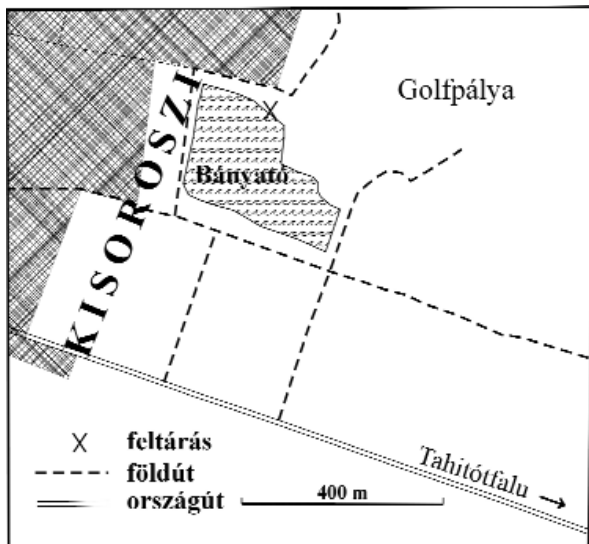
Az atlanti szakasz második felében az ismét szárazzá vált éghajlatnak köszönhetően kiújult a deflációs tevékenység, és a szél mai helyére fújta a X. futóhomokszint anyagát. A lumineszcens vizsgálat alapján meghatározott  $6,0 \pm 0,5$  ezer év (B.P.) körüli periódus kifejezetten száraz jellegére utaló párhuzamok hazánkban a szikes talajok megjelenése, a Balaton alacsony szintje (CSERNY 2002), a humiditás görbe mélypontja (KORDOS 1977, 1987), valamint a pollenanalízis eredménye (CSONGOR et al. 1982). A Tisza paleohidrologiai rekonstrukciója is azt bizonyítja, hogy a folyó vízhozama az atlanti korszak második felében jóval kisebb volt, mint jelenleg (BORSY & FÉLEGYHÁZY 1983, GÁBRIS 1995a, GÁBRIS et al. 2002). Mindazonáltal az ebben az időszakban bekövetkezett deflációs tevékenység mértéke és jelentősége az eddigi kutatások szerint a késő-glaciális homokmozgásokéhoz nem mérhető.

#### A kisoroszi feltárás leírása és a vizsgálati eredmények

A Szentendrei-sziget északi végében, Kisoroszi déli határában egy régen megnyitott, és mai is művelt kavicsbánya (4. ábra) jó feltárást nyújtott a Duna pleisztocén végi kavicsos-homokos üledékén (II/a terasz anyaga) kifejlődött késő-glaciális–holocén képződmények tanulmányozására (5. ábra).

##### I. FOLYÓVÍZI HOMOKSZINT

A feltárás fekvését a Duna által — GÓCZÁN (1955) szerint a kora-pleniglaciálisban lerakott, de valószínűleg inkább a késő-pleniglaciális során települt — kavics képezi. A Duna munkaképességének változásairól a fedő középszemű homokréteget tagoló több (pl. II. folyóvízi szint) vékony agyagos-iszapos-finomhomokos réteg tanúskodik. A képződmény a feltárás legdurvább szemcseméretű szintje, anyagának 82%-a a 0,2 mm feletti szemcseméret-tartományba esik. A réteg karbonáttartalma meghaladja a 16%-ot (3. táblázat). A homokszintből előkerült szemcsék túlnyomó többsége fluviálisan koptatózott; a törések eredeti élei legömbölyödtek, és víz alatti ütközések okozta töréslépcsősorozatok, valamint kagylós törésnyomok jelentek meg rajtuk. A szemcsék egy része azonban teljes mértékben megmunkálatlan, még magukon viselik az alapkőzetből való letöredezés nyomait; felszínüket üde törésfelületek, éles peremek, tarajos gerincek jellemzik. Ezen szemcsék vízben



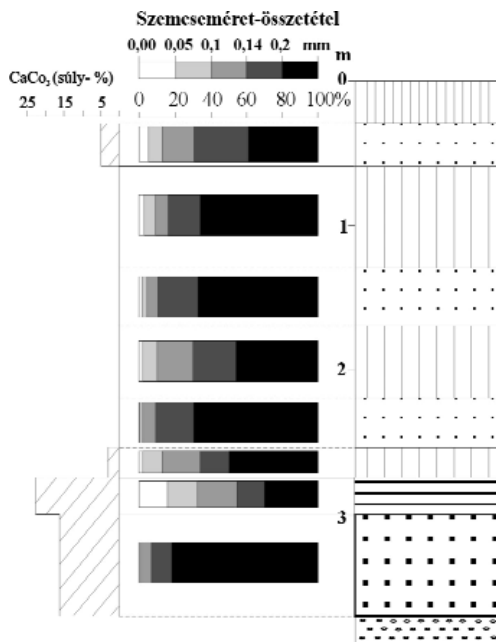
4. ábra. A kisoroszi feltárás helyszínrajza

Figure 4. Location of Kisoroszi profile

megett útja nem lehetett hosszú, nagy valószínűséggel a Visegrádi-hegységből vagy a Börzsönyből lefutó patakok hordalékából származnak. A rétegben talált *Succinea* cf. *oblonga* és *Trichia* cf. *hispida* fajok megerősítik azon feltételezést, mely szerint a képződmény anyagát a Duna a pleisztocén legvégén, feltehetően a késő-pleniglaciális idején szállította mai helyére.

## III. ÉS V. FOSSZILIS TALAJSZINT

A folyóvízi homokot két tagból álló, közébkelt futó-homokrég által elválasztott talajkomplexum fedi. A fluviális homokra települő III. talajszint vastagsága mindössze 0,2 méter, szervesanyag-tartalma pedig csupán 0,14%. Iszapos üledéken talajvízhatás nélkül kialakult humuszos öntéstalajnak minősíthető. Ez a térszín akkor még ártér volt, mert a Duna a talaj kialakulását megelőző kb. ezer évben bevágódott, és a talajvíz is alászállt. A közébkelt homokszintet fedő V. talajszint vastagsága eléri a 0,4 métert, szervesanyag-tartalma pedig a 0,25%-ot. A fosszilis talajszintekben talált faszénleleteken Debrecenben (Atomki) végzett



5. ábra. A kisoroszi feltárás szelvénye (UJHÁZY et al. 2003 ábrája új adatokkal kiegészítve)

Figure 5. Profile in gravel-sand quarry of Kisoroszi (UJHÁZY et al. 2003 completed by new data)

Réteg neve és száma	Minta száma	IRSI. kor (ezer év)	TL. kor (ezer év)	Radiokarbon kor (B.P.)	Kalibrált radiokarbon kor (B.P.)	Réteg besorolása
Recens talaj (IX.)	—	—	—	—	—	Szubatlanti
Eolitikus homok (VIII.)	KOR1	0.63±0.07	0.48±0.5	—	—	
Eltemetett talaj (VII.)	KOR3	8.4±1.6	7.2±1.5	—	—	Talaj: Alsó-atlanti Homok: Boreális
Eolitikus homok (VI.)	KOR	8.5± ?	—	—	—	Boreális
Eltemetett talaj (V.)	deb-7735	—	—	12 036±105	14 129-14 007	Bölling
Eolitikus homok (IV.)	KOR7	16.0±2.0	14.0±2.3	—	—	
Eltemetett talaj (V.)	deb-7734	—	—	12 232±125	14 938-14 879	Felső-pleniglaciális
Folyóvízi agyag iszap homok (II.)	—	—	—	—	—	
Folyóvízi homok (I.)	—	—	—	—	—	
Folyóvízi kavics	—	—	—	—	—	

5. ábra. A kisoroszi feltárás szelvénye (UJHÁZY et al. 2003 ábrája új adatokkal kiegészítve)

Figure 5. Profile in gravel-sand quarry of Kisoroszi (UJHÁZY et al. 2003 completed by new data)

3. táblázat. A kisoroszi feltárás szelvényének szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve

Table 3. Grain size distribution, carbonate and organic material content of the layers in Kisoroszi profile

Szint	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00-0,05	0,05-0,10	0,10-0,14	0,14-0,20	0,20-0,50	0,50-1,00	1,00<		
I.	0,16	1,26	5,63	11,36	81,43	0,13	—	16,08	—
II.	17,30	16,40	21,26	14,66	27,83	2,30	0,23	22,73	—
III.	1,93	11,53	22,10	16,86	43,60	3,46	0,43	2,88	0,14
IV.	0,30	1,26	7,06	22,40	68,90	0,06	—	0,00	—
V.	1,56	8,76	17,93	26,60	43,06	1,93	0,13	0,00	0,25
VI.	1,36	2,93	7,53	21,66	66,43	0,06	—	0,00	—
VII.	2,76	6,30	8,90	16,23	65,40	0,33	0,03	0,00	0,14
VIII.	5,03	8,30	18,13	29,30	39,10	0,10	0,03	4,95	—



radiokarbon kormeghatározások eredményei (III. szint [deb-7734]: 12 232±125 év [C<sup>14</sup> B.P.], ill. 14 938–14 879 év [cal B.P.]; V. szint [deb-7735]: 12 036±105 év [C<sup>14</sup> B.P.], ill. 14 129–14 007 év [cal B.P.]) alapján a talajkomplexum a késő-glaciális bölling interstadiálisában keletkezett. A III. talajszint pleisztocén kialakulását támasztják alá a benne talált *Succinea oblonga* héjmaradványok is.

#### IV. FUTÓHOMOKSZINT

A talajkomplexum két tagja közé ékelődő, mintegy 0,3 m vastag eolikus homok némileg finomabb szemcseméretű, mint a forrásául szolgáló folyóvízi homok, azonban anyagának 69%-a így is a 0,2–0,5 mm közötti tartományba esik. A réteg lumineszcens kora 16,0±2,0; 14,0±2,3 ezer év (IRSL; TL) (KOR 7). A termolumineszcens koreredmény beleillik a radiokarbon mérések által felrajzolt képbe, mely szerint a futóhomok szint egy, a bölling talajképződést rövid időre megszakító, a közeli Duna medréből alacsony vízálláskor kifújott homokrétet, s mint ilyen, nem feltétlenül jelez éghajlatingadozást.

#### VI. FUTÓHOMOKSZINT

A bölling talajkomplexumot borító eolikus homok szemcseösszetétele nagy vonalakban megegyezik a lejjebb található IV. homokrétével; anyagának döntő többsége (66%) a középszemű homok tartományába esik, míg az aprószemű frakcióba 29% tartozik. A szintet kevés kivétellel fluvialisan jól legömbölyített, több esetben eolikusan is erősen továbbformált szemcsék alkotják. A kvarcsemek nagy részén már megjelennek az eolikus jelek; a felszín jelentős hányadát sok esetben részletgazdag lepattogzott felületek, gerinchálózatok uralják, de a fluvialis felszínalakulásról tanúskodó legömbölyített élek, töréslépcső-sorozatokat stb., azonban az esetek többségében még nem tűntek el. Az eolikus szállítódás során egyes szemcsék kettétörtek, így ezek két, egymástól jelentősen elütő arccal rendelkeznek: a fluvialis és eolikus felszínformálódás jegyeit hordozó felületek mellett a friss törésfelületeket is magukon hordozzák. A pótlólagos mintavétel anyagából lumineszcens mérés (IRSL) szerint a réteg (KOR) kialakulási korára kb. 8500 év adódott, ami a homokrét alatt, ill. felett található talajrétegek kialakulási idejéhez (V. szint: bölling; VII. szint: kora-atlanti) jól illeszkedve bizonyítja, hogy a VI. futóhomokszint anyagát a holocén még viszonylag hideg és száraz klímával jellemezhető első évezredekben szállította mai helyére a szél.

#### VII. PALEOTALAJSZINT

A futóhomokot egy jól fejlett, mintegy 0,6 m vastag, 0,14% szervesanyag-tartalmú rozsdabarna erdőtalaj borítja be, melyen már a másodlagos sztyeppesedés, humuszosodás jelei is mutatkoznak. A talajképződést — hasonlóan a bölling idején lezajlottakhoz — gyengébb homokmozgással járó viharok e réteg esetében is megzavarhatták; erre a talajban lencseszerűen nyomozható homokfoltok szolgálnak bizonyítékkul. A talajnak nincs igazi „A” szintje, mert színe vöröses, de a humusz átfedi. Alatta van egy B<sub>1</sub> és egy B<sub>2</sub> szint. E szerint kezdetben erdő volt itt, alatta rozsdabarna erdőtalaj

képződött, agyagásványok és vas-oxidok keletkeztek, aztán eltűnt az erdő, és nyílt vegetáció alatt elkezdett humuszosodni, sztyeppesedni a talaj. Valószínű az antropogén hatás, de az erdő eltűnésének másik oka egy több ezer évvel ezelőtti (atlantikum vége szubboreális eleje) természetes klimatikus változás, szárazodás is lehetett. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a futóhomok lencsék kvarcsemekének felszínét az erős fluvialis megmunkálást követően közepes mértékű eolikus átformálódás alakította tovább. A vízi környezetben eltöltött jelentős időről a jellegzetes fluvialis formakincsén kívül oldási nyomok is tanúskodnak. Az optikai és termolumineszcens vizsgálatok (KOR 3) eredményei (8,4±1,6; 7,2±1,5 ezer év [IRSL; TL]) — szerint a talaj anyaga gyakorlatilag a VI. homokszint folytatásának tekinthető szakaszban rakódott le. Maga a talaj, amint azt a rétegtani elhelyezkedése, kifejllettsége, valamint más, hasonló korú talajokhoz való hasonlósága is sugallja, a holocén atlanti időszakának első, csapadékos felében keletkezett.

#### VIII. FUTÓHOMOKSZINT

A legfelső eolikus homokrétet a feltárás legfinomabb szemcseösszetételű homokszintje. Szemben a VI., IV. és leginkább az I. rétegekkel, a réteg anyagának mindössze 39%-a esik a középszemű homok tartományába, míg 47%-a az apróhomok kategóriájába tartozik, és több mint 13%-a a finom-, ill. igen finom szemcséjű. A réteget eolikusan erősen megmunkált homokszemek alkotják. A legtöbb szemcse felületének jelentős hányada lepattogzott felszín, melyek mikroformái közé olykor oldásnyomok, valamint a korábbi fluvialis formálódás örökségként nagyobb méretű kagylós törések vegyülnek. Utólagosan kettétört szemcsék ebből a szintből is előkerültek; ezek esetében a frissebb törésfelület élesen elkülönül a fluvialisan és eolikusán egyaránt jól koptatott, zavartalan fejlődésű felületektől. A homokrétet optikai lumineszcens kora 631±77 év (IRSL), melynek tanúsága szerint a réteg kialakulását eredményező homokmozgásra már a magyar történelem idejében, a holocén legutolsó, a jelenig terjedő időszakában került sor.

Legfelül a mai vékony (valószínűleg csak néhány száz éves) talaj humuszos homoknak minősül (humic arenosoil).

#### Az eredmények értelmezése

A szelvényt felépítő rétegek korának, valamint egyéb anyagminőségbeli jellemzőinek ismeretében a kisoroszi feltárás környezetének fejlődéstörténetét a következőképpen rekonstruálhatjuk:

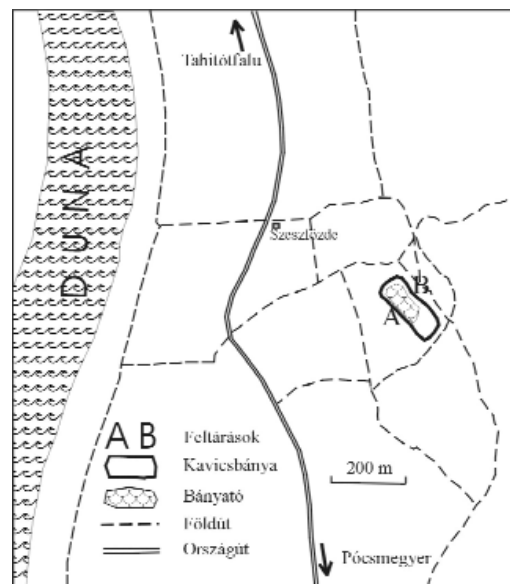
A Duna által a kora-pleniglaciálisban lerakott — a II/a jelű teraszszintbe sorolható — kavicsfelszínére a folyó munkaképességének csökkenése következtében a késő-pleniglaciális során vastag folyóvízi homokrét (I. szint) települt. A folyóvízi hordalék lerakódásának a késő-glaciális elején a Duna bevágódása vetett véget (GÁBRIS 1995b, MARI 1996), melynek következtében az addig gyakran előtört térszín fokozatosan ármentessé vált. A teraszszint a relatív kiemelkedés során egy ideig még a folyó által a nagyobb árvizek idején előtört magas ártérként szolgált,

melyről egy, a folyóvízi rétegsort lezáró agyagos-kőzetlisztes hordalék tanúskodik (II. szint). A rendszeres elöntés alól kikerült felszínen a bölling interstadiális enyhébb-nedvesebb klímáján humuszos öntéstalaj (III. szint), majd lombhullató vegetáció alatt barna erdőtalaj (V. szint) fejlődött ki. A homokformákkal tagolt térszínen a talaj a magasabb buckatetőket nem minden esetben tudta befedni, ezért elszigetelt foltokban nagy viharok idején még interstadiális klímán is megindulhatott a homokmozgás. Ilyen — mind térben, mind időben erősen korlátozott — deflációs esemény során kerülhetett mai helyére a talajképződést megszakító IV. futóhomokszint anyaga.

A késő-glaciális enyhe klímájú böllinget követő, hűvös-száraz stadiális éghajlatú időszakában a növényzet visszazurolásával ismét megindulhatott a homokmozgás, mely — pontos koradat hiányában csak analógiák (pl. dunavarsányi feltárás) alapján valószínűsíthetően — a holocén preboreális, ill. boreális fázisában is folytatódott (VI. szint). A holocén során fokozatosan javuló (melegedő és nedvesedő) éghajlat az atlanti fázis elején lehetővé tette a növényzet újbóli záródását és a homokmozgás megszűnéséhez vezető talajtakaró kialakulását. A kisoroszi feltárásban vizsgálható alsó-atlanti rozsdabarna erdőtalaj (VII. szint) a sztyeppesedés, humuszosodás jeleit is magán viseli, mely arra utal, hogy a talajképződési időszak második felében a felszint borító lombos ligetes pusztának vagy nyílt füves pusztának adták át helyüket. Az atlanti talaj felett fekvő fiatal homokréteg tanúsága szerint Kisoroszi környezetében történelmi időkben, emberi tevékenység hatására is sor került számottevő homokmozgásra. Az IRSL lumineszcens koreredmény szerint mintegy 600–700 éve bekövetkezett homoklepel-képződés az ember erdőirtó – szántóföld növelő tevékenységével hozható összefüggésbe; ezt a feltételezést a településtörténeti források is megerősítik, melyek arról számolnak be, hogy Kisoroszi település megszűlését a 12. század első évtizedeire tehetjük.

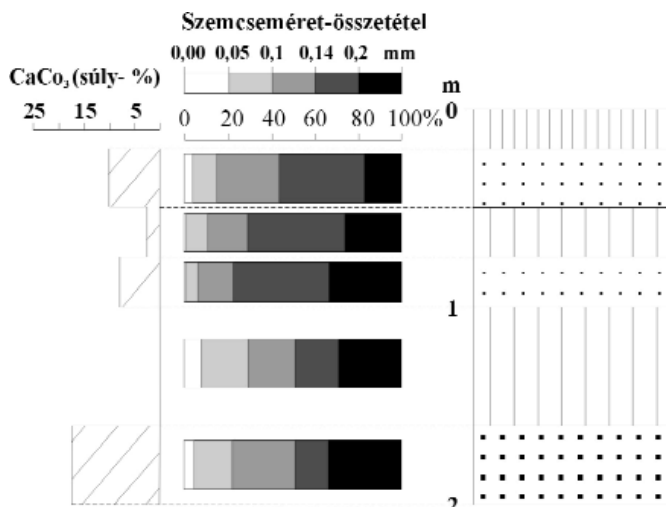
## A pócsmegyeri feltárások leírása és a vizsgálati eredmények

A Szentendrei-sziget közepén futóhomokkal borított, jellegzetes buckás felszínbe mélyül az árvízi védekezésben használt homokzsákok megtöltése céljából a kilencvenes években nyitott bányagödör Pócsmegyertől északra (6. ábra). Nyugati — magasabb — oldalán a folyóvízi üledékek felett eolikus homoktakaró és benne két fosszilis talaj tanulmányozható (7. ábra). A keleti — alacsonyabb — oldalon a kavicsra-homokra löszös képződmények és eolikus homok rakódott, melynek tetején egyetlen vastag fosszilis talaj fejlődött ki.



6. ábra. A pócsmegyeri feltárások helyszínrajza

Figure 6. Location of Pócsmegyer profiles



7. ábra. A pócsmegyeri homokbucka „A” szelvénye

Figure 7. Profile “A” of sand dune in Pócsmegyer

Réteg neve és száma	Minta száma	IRSL kor (ezer év)	TL kor (ezer év)	Réteg besorolása
Recens talaj (VI.)				
Eolikus homok (V.)	POCS	2,9±0,02	2,2±0,4	Szubatlanti
Eltemetett talaj (IV.)	POC2	1,4±0,1	?	
Eolikus homok (III.)	POC3	3,7±0,9	3,4±0,9	Szubboreális
Eltemetett talaj (II.)	POC4	8,0±1,1	8,4±1,3	Boreális
Gyengén átmozgatott homok (I.)	POC5	11,9±1,9	16,1±1,4	Fiatall driász

## Anyugati feltárás (Pócsmegyer „A” szelvény)

## I. HOMOKSZINT

A szemcseösszetéti vizsgálatok két erős maximumot mutatnak ki: a 0,10–0,14 mm és a 0,2–0,4 mm közötti tartományba esik az összes szemcse kétharmada (4. táblázat). A homokbucka anyagának nagyobb részét képező folyóvízi homokot tehát eolikusán átmozgatott homokrét fedti. A homokmozgás kora a lumineszcens mérések szerint a fiatalabb driászra tehető (11,9±1,9 ill. 16,1±1,4 ezer év (IRSL ill. TL). A homok kiemelkedően magas karbonát-tartalma (17,4%) részben dunai eredetéből, részben a fölötté kialakult talaj kilúgzásával magyarázható. A csigafauna szárazföldi fajokból áll. A leggyakoribb *Vallonia costata* ma is élő, nagy ökológiai tűrőképességű faj, amelynek tömeges előfordulásából a képződmény keletkezését a pleisztocén végére (vagy a holocén elejére) lehet tenni.

## II. PALEOTALAJSZINT

A talaj alapanyagát az alatta levő rétegnél kisebb mértékű kettős maximumot mutató eolikus homok adja, melynek kora boreális lehet (8,0±1,1 [IRSL], ill. 8,4±1,3 [TL] ezer év). A mai hasonló típusú talajoknál vastagabb barnaföld —, ill. annak homokon kialakult rozsdabarna erdőtalaj változata — fejlődött ki. A talajképződés során előállt mállás hatása mutatkozik az alsó részében, vörösbarna vasas festődés formájában, amelyet a felső részben egy későbbi erős humuszképződés (0,57%) elfedett. Vagyis az erdőtalajnak itt sztyeppesedő változata alakult ki, melynek oka lehet olyan klímaváltozás, amely nem kedvez az erdőnek. De lehetett antropogén hatás következménye is, amikor legeltető vagy földművelő népek mezőgazdasági tevékenysége átalakította a növénytakarót. Mindenesetre hosszú ideig — mintegy 4000 évig — ez volt a felszín. Karbonáttartalmát a talajosodás során gyakorlatilag

elvesztette (0,41%). Szegényes csigafaunája (csak *Vallonia costata* fordul elő benne) következtetések levonására nem alkalmas.

## III. EOLIKUS HOMOKSZINT

Egy újabb homokmozgás a szubboreálisban (3,7±0,9, ill. 3,4±0,9 ezer év) mintegy 1,0–1,5 m vastagságú réteggel takarta be a talajt. Ez az anyag már viszonylag jól osztályozott futóhomok, melynek csaknem ötven százaléka jut a 0,14–0,20 mm-es szemcseméret-tartományba. Jelentős a karbonát-tartalma (8,22%), amely azonban a dunai üledékek sajátosságaként ismert. Az előforduló néhány melegigényes faj (*Helicopsis striata* és *Cepaea vindobonensis*) nem elegendő komolyabb következtetés levonására. Előkerült egy vízi faj (*Planorbis planorbis*) egyetlen, kistermetű példánya is, amely a homokmozgás során kerülhetett a rétegbe.

## IV. PALEOTALAJSZINT

Az előző szinthez hasonló szemcseösszetétel alapján is nyilvánvaló, hogy a fent jelzett futóhomok felső szintje talajosodott el. (Az IRSL kormeghatározás eredménye hibás, a TL mérés egyáltalán nem sikerült, és újabb mintavételre nem volt lehetőségünk.) Ekkor azonban már nem volt itt erdőtársulás, csak füves vegetáció boríthatta a felszínt, mert a viszonylag magas humusztartalma (0,56%) és szerkezete alapján egyaránt csernozjom jellegű homoktalajnak minősül. Karbonáttartalma 1,03%. Csigafaunája az előző szinthez hasonló, ami nem okozhat meglepetést, hiszen egyszerre képződhetett az alatta levő szinttel, de talán annál árnyalatnyival melegebb, kiegyenlítettőbb klímát jelez.

## V. EOLIKUS HOMOKSZINT

A területen legfiatalabb homokmozgás során lerakódott igen vékony (30–40 cm vastag) takaró anyaga még jobban

4. táblázat. A pócsmegyeri feltárás „A” és „B” szelvényének szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve

Table 4. Grain size distribution, carbonate and organic material content of the layers in Pócsmegyer “A” and “B” profile

Szint	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00–0,05	0,05–0,10	0,10–0,14	0,14–0,20	0,20–0,50	0,50–1,00	1,00<		
„A” szelvény									
I.	3,35	18,60	31,60	11,10	34,95	0,40	-	17,40	-
II.	6,90	21,10	21,63	22,66	23,90	3,30	0,43	0,00	0,74
III.	1,16	5,83	14,93	43,16	34,83	0,06	-	8,22	-
IV.	1,10	9,56	17,00	47,56	24,33	0,36	0,06	2,87	0,57
V.	3,01	13,56	25,55	39,83	16,93	0,96	0,13	10,31	-
„B” szelvény									
I.	18,24	20,46	21,34	18,59	19,64	1,29	0,23	-	-
II.	12,20	21,31	26,79	22,84	16,07	0,51	0,10	-	-
III.	1,13	6,60	26,46	44,33	21,14	0,06	-	8,90	-
IV.	10,68	25,36	31,47	18,06	12,20	1,69	0,18	-	-
V.	5,56	15,96	27,40	26,61	22,73	1,36	0,02	-	-
VI/a	19,36	26,36	23,63	17,36	11,90	1,20	0,16	29,61	-
VII.	3,3	9,76	22,66	46,80	16,90	0,20	0,06	23,88	-
VIII.	11,83	36,16	24,80	18,30	8,13	0,66	0,10	24,90	-
IX.	12,55	37,10	27,20	16,63	5,28	0,87	0,15	11,73	-

osztályozott. Kora a lumineszcens mérések alapján a szubatanti elejére tehető:  $2,9 \pm 0,2$ , ill.  $2,2 \pm 0,4$  ezer év (IRSL és TL). Karbonáttartalma viszont a feltárásban a második legmagasabb értéket mutatja: 10,31%. Az egyetlen darab *Helicopsis striata* érdemben nem értékelhető.

#### VI. MAITALAJ

A feltehetőleg rövid talajképződési időszak alatt csupán humuszos homok alakulhatott ki mintegy 20 cm-es vastagságban az V. szint felső rétegében.

#### A keleti feltárás (Pócsmegyer „B” szelvény)

A bányagödör keleti oldalán teljesen más rétegsorral lehet találkozni. Ennek oka lehet az eltérő geomorfológiai helyzet, amely jelentős szintkülönbséget (alacsonyabban fekszik a másik oldal képződményeinél) okoz (8. ábra).

#### I–V. FOLYÓVÍZI RÉTEGEK

A feltárás alján mintegy 80 cm vastagságban finomabb, ill. alig durvább szemű folyóvízi homokrétegek váltakoznak, amelyek alatt nagy vastagságban kavicsrétegek találhatók. A durvább üledékek (kavics) a mederben, a finomabbak pedig — mint a feltárás aljának képződményei — a medertől változó távolságban az ártéren rakódtak le.

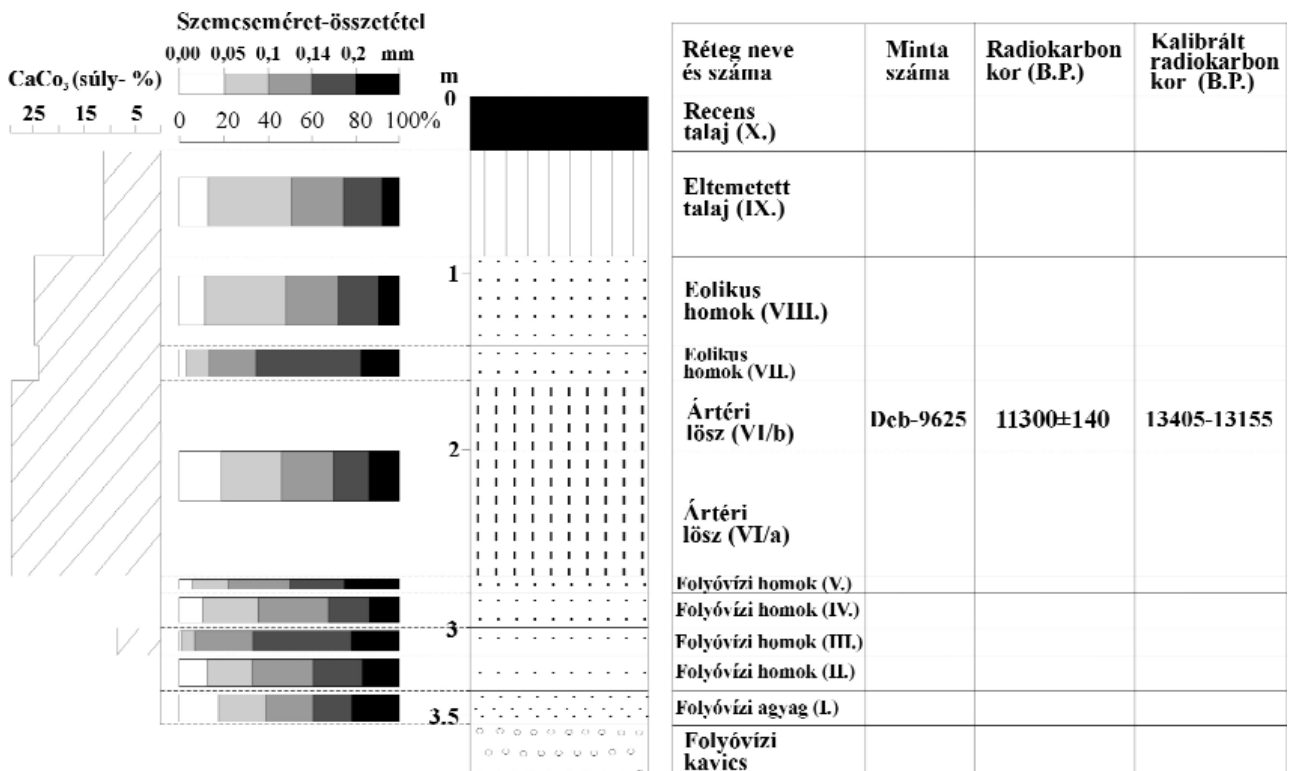
#### VI. LÖSZÖS JELLEGŰ SZINT

Már a helyszíni megfigyelések is azt mutatták, hogy az anyag összetétele vegyes, és ráadásul két szintre osztható. Az

alsó, vastagabb (70 cm) szintben (VI/a) murvaszemcsék, sőt helyel-közzel aprókavicsok is előfordulnak. Belső rétegzettség nem figyelhető meg benne. A felső szint (VI/b) vékonyabb (40 cm), szürkés színű (humusztartalom 0,2%) és lemezes szerkezetű. A jelentős agyagtartalom mellett a leggyakoribb szemcseméret a kőzetliszt tartományban található. Karbonáttartalma a legnagyobb a feltárásban: 29,6%. Mindkét szint igen nagy fajgazdagságú és egyes esetekben magas egyedszámú csigafaunát tartalmaz. Az ebben a szintben talált faszénmaradványok kora (deb-9625)  $11\,300 \pm 140$  [C<sup>14</sup> B.P.], ill. 13 405–13 155 [cal B.P.] késő-glaciálist jelez, de a képződmény pontosabb besorolásához a csigafauna vizsgálata vezetett.

A löszös szint vizsgálata faj- és egyedszámban egyaránt gazdag Mollusca-faunát eredményezett. Az alsó (VI/a) szint mintegy 25 cm-es alsó rétegeből vett minta szárazföldi csigafaunájában (5. táblázat) a nyílt és zárt növényzet határterületén élő *Vallonia costata* dominál, mellette jelentős számban mutatkozik a pleisztocén löszös üledékek két jellemző faja (*Succinea oblonga*, *Trichia hispida*). Előkerült a dunavarsányi fosszilis talaj jellegzetes csigája (*Pupilla triplicata*) is, a mely ma a középhegységekben él, a pleisztocénben azonban előfordult a sík- és dombidékeken is (PINTÉR & SUARA 2004). A fauna füves-bokros környezetet jelez. A „malakohőmérő” módszerrel (SÜMEGI 2001) számított júliusi átlaghőmérséklet  $16,2$  °C-nak adódott.

A VI/a szint felső részének faunája az előzőhöz hasonló (5. táblázat), azonban összetétele már inkább a holocén együttesekére emlékeztet. Erre mutat a *Succinea oblonga*,



8. ábra. A pócsmegyeri „B” feltárás szelvénye  
Figure 8. Profile “B” of sand dune in Pócsmegyer

5. táblázat. A pócsmegyeri feltárás „B” szelvényének mollusca faunája

Table 5. List of the mollusc fauna of the Pócsmegyer “B” profile

	VI/a. alsó		VI/a. felső		VI/b.		VIII.	
	db	%	db	%	db	%	db	%
<i>Pisidium</i> sp. indet.					1	0,3		
<i>Valvata pulchella</i> (Stud.)					56	17,0		
<i>Bithynia leachi</i> (Shepp.)					12	3,6		
<i>Stagnicola palustris</i> (Müll.)					1	0,3		
<i>Radix peregra ovata</i> (Drap.)					2	0,6		
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)					9	2,7		
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)			2		207	62,9		
<i>Gyraulus riparius</i> (West.)					17	5,2		
<i>Segmentina nitida</i> (Müll.)			1		24	7,3		
Víziek össz.			3		329	99,9		
<i>Succinea oblonga</i> Drap.	63	12,5	78	7,5	110	19,6	5	8,1
<i>Oxyloma</i> cf. <i>elegans</i> Risso					1	0,2		
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)	30	5,9	52	5,0	7	1,2	15	24,2
<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	1	0,2	17	1,6	23	4,1		
<i>Granaria frumentum</i> (Drap.)			1	0,1	44	7,9		
<i>Vertigo pygmaea</i> (Drap.)			3	0,3				
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	18	3,6	5	0,5				
<i>Pupilla triplicata</i> (Stud.)	2	0,4	1	0,1				
<i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)	52	10,3	190	18,2	220	39,3	1	1,6
<i>Vallonia costata</i> (Müll.)	143	28,2	363	34,8	28	5,0	35	56,5
<i>Chondrula tridens</i> (Müll.)			1	0,1	19	3,4		
<i>Clausilia dubia</i> Drap.	10	2,0	1	0,1				
<i>Punctum pygmaeum</i> (Drap.)	59	11,7	118	11,3	5	0,9		
<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)	33	6,5	153	14,6	7	1,2		
<i>Zonitoides nitidus</i> (Müll.)					8	1,4		
<i>Euconulus fulvus</i> (Müll.)	14	2,8	14	1,3	4	0,7		
<i>Limacidae</i> indet.	1	0,2	2	0,2	1	0,2	6	9,7
<i>Trichia hispida</i> (L.)	78	15,3	25	2,4				
<i>Perforatella rubiginosa</i> (A.Schm.)					79	14,1		
<i>Bradybaena fruticum</i> (Müll.)	20	1,9	4	0,7				
Szárazföldiek össz.	506	100,2	1044	100,0	560	99,9	62	100,1
Vízi					329	37,0		
Szárazföldi					560	63,0		
					889	100,0		

*Trichia hispida*, *Vallonia costata* fajok egyedszámarányának csökkenése és a *Vallonia pulchella* %-os arányának növekedése mellett néhány melegigényes csiga megjelenése is. A növényzet az előzőnél ritkásabb lehetett, a felszín inkább füves foltok borítható. A rekonstruált júliusi átlaghőmérséklet az előzőnél melegebbnek (16,6 °C) bizonyult.

A löszös képződmény felső részének (VI/b) faunája vízi és szárazföldi fajokból áll (5. táblázat). A víziek az összegyedszámnak 37%-át adják. A nagy ökológiai tűrőképességű, domináns *Anisus spirorbis* mellett jelentős egyedszámban fordul elő a pleisztocén képződményekben gyakori, ma azonban lényegesen ritkább *Bithynia leachi*. A *Gyraulus riparius* élő példányai hazánkban jelenleg csak a Szigetköz legnyugatibb részén található (PINTÉR & SUARA 2004), míg a pleisztocén és az idősebb holocén üledékekből számos előfordulása ismeretes. A fauna növényzetben

gazdag, sekély állóvízre utal. A faunakép az „infúziós (ártéri) löszök” vízi együttesére emlékeztet (MOLNÁR & KROLOPP 2003). A szárazföldi csigafauna az előző rétegéhez hasonló, az egyes fajok %-os egyedszámaránya azonban eltérő. A pleisztocén üledékekre jellemző fajoké alacsonyabb, ugyanakkor a melegigényeseké magasabb (az előző 0,3%-al szemben itt 11,3%). Ezzel összefüggésben a júliusi átlaghőmérséklet is az előző szintnél magasabbnak, 17,5 °C-nak bizonyult. A környezet részben vízzel borított, részben vízparti, nedvesebb terület lehetett.

Megállapítható, hogy a löszös képződményen belül alulról felfelé csökken a pleisztocénre jellemző fajok száma és emelkedik a rekonstruált júliusi átlaghőmérséklet. A malakológiai adatok alapján olyan átmeneti jellegű Mollusca-faunáról van szó, amely arra mutat, hogy a képződmény a pleisztocén végén, a pleisztocén–holocén határ környékén keletkezett (fiatal driász).

## VII. HOMOKSZINT

A következő réteg szemcseösszetételi görbéje kettős maximumot mutat. Az egyik 35%-kal a 0,1 mm-es finomhomok kategóriába esik, a sokkal gyengébb második (15%) viszont a görbe kezdeténél (0,02 mm) az agyagban található. A viszonylag vékony (15 cm) réteg alig tartalmaz 0,5 mm-nél nagyobb szemcséket (1%).

## VIII. HOMOKSZINT

Az alatta levőnél vastagabb (50 cm) réteg hasonlóképpen löszös és homokos anyag keveréke, de az összetevők aránya a finomhomok javára billen; a szemcseeloszlási görbe csúcsa 0,05–0,14 mm között van (61%). Karbonát-tartalma mindkét szintnek meglehetősen magas: 23,9%, ill. 24,9%.

A rétegből vett minta malakológiai vizsgálata kis faj- és egyedszámú szárazföldi csigafaunát adott (5. táblázat). A domináns faj a nyílt és zárt növényzet határzónájára jellemző, nagy ökológiai tűrőképességű *Vallonia costata*. A fauna jellegéből olyan, gyér növényzetű felszínre lehet következtetni, ahol a nedvességet a tenyészidő alatt nem annyira a csapadék, mint inkább az erős harmatképződés adta. A júliusi átlaghőmérséklet 16,9 °C-nak adódott. Bizonytalansági tényező azonban, hogy az összegyedszám (62) nem éri el a statisztikus értéket.

## IX. PALEOTALAJ

A változó vastagságú (10–20 cm) jelenlegi talajszint alatt a VIII. rétegtől markánsan elhatárolódó fosszilis talaj helyezkedik el. Sztjeppesedő rozsdabarna erdőtalajnak minősíthető, melynek legalsó szintjében még felismerhetők az erdőtalajokra jellemző vörösbarna vasas festődés maradványai, de nagyobbik, felső részében a füves vegetáció alatti humuszosodás eltakarta azt (humusztartalma magas: 2,2%). Pedológiai tulajdonságai alapján a nyugati feltárás alsó talajszintjéhez kapcsolható, de vastagabb és jobban fejlett. Megkockáztathatjuk azt a véleményt, hogy a nyugati feltárásban felismert felszínalakító folyamatok és a lumineszcens adatok alapján ez is a boreális második felétől a szubboreális elejéig alakította a felszínt.

## Az eredmények értelmezése

A két pócsmegyeri szelvényt felépítő rétegek szedimentológiai, talajtani és egyéb anyagminőségbeli jellemzőinek, valamint korának ismeretében a környezet fejlődéstörténetét a következőképpen rekonstruálhatjuk:

A terület alapját a Duna nagy vastagságú meder és ártéri üledékei képezik, melyek lerakódása analógiák alapján — konkrét mérésadat nélkül — a késő-pleniglaciálisra tehető. A két szelvény kifejlődése azonban ezután eltérően alakult. Ennek oka az, hogy az ártér egyes részein a nagy vastagságú homokrétegek lerakódásai megemelték a felszínt, míg a buckák között mélyebben maradt térszíneken másfajta üledékképződés folyt.

A szárazabb kiemelkedéseket többszöri homokfúvás — főképpen a késő-glaciális végén és a holocén boreális

folyamán lerakódott több méter vastag — deflációs homokja magasította, amelyet még két — talajszelvénnel elválasztott — vékonyka eolikus lepel takart be. Ezek mindegyike az újholocén nedvesebbnek ismert szubboreális és szubatlanti időszakában képződött és nagy valószínűséggel antropogén eredetű homokmozgást jelez.

A buckaközi mélyedésben viszont inkább a víz hatása lehetett fontosabb: a dunai üledékekre vegyes összetételű, de viszonylag nagy százalékarányban löszfrakciót tartalmazó anyag rakódott le két szintben — a radiokarbon adat szerint még a késő-glaciálisban. Az alsó szintben murvaszemcsék, sőt helyel-közzel aprókavicsok is előfordulnak. A felső szint szürkés színű, magas karbonáttartalmú és lemezes szerkezetű — ártéri (alföldi) lösz.

## Összegzés

A három feltárás részletes vizsgálati eredményeiből kiemelünk két témakört, amelyek új megvilágításba helyezik környezetünk változásait. Az egyik a Duna mentén regionális elterjedésűnek gondolt fosszilis talaj, amely hosszú időn — több ezer éven át — a felszínt alkotta. A másik az újholocén homokmozgások periodicitásának kérdést érinti.

Mindhárom feltárásban előfordul egy olyan fosszilis talaj, amelynek IRSL kora négy minta adatai alapján 7,7±0,6, 8,1±0,5, 8,0±1,1, ill. 8,4±1,6 ezer év. Az egymást átfedő mérésadatokból a 7600–8300 BP közötti időszak (a boreális vége, atlanti eleje), jelölhető ki a talajképző alapanyag legvalószínűbb lerakódási idejének. A talaj ezt követően, az atlanti fázis elején alakult ki benne/rajta. Ez a talaj a mai hasonló típusú talajoknál vastagabb barnaföld, ill. annak homokon kialakult rozsdabarna erdőtalaj változata. A talajképződés során előállt mállás hatása mutatkozik az alsó részében vörösbarna vasas festődés formájában, amelyet a felső részben egy későbbi erős humuszképződés elfedett. Vagyis az erdőtalaj későbbi sztjeppesedett, melynek oka az erdőnek nem kedvező későbbi klímaváltozás lehetett. A fosszilis talaj fedőrétege azonban feltárásonként változó korú: Dunavarsányban 6,0±0,5 ezer éves, Pócsmegyeren („A” szelvény) 3,7±0,9 ezer éves deflációs homok, míg Kisorozsiban csupán az Anjou-kori szélfújta homok fedti le. A másik pócsmegyeri feltárásban („B” szelvény) viszont a mai talaj települ közvetlenül erre.

Ez a paleotalaj tehát jelenlegi adataink szerint regionális elterjedésűnek tűnik, amely hosszabb-rövidebb ideig (3–7 ezer évig) a felszínt jelentette a Duna menti homokterületeken.

Az eddig már több feltárásban és különböző (lumineszcens és radiokarbon) módszerekkel datált késő-glaciális és holocén eleji homokmozgások mellett a pócsmegyeri feltárás két fiatal — szubboreális és szubatlanti korú — deflációs szakasza érdemel kiemeltet. Egy korábbi tanulmányban (GÁBRIS 2003) olvasható, hogy „a holocén második felében a természeti tényezők befolyását — az éghajlat-ingadozásokat — meghaladhatta az egyre nagyobb lélekszámú és

technikailag is fejlettebb, tehát környezetének nagyobb mérvű átalakításra alkalmas eszközökkel rendelkező népesség hatása. ... Tehát a legutolsó néhány ezer évre vonatkozóan valószínűleg nem jelölhetők majd ki országos érvényességű deflációs periódusok.”

Jó példa erre a pócsmegyeri feltárás, amelyben két ilyen fiatal homokmozgást sikerült kimutatni. A középső és késő bronzkor időszakára vonatkozó paleoklimatikus ismereteink nem valószínűsítik ezekben az időkben a homokmozgás természetes feltételeit. Érdekes, az idősebb homokmozgással összekapcsolható új adat, hogy Észak-Európában fenyőfák évyűrűiben kimutattak ebben az időben egy rövid idejű, erős lehűlést mutató klímakilengést (1637±65 BC, ill. ~3587 BP), melynek okául a skandináv szerzők a Thira (Szentorin) szigeti, katasztrofális hatással járó bronzkori vulkánkitörést jelölték meg (GRUDD et al 2000). E kitörés vulkáni hamujának magyarországi jelenlétét sikerült barlangi képződményekben (speleothem) igazolni (SIKLÓSY

et al 2009). E két utóbbi módszer 4–5 éves klímakilengést is képes kimutatni, a deflációs folyamatok azonban ennél hosszabb időbeli lefutásúak lehettek. Tehát jó okunk van a defláció megindulásának antropogén eredetét feltételezni mindkét esetben.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak dr. Manfred FRECHENNEK (Hannover, Leibniz Institute for Applied Geosciences) a lumineszcens minták feldolgozásának lehetőségéért, valamint dr. NOVOTHNY Ágnesnek (ELTE Természetföldrajzi Tanszék) a pótlólag vett minták feldolgozásáért és kiértékeléséért. Köszönet illeti néhai dr. BABOS Károlyt, az ELTE Növényészervezettani Tanszékének docensét a dunavarsányi minták xylotómiai vizsgálatáért.

### Irodalom — References

- BORSY Z. 1965: Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. — *Földrajzi Értesítő* **14**, 1–13.
- 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. & FÉLEGYHÁZI, E. 1983: Evolution of the network of water courses in the north-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days — *Quatern. Stud. in Poland* **4**, 115–124.
- BORSY Z., CSONGOR E., LÓKI J. & SZABÓ I. 1985. Újabb koradatok a bodrogközi futóhomok mozgásainak idejéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **22**, 5–16.
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlemények* **132/különszám**, pp. 193–213.
- CSONGOR É., FÉLEGYHÁZI E. & SZABÓ I. 1982: A Karcsa-ér medrének vizsgálata pollenanalitikai és radiokarbon módszerekkel. — *Acta Geogr. Debrecina* **20**, 51–82.
- GÁBRIS Gy. 1995a. A paleohidrologiai kutatások újabb eredményei. — *Földrajzi Értesítő* **44/1–2**, pp. 101–109.
- GÁBRIS Gy. 1995b: A folyóvízi felszínalakulás módosulásai a hazai későglaciális-holocén ökoszisztéma változásainak tükrében — *Földrajzi Közlemények* **119 (43)/1–2**, 3–10.
- 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. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127 (51)**, 1–14.
- GÁBRIS Gy. & TÚRI Z. 2008: Homokmozgás a történelmi időkben a Tiszaszeg területén. — *Földrajzi Közlemények* **132/3**, 241–250.
- GÓCZÁN L. 1955. A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. — *Földrajzi Értesítő* **4**, 301–316.
- GRUDD, H., BRIFFA, K. R., GUNNARSON, B. E. & LINDERHOLM, H. W. 2000: Swedish tree rings provide new evidence in support of a major, widespread environmental disruption in 1628 BC. — *Geophysical Research Letters* **27/18**, 2957–2960.
- KORDOS L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő” segítségével. — *Földrajzi Közlemények* **101 (25)**, 222–229.
- KORDOS, L. 1987: Climatic and ecological changes in Hungary during the last 15 000 years. — In: PÉCSI M. & KORDOS L. (eds): Holocene environment in Hungary. — *MTA FKI*, 11–25.
- LÓKI J., HERTELENDI E. & BORSY Z. 1994: Újabb koradat a nyírségi futóhomok mozgásának idejéhez. — *Acta Geogr. Debrecina* **32**, 67–76.
- MARI L. 1996: Geomorfológiai megfigyelések a Szentendrei-szigeten. — *Földrajzi Közlemények* **120 (64)**, 217–234.
- MOLNÁR B. & KROLOPP E. 2003: A hajdúsági negyedidőszak végi képződmények földtani vizsgálati eredményei. — *Földtani Közlemények* **133**, 219–238.
- PINTÉR L. & SUARA R. 2004: Magyarországi puhatestűek katalógusa hazai malakológiai gyűjtések alapján. — In: FEHÉR Z. & GUBÁNYI A. (szerk.): *A magyarországi puhatestűek elterjedése II.* — Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 547 p.
- SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., VENNEMANN, T. W., PILET, S., KRAMERS, J., LEÉL-ŐSSY, SZ., BONDÁR, M., SHEN CH. & HEGNER E. 2009: Bronze Age volcanic event recorded in stalagmites by combined isotope and trace element studies. — *Rapid Commun. Mass Spectrom.* **23** p. 801–808. DOI: 10.1002/rcm.3943
- SÜMEGI P. 2001: *A negyedidőszak földtanának és ökoszisztémájának alapjai.* — JATEPress, Szeged, 262 p.

- SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca fauna alapján. — *Földtani Közlöny* **125**, 125–148.
- UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közlöny* **132. különszám**, 175–184.
- UJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.
- Kézirat beérkezett: 2010. 05. 05.