

HOMOKFORMÁK MORFOLÓGIAI TULAJDONSÁGAINAK ÉS KORÁNAK VIZSGÁLATA BELSŐ-SOMOGY TERÜLETÉN

KISS TÍMEA –GYÖRGYÖVICS KATALIN –SIPOS GYÖRGY

MORPHOMETRY AND AGE OF SAND DUNES IN INNER SOMOGY, HUNGARY

Abstract

The aim of the present study is to analyze the morphology and development of the aeolian forms in Inner Somogy. In the southern part of the region a 245.5 km² large area was studied, where 475 dunes, belonging to different dune generations, were analyzed in detail. The largest forms are huge parabolic dunes (with an average area of 5.8 km²). Upon these mega-forms three more dune levels appear. The dunes belong to the parabolic dune association and the degree of their infilling refers to the amount of sand supply during their formation. The OSL age data suggest that there were three main aeolian periods. Most of the forms developed in the Late Pleistocene (between 17.42 ± 2.77 ka and 12.49 ± 3.68 ka). Previously reported Boreal activity (8.24 ± 1.24 ka) took place just on very limited patches. As a result of human activity, in the 18th c. small hummocks were formed around the villages where forest clearances were common.

Keywords: parabolic dune morphometry, aeolian activity, OSL dating, Inner Somogy

Bevezetés

A hazai homokvidékek formakincsüket és kialakulásuk korát tekintve is igen különbözőek, ami sajátos éghajlati és növényzeti viszonyaikra, eltérő fejlődéstörténetükre és az őket ért különböző mértékű antropogén hatásokra vezethető vissza.

A nagy kiterjedésű magyarországi homokvidékek közül a belső-somogyi homokterület a legkevésbé kutatott: a homokbuckák korára és típusaira vonatkozó kutatások, részletes geomorfológiai térképek alig vannak. A területről készült első tudományos munka CHOLNOKY J. (é. n.) nevéhez fűződik, aki terepbejárásai alapján a terület nagy részét szélbarázdának írta le, de kiemelte, hogy a D-i területeken egy nagy garmadarendszer is található. MAROSI S. (1967, 1970) Belső-Somogyból ugyancsak a szélbarázda–maradékgerinc–garmada formacsoport tagjait írta le. Megállapította, hogy a többi magyarországi futóhomok-térszínhez viszonyítva itt kevésbé élénk a felszín, ami arra utal, hogy a formák idősebbek lehetnek, ezért jobban erodálódtak. Felfigyelt arra is, hogy a buckák több generációra oszthatók, ami szerinte hosszú eolikus fejlődést jelez. A területről LÓKI J. (1981) készített 1 : 100 000-es méretarányú áttekintő geomorfológiai térképet, amelyen a főbb formacsoportokat szimbólumokkal ábrázolta. Azóta rendelkezésünkre állnak már 1 : 10 000-es topográfiai térképek is, amelyek lehetővé teszik a felszínformák pontosabb azonosítását.

A homokmozgásokkal kapcsolatban általánosan elfogadott az a vélemény, hogy a pleisztocén végén a kiterjedt eolikus tevékenység megszűnt a Kárpát-medencében (BORSY Z. 1977a, b). A holocénben azonban a növényzettel stabilizált felszíneken foltokban újra megindulhatott a homokmozgás (KISS, T. –SIPOS, GY. 2008), amiről pontos adataink csak a Nyírségből és a Duna–Tisza közéről, a preboreális, boreális és az atlanti fázis szárazabb időszakából vannak (KÁDÁR L. 1956; MAROSI S. 1967; BORSY Z. 1974, 1977a, b, 1980; BORSY Z. et al. 1991; LÓKI J. 2003; NYÁRI D. –KISS T. 2005; GÁBRIS GY. 2003; UJHÁZY, K. et al. 2003; FÉLEGYHÁZI E. –LÓKI J. 2006; KISS T. –SIPOS GY. 2008). A homokmozgások

emberi hatásra később egyre gyakoribbá váltak, így például vannak adatok szubboreális-bronzkori (3,3–3,7 ezer éves) eolikus tevékenységre (LÓKI J. – SCHWEITZER F. 2001; GÁBRIS GY. 2003; NYÁRI D. – KISS T. 2005). A Duna–Tisza közén és a Nyírségben is több szubatlantikus korú homokmozgást azonosítottak, amelyek zöme az 5–8. és a 13. századra esik, és a túllegeltetéssel (GÁBRIS GY. 2003; UJHÁZY K. et al. 2003; NYÁRI D. – KISS T. 2005; KISS T. et al. 2006; SIPOS GY. et al. 2006), míg a 17. század végétől a 19. századig inkább erdőirtásokkal (BORSY Z. 1977a, 1991; BORSY Z. – LÓKI J. 1982; BRAUN M. et al. 1992; KISS, T. – SIPOS, GY. 2007; KISS T. et al. 2008) hozható összefüggésbe.

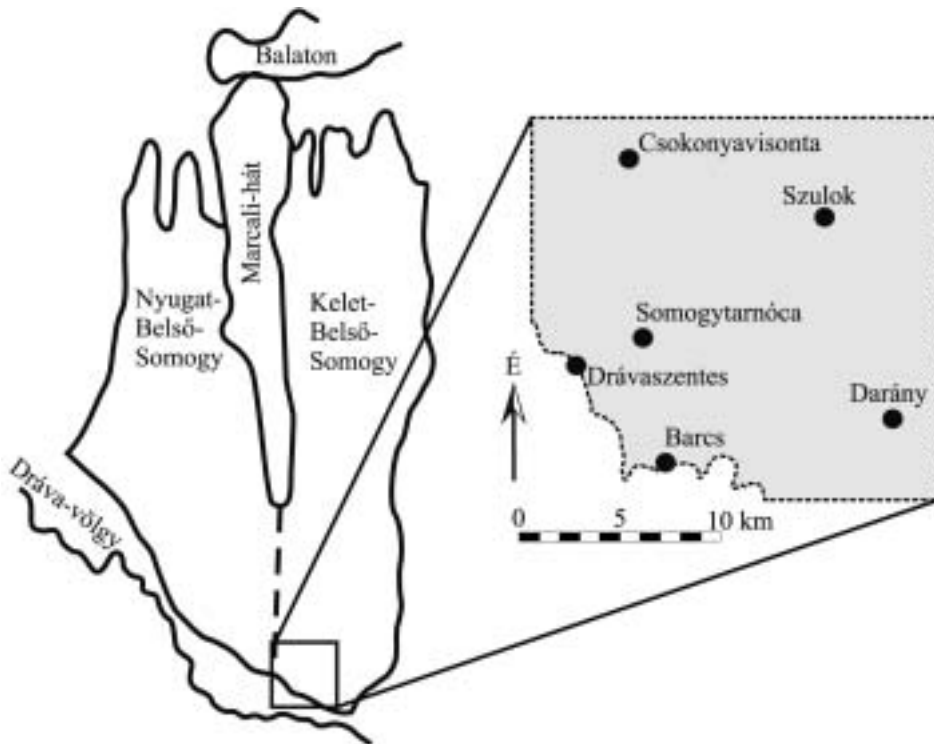
Belső-Somogyban a homokmozgások korát illetően csak közvetett adatokkal rendelkezünk, amelyeket a geomorfológiai kutatások megfigyelései szolgáltattak. A magyarországi hordalékkúp-felület közül a belső-somogyi épülése fejeződhetett be a pleisztocénben legkorábban (BORSY Z. 1965), ezért az eolikus formák is itt alakulhattak ki legelőször. A hordalékkúp-területek közül Belső-Somogy a legcsapadékosabb, a homokformákon gyorsan megtelepedhetett a növényzet, ezért MAROSI S. (1967, 1970) szerint a későbbi homokmozgás csak kisebb foltokat érinthetett; a formák tovább tagolódtak és különböző korú buckagenerációk alakulhattak ki. Mivel az idősebb formák mindig nagyobbak, mint a fiatalabbak, ebből MAROSI arra következtetett, hogy a homokmozgás intenzitása fokozatosan csökkent. A homokból kovárványos talaj- és fagyékeket, valamint fagyzsákokat írtak le, ezért PÉCSI M. (1997) szerint a homok pleisztocén korúnál nem lehetett fiatalabb. MAROSI S. (1970) a formákat befedő és a mélyedéseket feltöltő homoklepelről azt feltételezte, hogy a würmtől a holocénig formálódhatott.

Terepbejárásaink során azonban a Belső-Somogyban – a korábbi kutatásokkal szemben – nagyon élénk, fiatalos megjelenésű domborzatot és alig humuszosodott homokos vázta-lajokat találtunk. Ezek arra utalnak, hogy a felszín eolikus formálódása nem fejeződött be a pleisztocénben, hiszen akkor a formák erodáltabbak lennének és a homok jobban talajosodott volna. Vizsgáltunk egyik célja a Belső-Somogy D-i részén található pozitív eolikus formák elemzése és morfológiai csoportokba sorolása, valamint koruk megadása optikai lumineszcens kormeghatározással (OSL). Végső soron azokra a kérdésekre keressük a választ, hogy a formakincs egyidőben keletkezett-e, illetve, hogy a formák mikor alakultak át.

A vizsgált terület

A kutatás az akkumulációs formákkal borított Kelet-Belső-Somogy D-i részén folyt. A morfológiai méréseket egy 245,4 km² nagyságú területen végeztük Barcs közelében (*1. ábra*). A mintaterület DNy-i határát a Dráva völgye jelöli ki, másutt pedig az EOV-koordináta-hálózattal párhuzamos egyenesek határolják. A korábbi kutatások erodált, alacsony formákról és a pleisztocén vége óta stabil felszínről írnak (MAROSI S. 1970; LÓKI J. 1981), a felszín azonban az egész területen igen változatos, mélyedésekkel és kiemelkedésekkel tagolt. A terület D felé alacsonyodik: É-on a homokformák tszf-i magassága 150 m körüli, D-en 120 m, a Dráva-völgyhöz közeledve a buckamentes területeké pedig akár 100 m-re is lecsökken.

A táj felszínfejlődésében alapvető szerepet játszottak a Duna és mellékfolyói (Vág és Nyitra), amelyek a pannon beltavat fokozatosan feltöltötték, majd a Horvát–Szlavón-beltő felé igyekezték, hordalékkúpot építettek. A Duna feltehetőleg a felsőpleisztocénben elhagyta a területet, így ide már csak a Bakony felől érkezhettek vízfolyások (MAROSI S. 1970). A későbbi tektonikus mozgások hatására a vízfolyások már nem folyhattak át a területen, így a würmben megkezdődhetett a táj eolikus átformálódása, ami LÓKI J. (1981)



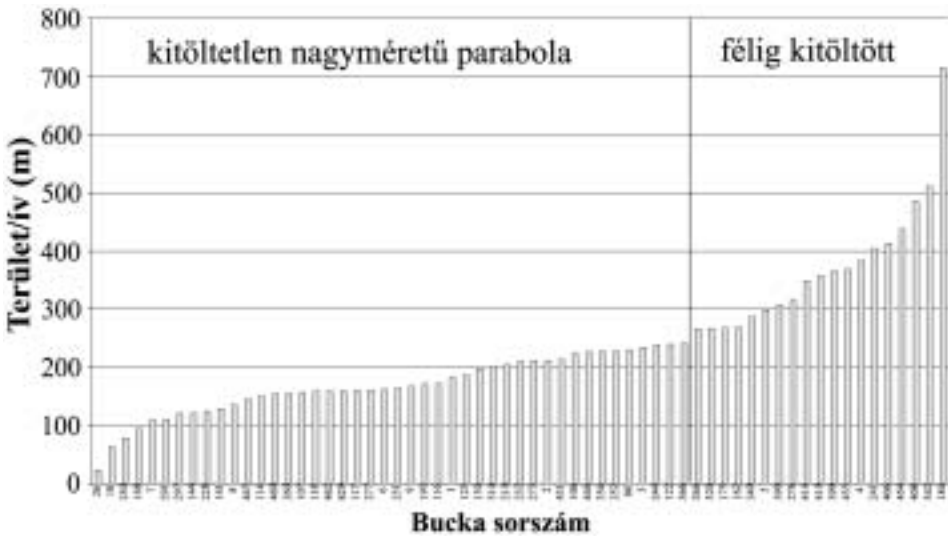
1. ábra A vizsgálat helyszíne Kelet-Belső-Somogy déli részén
 Figure 1 The research was carried out in the southern part of Inner Somogy

szerint a felsőpleniglaciális végéig tartott. Szerinte a későglaciálisban már csak lokális homokmozgás történhetett, aminek feltételei a megnövekedett csapadékmennyiség miatt a holocénben megszűntek. Ugyanakkor MAROSI S. (1970) nem zárta ki a holocén homokmozgás lehetőségét, de a homokban észlelt krioturbációs jelenségek miatt ezt csak lokálisnak tartotta. Meg kell jegyeznünk azonban, hogy mindezen megállapításokat eddig nem támasztotta alá abszolút kormeghatározás. A területről számos homokformát: szélbarázdát, széllyukat, maradékgerincet, hosszanti és parabola alakú garmadát, aszimmetrikus parabolabuckát és homokleplet írtak le (MAROSI S. 1970; LÓKI J. 1981).

A mérsékelt meleg-nedves éghajlatú terület évi középhőmérséklete 10–10,3 °C, évi csapadékmennyisége 680–720 mm. Az uralkodó szélirány az É-i, de gyakoriak a DNy-i szelek is. Az átlagos szélesség 3 m/s körüli. A mintaterületet kisebb csatornák szövik át, a buckaközi mélyedésekben tavak és mocsarak találhatóak. A talajvíztükör alig 2–4 m mélységben húzódik (DÖVÉNYI Z. 2010). Természetes növénytakarója gyertyános-kocsányos tölgyes, amelybe boróka keveredhet, míg a mély fekvésű laposokban égerlápok jellemzőek. Az 1960–1970-es évekbeli erdőtelepítések nyomán igen elterjedt az erdei fenyő és az akác. Az egykori legelőkon és felhagyott szántókon homoki gyepek maradtak fenn. Emberi hatásra elterjedőben vannak az özönnövények, mint például a kései meggy és a bálványfa (IVÁNYI I.–LEHMANN A. 2002). A mintaterületen gyenge minőségű agyagbemosódásos barna erdőtalajok jellemzőek, a buckaközi mélyedésekben réti talajok alakultak ki (PÉCSI M. 1981; MAROSI S.–SOMOGYI S. 1990).

Az alkalmazott módszerek

A morfometriai vizsgálathoz topográfiai térképek segítségével ($M = 1 : 10\,000$) lehatároltuk a területen található pozitív formákat, összesen 475-öt. (Csak azokat a formákat vettük figyelembe, amelyeknek teljes területe a mintaterületen belülre esik.) A formák egymásra települtek, így részben fedik egymást. Mivel a nagyobb buckákra mindig csak kisebbek települtek, alapvonaluk egyértelműen meghatározható volt, különösen a lee oldalukon. Ezután minden egyes formának lemértük a területét (T), kerületét (K), ívhosszát (I : a száraz két végpontja közötti távolság a gerinc vonalában) és húrját (H : a száraz két végpontja közötti egyenes szakasz hossza). A homokutánpótlás mértékére utal a formák kitöltöttsége (T/I arány), míg a mozgás jellegére következtethetünk a görbültség (I/H) alapján. A morfometriai osztályozás során ArcView3.2 attribútum-táblába vettük fel az adatokat, majd MsExcelben készített eloszlási görbék alapján (2. ábra) válogattuk le az egyes csoportok tagjait.



2. ábra A nagyméretű parabolabuckák kitöltöttségének eloszlási görbéje
Figure 2 Frequency distribution of large parabolic dunes based on the degree of their filling

A buckák abszolút korát OSL-mérésekkel határoztuk meg. A vizsgálatokhoz a morfometriai elemzések alapján kialakított csoportok egyes tagjaiból vettünk mintát. A mintavétel fúrásokból történt, bolygatatlanminta-vevő segítségével, kb. méterenként. Összesen 11 fúrást mélyítettünk (145–280 cm mélységig), amelyekből 16 OSL-mintát gyűjtöttünk. A háttérsugárzás laboratóriumi méréséhez az OSL-minták alatti és feletti 10–20 cm-es furatanyagot félretettük.

A mérésekhez a homokminták 90–150 μm átmérőjű kvarcfrakcióját használtuk fel. Először eltávolítottuk a minták mész- és szervesanyag-tartalmát, majd Na-polivolfra-mát-oldat segítségével (2,62, illetve 2,68 g/cm^3) leválasztottuk a mérésekhez szükséges kvarcmennyiséget, amelyet azután 50 percen át 38%-os HF-oldattal marattunk a szemcsék külső héjának eltávolítása céljából. A méréshez a kvarcsemcséket acélkorongokra vit-

tük fel, 6 mm átmérőjű maszkot alkalmazva. A tesztmérésekhez 40, az egyenérték-dózis meghatározásához 24 korongot készítettünk elő (SÍPOS Gy. et al. 2009).

Az egyenérték-dózis méréséhez RISØ TL/OSL DA-15 típusú, 0,114 Gy/s dózisteljesítményű béta sugárforrással ellátott műszert vettünk igénybe. A mintákat 470 nm-es kék fénnel stimuláltuk, a detektáláshoz Hoya U-340 szűrőt használtunk. A mérések során a széles körben alkalmazott egy-mintás regenerációs protokollt (SAR – Single Aliquot Regeneration), illetve az ahhoz kapcsolódó ellenőrző vizsgálatokat alkalmaztuk (MURRAY, A. S. – WINTLE, A. G. 2000; WINTLE, A. G. – MURRAY, A. S. 2006). A tájékozódó méréseket követően 180–300 °C között végeztük el az előmelegítési teszteket, 20 °C-os lépésekben emelve a hőmérsékletet. Egy-egy hőmérsékleten 5 korongra állítottuk fel a dózislumineszcens válasz összefüggést, ezek átlaga és szórása alapján állapítottuk meg, milyen előmelegítési hőmérséklet mellett optimálisak az eredmények a lumineszcens jelenség reprodukálhatósága és a termális töltésáthalmazódás szempontjából. Az előmelegítési tesztet megelőzően hosszú stimulációval eltávolítottuk a minták természetes lumineszcens jelét, és ismert nagyságú dózist sugároztunk be, így a tesztek során azt is meg tudtuk állapítani, hogy a vizsgált mintából összességében milyen pontossággal lehet az ismert dózist visszamérni (WINTLE, A. G. – MURRAY, A. S. 2006).

Az egyenérték-dózis meghatározásakor végül 230–240 °C-os előmelegítést alkalmaztunk a mintától függően. A kék fénnel történő stimulálás 160 °C-on történt. A kapott eredményeket Analyst 3.24, illetve MsExcel segítségével értékeltük. A természetes dózisteljesítményt meghatározó U-, Th- és K-koncentrációkat Canberra típusú félvezető Ge-detektorral felszerelt, nagy felbontású gamma spektrométerrel elemeztük az ÁNTSZ Csongrád megyei Laboratóriumában; az U bomlási sorában nem tapasztaltunk egyensúlyhiányt. A koncentrációk alapján számított dózisteljesítmény-eredményeket az anyag begyűjtésekor tapasztalt nedvességtartalommal (AITKEN, M. J. 1998), valamint a kozmikus háttérsugárzással (PRESCOTT, J. R. – HUTTON, J. T. 1994) korrigáltuk.

Kutatási eredmények

A morfometriai mérések eredményei

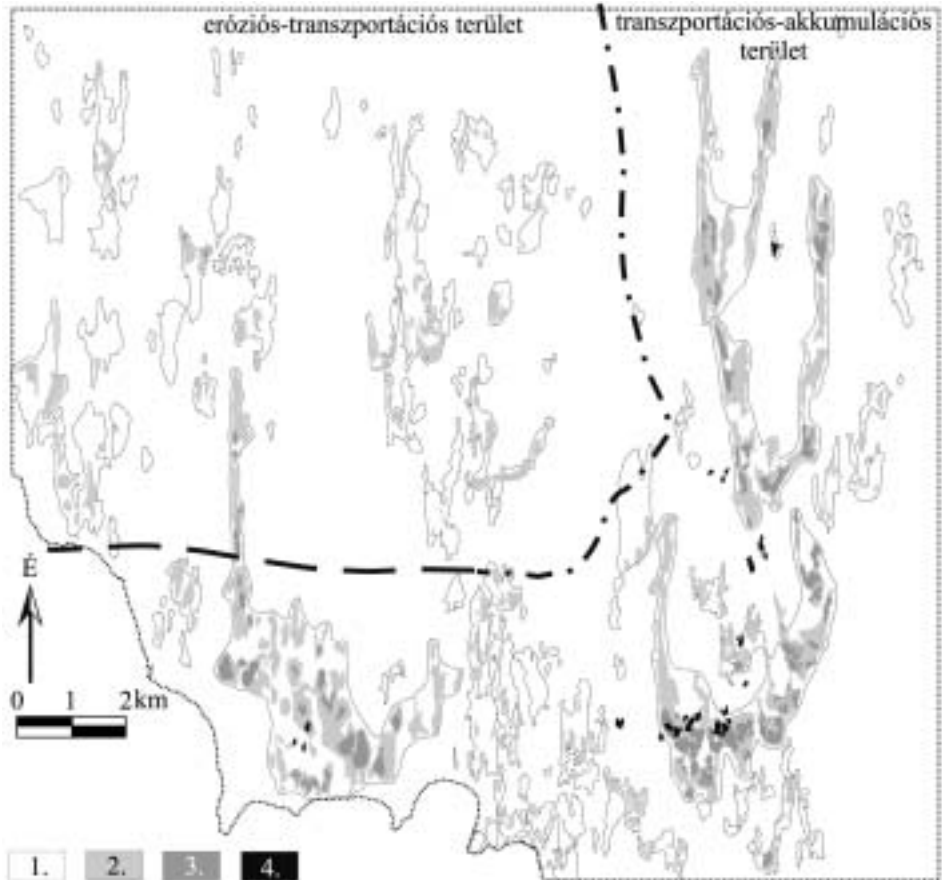
A lehatárolt 475 pozitív homokforma területe összesen 70 km², azaz a mintaterület 28,5%-a. A buckák egymásra településéből adódó eltérést figyelembe véve azonban csak az a terület számítható, amit a buckák ténylegesen lefednek; ez 54 km², tehát a mintaterületnek csupán 22%-a, ami a Nyírségben mért átlagos buckasűrűséghez (24,4%) hasonló (KISS T. 2000; KISS T. et al. 2009).

A homokformák helyzete és mérete szerinti csoportok

A formák egymáshoz viszonyított helyzete, azaz hierarchia-viszonyaik alapján összesen négy csoportot különböztettünk meg (3. ábra).

Az *első* hierarchia-csoportba a megaformák tartoznak, amelyek szinte az összes pozitív formát magukba foglalják, s amelyekből csupán 4 fordul elő a mintaterületen ($T_{\text{átl}}=5,8$ km², $I_{\text{átl}}=10,6$ km, $H_{\text{átl}}=3,2$ km). Ezek a mintaterület K-i, DK-i részén helyezkednek el, erősen tagoltak, rajtuk deflációs és akkumulációs formák találhatók. A megabuckák szárai között mindig hatalmas deflációs mélyedés van, amelyben kisebb formák találhatók. A megaforma fejének központi részén több bucka épül egymásra, ezért ez a térszín jóval magasabb a szárnál vagy a szárok közötti deflációs mélyedésnél. Például a DK-en elhelyezkedő

megaforma közötti deflációs mélyedés (123–125 m a tszf.) fölé a szárazkék alig 1–2 méterrel magasodnak, míg a feje 8 méterrel magasabb.



3. ábra A buckák egymásra épülése és mérete szerint elkülönített négy hierarchia-csoport (1–4)
 Figure 3 Hierarchy classes (1–4) defined by the size and location of the dunes

A második csoportba azok a buckák tartoznak, amelyek a megaformára vagy annak deflációs laposába települtek, de rájuk települhettek más buckák is. A mintaterület egészén megtalálhatók, egyenletesen szétszórva helyezkednek el. Az ebbe a csoportba tartozó formák általában nagy kiterjedésűek ($T_{\text{átl}} = 0,2 \text{ km}^2$, $I_{\text{átl}} = 1 \text{ km}$, $H_{\text{átl}} = 322 \text{ m}$) és magasak (4–10 m). Nagy területük és magasságuk miatt sok homokot tartalmaznak, ezért valószínűleg olyan időszakban alakultak ki, amikor nagy területre kiterjedő, intenzív homokmozgás zajlott. Mivel rendkívül tagoltak és felszabdaltak, valószínűleg a futóhomok-képződés korai szakaszában fejlődtek ki.

A harmadik hierarchia-csoport tagjai mindig a második csoport buckáira települtek és akár rájuk települhettek a negyedik csoport is. Ezek a formák – bár a terület egészén megtalálhatók – a megaformák feji részén nagyobb számban csoportosulnak. A harmadik csoport buckáinak átlagos területe tizede a második csoport tagjainak ($T_{\text{átl}} = 0,03 \text{ km}^2$), ívhosszaik átlaga ($I_{\text{átl}} = 345 \text{ m}$) és húr hosszuk ($H_{\text{átl}} = 97 \text{ m}$) is nagyságrendileg kisebb.

Hasonlóan a második csoporthoz, alakjuk, méretük és kitöltöttségük változatos. Ez arra utal, hogy több homokmozgási – különböző mennyiségű homokutánpótlással jellemezhető – periódusban alakulhattak ki.

A *negyedik* csoportba azok a buckák tartoznak, amelyek a két másik, egymásra települt csoport fölé épültek, az adott méretarányban tovább már nem bonthatók, igen kis méretek ($T_{\text{át}}=0,01 \text{ km}^2$, $I_{\text{át}}=189 \text{ m}$, $H_{\text{át}}=90 \text{ m}$). A meglepően kevés forma egy-két kivételtől eltekintve kizárólag a mintaterület K-i és D-i részén található, s leginkább a megaformák feji részének csúcscrégiójában, csoportosan fordulnak elő. Ez arra utalhat, hogy anyaguk egy nagyobb formát építhetett fel, de klimatikus vagy antropogén hatásra a legmagasabb területeken a homok mozgásba lendült és kisebb formákba halmozódott át.

A hierarchia-csoportok tagjainak egymásra települése leginkább a megaformák fejénél jellemző, ezért itt a felszín erősen tagolt. Ennek oka az lehet, hogy a kiemelt helyzetű tetőrészek hamarabb kiszáradtak, nehezebben telepedett meg rajtuk a növényzet, így a homokmozgás kisebb-nagyobb foltokban könnyebben és gyakrabban indulhatott meg. Ez arra is utal, hogy a vizsgált területen itt mozoghatott legtovább a homok.

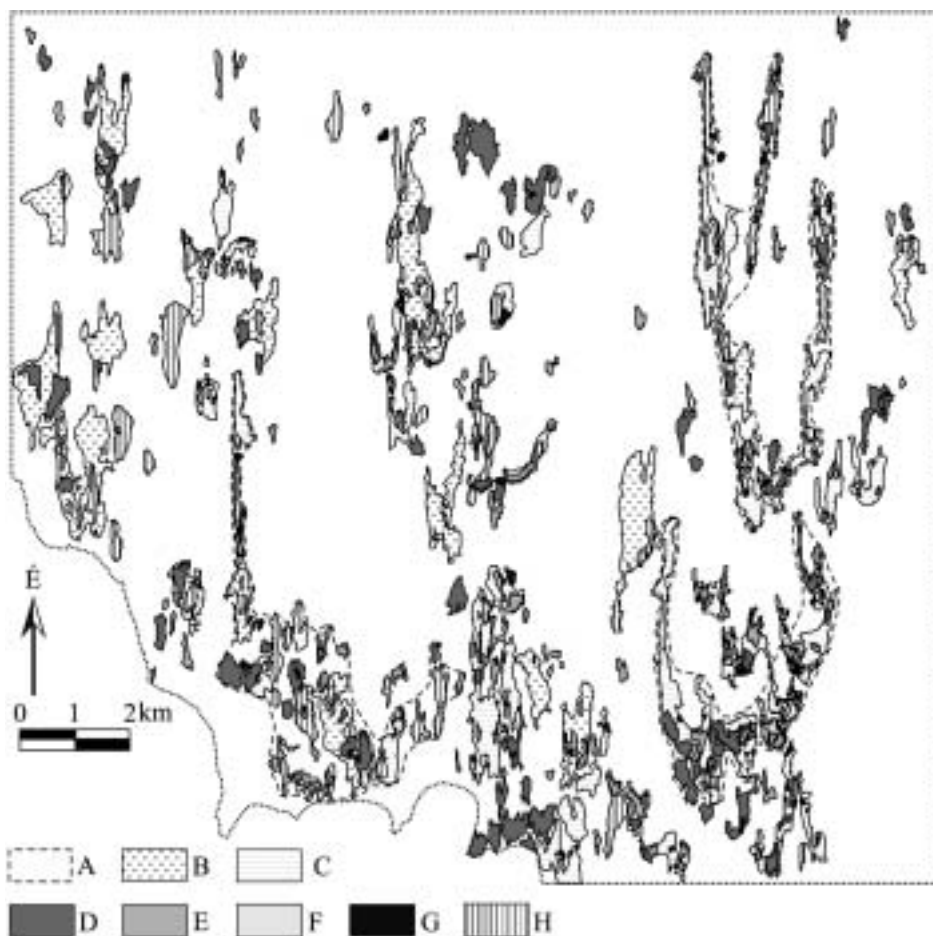
A formák térbeli helyzet alapján a vizsgált terület két részre osztható. ÉNy-i része eróziós-transzportációs jellegű, ahol főként a második és harmadik csoportba tartozó formák találhatók, vagyis itt az egymásra épülő buckák száma kisebb. A mintaterület DK-i része ezzel szemben igen élénk domborzatú, vertikálisan tagolt. A buckák egyértelműen a négy nagy megaforma részei. Ez a terület nedvesebb lehetett, ezért a formák itt megkötődtek és egymásra torlódtak.

A homokformák morfológiai osztályai

Morfológiai paramétereik alapján összesen nyolc buckatípust különítettünk el (4. ábra). A terület DK-i részén elhelyezkedő *megaformák* külön csoportot alkotnak. Átlagos területük $5,8 \text{ km}^2$, ívhosszuk 9 km felett van, száraik elnyúlnak, kitöltetlenek vagy félig kitöltöttek, tehát mérsékelt vagy közepes homokutánpótlással rendelkeztek. A terület formakincsének alapjaként ezek a formák lehetnek a legidősebbek.

A nagyméretű parabolabuckák ($9000 \text{ m} > I > 1000 \text{ m}$) az egész területen szétszórtnak helyezkednek el. Kitöltöttségük alapján – ami a homokutánpótlás mértékére utal – tovább osztályozhatók. A *félig kitöltött nagyméretű parabolabuckák* ($T/I > 250 \text{ m}$, $T_{\text{át}}=0,75 \text{ km}^2$) általában a megaformák feji részén találhatók, illetve csoportosan ott, ahol a homokutánpótlás bőséges volt. A *kitöltetlen nagyméretű parabolabuckák* ($T/I < 250 \text{ m}$, $T_{\text{át}}=0,33 \text{ km}^2$) a megaformák szárain és az eróziós-transzportációs zóna mérsékelt homok-utánpótlású részén fordulnak elő. Ez arra utal, hogy gyorsabb mozgásúak lehettek, hiszen maga a szár is a buckákon belüli szállítási zónát képviseli.

A közepes méretű parabolabuckák ($1000 \text{ m} > I > 160 \text{ m}$) is tovább osztályozhatók kitöltöttségük alapján. A *közepes méretű kitöltött parabolabuckák* ($T/I > 110 \text{ m}$) bő homokutánpótlással rendelkeztek. Szétszórtnak helyezkednek el a területen, de a megaformák feji részén csoportosan figyelhetők meg. Átlagos területük $0,087 \text{ km}^2$. Gyakran ezek a formák is másik buckára települtek, de rajtuk is előfordulhatnak még kisebb buckák. A *közepes méretű félig kitöltött parabolabuckák* ($110 \text{ m} < T/I < 62 \text{ m}$) valamivel kisebb méretek ($T_{\text{át}}=0,034 \text{ km}^2$) és *mérsékelt homokutánpótlással* rendelkeztek. A területen szétszórva helyezkednek el, de a mintaterület eróziós-transzportációs zónájában is nagy számban jellemzőek. Sok közülük nagyobb buckára települt, de rájuk is települtek kisebb formák. A *közepes méretű kitöltetlen parabolabuckák* ($T/I < 62 \text{ m}$) kevés kivétellel a nagyméretű parabolabuckákon helyezkednek el, főleg ott, ahol a nagyobb formák maguk is a megaforma részei. Átlagos területük ($0,015 \text{ km}^2$) a legkisebb a közepes méretű parabolák közül, ami azt mutatja, hogy korlátozott homokutánpótlást kaptak.



4. ábra A pozitív homokformák nyolc típusa morfológiai paramétereik alapján. – A – megaforma; B – félig kitöltött nagyméretű parabolabucka; C – kitöltetlen nagyméretű parabolabucka; D – közepes méretű kitöltött parabolabucka; E – közepes méretű félig kitöltött parabolabucka; F – közepes méretű kitöltetlen parabolabucka; G – garmada; H – szármaradvány

Figure 4 The sand dunes were classified into eight morphometric groups A – mega-form; B – large, partially filled parabolic dune; C – large, unfilled parabolic dune D – medium sized, filled parabolic dune;

E – medium sized, partially filled parabolic dune; F – medium sized, unfilled parabolic dune; G – small hummock; H – wing fragment

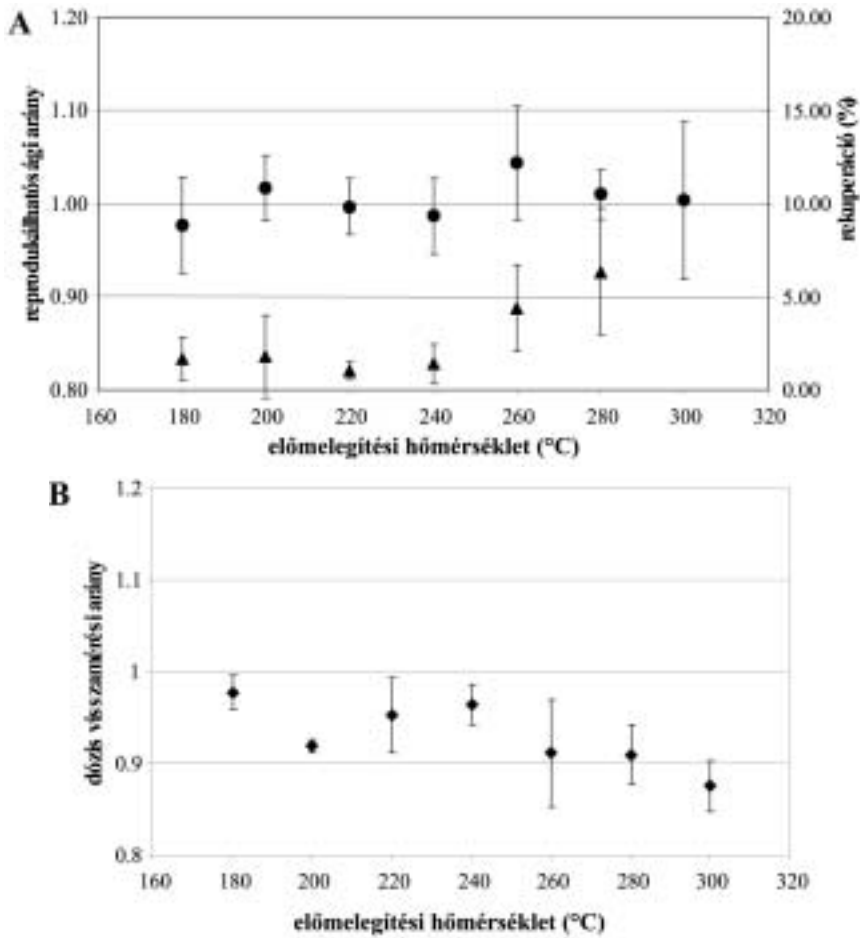
A legkisebb formák a *garmadák*, amelyek ívhossza 160 m alatti, átlagos területük 0,008 km². Kis méretük miatt további csoportokra nem osztottuk őket. Számuk a terület nagyságához képest meglepően alacsony. Előfordulhatnak más formákra települve, de magányos formaként is megjelennek a deflációs laposokban. Méretük és szabálytalan alakjuk arra utal, hogy valószínűleg antropogén hatásra jöttek létre, amit alátámaszt az is, hogy a települések 1 km-es puffer-zónájában csoportosan fordulnak elő.

Az egyenes, illetve hosszúkas alakú homokformák esetében nem értelmezhető a húr fogalma, így ezek külön típust alkotnak. A *szármaradvány*ként definiált formák ívhossza >160 m, de előfordulnak akár 2–4 km hosszúságúak is ($T_{\text{át}}=0,05 \text{ km}^2$). Megjelenésük az eróziós-transzportációs zónában jellemző, ahol a buckák gyorsan vándoroltak, de homok-

anyaguk egy része az elnyúló száraz mentén megkötődött. Elképzelhető az is, hogy ezek a formák maradékgerincek, de ennek pontos tisztázáshoz minden egyes forma homokanyagának korát és/vagy rétegzettségét meg kellene vizsgálni.

A lumineszcens mérések eredményei

Az elvégzett tesztek alapján a vizsgált minták megfelelőnek bizonyultak az OSL-mérések szempontjából (5–6. ábra). Az egyes korongokra kapott egyenértékű adatok közül



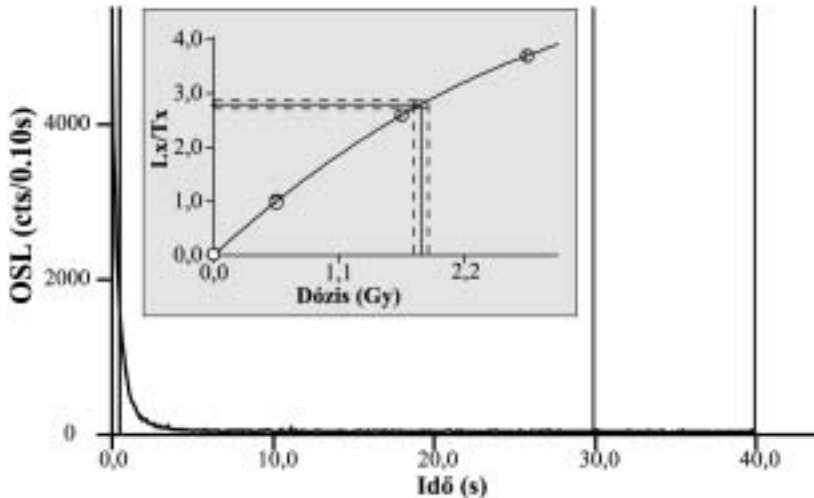
5. ábra Az OSZ570 számú minta előmelegítési tesztje során kapott eredmények. – A) Az azonos dózisok által generált lumineszcens jelekből meghatározott reprodukálhatósági arány és a töltéstranszfer (rekuperáció) mértékének változása az előmelegítési hőmérséklet függvényében. A mérések a teszt alapján 220°C előmelegítés mellett történtek.

B) Az ismert mesterséges dózis SAR protokollal történő mérésének megbízhatósága különböző előmelegítési hőmérsékletek mellett. A visszamérés során a 220–240°C-on kapott értékek eltérése a mesterségesen besugárzott dózistól nem haladja meg a 10%-ot, azaz a SAR protokoll alkalmazható

Figure 5 Preheat test results for sample OSZ570. – A) recycling ratio of luminescence responses at identical doses and the degree of charge transfer (recuperation) plotted against preheat temperature.

Based on the test, measurements were made at a 220°C preheat temperature. B) The recovery of known doses at different preheat temperatures. In the 220–240°C interval the difference of recovered doses from the artificial dose is less than 10%, i.e. the SAR protocol is adequate for further measurements

csak azokat használtuk fel a további elemzéshez, amelyek esetében az alábbi kritériumok teljesültek: az azonos dózisokra kapott normalizált lumineszcencia aránya, a reprodukálhatósági arány $1,00 \pm 0,10$ intervallumban mozog, a rekuperáció (töltés transzfer) értéke 5% alatti, a kapott egyenérték-dózis relatív hibája 10% alatti, nem mutatható ki földpát-szennyeződés. Mindezek alapján mintánként 15–20 részeredmény átlaga és szórása alapján adtuk meg az egyenérték-dózis értékét. A korok kiszámításához felhasznált dózisteljesítmény és egyenérték-dózis-adatokat az 1. táblázatban foglaltuk össze.



6. ábra Az OSZ570 számú minta egyik részmintájának természetes lecsengési görbéje. A növekvő regenerációs dózisokra kapott lumineszcens válaszok alapján a természetes lumineszcens jelhez tartozó egyenérték-dózis meghatározható
 Figure 6 The natural OSL decay curve of an aliquot of sample OSZ570. Inset: Based on the luminescence responses received for increasing regeneration doses the equivalent dose can be determined for the measured luminescence signal (dose-response curve)

A homokanyag korának meghatározása azt mutatja, hogy a homokmozgás három jól elkülöníthető időszakban zajlott. A legtöbb minta kora ($12,49 \pm 3,68$ és $17,76 \pm 4,07$ ezer év között) arra utal, hogy a legintenzívebb homokmozgás a felsőpleniglaciális és a későglaciális során történt. Ekkor alakultak ki a táj mai formakincsét meghatározó homokformák (7. ábra). Ekkor formálódtak az 1–2-es hierarchia-csoportok tagjai, amelyek a legnagyobb formákból, illetve az ezekre épülő nagy és közepes méretű parabolabuckákból és szármaradványokból állnak. A megaformák és a nagyméretű parabolabuckák a legidősebbek ($13,26 \pm 1,71$ és $17,76 \pm 4,07$ ka). A rájuk települő, tehát 2–3-as hierarchia-szintű, közepes méretű buckák valamelyest fiatalabbak ($12,49 \pm 3,68$ és $14,05 \pm 3,50$ ka). Ezek az adatok alátámasztják azokat a korábbi kutatásokat, amelyek a homokformák geomorfológiai jellegzetességei alapján würm végi homokmozgásokat feltételeztek és egymásra torlódott homokformákról írtak (MAROSI S. 1970; LÓKI J. 1981; PÉCSI M. 1997).

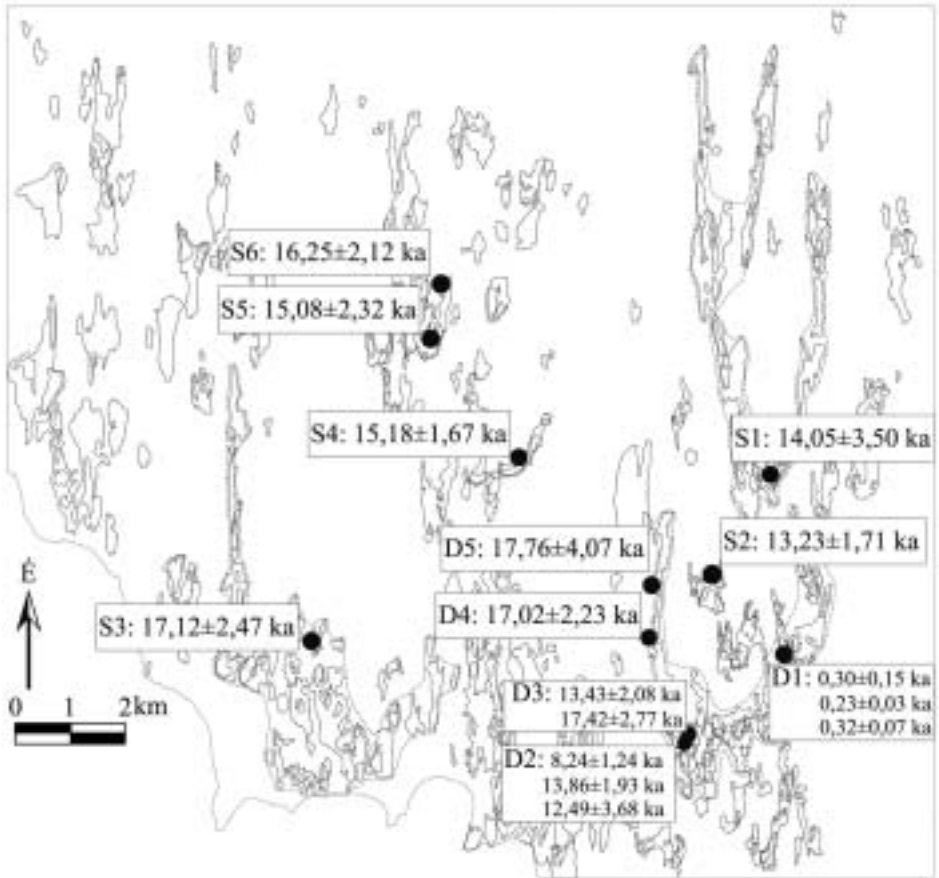
A fenti koradatok együttesen arra utalnak, hogy a würm végén, a száraz és hideg éghajlatú, gyér növényzetű tájon szinte az egész vidéket féligkötött futóhomok borította. A tartós E-i szelek hatására a homok D felé vándorolt. A jelenlegi éghajlati mintázatnak megfelelően valószínű, hogy akkoriban is nedvesebb és kevésbé volt hideg ez a táj, mint például a Kiskunság vagy a Nyírség. A gyér növényzet és a csapadékosabb klíma (magasabb talajvíz) hatására a buckák szárai megkötődtek, miközben feji részük tovább mozgott. Így jöhettek létre a nagyméretű kitöltetlen és félig kitöltött parabolabuckák. Az

A Dél-Belső-Somogyból begyűjtött minták homokanyagának OSL kora és a kiszámításához szükséges paraméterek.

W: nedvesség-tartalom (%), D_k^* : kozmikus sugárzás (mGy/ka), D^* : összes dózisteljesítmény (Gy/ka), D_e : egyenérték dózis (Gy), kor (ka – ezer év)

Dosimetry, equivalent dose and OSL age data for the investigated sand samples. W: in situ water content (%); D_k^* : cosmic dose rate (mGy/ka); D^* : total dose rate (Gy/ka); D_e : equivalent dose (Gy); optical age (ka before AD 2010)

fúrás	mélység (cm)	OSL kód	W (%)	D_k^* (mGy/ka)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	D_e (Gy)	kor (ka)
D1	105	264	1,5±0,15	183±18	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,04±0,08	0,31±0,16	0,30±0,15
	205	265	2,2±0,22	160±16	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,08±0,09	0,25±0,02	0,23±0,03
	275	266	2,6±0,26	146±15	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,07±0,10	0,35±0,07	0,32±0,07
D2	105	267	3,7±0,37	183±18	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,14±0,09	9,45±1,20	8,24±1,24
	205	268	2,6±0,26	160±16	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,09±0,10	15,08±1,63	13,86±1,93
	275	269	3,0±0,30	146±15	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,07±0,09	13,36±3,76	12,49±3,68
D3	105	270	3,9±0,398	183±18	0,54±0,03	1,92±0,10	0,65±0,03	1,09±0,09	14,64±1,92	13,43±2,08
	205	271	5,5±0,55	160±16	0,44±0,02	1,59±0,08	0,60±0,03	0,95±0,08	16,64±2,26	17,42±2,77
	205	272	4,4±0,44	160±16	0,57±0,03	2,06±0,10	0,68±0,03	1,11±0,09	18,86±1,91	17,02±2,23
D4	185	273	3,9±0,39	164±16	0,58±0,03	2,00±0,10	0,64±0,03	1,08±0,09	19,13±4,08	17,76±4,07
	195	570	3,3±0,33	162±16	0,51±0,03	2,08±0,10	0,64±0,03	1,07±0,09	15,03±3,52	14,05±3,50
	155	571	5,0±0,50	171±17	0,78±0,04	2,94±0,15	0,71±0,04	1,26±0,10	16,64±1,65	13,26±1,71
D5	155	572	4,2±0,42	171±17	0,56±0,03	2,27±0,11	0,69±0,03	1,05±0,09	17,96±2,11	17,12±2,47
	195	573	3,9±0,39	162±16	0,51±0,03	1,53±0,08	0,67±0,03	1,05±0,09	15,99±1,14	15,18±1,67
	195	574	4,2±0,42	162±16	0,48±0,02	1,78±0,09	0,63±0,03	1,02±0,08	15,40±1,99	15,08±2,32
S6	195	575	4,4±0,44	162±16	0,57±0,03	2,25±0,11	0,61±0,03	1,06±0,09	17,15±1,73	16,25±2,12



7. ábra Az OSL kormeghatározás során összesen 11 különböző hierarchia- és morfológiai csoportba tartozó buckának mértük meg a korát

Figure 7 The OSL data represents 11 sand dunes belonging to different hierarchy and morphometric groups

egyik megaforma szárából származó OSL-korok (D4: $17,02 \pm 2,23$ és D5: $17,76 \pm 4,07$ ka) is a forma gyors előrehaladására utalnak (1. táblázat). Ugyanakkor arra is következtethetünk, hogy az eddig maradéngerincként értelmezett hosszú gerincek parabolabuckák megkötődött szárai, hiszen ha maradéngerincek lennének, akkor a homokmozgás előtti, pleisztocén eleji homokanyagból állnának.

A következő homokmozgásra a holocén elején került sor ($8,24 \pm 1,24$ ka). Ilyen korú homokanyag csak egy fúrás (D2-105 cm) felső mintájából származik, ami arra utal, hogy az eolikus tevékenység csak kis foltokban játszódhatott le és nem lendültek mozgásba vastag homokkötegek. Az érintett bucka alsóbb homokrétegeinek kora (D2-275 cm: $12,49 \pm 3,68$ és D2-205 cm: $13,86 \pm 1,93$ ka) is arra utal, hogy a holocén eleji homokmozgásnak formaképző hatása nemigen lehetett.

Ezt követően a felszín hosszú ideig nyugalomba került. A következő, egyszersmind legfiatalabb homokmozgás $0,23 \pm 0,03$ és $0,32 \pm 0,07$ ka éve történt (D1 fúrás). A minták a Darány település közvetlen közelében található garmadából származnak. Fiatal koruk jelzi, hogy ezek a formák a történelmi időkből emberi tevékenység hatására alakulhattak

ki. Az adatok azt mutatják, hogy az utolsó homokmozgás a 18. századra tehető, amikor jelentősen kiszélesedett a terület mezőgazdasági hasznosítása és előfordultak igen száraz évek is a Dunántúlon (Kiss A. 2004). Az ideiglenesen növénytakaró nélkül maradt, csúcsi helyzetben levő parabolabuckák helyenként kiszáradtak, feldarabolódtak és anyagukat kisebb méretű garmadákbba halmozta át a szél. Ezek rendszerint a települések 1 km-es körzetén belül találhatóak, ami az antropogén hatást tovább valószínűsíti.

Összefoglalás

A 245,4 km² nagyságú kelet-belső-somogyi mintaterületen összesen 475 pozitív homokforma morfológiai elemzését végeztük el. A formákat a buckák egymásra épülése (hierarchia-viszonyai) és morfológiai paramétereik alapján csoportokba soroltuk. A formák mérete között rendszerint egy nagyságrendbeli különbség volt.

A csaknem 10 km ívhosszú megaformák a formakincs alapjai, rendszerint ezekre épülnek a kisebb formák. A megaformák kitöltetlen vagy félig kitöltött parabolabuckák, amelyek nagyméretű deflációs mélyedéseket ölelnek száraik közé. Mivel főleg a mintaterület D-i és K-i területén találhatóak, feltételezhető, hogy továbbhaladásukat itt a nedves környezet vagy a sűrűbb növényzet akadályozta – vagy egyszerűen amikorra idáig elértek, megszűntek a homokmozgás további környezeti feltételei.

A hierarchia-viszonyok alapján a következő két csoport tagjai a megaformára, illetve egymásra települtek. Ide tartoznak az 1–9 km ívhosszú nagyméretű és az 1–0,16 km ívhosszú közepes méretű parabolabuckák. Kitöltöttségük mértéke utal a kialakulásukkor uralkodó viszonyokra: minél gyérebb volt a növényzet, annál bővebb lehetett a homokutánpótlásuk, következésképp kitöltöttebbé váltak.

Az OSL-kormeghatározás azt mutatja, hogy ezek a formák (és a megaformák is) a würm végén, $17,42 \pm 2,77$ ezer évtől $12,49 \pm 3,68$ ezer évig keletkeztek. Tehát míg korábban azt feltételezték (MAROSI S. 1967, 1970), hogy a belső-somogyi futóhomokmozgás hosszasan tartott és korán befejeződött, addig felsőpleniglaciális végénél idősebb homokot nem találtunk. Az azonban, hogy összesen három hierarchia-szintben fordulnak elő, arra utal, hogy a homokmozgás nem folyamatosan, hanem legalább három további fázisban ment végbe. Bár az OSL-kormeghatározás pontossága ennek egyértelmű tisztázását nem teszi lehetővé, a kapott pleisztocén koradatok három csoportba sorolhatók. A legidősebb, felsőpleniglaciális végi homokmozgási időszak $16,25 \pm 2,12$ és $17,76 \pm 4,07$ ezer évre tehető, amikor a nagyméretű, kitöltetlen parabólák jöttek létre, amelyek rendszerint az 1. hierarchia-csoportba tartoznak. Ezt követte $15,08 \pm 2,32$ és $15,18 \pm 1,67$ éve egy újabb homokmozgás (legidősebb Dryas?), amelyben a nagyméretű buckák mellett megjelentek közepes méretűek, sőt olyanok is, amelyek az előző csoportra települtek. Az utolsó pleisztocén homokmozgási időszak pedig a későglaciális elején, $12,49 \pm 3,68$ és $14,05 \pm 3,50$ ezer éve történt, amikor a 2–3. hierarchia-szintben lévő, kitöltetlen és kitöltött buckák is létrejöttek. Egy 3. hierarchia-szintbe tartozó, közepes méretű kitöltött parabola kora $8,24 \pm 1,24$ ezer évnél adódott. Ez arra utal, hogy a holocén elején, a boreális fázisban is lehetett homokmozgás, ami – mivel csak egy helyen sikerült azonosítanunk – lokális lehetett.

A legkisebb méretű garmadák kialakulása egyértelműen emberi tevékenységhez köthető, hiszen a települések 1 km-es puffer-zónáján belül találhatóak. Koruk ($0,23 \pm 0,03$ és $0,32 \pm 0,07$ ezer év) arra utal, hogy a 18. században keletkeztek, amikor az erdőterületek nagysága drasztikusan lecsökkent, mivel megnőtt a faanyag iránti igény, illetve a legelő és megművelhető területek is kiterjedtek az erdők rovására (R. VÁRKONYI Á. 2009).

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA K-83561 és a TÁMOP-4.2.1./B-09/1 KONV-2010 sz. pályázatait támogatták.

KISS TÍMEA

SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
kisstimi@gmail.com

GYÖRGYÖVICS KATALIN

SZTE TTIK, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
katalingy87@gmail.com

SÍPOS GYÖRGY

SZTE TTIK, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék – OSZ Labor, Szeged
gyuri@earth.geo.u-szeged.hu

IRODALOM

- AITKEN, M. J. 1998: An introduction to optical dating. – Oxford University Press, Oxford. 266 p.
- BORSY Z. 1965: Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. – Földrajzi Értesítő, 14. pp. 1–16.
- BORSY Z. 1974: A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és védekezés a szélérozó ellen. – Akadémiai doktori értekezés, Debrecen. 243 p.
- BORSY Z. 1977a: A Duna-Tisza köze homokformái és a homokmozgás szakaszai. – Alföldi Tanulmányok, 1. pp. 43–53.
- BORSY Z. 1977b: A magyarországi futóhomok területek felszínfejlődése. – Földrajzi Közlemények, 27. pp. 12–16.
- BORSY Z. 1980: A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. – Acta Academiae Nyíregyháziensis, 8. pp. 19–36.
- BORSY Z. 1991: Blown sand territories in Hungary. – Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. 90. pp. 1–14.
- BORSY Z. – LÓKI J. 1982: Nyíregyháza geomorfológiája. – Acta Acad. Nyíregyháziensis, 9. pp. 5–19.
- BORSY Z. – FÉLEGYHÁZI E. – HERTELENDI E. – LÓKI J. – SÜMEGI P. 1991: A bócsai fűrés rétegsorának szedimentológiai, pollenanalitikai és malakofaunisztikai vizsgálata. – Acta Geogr. Debrecina, 28–29. pp. 263–277.
- BRAUN M. – SÜMEGI P. – SZÜCS L. – SZŐR GY. 1992: A kállósejéni Nagy-Mohos láp fejlődéstörténete. – Jósza András Múzeum Évkönyve, 33–35. pp. 335–367.
- CHOLNOKY J. é. n. Somogy vármegye természeti viszonyai. Magyarország vármegyéi és városai. Somogy vármegye. – Budapest. p. 18.
- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. – MTA FKI, Budapest. pp. 475–479.
- FÉLEGYHÁZI E. – LÓKI J. 2006: A lepelhomok vizsgálata a nyírségperemi területeken. – In: KISS A. – MEZŐSI G. – SÜMEGYI Z. (szerk.): Táj, környezet, társadalom. SZTE-TFGT, Szeged. pp. 191–203.
- GÁBRIS GY. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. – Földrajzi Közlemények, 51. pp. 1–14.
- IVÁNYI I. – LEHMANN A. 2002: Duna–Dráva Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó, Budapest. 406 p.
- KÁDÁR L. 1956: A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. – Földrajzi Közlemények, 4. pp. 143–163.
- KISS T. 2000: Futóhomokterületek felszíninamikája természeti és társadalmi hatások tükrében – dél-nyírségi vizsgálatok alapján. – Doktori (PhD-) értekezés, Debrecen. 120 p.
- KISS, A. 2004: Utilization of the inundation area at Lake Fertő before regulation works. – Acta Geogr. Szegediensis, 38. pp. 39–49.
- KISS T. – NYÁRI D. – SÍPOS GY. 2006: Homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. – In: KISS A. – MEZŐSI G. – SÜMEGYI Z. (szerk.): Táj, környezet, társadalom. SZTE-TFGT, Szeged. pp. 373–383.
- KISS, T. – SÍPOS, GY. 2007: Anthropogenic reactivation of aeolian processes on the southern part of the Nyírség alluvial fan, Hungary. – Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 30. pp. 197–202.
- KISS T. – SÍPOS GY. 2008: Holocén eolikus akkumuláció története a vegetációváltozás és emberi hatások tükrében a Dél-Nyírség félig kötött futóhomok területén. – In: KISS T. – MEZŐSI G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged. pp. 185–194.

- KISS T.–NYÁRI D.–SIPOS GY. 2008: Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: a Nyírség és a Duna–Tisza köze összehasonlító elemzése. – In: *Geographia generalis et specialis*. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen. pp. 99–106.
- KISS, T.–SIPOS, GY.–KOVÁCS, F. 2009: Human impact on fixed sand dunes revealed by morphometric analysis. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 34. pp. 700–711.
- LÓKI J. 1981: Belső-Somogy futóhomok területeinek kialakulása és formái. – *Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*, 139. pp. 81–107.
- LÓKI J. 2003: A szélérózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. – *Akadémiai doktori értekezés*, Debrecen. 182 p.
- LÓKI J.–SCHWEITZER F. 2001: Fiatal homokmozgások kormeghatározási kérdései a Duna–Tisza közti régészeti feltárások tükrében. – *Közlemények a Debreceni Egyetem Földrajzi Intézetéből*, 221. pp. 175–181.
- MAROSI S. 1967: Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. – *Földrajzi Értesítő*, 15. pp. 27–40.
- MAROSI S. 1970: Belső-Somogy kialakulása és felszínalakulata. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest. 170 p.
- MAROSI S.–SOMOGYI S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere, 1–2. – *MTA FKI*, Budapest. pp. 532–547.
- MURRAY, A. S.–WINTLE, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements*, 32. 57 p.
- NYÁRI D.–KISS T. 2005: Holocén futóhomok-mozgások Bács-Kiskun megyében régészeti leletek tükrében. – *Cumania*, 22. pp. 83–94.
- PÉCSI M. 1997: Szerkezeti és vázlatalképződés Magyarországon. – *MTA FKI*, Budapest. 296 p.
- PÉCSI M. (szerk.) 1981: A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl). – *Akadémiai Kiadó*, Budapest. 283 p.
- PRESCOTT, J. R.–HUTTON, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23. pp. 497–500.
- R. VÁRKONYI Á. 2009: Történelmi ökológia és a 18. századi Magyarország környezeti válsága. – In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet*. Hantken Kiadó. pp. 21–54.
- SIPOS GY.–KISS T.–NYÁRI D. 2006: Az OSL mérés lehetőségei. Homokmozgások vizsgálata Csengele területén. – *Környezettörténet 2006. konferencia előadásainak összefoglalói*. Budapest. pp. 43–45.
- SIPOS GY.–KISS T.–NYÁRI D. 2009: Kormeghatározás optikai lumineszcenciával: homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. – In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet*. Hantken Kiadó. pp. 409–420.
- UHÁZI, K.–GÁBRIS, GY.–FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined: through luminescence measurements. – *Quaternary International*, 111. pp. 91–100.
- WINTLE, A. G.–MURRAY, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. – *Radiation Measurements*, 41. pp. 369–391.