

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

**Ember és környezete
Történelmi idők homokmozgásai a Duna-Tisza köze növényzettel
stabilizált futóhomok-területein**

Doktori (PhD) értekezés

Nyári Diána

Témavezetők:

*Prof. Dr. Habil Sümegi Pál
tanszékvezető egyetemi tanár*

*Dr. Sipos György
tanszékvezető egyetemi docens*

Szeged, 2025



Dr. Knipl István (1976-2022) kollégám és barátom emlékének ajánlva.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzés	2
2. Irodalmi előzmények	6
2.1 Holocén homokmozgások a növényzettel stabilizált futóhomok területeken a nemzetközi kutatások tükrében, különös tekintettel az emberi tevékenység szerepére	6
2.2. Futóhomokmozgások a magyarországi futóhomok területeken	14
3. Mintaterületek	18
3.1. Csengele.....	19
3.2. Apostag	21
3.3. Soltvadkert.....	22
3.4. Kiskunhalas.....	24
4. Módszerek	27
4.1. Geomorfológiai térképezés	28
4.2. Régészeti kutatások eredményeinek feldolgozása	29
4.3 Terepi vizsgálatok, szelvények felvételezése, mintavétel	30
4.4. Laboratóriumi vizsgálatok, szemcseösszetétel, kalcium-karbonát és szerves széntartalom meghatározása.....	32
4.5. Optikai lumineszcens (OSL) kormeghatározás	36
4.6. 3 dimenziós felszínmodell készítése.....	38
5. Eredmények	39
5.1. Egy egykori tó területén: Csengele.....	39
5.1.1 A mintaterület geomorfológiai felépítése	39
5.1.2 A régészeti kutatások eredményei	40
5.1.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye	46
5.1.4. Részösszegzés.....	47
5.2. A Duna korábbi árterületén: Apostag	49
5.2.1 A mintaterület geomorfológiai felépítése	49
5.2.2 A régészeti kutatások eredményei	50
5.2.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye	56
5.2.4. Részösszegzés.....	57
5.3. Egy homokbucka története: Kecel.....	59
5.3.1 A mintaterület geomorfológiai felépítése	59

5.3.2 A régészeti kutatások eredményei	60
5.3.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye	63
5.3.4. Részösszegzés	64
5.4. Egy löszös lapos átalakulása: Kiskunhalas	67
5.4.1 A mintaterület geomorfológiai felépítése	67
5.4.2 A régészeti kutatások eredményei	68
5.4.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye	74
5.4.4. Részösszegzés	75
6. Az eredmények értékelése, futóhomokmozások a különböző történelmi korokban ...	80
6.1. Bronzkor (Kr. u. 2700/2500-900/800)	81
6.2. Római kor (Kr. u. 0-400) – szarmaták	83
6.3. Népvándorlás kor (Kr. u. 400-896) – avarok	85
6.4. Középkor (Kr. u. 972-1526) – kunok	87
7. Összefoglalás	89
8. Felhasznált irodalom	92
9. Köszönetnyilvánítás	112
10. Summary	113
11. Mellékletek	115

1. Bevezetés, célkitűzés

Vonzalmam a természeti környezet iránt már gyermekkoromban is átítatta életem, amikor a nyári szünetekben nagyapám tanyáján töltöttem el egy-egy hétvégét. A tanya melletti akácosban, a mezőt beborító langyos belvizes tavacsákban vagy a forró homokon gyalogolva a mezítlábaskodással, nagyapám harmonikával kísért hangjával szívódott belém az alföldi homokos területek lüktetése. A régi dolgok, múltbéli emlékek, tárgyak pedig mindig valamiféle misztikusságot rejtettek számomra, amelyhez ösztönösen vonzódtam, ezért iskolás kisgyermekként régész akartam lenni. Az élet ugyan más utakra hívott, de végül mégis megajándékozott a lehetőséggel, amikor az Alföld futóhomokkal borított területeinek geoarchaeológiai szemléletű kutatása, a félig kötött futóhomok területek múltbéli folyamatainak, környezeti változásai vizsgálatának lehetősége bukkant fel előttem.

Az érzékeny félig kötött futóhomok területek nagyon jó indikátorai a környezeti változásoknak, hiszen rendkívül gyorsan reagálnak a hatásokra. Erre többek között egy Ausztráliában végzett kutatás eredménye is jó példával szolgál, ahol az erdővel borított stabil homokdűnék területén találtak futóhomok-mozgás következtében a korai holocénben kialakult homoklepleket. A pollenvizsgálatok eredményei azonban nem mutattak szárazodást abban az időben a területen, a csapadékmennyiség folyamatosan emelkedett a pleisztocént követően és érte el a maximumot körülbelül 4000 évvel ezelőtt (Shulmeister 1992, Shulmeister és Lees 1992). A száraz időszak meglétét azonban a homokleplek vizsgálatával alátámasztották és valószínűsítették, hogy a klimatikus változás olyan hirtelen volt és olyan rövid ideig tartott a száraz időszak, hogy hatása a pollenspektrumban nem mutatkozott (Nott et al. 1999). Tehát a futóhomok-mozgások őskörnyezeti indikátorok, ezért kutatásuknak fontos szerepe lehet a múltbéli környezeti változások felmérésében.

A holocén folyamán történt klímaváltozások következtében kialakult szárazabb időszakokban a világ minden részén, számos helyen többször is aktívvá válhattak a már stabilizálódott futóhomok-területek, de a népesség növekedésével, a termelőeszközök fejlődésével és a földhasználat változásával az ember szerepe is egyre inkább előtérbe került (Lemmen et al. 1997). Ugyanakkor nem csupán több ezer éves távlatokban, hanem az utóbbi kétszáz évben, sőt néhány évtizeddel ezelőtt és még napjainkban is találhatunk példát arra szerte a világon, hogy a csupasszá vált felszíneken komoly károkat okoz a mozgásba lendült homok. Írország északi részén például az 1930-40-es években a helytelen földhasználat vezetett odáig, hogy megművelt területek pusztultak el, valamint utakat zárt el a mozgásba lendült nagy mennyiségű homok (Wilson et al. 1997). Kanada területén is találunk példát megnövekedett eolikus tevékenységre

az 1920-30-as (Lemmen et al. 1998), sőt még az 1980-as évek folyamán is (Wolfe et al. 2000b). Az Egyesült Államok területén is hatalmas pusztítást okozott a szél az 1930-as évek híres „Dust Blow”-ja idején, amelyben az emberi hatás, a területhasználat is kiemelt szerepet játszott (Orlove 2005, Cook et al. 2009). De néhány évvel ezelőtt, 2020 őszén is egy olyan vihar söpört végig az amerikai Great Plains területén, amely óriási homokfalat hozott létre (1. ábra, Pease 2020). A kutatások szerint az utóbbi húsz évben az amerikai homokterületeken egyre gyakoribbá és egyre intenzívebbé váltak az ilyen események. Ezeknek oka a klíma szárazabbá válása mellett a bioüzemanyag termelés hirtelen elterjedése hatására a mezőgazdaságba bevont területek nagyon gyors gyarapodása volt, ami az érzékeny homokterületeket kibillentette korábbi egyensúlyából (Lambert et al. 2020). Jó példával szolgál a 2020-as év januárjában történt ausztráliai homokvihar is, amelynek következtében a több száz méter magas görgő homoktenger mindent beborított, ami csak az útjába esett. Ez az esemény több korábbival karöltve hívja fel a figyelmet az Ausztráliában évtizedek óta dúló porviharok okozta természeti-társadalmi problémák jelentőségére (Aragnou et al. 2021, Attiya és Jones 2022, Leys et al. 2023).



1. ábra: Homokvihar Texas területén 2020 októberében (Pease 2020)

De nem csupán távol tőlünk a világ másik végén találunk példákat, Magyarország területén is számtalan, növényzetétől megfosztott felszínen okozott komoly károkat a mozgásba lendült homok (Mezősi és Szatmári 1998, Szatmári 2004). Borsy (1972) leírása szerint Kiskunhalastól kelet-délkeletre 1967 áprilisában néhány nap alatt 5-40 cm homokot hordott el a szél. A

Nyírségben 1984. február 10-12. között a rendkívül erős szél a védtelen, laza homokfelszíneken jelentős deflációs károkat okozott (Lóki 1985). A 2010-es, 2020-as években pedig több alkalommal adtak hírt erős porviharokról, homokviharokról az ország minden területén (Délmagyarország 2011, Időkép 2015, 2020, 2023), amelyek kialakulása szárazabb időszakokhoz és mezőgazdasági művelés alatt álló területeken, védtelen homokfelszínekhez volt köthető (Móring 2012, Hoffmann 2016, Bíróné 2021, Lévai 2023). A 21. században várható egyre kifejezettebb szárazodás pedig mindinkább kedvez a szélerózió kialakulásának, különösen a nagyobb szárazsággal súlytott alföldi területeken (Blanka et al. 2013), amelyet tovább fokozhat a szélesebbesség növekedése (Illy 2017).

Mivel eolikus tevékenységgel napjainkban is számolhatunk a félig kötött futóhomok területeken, azok múltban történő előfordulásának sajátosságait vizsgálni jelenleg is aktuális kérdés, hiszen a múltbeli folyamatok, változások megismerése segít megérteni a napjainkban zajló folyamatokat és útmutatást jelenthetnek a jövőre nézve. Az ember és környezete múltbeli kapcsolatának feltárásában a geoarchaeológiai kutatásoknak fontos szerepe van, amely elsősorban geomorfológiai, geológiai és őslénytani vizsgálatokon, különböző geológiai, geofizikai, geokémiai, őslénytani, archeobotanikai és archeozoológiai módszerek használatán alapul és az egykor élt emberek környezetének, illetve az ember által okozott környezeti változásoknak a rekonstrukciójával foglalkozó tudományág (Sümegei 2013). Kutatási munkámban a geoarcheológia területén belül őskörnyezeti, illetve régészeti lelőhelyeken végeztem kutatási munkát a Duna-Tisza köze félig kötött futóhomok-területein. A természettudományos kutatási módszerek és a régészeti vizsgálati módszerek eredményeinek együttes értékelése ezeken a területeken nem csupán a múlt megismerésére ad lehetőséget, hanem a múltbeli folyamatok, változások okainak feltárását is lehetővé teszi. Hiszen a geológiai rétegekbe zárt eltemetődött emberi maradványok, eszközök, az ember egykori életének és környezet átalakító tevékenységének nyomait tárja fel és az ember környezetre gyakorolt hatását mutatja meg. (Sümegei 2003). Így a régészeti kutatások eredményeit kiegészítve a földtudományi vizsgálatok eredményeivel, lehetőséget ad arra, hogy egy-egy terület komplex vizsgálatát végezzük el. Ezért dolgozatomban célul tűztem ki 4 mintaterület üledéktani, geomorfológia, rétegtani, kronológiai módszereken alapuló geoarchaeológiai vizsgálatát, amely lehetőséget ad részleges környezetrekonstrukcióra a Duna-Tisza félig kötött futóhomok-területein, feltárva a történeti idők futóhomok-mozgásainak jellemzőit és okait, különös tekintettel az emberi tevékenység szerepére a homokmozgások megindulásában.

“In a desert, you know what to expect of the climate and plan accordingly. The same is true of the humid regions. Men have been badly fooled by the semiarid regions because they are sometimes humid, sometimes desert, and sometimes a cross between the two”
(Thorntwait 1948 in Olson 2002)

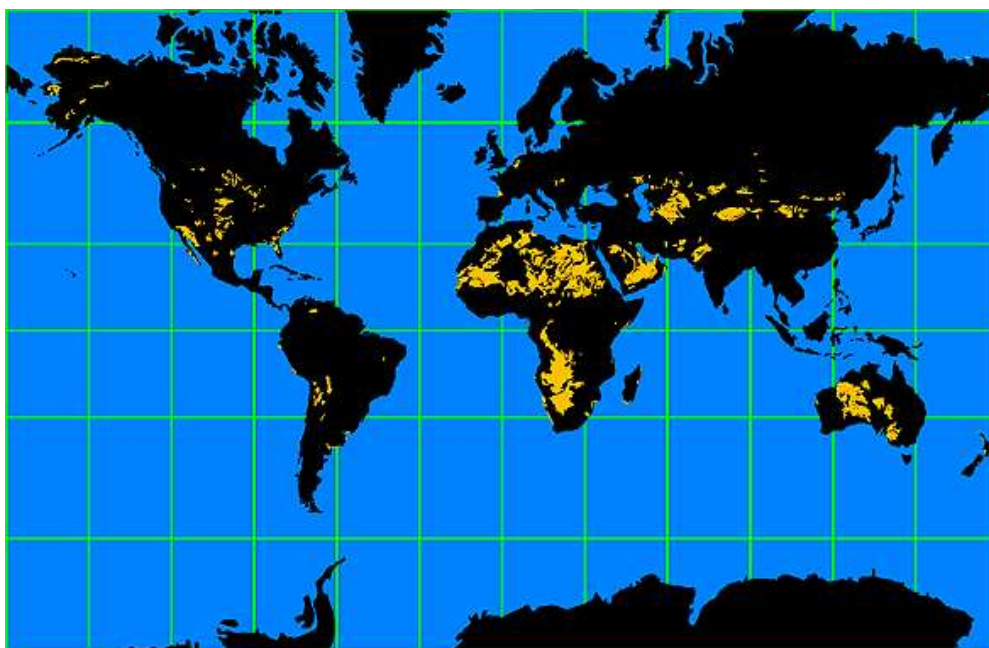
2. Irodalmi előzmények

2.1. Holocén homokmozgások a növényzettel stabilizált futóhomok területeken a nemzetközi kutatások tükrében, különös tekintettel az emberi tevékenység szerepére

A dolgozat bevezetőjében szereplő néhány példa rámutatott, hogy eolikus tevékenységgel láthatóan a közelmúltban és még napjainkban is számolhatunk, a globális klímaváltozás és az emberi tevékenység környezetre gyakorolt hatásának tárgyalása pedig a 21. században egyre sűrűbben képezi mind a tudományos élet, mind a politika központi kérdését. A futóhomokkal borított területek különös jelentőséggel bírnak abban a tekintetben, hogy a legkisebb környezeti változásnak is számos közvetlen és közvetett hatása van a geomorfológiai folyamatokra, a növényzet változására, valamint az ember általi területhasználatra. Az érzékeny homokos területek klimatikus és antropogén tényezők miatti pusztulása, a szárazodás és elsivatagosodás pedig az egyik legkomolyabb környezeti kihívás, amivel a világ a 21. században szembenéz (Tooth 2007). Ezek a területek ráadásul fontos mezőgazdasági területek is, ezért nagy jelentőséggel bírnak az emberiség számára nem csak napjainkban, de már a jégkorszak vége óta, azóta, hogy az ember birtokba vette ezeket a területeket (Wolfe et al. 2000a). A holocén korú futóhomokmozgások kutatása jelentős a paleoklimatológiai és öskörnyezeti kutatások szempontjából is, hiszen segítségükkel meghatározhatók az egykori klimatikus és környezeti jellemzők (Stokes és Gaylord 1993). A múltbeli klimatikus és környezeti jellemzőknek, valamint a homokmozgások okainak, körülményeinek a feltárása pedig segítséget nyújt abban, hogy a jövőben várható folyamatokat előre jelezhessük, hiszen a globális felmelegedés következtében jelentősen csökkenő nedvességtartalom, csapadékmennyiség potenciális lehetőséget biztosít arra, hogy újra meginduljon a futóhomok-mozgás az eolikus folyamatok uralta vidékeken (Dean et al. 1996).

Szél által kialakított felszínek nagy kiterjedésben jellemzőek Földünk minden táján (2. ábra). A szél kifejti hatását a száraz szabadon mozgó sivatagi homokterületeken, valamint a félig száraz, félig nedves, nedves vidékek stabilizált futóhomok-felszínein is, melyek kontinensek

belső területeinek tópartjain, tavi üledékekből, egykori folyók hordalékkúpjainak folyóvízi üledékéből, illetve glaciofluviális, glaciolakusztikus üledékek áthalmozásából, valamint, tengerpartokon a víz által lerakott homokanyagból alakultak ki. Ezeken a területeken a jégkorszaki nagy futóhomok-mozgások után a klíma változásával megindult a növényzet kialakulása és a mozgó területek megkötődtek. Az utolsó 10 000 évben, a holocén során azonban, a környezeti tényezők változása következtében ezeken az érzékeny területeken több alkalommal újra az eolikus folyamatok váltak dominánssá.

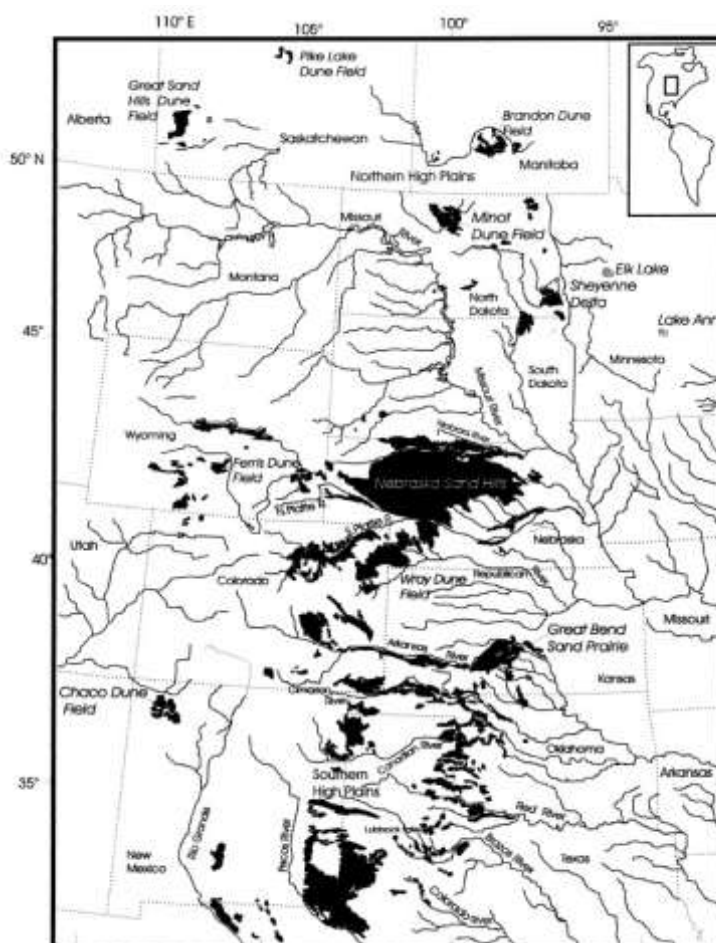


2. ábra: Jelentősebb kiterjedésű eolikus üledékek globális eloszlása
(<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10ah.html>)

Néhány példán keresztül megérthetjük az érzékeny futóhomok területek rendkívül dinamikus működését, válaszreakcióit a múltbeli, jelenlegi és jövőbeli környezeti változásokkal szemben. Bár késő holocén korú homokdűnék jelentős elemei az északi és nyugat-európai homokkal borított tengerpartoknak Anglia, Írország, Portugália, Franciaország, Hollandia, Dánia és Belgium partvidékei mentén (Clarke és Rendell 2011), úgy gondolom, hogy dolgozatom kereteit meghaladná ezeknek a tárgyalása. Mivel Magyarország távolabb a tengerpartoktól, az európai kontinens belső részén, hegységekkel körülvett medencében található, ezért a nemzetközi kutatásokban is elsősorban olyan futóhomok vidékeket kerestem, melyek hasonló területeken találhatók. A kontinensek belső részeit megvizsgálva számos olyan helyet találunk, ahol a futóhomokkal borított vidékek múltbeli homokmozgásait és annak okait vizsgálták a kutatók. Ezeket mutatom be az alábbiakban, különös figyelmet szentelve a legfiatalabb

homokmozgásoknak, feltárva nem csupán a klimatikus változások, hanem az emberi tevékenység szerepét is a homokmozgások megindulásában. Kínában például a holocén eleje több ezer éven keresztül csapadékosabb volt (Li és Sun 2006, Liu et al. 2002, Sun et al. 2006), amit rétegtani elemzések bizonyítanak, majd 4-5 ezer évvel ezelőtt megváltoztak a globális viszonyok és egy szárazabb klimatikus helyzet alakult ki, számos homokmozgási periódussal, különösen az utolsó kétezer évben (Li és Sun 2006, Liu et al. 2002, Sun 2000, Sun et al. 2006, Zhao t. al. 2007, Zhou et al. 2008). A talajképződési és homokmozgási fázisok váltakozásai jól összeegyeztethetők a klimatikus kutatásokban kimutatott nedvesebb és szárazabb időszakokkal. Ezek az időszakok pedig összefüggésbe hozhatók a Föld pályaelemeinek módosulása következtében megváltozó napsugárzással, ami meghatározza a nedvesebb-szárazabb klimatikus viszonyok kialakulásáért felelős monszun aktivitását Kína területén (Li és Sun 2006, Liu et al. 2002, Sun et al. 2006). Ugyanakkor a késő holocén időszakaiban az emberi tevékenység is egyre nagyobb területeket érintett, egyre jelentősebbé vált, amit az archaeológiai kutatások eredményei is bizonyítanak (Sun 2000, Sun et al. 2006, Yang et al. 2004) és a klímaváltozás mellett a homokmozgások megindulásának kulcsfontosságú tényezőjévé vált. A legújabb kutatások alapján az emberi tevékenység volt a legjelentősebb befolyásoló tényezője az Ázsiában kialakuló porviharoknak már kétezer évvel ezelőtt is (Chen et al. 2020). Az antropogén hatások kiemelt jelentőségét támasztja alá annak a kutatásnak az eredménye is, amelyben kimutatták, hogy a 300 évvel ezelőtt csapadékosabbá és melegebbé váló klimatikus feltételek ellenére, melyek alapvetően a talajképződésnek kedveztek, mégis az eolikus folyamatok váltak uralkodóvá. A homokmozgások okai ebben az esetben is az ember tevékenységében keresendők (Li és Sun 2006, Sun et al. 2006). Azokon a vidékeken, ahol félig-száraz klimatikus feltételek mellett, emberi tevékenység hiányában stabil, növényzettel borított homokos területek voltak jellemzőek – a népesség növekedésével, és ezeknek a területeknek műveléssel, állattartással, erdők túlvágásával, helytelen vízgazdálkodással történő túlzott és romboló kihasználásával – tönkretették a természetes vegetációt, aminek következtében a homokos felszínek a szélrozió áldozatává váltak (Zhou et al. 2008, Shi et al. 2004, Sun et al. 2006, Wu és Ci 2002). Az 1960-as években az egész országban jellemző éhínség enyhítése végett egyre több területet vontak művelésbe. A művelt területek megnövekedése következtében pedig csökkentek a füves területek. A művelésbe vont területek nagyon hamar kimerültek és felhagyásra kerültek, aminek következtében újabb és újabb füves területeket törtek fel. Otindang 21000 km²-nyi futóhomokvidékén 1950-ben csupán 2% volt a szabadon mozgó homokkal jellemezhető terület, 1990-ben 20, majd 1999-re ez 46,6 %-ra nőtt (Zheng et al. 2006). Ebben az esetben tehát nem a klimatikus feltételek megváltozása, hanem társadalmi-

Az észak-amerikai Great Plains vidékén is hatalmas területeket borítanak eolikus üledékek (3. ábra). Jelenleg Észak-Amerika homokterületeinek legnagyobb része préri növényzettel stabilizált, de számos bizonyítékot találtak klimatikus okokból kialakult futóhomokmozgásra (Lancaster és Hesp 2020), ugyanis Észak-Amerika a jelenleginél jóval szárazabb volt a holocén korábbi időszakában.



A holocén korai és középső szakaszában nem csupán futóhomok, hanem lösz rétegek is mutatják a száraz klimatikus feltételek meglétét (Olson et al. 1997, Mason és Kuzila 2000, Miao et al. 2004, 2007a, 2007b). A klíma különösen száraz volt a középső holocén idejében, amikor nagy területre kiterjedően futóhomok-mozgások voltak jellemzőek nemcsak a Great Plains, de

a Sziklás-hegység hegyközi medencéinek területén is. Az ekkor jellemző melegebb, szárazabb klimatikus állapotot paleoklimatológiai kutatások (Russ et al. 2000), valamint tavi üledékekben megtalálható varvok vizsgálatával is bizonyították (Dean et al. 1996). A legtöbb futóhomokvidéken minimum egy, de inkább több eolikus aktivitással jellemezhető időszakra van bizonyíték az üledékrétegekben (Forman 2001). Sok példát találunk szerte a kontinensen, mozgott a homok a középső holocén folyamán Kalifornia (Wintle et al. 1994, Clarke és Rendell 1998), Colorado (Forman et al. 1992, Forman et al. 1995, Clarke és Rendell 2003), Kansas (Arbogast 1996, Olson et al. 1997, Arbogast és Muhs 2000), Nebraska (Stokes és Swinehart 1997), Texas (Wilkins és Currey 1999), Minnesota (Keen és Shane 1990), Wyoming (Stokes és Gaylord 1993, Carter et al. 2018), Manitoba (Wolfe et al. 2000b), Saskatchewan (Wolfe et al. 2006) és Michigan (Arbogast és Packman 2004) futóhomokkal borított területein is. A száraz és meleg klimatikus feltételek mellett azonban a különböző homokkal borított területeken térben és időben eltérően alakultak a homokmozgások, ami arra utal, hogy a regionális léptékű hatások lokálisan eltérően jelentek meg az egyes területeken, attól függően, hogy milyenek voltak a terület adottságai (Wilkins és Currey 1999), de a jelentős szárazodásnak mindenhol súlyos következményei voltak ezeken a területeken (Meltzer 1999). A klíma szélsőségesen szárazzá vált, a talajvízszint erőteljesen lecsökkent. A növényborítás csökkenése, valamint az alacsony talajvízszint állandósulása pedig lehetővé tette, hogy a homokot elszállítsa a szél (Wilkins és Currey 1999). A klimatikus változások mellett már ezekben az időkben is jelen volt az emberi tevékenység formáló hatása, az eltemetett talajok pollenvizsgálatai bolygatásra, taposásérózióra utaló növények megjelenését bizonyították. A megváltozó klíma magával vonta a növényzet átalakulását, amit a bölények legelése tovább fokozott. Ennek következtében indult meg a homok mozgása. A holocén eolikus üledékekben előforduló bölényektől származó taposásnyomok pedig arra utalnak, hogy a legeltetés egyidőben folytatódott a homokmozgásokkal. A hatalmas legelésző bölénycsordák taposásukkal és túllegeléssel felgyorsíthatták a felszín erózióját (Forman et al. 1995).

A jelenleg stabil buckás területek geomorfológiai és rétegtani elemzései alapján a Great Plains területén számtalan homokmozgási időszak meglétét dokumentálták az utolsó 2000 év idején is. Ebben az időszakban több, évtizedekig húzódó száraz időszak meglétére van bizonyíték, archaeológiai adatok, préri- és erdőtüzek (Millspaugh és Whitlock, 1995, Filion et al. 1999, Whitlock és Anderson 2003), valamint dendroklimatológiai és tavi üledékvizsgálatok bizonyítékai alapján (Forman et al. 2001). A késő holocénban történt változások azonban erőteljesen lokálisak voltak. Az egyes területeken időben változó volt a homokmozgások megindulása (Stokes és Gaylord 1993, Muhs és Holliday 1995, Muhs et al. 1997a, Muhs 1997b,

Stokes és Swinehart 1997, Muhs és Wolfe 1999, Wolfe et al. 2000, Forman és Pierson 2003, Clarke et al. 2003, Mason et al. 2004, Forman et al. 2005, 2006, 2008, Rich et al. 2014, McKean et al. 2015, Baldauf et al. 2019), valamint nincs egyértelműen kimutatható regionális összefüggés a homokmozgások és a száraz időszakok között (Forman et al. 2005, 2006), tehát egyéb tényezők is fontos szerepet játszottak az eolikus tevékenység kialakulásában. Voltak olyan időszakok, amik nagyobb területen éreztették hatásukat, de az eredmények mindig lokálisan alakultak az adott terület helyi sajátosságainak függvényében (Wilkins és Currey 1999, Forman et al. 2001, Rawling et al. 2003). A 19. században az utolsó előtti homokmozgási periódus idején volt az egyik legjelentősebb csapadékmennyiség csökkenés, amit az évgyűri vizsgálatok alapján bizonyítottak, ekkor voltak a legjelentősebb préri- és erdőtűzek is az utolsó 200 évben (Millspaugh és Whitlock, 1995), valamint a legkevesebb áradás a folyókon (Forman et al. 2006). E mellett azokon a területeken, amerről a szelek érkeztek a folyók medre jelentősen megváltozott és homokos üledékük szárazra került, így a rendelkezésre álló homokmennyiség is jelentősen megnőtt (Muhs és Holliday 1995, Wright et al. 2011). Ebből az időszakból több helyen is találunk bizonyítékokat homokmozgásra, Nebraska, Colorado, Új-Mexikó, Kansas és Texas futóhomokos területei is aktívak voltak a 19. század folyamán (Forman és Pierson 2003, Wolfe et al. 1995, Muhs és Holliday 1995, Muhs et al. 1997, Stokes és Swinehart, 1997). A kanadai préri államok (Manitoba, Saskatchewan, Alberta) területéről is részletes leírások találhatók az 1800-as évek közepéből, amikor egymástól teljesen különálló helyeken, szabadon mozgó buckákat találtak (Muhs és Wolfe 1999). Magasabb hőmérséklet, alacsonyabb csapadékmennyiséggel együtt csökkentette a növényel borítottságot. Ugyanakkor a földhasználat változása, a földművelés megjelenése különösen érzékenyvé tette ezeket a területeket az erózióval szemben. A korai telepések beszámolóí szerint ugyanis a megnövekedett szárazság nem okozott jelentősebb szél eróziót egészen addig, amíg túllegeltetés, valamint a földek művelése nem tette tönkre a természetes növénytakarót (Olson 2002).

Az emberi tevékenység ezután egyre jelentősebbé vált az eolikus folyamatok megindulásában a történelem későbbi időszaíában (Barchyn és Hugenholtz 2013). Az 1930-as évekhez köthető homokmozgások egy olyan időszakban alakultak ki, amikor a szárazság mértéke nem érte el a korábbi szinteket (Muhs és Wolfe 1999, Forman et al. 2008). Az 1930-as évekbeli porviharok azonban mégis sokkal nagyobbak voltak, mint például a 16. és 19. századi homokmozgások, amikor sokkal jelentősebb volt a szárazság (Forman et al. 2005). Ennek oka pedig az volt, hogy az 1930-as években jelentősebb volt a művelt területek aránya (Olson 2002). Az amerikai Great Plains területén a 20. század elején jellemző legelőterületek művelésbe vonásának egyértelmű

következménye volt a szélrózsió megnövekedése és a porviharok kialakulása, aminek legmélyebb pontja a 30-as évek „Dust Blow”-jaként emlegetett időszak volt (Cook et al. 2009). Ebben az időben több területet is érintett a szárazság, ami a Csendes-óceán trópusi területein kialakuló hideg, valamint az Atlanti-óceán északi részén kialakuló melegebb vízfelszínekhez, valamint az ehhez kapcsolódó szárazföldi visszacsatolásokhoz köthető klimatikus változásnak tulajdonítanak. Légifelvételek is bizonyítják (Muhs és Holliday 1995, Bolles et al. 2017), hogy ebben az időszakban óriási mennyiségű homok erodálódott és szállítódott el az érintett területekről keresztül Amerikán, egészen a keleti partokig, sőt Grönland jég borította területéig is. A klimatikus szárazság mellett azonban a száraz gazdálkodás, túllegetetés és a téli hónapokban kialakuló csupasz felszínek megléte mind hozzájárult az eolikus tevékenység ilyen mértékű megjelenéséhez (Forman et al. 2005, 2008, Bolles et al. 2017). 1960 és 2000 között a porviharok erőteljesen csökkentek, ami a mezőgazdasági technológiák fejlődésének köszönhető (Stout és Lee 2003). Forman és kutatótársai 2001-es munkájukban felvetették azt a kérdést, hogy a nagy területre kiterjedő szárazság vajon okoz-e futóhomok-mozgásokat az amerikai Great Plains területén a jövőben, hiszen az öntözés, a vándorló bölénycsordák taposás eróziójának hiánya, valamint a préri tüzek megakadályozása mind a buckák stabilitását eredményezheti, így a jövőben a holocénhez hasonló klimatikus körülmények között kérdéses, hogy a homokmozgás vajon újraindul-e. A közelmúltban bekövetkezett események egyértelmű választ adnak erre a kérdésre. Az elmúlt 20 évben ugyanis jelentősen megnövekedtek a porviharok az amerikai Great Plains területén a sokkal gyakoribb szárazság, valamint a füves területek mezőgazdasági művelésbe vonásának együttes hatására (Lambert et al. 2020, Pease 2020).

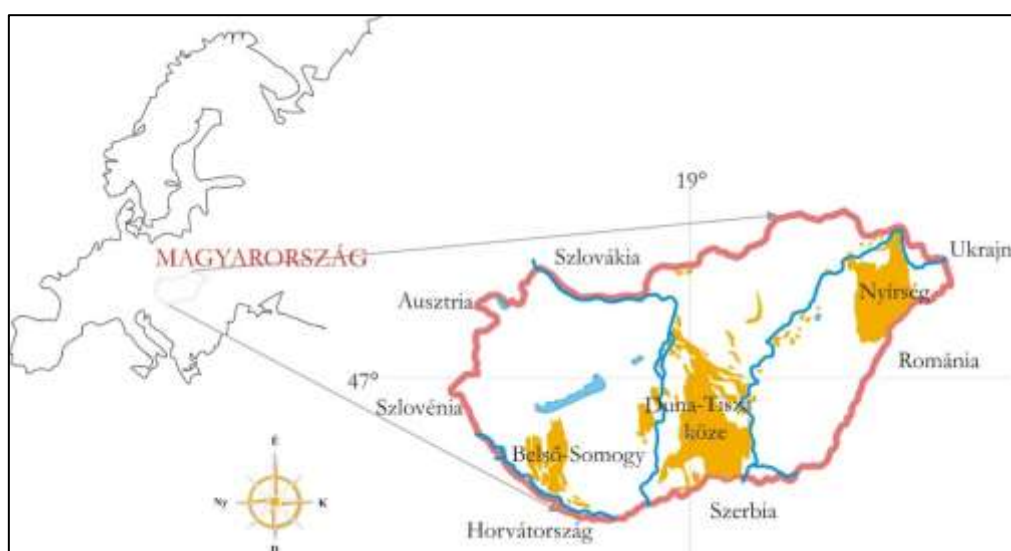
A kínai és amerikai példák mellett számos kisebb területen, egy-egy helyi példát is találhatunk holocén futóhomokmozgásra, amit érdemes megemlíteni, hiszen a korábbiakból is kiderült, hogy a holocén futóhomokmozgások kialakulásában a lokális jellegzetességeknek és az emberi tevékenység befolyásoló hatásának kiemelt szerepe van. Ezért ezeket ez egyedi példákat is szeretném érintőlegesen tárgyalni dolgozatomban, hogy még teljesebbé tegye az antropogén hatásra kialakuló futóhomokmozgásokkal kapcsolatos ismereteket.

Emberi tevékenység okozta homokmozgásokra jó példa a szárazföld belsejébe nyúló Sinai Negev-sivatag területe. Bár száraz sivatagos területen vagyunk ebben az esetben, de az emberi tevékenység futóhomokmozgásokban betöltött szerepét nagyon jól példázza, ezért érdemesnek tartottam megemlíteni. A növényzettel borított területen hosszú ideje a beduinok végeznek legeltető állattartást, az éves csapadék pedig körülbelül 150 mm. Az első homokmozgás idején viszonylag sűrű megtelepedés volt a területen, amit a közelben talált számos régészeti lelőhely

bizonyít. A klíma nedvesebb volt a jelenleginél, körülbelül 250 mm volt az éves csapadékmennyiség, a növényzet akkoriban messzemenően elegendő lett volna ahhoz, hogy megvédje a felszínt. A későbbi homokmozgások idejében bár voltak szárazabb klimatikus időszakok, sehol nem találtak bizonyítékot olyan mértékű csapadék csökkenésre, ami a vegetáció természetes eltűnését okozta volna. Ezért egyértelműen arra lehet következtetni, hogy a legeltetés és az állatok taposás eróziója okozta a homokmozgások megindulását. (Tsoar és Goodfriend 1994). Az 1970-es évek közepén a beduinok elvándoroltak a közeli Izrael homokos területeire, ahol mediterrán klímán 450-550 mm éves csapadék mellett folytatták legeltető, állattartó tevékenységüket. Izraelben erre az időszakra esik a legjelentősebb homokmozgás, így egyértelműen a beduinok tevékenységével kapcsolható össze. Semmilyen meteorológiai és környezeti tényező nem hozható összefüggésbe a nagymértékben megnövekedett eolikus tevékenységgel (Levin és Ben-Dor 2004). Emberi tevékenység nélkül még ezeken az igen száraz területeken is a természetes egyensúly kialakulása a futóhomok-felszínek stabilitását eredményezi. Saud-Arábia keleti területein, két egymástól elkülönített kísérleti parcellán is bizonyították ezt. Az emberi tevékenységtől védett területen, átlagos csapadék mellett is elegendő volt egy év arra, hogy regenerálódjon a növényzet. Ahol pedig emberi tevékenység zajlott, ott 15 hónap alatt megduplázódott az aktívan mozgó homokdűnék területe (Barth 1999). Az emberi tevékenység ökoszisztémára gyakorolt rendkívül összetett hatását igen jól bemutatja a kaliforniai San Miguel-sziget példája is. Az európai telepesek megjelenése előtt csumas indiánok éltek a területen, tevékenységük következtében okoztak ugyan olyan mértékű időszakos növénydegradációt, aminek következtében homokmozgások történtek, de számos helyen antropogén talajok fejlődtek, és a dűnék stabilitását segítették elő. Habár a talajok nagyszámú kialakulása a széleskörű antropogén tevékenység eredménye volt, mégis hozzájárult egy gazdag kultúrtáj kialakulásához. Az indiánok eltűnésével és az amerikai háziállat állomány 1850 körüli betelepítésével néhány évtized alatt felborult az évezredes egyensúly, aminek súlyos következménye volt. A szárazabb időszakokban olyan mértékű öltött a túllegeltetés, hogy a sziget nagy részén száraz, növényzetétől megfosztott, szabadon mozgó homokfelszínek és erodálódott talajok maradtak. A száraz időszakok, és egyéb klimatikus változások ugyan hozzájárulhattak mindehhez, de a holocén folyamán számtalanszor voltak hasonló klimatikus helyzetek, amikor nem következett be ilyen mértékű erózió. Kimondható, hogy egy ilyen rendkívül törekeny ökoszisztéma esetében az emberi tevékenység volt a felelős a degradációért (Erlandson et al. 2005).

2.2. Futóhomokmozgások a magyarországi futóhomok területeken

A Kárpát-medence különösen gazdag eolikus üledékekkel borított felszínekben, amelyek a folyók mentén, teraszokon (például Duna II/b terasz), szigeteken (például Csepel-sziget), eróziós halmokon (például Solti-sík) és a folyók árterein parti dűnék formájában alakultak ki (Mezősi 2011). A legnagyobbak a Duna és a Tisza egykori hordalékkúpjain formálódtak. Ilyen például Európa legimpozánsabb futóhomokos területe Szerbiában, az Al-Duna mentén fekvő Deliblato (Sipos et al. 2021), Magyarország területén pedig a Belső-Somogy, a Nyírség, valamint a Duna-Tisza köze területe (4. ábra).



4. ábra: Magyarország futóhomok területe (a szerző szerkesztette)

A hazai futóhomok-mozgások idejére a homokrétegekben talált eltemetett talajok faszénmaradványai, folyóvízi és löszös üledékekből kinyert csigahéjak radiometrikus kormeghatározásának adatai, illetve finomrétegtani elemzések alapján következtettek, valamint később a futóhomok-mozgások abszolút korának meghatározására az optikai- és termolumineszcens kormeghatározási módszerek adtak lehetőséget. Mindhárom homokterületen a legjelentősebb futóhomok-mozgás a pleisztocén felső-pleniglaciálisban volt jellemző (Marosi 1967, Borsy 1972, 1980, 1991, Borsy et al. 1982, 1985, Lóki 1981, Lóki et al. 1994), bár a hordalékkúp épülése, illetve a homokmozgás megindulása egyes területeken hamarabb, máshol később következett be, így az eolikus tevékenység időtartamában, intenzitásában és a kialakult formákban is vannak különbségek (Marosi 1967, Borsy 1977b, 1989, Borsy et al. 1981). A legidősebb datált futóhomok-mozgások a pleisztocén

interpleniglaciálisban voltak (Sümei és Lóki 1990, Sümei 2005), majd mozgott a homok a középső-pleniglaciális (Krolóp et al. 1995, Sümei 2005) és a fiatalabb Dryas idején (Borsy et al. 1981, 1982, 1985, 1991, Gábris et al. 2000, 2002, 2011, 2012, Hertelendi et al. 1993, Lók et al. 1994, Újházy 2002, Újházi et al. 2003, Novothny 2010, Buró et al. 2016.).

A jégkorszak végén a holocén beköszöntével a klíma változásával a mozgó futóhomokterületek megkötődtek, a homokmozgás gyakorlatilag megszűnt, megindult a talajképződés. Korai holocén homokmozgásra több helyen találtak bizonyítékot (Újházy et al. 2003, Thamó-Bozsó et al. 2007, 2010, Kiss et al. 2008). Ezt követően az eddigi kutatások alapján a holocén boreális időszakában, valamint az atlantikus fázisban, amikor szárazabb klimatikus feltételek uralkodtak újra aktíválódtak az addig stabil homokos felszínek (Borsy 1990, Borsy et al. 1991, Gábris et al. 2000, 2011, 2012, Gábris 2003, Újházy et al. 2003; Félegyházi és Lóki 2006, Kiss et al. 2006). Ez főleg az akkumulációs homokmezőkön, illetve magasabban fekvő homokterületeken volt jellemző. Itt a korábbi formák szinte teljesen eltűntek, és a nagyobb akkumulációs homokmezők homokja több helyen előre nyomult a délebbre fekvő deflációs eredetű laposokra. Ebben az időszakban lokálisan, kisebb területeken volt jellemző futóhomokmozgás, nagyobb méretű formák már nem keletkeztek (Borsy 1977a, Lóki 1981, Marosi 1967). Boreális és atlantikus korú száraz klimatikus feltételek mellett kialakult homokmozgásokra azonban a Duna-Tisza közén eddig nincs koradatokkal alátámasztható bizonyíték, a pleisztocént követően a holocén kedvezőbb klimatikus feltételei mellett hosszú időn keresztül talajképződés zajlott.

A legfiatalabb futóhomok-mozgások már a történeti időkhöz kapcsolódnak. Az ember megjelenésével, tevékenységeinek intenzívebbé válásával, számtalan természetes folyamatba szőtt bele és változtatta meg azt, így a Kárpát-medence és hazánk félig kötött futóhomok-területein is jelentős szerepe volt az ember környezetátalakító tevékenységének a történelem folyamán. Korábbi kutatások nagyobb területre kiterjedő emberi hatás indukálta eolikus tevékenységgel hazánkban a török hódoltságot követően számoltak, valamint a 18-19. századi erdőirtások eredményeképpen (Borsy 1977a, Borsy 1977b). Későbbi kutatások azonban rávilágítottak, hogy a Belső-Somogyban például a bronzkor idején, illetve a 17-18. század folyamán (Kiss et al. 2012a, Györgyövcics 2018), a Duna mentén szintén a bronzkorban (Gábris et al. 2011, 2012) volt jellemző futóhomok-mozgás. A Gödöllői-dombság területén a bronzkorban, a szarmaták itt tartózkodása idején, valamint a középkorban volt jellemző eolikus tevékenység (Novothny et al. 2010). A Nyírség területén végzett vizsgálatok szerint a homoklepel takarók felszíne a történelmi időkben többször is változott (Félegyházi és Lóki 2006, Kiss és Sipos 2006, Kiss és Sipos 2007, Kiss et al. 2008, Kiss et al. 2012b) a homokformák átalakulása pedig a középkorban volt a legintenzívebb (Kiss 2000, Kiss et al.

2012b). A Duna-Tisza közén is találhatunk példákat többször is aktiválódott futóhomok-területekre (Benyhe et al. 2012, Benyhe 2013, Gábris 2003, Gábris és Túri 2008, Lóki és Schweitzer 2001). Régészeti lelőhelyek dokumentációinak vizsgálata is bizonyítékot szolgáltatott arra, hogy az eolikus tevékenység több helyen is érintette a Duna-Tisza közét a történelmi idők folyamán számos alkalommal (Nyári és Kiss 2005a, Nyári és Kiss 2005b). Magyarország területén a futóhomokkal borított területek kifejezett érzékenysége mindennapjaink problémájává is válhat. 2022 tavasz-nyár folyamán például hatalmas volt a szárazság, ami mögött globális folyamatok húzódtak meg. A nyugati szelek övében ugyanis a globális átlagnál egyébként is magasabb hőmérsékleten a hosszabb ideje fennálló erőteljes csendes-óceáni negatív hőmérséklet anomália következtében csökkent a trópusok irányából a mérsékelt égövbe szállítódó nedvesség, ami ott további nedvesség hiányt okozott. A talaj kiszáradása pedig negatívan hatott a nyáron meghatározó helyi csapadék kialakulására is (Horváth és Breuer 2022, 2023).



5. ábra: Homokdombok Jászfényszaru területén, 2022. április 2.

(forrás: <https://hirtv.hu/sorolo/sorolo-aszallyal-kuzdenek-a-gazdak-2540976>)

A Dunától keletre általában a 250 mm-t sem érte el augusztus végéig a nyolchavi csapadék, az Alföld középső és tiszántúli részén, nagyobb területen 200, kisebb körzetekben 150 mm alatt maradt (Szentés 2023). Az Alföldön sokfelé homokdűnék alakultak ki, Jászfényszarun másfél méteres dombok jelentek meg a korábbi sík terület helyén (5. ábra). Az aszály mértéke a Duna-Tisza köze területén volt a legsúlyosabb, ahol a kiterjedt futóhomokterületeken az emberi tevékenységnek kulcsszerepe lehet abban, hogy a jövőben megvédjék ezeket a vidékeket a

homokmozgások megindulásától, melyek hatással vannak mind a mezőgazdasági tevékenységre, mind pedig a lakosság egészségi állapotára. Az éghajlatváltozás hatására hazánkban is egyre többször fordulhatnak elő porviharok, amelynek több tekintetben is komoly következményei lehetnek. Jól példázza ezt a 2023 tavaszán bekövetkezett tragikus baleset, amelynek legfőbb oka a porvihar volt (Lévai 2023).

A nemzetközi és hazai szakirodalom áttekintése tehát jól bizonyítja, hogy a futóhomokkal borított területek holocén környezeti változásainak ismerete bepillantást enged azok érzékenységebe a környezeti változásokkal szemben. Az ilyen irányú kutatások lehetővé teszik, hogy megérthessük a dinamikus eolikus rendszerek folyamatait, az érzékeny futóhomok területek működését, válaszreakcióit a jövőbeli változásokkal szemben.

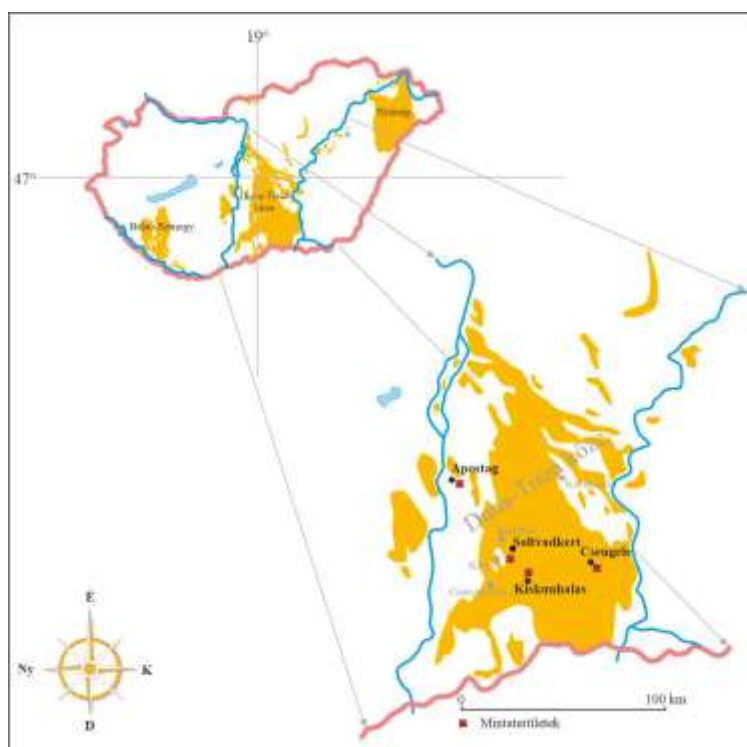
3. Mintaterületek

A Duna-Tisza köze félig kötött futóhomokkal borított vidékein 4 különböző vizsgálati területen kutattam a történelmi idők futóhomok-mozgásait. Ebben a fejezetben az egyes mintaterületek bemutatására kerül sor.

A kiválasztott mintaterületek:

- 1) a Szabadka-Majsai-homokhát és a Kiskunsági-löszöshát határán fekvő **Csengele**
- 2) a Solti-sík nyugati szélén található **Apostag**,
- 3) a Kiskunsági-homokhát területén lévő **Soltvadkert**, valamint
- 4) a Szabadka-Majsai homokhát észak-nyugati csücskében fekvő **Kiskunhalas** települések környezetében helyezkednek el. (6. ábra)

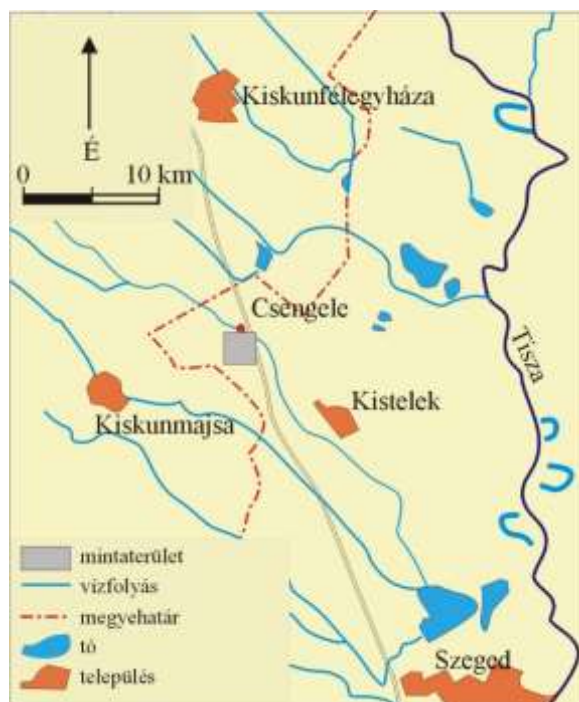
Az egyes mintaterületeket a településekről neveztem el csengelei, apostagi, soltvadkerti és kiskunhalasi mintaterületnek.



6. ábra: Magyarország félig kötött futóhomok területei és a mintaterületek elhelyezkedése a Duna-Tisza közén (a szerző szerkesztette)

3.1. Csengele

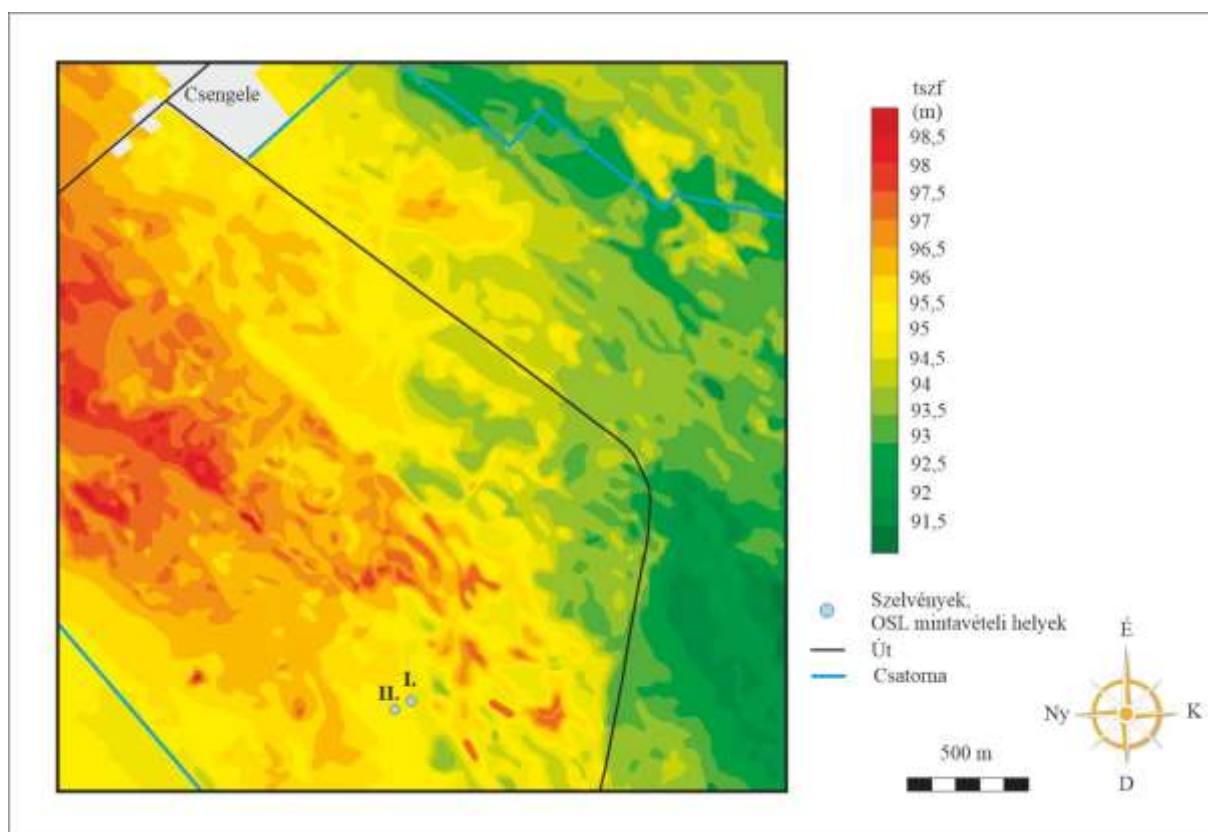
Az első mintaterület a Szabadka-Majsai-homokhát és a Kiskunsági-löszöshát határán helyezkedik el, Csengelétől délre. (7. ábra). A két kistáj jellemzően meleg-száraz, mérsékelt kontinentális éghajlatú, lösszel és homokkal fedett, enyhén hullámos, homokbuckákkal, kisebb-nagyobb buckaközi lapos területekkel, elzárt, kisméretű, időnként tavakkal, mocsárral kitöltött mélyedésekkel és tágas szikes laposokkal tagolt változatos felszínű síkság (Csorba 2021, Dövényi 2010). A negyedidőszaki ősdunai hordalékkúp szél által áthalmazott anyaga, futóhomok, és homokos lösz, valamint típusos ártéri és infúziós lösz alkotja a felszín közeli rétegeket. Ezen az alapkőzetten csernozjom talajok, valamint különböző homoktalajok alakultak ki, illetve találunk még réti és szikes talajokat is (Pécsi 1967, Marosi és Somogyi 1990). A potenciális növényzet erdőssztyepp jellegű, melynek maradványai a homoki nyárasok, tölgyesek, homokpusztagyepek, löszös és homokos sztyepprétek, a mélyebb fekvésű területeken mocsárrétek, láprétek, magassásosok, zsombékosok, mézpzásitos szikfokok, szikes mocsarak és rétek. Változó mértékben átalakított kultúrtájak, kisebb nagyobb foltokban előforduló természetes és féltermészetes növényzettel. Az egykori legelőgazdálkodás helyett ma a szántóföldi művelés jellemző, erdőfoltok kis számban találhatók, inkább a mezővédő és utak menti fasorok, kisebb facsoportok képviselik a fás növényzetet (Dövényi 2010, Csorba 2021).



7. ábra: A csengelei mintaterület elhelyezkedése (a szerző szerkesztette)

A homokbuckás táj egyhangúságát az ÉNy-DK-i csapású hosszanti mélyedések mésziszapos és szikes laposai teszik változatosabbá, melyek általában rossz lefolyásúak és időszakosan vízzel borítottak (Dövényi 2010). A napsütéses órák évi összege 2000 feletti, a középhőmérséklet 10,5-10,7 °C, a csapadékösszeg 510-580 mm. Számos csatorna hálózta be a vidéket, amelyek a Tiszához vezetik le az időszakos belvizeket, egészében véve pedig száraz és vízhiányos terület. Súlyos lehet a szélrózsiók károk mértéke, nagy az aszályveszély, az 1931 és 2015 közötti időszakban - a Pálfai-féle aszályindex értéke alapján - a súlyosan aszályos (PAI > 6) évek száma az egész országban ezeken a területeken volt a legmagasabb (Csorba 2021.).

A 9 km²-es mintaterület 91-99 m tengerszint feletti magasságban fekszik, keleti részén mélyebb fekvésű, kisebb reliefenergiájú területek helyezkednek el (8. ábra). Ezeket kisméretű, időszakosan vízzel borított mélyedések, tágas laposok jellemzik, amelyeket két csatorna a Kisteleki-főcsatorna és a Balástya-Csengele-csatorna fűz össze. A mintaterület nagyobb részét egy északnyugat-délkelet irányban húzódó, félig kötött futóhomokformákkal borított vonulat határozza meg. Ezt a nagyobb reliefű térszínt erdő borítja (Csengelei-erdő).



8. ábra: A csengelei mintaterület domborzata a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

3.2. Apostag

A második mintaterület Apostagtól délkeletre egy 9 km² nagyságú térszín, amely a Duna-menti síkvidék Solti-sík kistájának területén található (9. ábra). A Solti-sík alacsony, ármentes sík, folyóhátak közé zárt, holtmedrekkel tagolt magas ártér, valamint idős erodált hordalékkúp maradványfelszín (Csorba 2021). A domborzatot az egykori Nagy-ér medereltolódásai során létrejött mélyedések, meanderek, szikes tavak, Dunavecse és Solt között a magasárterek felszínéből 6-8 méterre kiemelkedő homokbucka sorozatok, valamint a Solti-halom és a Tétel-halom teszik változatossá. A keleti rész alacsony árterei, elgátolt szikes laposai 94-96 m tengerszint feletti magasság között találhatók, ebből emelkednek ki a futóhomokos vonulatok. A felszínközeli üledékekben öntéshomok és homokosabb öntésagyag az uralkodó, valamint kisebb területen futóhomok jellemző. Ezen az alapkőzeten öntéstalajok, futóhomok, humuszos homok, réti és csernozjom talajok alakultak ki. Mérsékelt kontinentális, meleg-száraz éghajlatú kistáj, ahol a napsütéses órák száma meghaladja a 2000-et, a csapadék mennyisége 530-550 mm, az évi középhőmérséklet pedig 10,4-10,5 °C. Gyér lefolyású, vízhiányos terület, keleti szélén halad a Duna-völgyi-főcsatorna és mellékcatornái (Pécsi 1967, Marosi és Somogyi 1990).

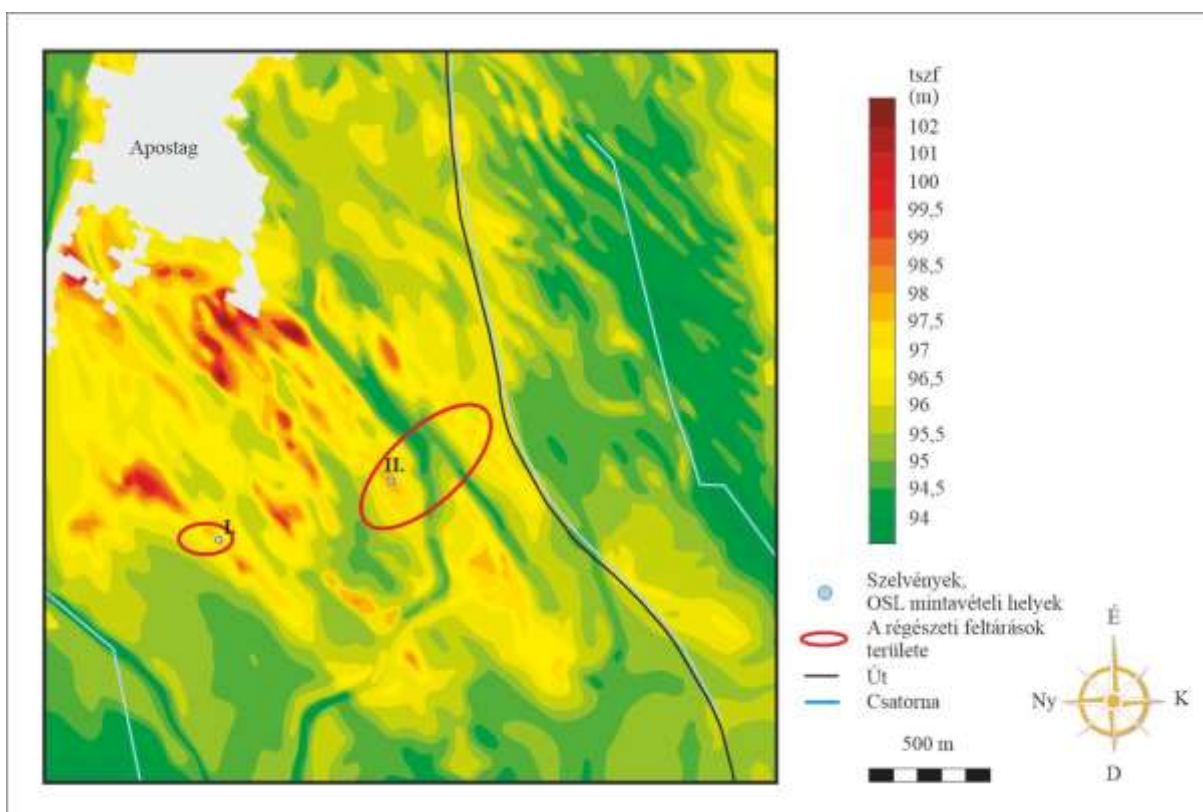


9. ábra: Az apostagi mintaterület elhelyezkedése (a szerző szerkesztette)

Jelentősen átalakított mezőgazdasági táj, nyugaton a Duna ártéri növényzete, keleten szántóföldek uralják, amelyek között füves puszták, és felhagyott pusztákkal tarkított szikes gyepek mozaikosan jelennek meg (Dövényi 2010, Csorba 2021).

A természeti csapások valószínűsége igen magas a területen, nagy az árvíz-, belvíz- és aszályveszély. Az 1931 és 2015 közötti időszak súlyosan aszályos ($PAI > 6$) éveinek száma magas (Csorba 2021).

A mintaterület a Duna völgyétől 2,5 kilométerre található a Dunavecse és Solt közötti magasabbra kiemelkedő homokbucka vonulat és az alacsony ármentes síkság találkozásánál, 93-103 m tengerszint feletti magasságban. A terület középső részén a Duna öntéshomokjából kifúj és felhalmozott futóhomok vonulat húzódik, melyet kisebb tengerszint feletti magasságú, alacsony reliefenergiájú, lapos területek határolnak (10. ábra).



10. ábra: Az apostagi mintaterület domborzata a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

3.3. Soltvadkert

A harmadik mintaterület az 54. számú főúttól délkeletre, Kecel és Soltvadkert között egy 9 km² nagyságú térszín (11. ábra), amely a Kiskunsági-homokhát területén helyezkedik el. Hazánk legnagyobb kiterjedésű kistája, a Duna-Tisza-közi hátság központi részén helyezkedik el,

mérsékelten kontinentális, meleg-száraz éghajlatú, enyhén hullámos, szélhordta homokkal fedett homokbuckás síkság, melyet mésziszapos, szikes elzárt laposok, elgátolt kis medencék tarkítanak. A buckaközi laposokat mélyedéseket gyakran tőzeg, kotu, illetve mésziszapos tavak, mocsarak töltik ki. A felszínközeli üledékek döntő többsége futóhomok, melynek vastagsága néhány métertől 50-60 méterig terjed, a futóhomokos rétegsort pedig löszös betelepülések tagolják. Ezen alapközeteken futóhomok, humuszos homok, szikes, síkláp és réti talajok alakultak ki (Pécsi 1967, Marosi és Somogyi 1990).

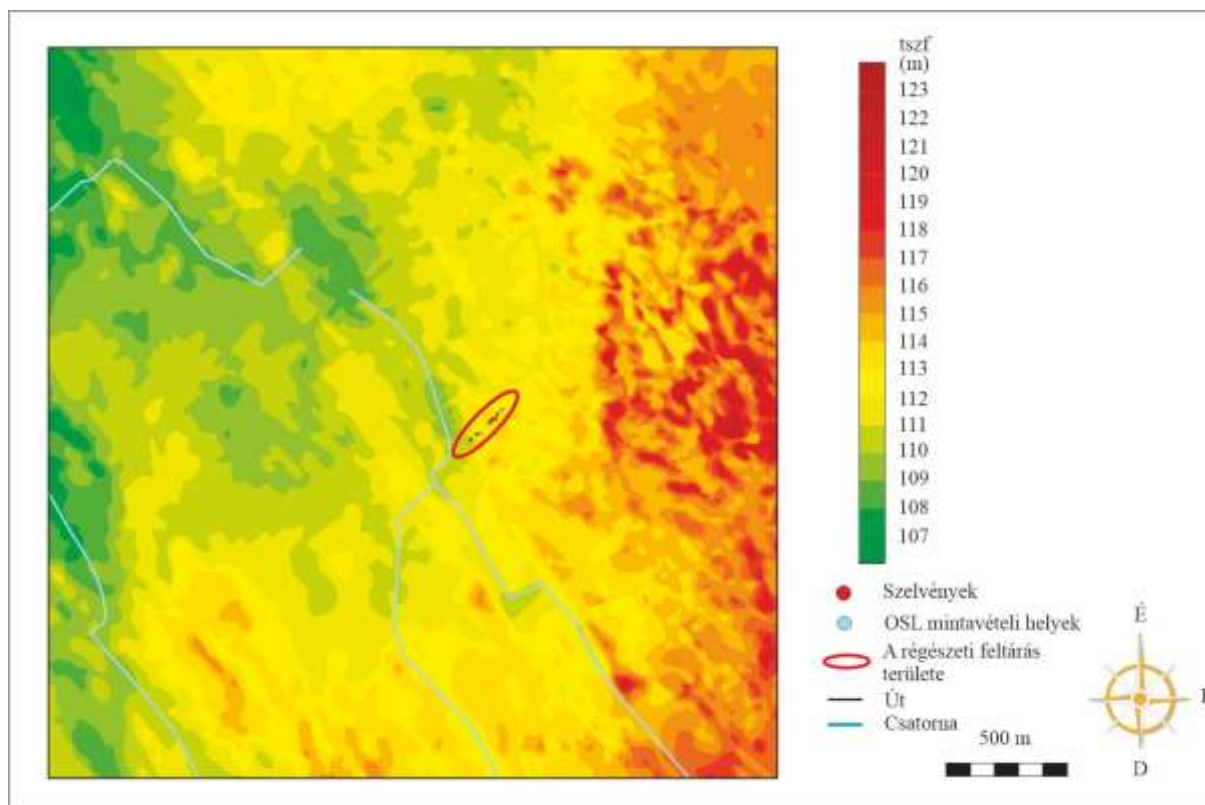


11. ábra: A soltvadkert mintaterület elhelyezkedése (a szerző szerkesztette)

A mérsékelten kontinentális éghajlatú kistájon a napsütéses órák száma éves szinten meghaladja a 2000-et, a csapadék mennyisége 520-570 mm, az évi középhőmérséklet 10,2-10,5 °C. Kifejezetten vízhiányos, gyér lefolyású terület, csatornákkal, víztározókkal kisebb-nagyobb természetes állóvizekkel, melyeknek jó része időszakos. Változó mértékben átalakított homoki kultúrtáj jellemzi, telepített erdőkkel és homokpuszta maradványokkal (Dövényi 2010, Csorba 2021). A természeti csapások jelentős károkat okozhatnak a kistáj területén, komoly a szélrózsiós, az aszály- és belvízfenyegetettség. Az 1931 és 2015 között regisztrált szélsőségesen aszályos (PAI > 6) évek száma itt is magas volt (Csorba 2021).

A 106-123 m tengerszint feletti magasságban fekvő mintaterület nyugati-északnyugati része egy alacsonyabb, kisebb reliefenergiájú térszín, ahol nagy kiterjedésű mésziszapos, tőzeges, kotus, mocsaras buckaközi vizenyős laposok uralkodnak, míg keleti-délkeleti része a magasabban fekvő

soltvadkerti-keceli félig kötött buckacsoport erdőkkel borított változatos felszínű területe, ahol az uralkodó széliránynak megfelelő északnyugat-délkeleti irányú rendeződés figyelhető meg (12. ábra).



12. ábra: A soltvadkerti mintaterület domborzata a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

3.4. Kiskunhalas

A negyedik mintaterület Kiskunhalastól északkeletre a Szabadka-Majsai homokhát területén található 9 km² nagyságú térszín (13. ábra). A Szabadka-Majsai homokhát meleg-száraz, mérsékelt kontinentális éghajlatú, humuszos homoktalajú, enyhén hullámos, homokbuckákkal, kisebb-nagyobb buckaközi lapos mélyedésekkel tagolt változatos felszínű síkság (Csorba 2021). A negyedidőszaki ősdunai hordalékkúp anyaga alkotja a felszín közeli rétegeket, amelyet a szél átmozgatva és lösszel keverve futóhomokformákba rendezett. Ezen az alapkőzeten a kistáj területének nagy részén különböző homoktalajok alakultak ki, illetve találunk még réti és szikes talajokat is (Pécsi 1967, Marosi és Somogyi 1990). Az egykor erdőssztyepp vegetációjú kistáj mára jelentősen átalakult, a művelésre alkalmas területeket szinte teljes egészében feltörték, a parlagok aránya igen magas, a természetes, illetve természetközeli vegetáció csak a homoki nyarasok, tölgyesek foltjaiban, valamint a szélbarázdákban (semlyékekben) és néhány

maradékgerincen található homoki sztyeppréten maradt fenn. A semlyékekben láprétek, magassásosok, zsombékosok, mézpázsitos szikfokok és szikes rétek jellemzőek (Dövényi 2010, Csorba 2021).

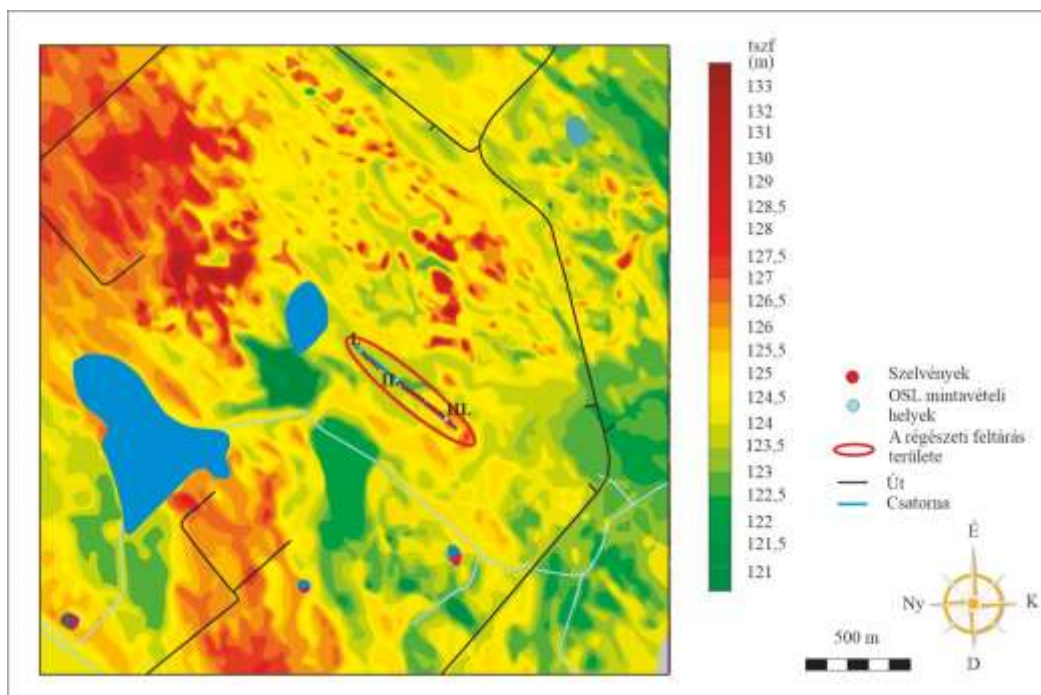
A homokbuckás táj egyhangúságát az ÉNy-DK-i csapású hosszanti mélyedések mészsízapos és szikes laposai teszik változatosabbá, melyek általában rossz lefolyásúak és időszakosan vízzel borítottak (Dövényi 2010).



13. ábra: A kiskunhalasi mintaterület elhelyezkedése (a szerző szerkesztette)

A napsütéses órák évi összege 2000 feletti, a középhőmérséklet 10,5-10,7 °C, a csapadékösszeg 550-580 mm. Számos csatorna hálózta be a vidéket, amelyek a Tiszához vezetik le az időszakos belvizeket, egészében véve pedig száraz és vízhiányos terület. Súlyos lehet a szélróziós károk mértéke, nagy az aszályveszély, az 1931 és 2015 közötti időszakban – a Pálfai-féle aszályindex értéke alapján – a súlyosan aszályos (PAI> 6) évek száma az egész országban itt volt a legmagasabb (Csorba 2021).

A mintaterület 121-134 m tengerszint feletti magasságon fekszik, a félig kötött futóhomok vidékek jellegzetes képét tárja elénk, homokbuckás vonulatokkal, közöttük mélyebben fekvő, időszakosan vízzel borított, tágas mélyedésekkel, laposokkal (14. ábra).



14. ábra: A kiskunhalasi mintaterület domborzata a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

4. Módszerek

A régészeti geológiai, történeti ökológiai kutatások geomorfológiai, geológiai és őslénytani vizsgálatokon, különböző geológiai, geofizikai, geokémiai, őslénytani, archaeobotanikai és archaeozoológiai módszerek használatán alapulnak (Sümegei P. 2013). A kitűzött cél alapjaiban meghatározta a használt módszereket. A környezeti változások, folyamatok közül ugyanis a történeti időkben bekövetkezett futóhomok-mozgások kutatása volt a középpontban. Így a vizsgálati területeken azoknak a módszereknek a használatára került sor, melyek a homokmozgásokkal kapcsolatos kérdésekre adnak választ és nem teljes, csupán részleges környezet rekonstrukció készült az adott területekről. Így is, mint látható lesz a következőkben nagy mennyiségű térképezési, adatbázis feldolgozási, terepi, laboratóriumi munka elvégzésére volt szükség. A kutatási munka kihívásait az adta, hogy a különböző mintaterületeken nem volt lehetőség arra, hogy teljesen azonos, egységesen részletes metodika kerüljön alkalmazásra, mert különbözőek voltak a feltételek az egyes területeken.

A történelmi múltban élt emberek és környezetük kapcsolata régészeti lelőhelyekről vagy különböző üledékgyűjtő helyekről származó minták vizsgálataival válik feltárhatóvá. A csengelei mintaterületen egy üledékgyűjtőt feltáró homokbánya falában volt lehetőség két szelvényt megmintázni. Itt az eredmények kiértékelésénél csak a környező területek régészeti kutatásának eredményeit lehetett felhasználni a rekonstrukció elkészítéséhez, mivel nem régészeti feltárás területén történt a minták vétele a rétegtani, üledéktani elemzéshez és kormeghatározáshoz. Az apostagi, keceli és halasi mintaterületeken régészeti feltárások területén történtek a vizsgálatok, de ezek esetében sem voltak azonosak a kutatási feltételek, hiszen a régészeti ásatások körülményei is változó mélységű, részletességű adatokat és lehetőségeket biztosítanak. Ugyanakkor a különböző tudományterületek, a régészet és a földtudományok módszereinek együttes használata, a régész kutatókkal való közös munka rendkívül gyümölcsöző lehetőséget teremtett annak minden nehézségével együtt és a végső célt végeredményben messzemenően segítette. Hiszen a régészeti kutatások módszereit kiegészítve a földtudományi kutatások módszereivel, lehetőséget adott arra, hogy az egyes területek komplex vizsgálata történjen meg. Az apostagi ásatásokon csupán egy-egy szelvény megmintázására adódott lehetőség, az ásatások teljes területén a rétegek rekonstruálása ezért nem történt meg, így itt a felszín változásainak meghatározására nem volt mód. A kiskunhalasi és keceli mintaterületek esetében lehetett a legrészletesebb vizsgálatokat elvégezni, az ásatások hosszában több szelvény létesítése és leírása történt meg. A halasi ásatáson ezen felül a feltárás teljes területén SOKKIA SET310 típusú mérőállomással a jelenlegi felszín pontos tengerszint

feletti magassági adatainak meghatározására is volt mód. Ezeknek az adatoknak a segítségével pedig lehetőség nyílt az egyes rétegek térbeli megrajzolására. Az OSL kormeghatározáshoz a minták laboratóriumi előkészítését követően a mérést Dr. Sipos György végezte el. A 3 dimenziós felszínmodell elkészítésében közreműködött Dr. Geiger János.

4.1. Geomorfológiai térképezés

A vizsgált területek morfológiai felépítésének meghatározása alapvető fontosságú a kutatások elején, hogy képet kapjunk az egyes mintaterületek jellegzetességeiről. Ezért egyenként 9 km² nagyságú relieftérképeket és geomorfológiai térképeket készítettem, melyeket az SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszékének térképi adatbázisában található 1:10000-es topográfiai térképek alapján digitalizálással hoztam létre CorelDRAW X3-as és Standard 2020-as program segítségével. A 4 mintaterület összesen 36 km²-nyi területét nagy részletességgel, szintvonalanként rajzoltam meg és színeztem ki tengerszint feletti magasságuk alapján. A szintvonalak digitalizálása és a relieftérképek elkészítése után lehatároltam a Duna-Tisza közére jellemző félig kötött futóhomokformákat.

A kontinensek belső vidékein, folyóvízi hordalékkúpokon kialakult félig kötött futóhomokterületeken az egykori folyóvízi üledéket a szél átdolgozza, aminek következtében negatív és pozitív formák rendszere jön létre (Borsy 1991, Pye és Tsoar 2009). A jellemző homokformák csoportosításával a szakirodalomban több helyen találkozhatunk, ahol méretük és alakjuk alapján határozták meg a különböző formákat (David 1977, 1998, Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1997, Wolfe et al. 2000, Pye és Tsoar 2009). A Duna-Tisza köze homokformáinak leírásával pedig számos kutató foglalkozott hazánkban. Az alapokat Cholnoky Jenő (1910) fektette le ezen a téren, aki a félig kötött futóhomok területek formacsoportjaként a szélbarázda –maradékgerinc – garmada komplexumot írta le. Kádár (1935) kimutatta, hogy a Német-Lengyel-síkságon található parabolabuckák, mint a félig kötött futóhomok területek jellegzetes formái itt is megtalálhatók. A szélbarázda – garmada – maradékgerinc komplexumon kívül a Duna-Tisza közén jellemzőek még deflációs laposok, parabolabuckák, hajtúszerű parabolák, hosszanti garmadabuckák, akkumulációs homokmezők, lapos felszínek és lepelhomokkal borított területek is (Borsy 1977a, 1991, Bulla 1951, Marosi 1967). Az egyes mintaterületeken a szakirodalom ismeretében szélbarázda-maradékgerinc-garmada forma együttest, hosszanti garmadákat, parabolabuckákat, deflációs laposokat és lepelhomokkal borított területeket különítettem el. Ezáltal megismertem a mintaterületek geomorfológiai felépítését.

4.2. Régészeti kutatások eredményeinek feldolgozása

A történeti időkben bekövetkezett környezeti változások vizsgálatának esetében elengedhetetlenül szükséges az adott területeken letelepült emberek életének és tevékenységének megismerése, hiszen az ember és környezete kapcsolata, a futóhomok-mozgások megindulásában betöltött esetleges szerepe így vizsgálható meg.

Mintaterületeim két megyei múzeum hatáskörébe tartoznak. Apostag, Soltvadkert és Kiskunhalas a Kecskeméti Katona József Múzeum, Csengele pedig a Móra Ferenc Múzeum, Szeged vonzáskörzetében található. Az egyes területekre vonatkozó régészeti, tájtörténeti szakirodalom megismerésén túl, az egyes mintaterületeken részletesen feldolgoztam a rendelkezésre álló régészeti adatokat. Ehhez több adatbázist bocsátottak a rendelkezésemre, a közhiteles lelőhely nyilvántartás, valamint a Katona József Múzeum, a Móra Ferenc Múzeum és a Thorma János Múzeum régészeti adattárainak anyagait. A mintaterületeken található régészeti lelőhelyeket QGIS 3.34.0 szabad felhasználású szoftverrel jelenítettem meg az 1:10000-es topográfiai térképek alapján készített relief térképeken. Nem csupán a szűken vett mintaterületeken, hanem azok tágabb környezetében az egyes településekhez tartozó régészeti lelőhelyeket is vizsgálataim alá vettem, amelyeket QGIS programmal ESRI World Topo térképen jelenítettem meg. A közhiteles lelőhely nyilvántartásban található régészeti objektumokra vonatkozó információkat Google Earth Pro program és excel táblázatok segítségével dolgoztam fel. Ezt egészítettem ki a múzeumok adattáraiban található adatbázisok, térképek, dokumentációik anyagával. Ez több, mint 500 lelőhely áttanulmányozását, feldolgozását jelentette több különböző adatforrás felhasználásával.

A disszertáció terjedelmi korlátai miatt és a lelőhelyek védelme érdekében az adatbázisokat nem teszem közzé, a mintaterületek régészeti szempontú feldolgozásánál az Építési és Közlekedési Minisztérium Műemlékvédelemért Felelős Helyettes Államtitkárság Régészeti Főosztály központi közhiteles hatósági nyilvántartására, valamint a múzeumi adattári anyagokra hivatkozok az alábbiak szerint:

Közhiteles Leleőhely Nyilvántartás: KLNy; Katona József Múzeum Régészeti Adattár: KJM RA; Móra Ferenc Múzeum Régészeti Adattár: MFM RA, Thorma János Múzeum Régészeti Adattár: TJM RA.

A disszertációban megjelenő történelmi időszakok esetében azok kronológiai besorolását a 15. ábra tartalmazza. A dolgozat későbbi fejezeteiben az egyes koroknál ezt alkalmazom. A táblázat nem tartalmaz minden létező kort, azok teljes részletességével, csak a kutatás szempontjából lényegeseket.

Régészeti kor elnevezése	Régészeti kor ideje
Paleolitikum (őskőkor) és mezolitikum (átmeneti kőkor)	Kr. e. 600 000/500 000 – 6 000 év
Neolitikum (újkor)	Kr. e. 6 000 – 4 500/4 400 év
Rézkor	Kr. e. 4 500/4 400 – 2 800/2 700 év
Bronzkor	Kr. e. 2 700/2 500 – 900/800 év
Vaskor	Kr. e. 900/800 – Kr. u. 1. sz. vége
Római kor	Kr. u. 1. sz. – 5. sz.
Szarmata kor	Kr. u. 1. sz. – 5. sz.
Népvándorláskor	Kr. u. 5. sz. – 9. sz.
Avar kor	Kr. u. 568 - 811
Honfoglalás kor	Kr. u. 10. sz. – 11. sz.
Középkor	Kr. u. 11. sz – 16. sz.
Árpád-kor	Kr. u. 11. sz. – 13. sz.
Kunok kora	Kr. u. 13. sz. – 15. sz.
Újkor	Kr. u. 1526-tól

15. ábra: Történelmi kortábla, az elmúlt 600 ezer év régészeti periódusai Magyarországon
(Visy 2003 alapján)

4.3 Terepi vizsgálatok, szelvények felvételezése, mintavétel

Ahhoz, hogy a történelmi idők futóhomok-mozgásait vizsgáljam különböző rétegtani, üledéktani vizsgálatok elvégzéséhez szükség volt minták begyűjtésére, különböző terepi mintavételezési módszerek alkalmazására.

A környezettörténelmi vizsgálatoknál fontos, hogy milyen üledékes rendszerből veszünk mintát, mert a mintavétel módját alapvetően meghatározza. A régészeti geológiai és környezettörténelmi szempontból fontos negyedidőszaki üledékes képződményekből vett minták származhatnak fúrásból, vagy mesterséges feltárásokat felhasználva szelvények mentén is gyűjthetünk mintákat (Sümei 2013).

Csengele esetében egy elhagyott bánya falában, Apostag, Soltvadkert és Kiskunhalas esetében pedig régészeti ásatások területén mintaszelvényeket létesítettünk. A szelvények helyét GPS segítségével rögzítettük, a szelvényeket megtisztítottuk és körülbelül 1 m széles metszetet alakítottunk ki, majd első lépésként meghatározásra kerültek a különböző szemmel jól látható, makroszkóposan elkülöníthető rétegek. A szelvényekről kétdimenziós szelvényrajzokat készítettünk. A laborvizsgálatokhoz a mintákat minden esetben a réteghatárokhoz igazítva 5-20 centiméterenként vettük felülről lefelé a szennyeződések elkerülése végett, a szakirodalmi ajánlásoknak megfelelően (Sümegei 2001, 2003, 2013). Az eltemetett talajok közötti futóhomok-rétegekből OSL kormeghatározáshoz külön mintákat vettünk. Mivel ezeket a mintákat fényhatás nem érheti, így a mintavételezés teljes sötétségben éjszaka történt, 638 nm-es sugárzási maximummal rendelkező vörös fényforrásokkal működő zseblámpák mellett. A 4 mintaterületen 47 szelvény került leírásra, amelyek közül 9 esetében összesen 230 db mintát vettünk üledéktani elemzéshez, valamint 20 mintát OSL és egyet ^{14}C kormeghatározáshoz (16. ábra).

Hely	Szelvényleírás rétegtani elemzéshez (db)	Mintavétel laborvizsgálatokhoz (db)	Mintavétel OSL kormeghatározáshoz (db)	Mintavétel ^{14}C kormeghatározáshoz (db)
Csengele	2	22	5	1
Apostag	2	21	4	-
Soltvadkert	8	98	5	-
Kiskunhalas	35	89	6	-
Összesen	47	230	20	1

16. ábra: Az egyes mintavételi helyeken létesített szelvényleírások és laboratóriumi vizsgálatokhoz vett minták száma

4.4. Laboratóriumi vizsgálatok, szemcseösszetétel, kalcium-karbonát és szerves széntartalom meghatározása

Környezettörténeti vizsgálatok esetében az üledékek kiemelkedő jelentőségűek az egykori környezet rekonstruálása szempontjából. A *szemcseösszetételi* elemzések alapján az üledékfáciesek, az egykori üledékképző környezetek jól elkülöníthetők egymástól (Sümegei 2013). A szemcseösszetételi vizsgálat az egyik leggyakrabban alkalmazott módszer a homokterületek kutatása során (Bagnold 1937, Lancaster 1995, Zhu et al. 2014), melynek meghatározására számos módszert, az elemzéshez pedig többféle skálát dolgoztak ki (Wang et al. 2003, Blott és Pye 2012).

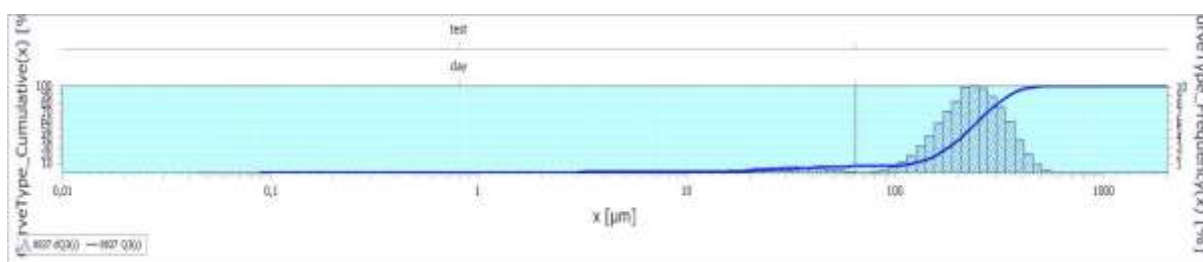
A szél általi szállítás során az üledéknek csak egy jól meghatározott része, adott szemcsenagyságú frakciója kerül elszállításra majd lerakásra az adott helyen, adott időben érvényes szélesebb és turbulencia viszonyoknak megfelelően (Livingstone és Warren 1996). Ennek következtében a lerakódott futóhomok jól osztályozott, legömbölyített felületű, matt fényű, finom anyag, túlnyomó része 125-250 μm (Bagnold 1937, Borsy 1961, Livingstone és Warren 1996), mások szerint 125-500 μm (Balogh 1991) szemcsenagyságú.

A szemcseösszetétel meghatározásához az elemzést az SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszékén lévő Fritsch Particle Sizer Analysette 22 MicroTec plus (17. ábra) műszerrel végeztem.



17. ábra: Analysette 22 MicroTec plus lézeres szemcseösszetétel vizsgáló műszer (a szerző felvétele)

A szemcseösszetétel lézeres módszerrel való meghatározásának lényege, hogy a mintát tartalmazó közegen lézersugarat bocsátunk át, melynek szóródása diffrakciós gyűrűket alkot a műszer érzékelőjén. A gyűrűk elhelyezkedése, mérete és egymástól való távolsága alapján meghatározható a szemcseméret eloszlása (18. ábra). A mért minta szemcseösszetételét Fraunhofer elmélete szerint határoztam meg. Az elmélet mindenféle minta esetében alkalmazható, ha annak alkotó részecskéi nagyobbak, mint a lézer hullámhosszának tízszerese (Loizeau et al. 1994). Hátránya, hogy az elemzett minta szemcseösszetétele pontatlan, ha a részecskék átmérője kisebb, mint a használt fény hullámhosszának tízszerese (Loizeau et al. 1994, Xu és Di Guida 2003), ezért az agyagfrakció ($<2\mu\text{m}$) meghatározása ezzel a módszerrel akadályba ütközhet (Di Stefano et al. 2010, Kun et al. 2013). Mivel mintáim futóhomok területekről származnak és néhány kitéltől eltekintve zömében homokosak, ezért megfelelőnek tartottam Fraunhofer elméletének használatát. Ugyanakkor a módszer alkalmazása pontatlan eredmény adhat nagyobb mennyiségű szerves, illetve karbonát tartalom mellett is, mivel ezek az anyagok abszorbeálják a lézerfényt (Ferro és Mirabile 2009). Ez utóbbival kapcsolatban megoszlanak a vélemények a kutatók között, a nagy szervesanyag-tartalmú (~7-8 %) minták esetében indokoltnak tartott az előkezelés, mivel ez befolyásolja a szemcseméret-eloszlást (Di Stefano et al. 2010), ugyanakkor Beuselnick et al. (1998) arra a következtetésre jutottak, hogy alacsony szervesanyag-tartalom mellett szükségtelen az előkezelés.



18. ábra: Egy minta szemcseméret eloszlásának hisztogramja és kumulatív görbéje (a szerző szerkesztette)

A fentiekből kiindulva az egységesség érdekében az 1%-nál magasabb szervesanyag-tartalmú minták esetében 10%-os H_2O_2 segítségével eltávolítottam a szervesanyag tartalmát. A karbonát-tartalom eltávolítása csak a meszesebb minták esetében volt szükséges, ezeknél a mintáknál ugyanis nagyobb mértékű eltérést tapasztaltam a szemcseösszetétel meghatározása során, ezért ezeket a mintákat 10%-os HCl oldattal kezeltem. Az alacsonyabb mésztartalmú minták esetében nem tapasztaltam eltérést, ezeknél nem volt szükség előkezelésre.

A műszer által előállított adatokat Gradistat 8.0. verziószámú statisztikai programba illesztettem, amelynek segítségével elvégeztem a minták statisztikai elemzését. A számos nemzetközileg elfogadott osztályozás közül a minták szemcseösszetételét a Blott által használt Udden és Wentworth alapján módosított skála szerint határoztam meg (Blott és Pye 2012).

Minden környezettörténeti és régészeti lelőhelyről származó üledékes és talajtani minta esetében fontos meghatároznunk annak karbonát és szervesanyag tartalmát, mert ezekből jelentős következtetéseket vonhatunk le az egykori üledékes környezet fejlődéséről (Sümei 2013). A minták kalcium-karbonát tartalmának és szervesanyag-tartalmának meghatározását az SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszékén lévő akkreditált talajvizsgálati laboratóriumban végeztem el a magyar szabványok előírásának megfelelően (MSZ-08-0206-2:1978; MSZ 21470/52-83).

A *kalcium-karbonát tartalom* meghatározásának alapelve szerint a minták karbonátjait 10%-os HCl-val elbontottam és a keletkező CO₂ gáz térfogatát mértem meg Scheibler-féle kalciméterrel (19. ábra).



19. ábra: Scheibler-féle kalciméter (a szerző felvétele)

A képződött CO₂ gáz térfogatából normál hőmérsékletre és nyomásra (18°C és 760 Hgmm) redukálva számítottam ki az összes karbonát tartalmat, amelyet CaCO₃ m/m %-ban adtam meg.

A vizsgálati anyag összes karbonát tartalmát az észlelési adatok alapján CaCO_3 m/m %-ban az alábbi képlet alapján adtam meg:

$$A = (V \cdot a \cdot 100) / m$$

ahol:

A – a talaj összes kalcium-karbonát tartalma m/m %-ban

V – a fejlődött CO_2 gáz mennyisége

a – a légnyomás és a hőmérséklet függvényében táblázatból kiolvasandó érték

m – a bemért talaj tömege

A minták *szerves széntartalmának* oxidálhatóságon alapuló meghatározásához az oxidációt roncsolással, kénsavas közegben, kálium-dikromáttal végeztem el. A szerves szén hatására a Cr^{6+} ionok Cr^{3+} ionokká redukálódnak. A szervesanyag tartalom meghatározásához a Cr^{3+} ionok koncentrációját mértem meg, mivel a Cr^{3+} ionok mennyisége egyenesen arányos a szerves szén mennyiségével. A mérés 590 nm-es hullámhosszon fotometriás eljárással, UNICAM Helios Gamma UV-VIS (Thermo Scientific) spektrofotométer segítségével történt (20. ábra).



20. ábra: UNICAM Helios Gamma UV-VIS (Thermo Scientific) spektrofotométer (a szerző felvétele)

4.5. Optikai lumineszcens (OSL) kormeghatározás

Dr. Sipos György vezetésével az SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszékén a 2000-es évek közepén indult el a Geokronológiai Laboratórium létrehozása, amelynek első állomásaként lehetővé vált az optikai kormeghatározási módszer alkalmazása a kutatásokban. Az alkalmazott feltárási folyamat a Mauz et al. (2002) által ismertetett módon történt, vörös fénnel megvilágított laborban. A feltárás során a mintákból először nedves és száraz szitálással leválasztottuk a 90-150 μm átmérőjű frakciót, majd HCl (33 %), illetve H_2O_2 (35 %) segítségével történt a minták mész- és szervesanyag tartalmának eltávolítása. Ezután különböző sűrűségű (2,62 és 2,68 g/cm^3) Na-politungsztanát oldatokkal a könnyű és nehéz ásványok elválasztása következett. Az így megmaradt, főként kvarc tartalmú anyagot 1 órán keresztül folyamatos keverés mellett HF (38 %) oldattal marattuk, a földpát tartalom elroncsolása, valamint a kvarc szemcsék külső rétegének eltávolítása végett. Végül a mintákat 10 %-os HCl-lel és metanollal kezeltük, valamint újból leszitáltuk. A műszeres mérésekhez a kvarc szemcséket egy rétegben 9,8 mm átmérőjű acél korongokra ragasztottuk (21. ábra)



21. ábra: Acél korongokra ragasztott kvarc szemcsék
(fotó: Dr. Sipos György)

A minták tisztasága infravörös hullámhossz tartományú fénnel tesztelésre került, amely közömbös a kvarc szemcsék szempontjából, ugyanakkor stimulálja az esetleges földpát szennyezőket, amelyek hibás adatokat eredményeznének.

A kvarc szemcsékben az eltemetődés óta felhalmozódott lumineszcens jel mérése, ezáltal az úgynevezett ekvivalens dózis (a mintában az eltemetődés ideje alatt a környezetében található természetes radioaktív anyagok magsugárzásából abszorbeált összes dózis értéke)

meghatározása az SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszékén található RISOE TL/OSL-DA-15 típusú műszerrel történt (22. ábra). A műszer egy 0,109 Gy/s dózisteljesítményű ^{90}Sr sugárforrással van ellátva, melynek segítségével 20–100 s hosszú besugárzással sikerült a természetes dózist reprodukálni a mintákban.



22. ábra: RISOE TL/OSL-DA-15 (fotó: Dr. Sipos György)

Az eredeti és az utólag besugárzott mintákat 470 nm-es kék fénnel stimuláltuk a lumineszcens jel leadására. A mérések során a széles körben alkalmazott egy mintás regenerációs (SAR – Single Aliquot Regeneration) eljárást alkalmaztuk (Murray és Wintle 2000, 2003, Wintle és Murray 2006). A SAR eljárás keretében minden egyes korongot ötször, különböző ideig sugároztunk be, az első és utolsó besugárzás ideje megegyezett, illetve az egyes besugárzásokat követően rövid, de azonos ideig tartó teszt besugárzásokat iktattunk be, ezáltal a minta érzékenységének változásából adódó hiba korrigálhatóvá vált. A mérések előtt a mintákat 10 másodpercig 240 °C-on előmelegítettük, míg a stimulálás 160 °C-on történt. Az adatokat Analyst program (Duller 2001) segítségével értékeltük.

A kor megadásához szükséges másik adat a természetes dózisteljesítmény. Ezt gamma spektroszkópiás mérések segítségével határoztuk meg az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. Ez esetben a minták környezetéből gyűjtött mintegy 1 kg anyagot használtuk fel, amelyet a szárítást és kismértékű porítást követően Marinelli edényekben helyeztünk el, és a Rn egyensúly beálltát követően NP-424P Négycsatornás Nukleáris Spektrométerrel elemeztünk, megadva a minták természetes U, Th és K tartalmát. A természetes dózisteljesítményt korrigáltuk a homok in situ nedvességtartalmával (Aitken 1998),

illetve a kozmikus háttérsugárzás értékével Prescott és Hutton (1994) módszere alapján. Az OSL kort a két érték, tehát az ekvivalens dózis, és a természetes dózisteljesítmény hányadosa adja meg.

4.6. 3 dimenziós felszínmodell készítése

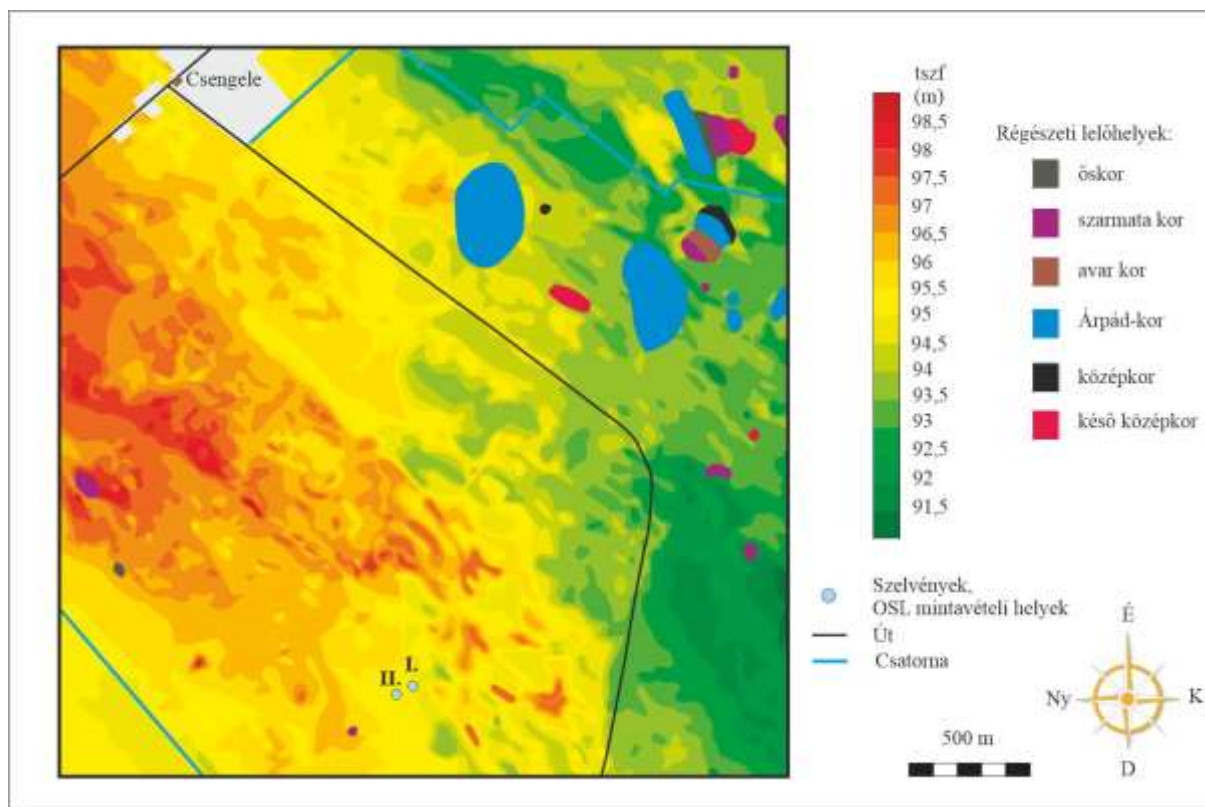
Az egykori felszínek rekonstruálására a kiskunhalasi ásatás esetében volt lehetőség, ugyanis itt SOKKIA SET310 típusú mérőállomással megtörtént a jelenlegi felszín pontos tengerszint feletti magassági adatainak meghatározása a teljes 580 méteres hossz-szelvényében, amelyet rendelkezésemre bocsátott az ásatás vezetője Dr. Rosta Szabolcs. Az egyes futóhomok rétegek és eltemetett talajok tengerszintfeletti magassági adatait pedig a felszíni mérések és a szelvényrajzok adatai alapján határoztam meg. A 457 bemért felszíni pont és a 35 szelvényrajz adatainak segítségével pedig egy közel 8000, nagy részben manuálisan bevitt adatot tartalmazó adatbázist szerkesztettem. A megjelenítéshez a Surfare 8.00 (Golden Software) verziószámú programját használtuk (Surfer User's Guide 2002).

5. Eredmények

5.1. Egy egykori tó területén: Csengele

5.1.1 A mintaterület geomorfológiai felépítése

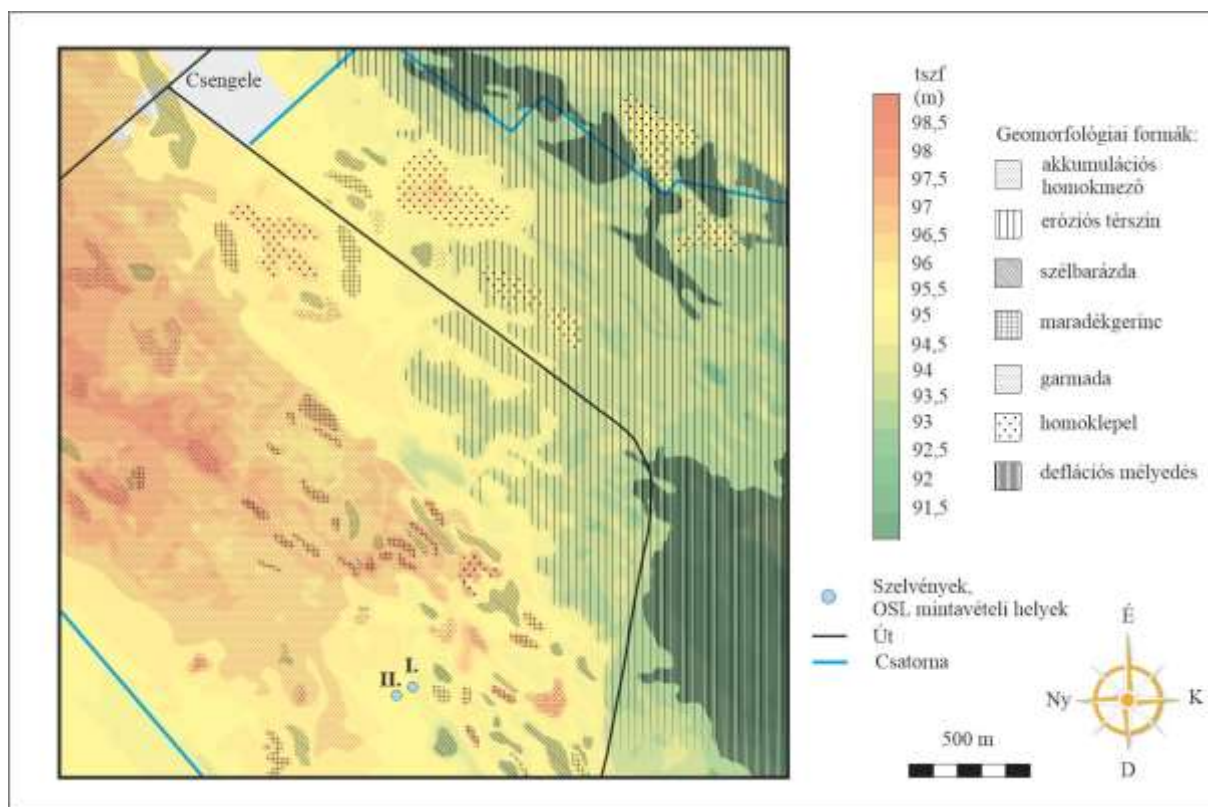
A csengelei mintaterület a Szabadka-Majsai-homokhát és a Kiskunsági-löszöshát határán, Csengele községtől délkeletre található 9 km² kiterjedésű térszín, amely 91-99 m tengerszint feletti magasságban fekszik, keleti részén mélyebb fekvésű, kisebb reliefenergiájú területek helyezkednek el (23. ábra).



23. ábra: A csengelei mintaterület domborzata régészeti lelőhelyekkel és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

Ezeket kisméretű, időszakosan vízzel borított mélyedések, tágas laposok jellemzik, amelyeket két csatorna a Kisteleki-főcsatorna és a Balástya–Csengele csatorna fűz össze. A mintaterület nyugati részén, északnyugat-délkelet irányban húzódik egy félig kötött futóhomokformákkal borított vonulat. Ezt a nagyobb reliefű térszínt a Csengelei-erdő borítja.

A csengelei mintaterület formák tekintetében eléggé szegényesnek mondható, az eredeti, pleisztocénben kialakult formakincs a későbbi felszínátalakulások következtében nem rajzolható meg. A szélbarázda – garmada – maradékgerinc komplexumon kívül jellemzőek még deflációs mélyedések, lapos felszínek és homokleppel borított területek is. A relief és geomorfológiai térkép alapján könnyen elkülöníthető a magasabban fekvő szabálytalan alakú akkumulációs mező, amely délkelet irányba nyújtózva simul rá a mélyebben fekvő eróziós területekre (23. ábra). A geomorfológiai térkép alapján láthatjuk, hogy számos csoportokba tömörülő szélbarázda, maradékgerinc és garmada jellemző az akkumulációs mező délkeleti végében (24. ábra), amelyek helyenként előre szaladva simulnak rá a szomszédos területekre. Az eróziós zónában a deflációs formák a döntőek, nagy kiterjedésű deflációs laposok, deflációs mélyedések uralják a felszínt. Ugyanakkor nagyobb területen szétterülő a felszín fölé csak kissé kiemelkedő homoklepek itt is megtalálhatók.

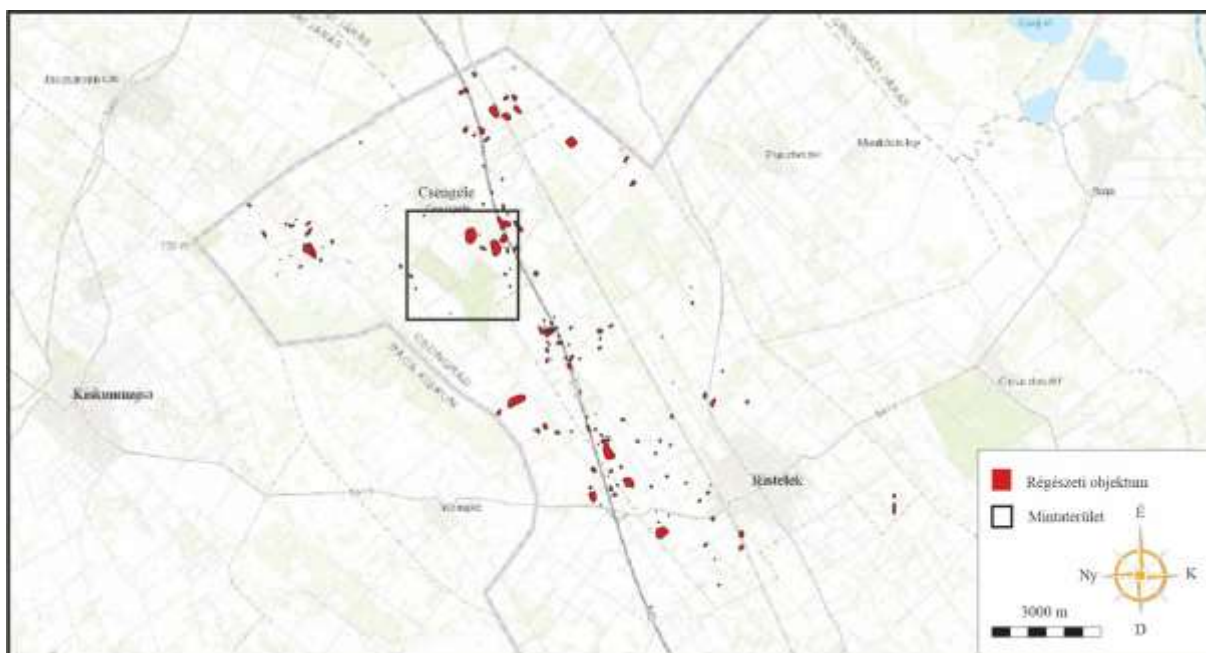


24. ábra: A csengelei mintaterület geomorfológiai felépítése (a szerző szerkesztette)

5.1.2 A régészeti kutatások eredményei

A mintaterületen 23 régészeti lelőhely található (23. ábra). Ezek alapján, valamint a vizsgált terület tágabb környezetének lelőhely anyaga (25. ábra) alapján, bizonyítható, hogy a vidék már

az **őskorban** is lakott volt (Horváth 2005, Polgár 1993, Sóskuti 2018; *KLNY*: KÖH 600/1371/2004, KÖH 600/2357/2004, KÖH 600/160/2005, KÖH 600/2794/2006, KÖH 600/424/2009, LLTK/2492/2014; *MFM RA*: 610-80, 2050-98). Őskőkori és újkőkori lelőhelyekben a Duna–Tisza köze többi területéhez hasonlóan Csengele és környéke sem kimondottan gazdag. A **rézkorból** is egyetlen említhető lelőhely ismeretes (*KLNY*: KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2197/2010, KÖH 600/36/2014), a **bronzkorban** azonban már jelentősebb emberi megtelepedésre utaló nyomokat találhatunk. Az őskor időszakából ez az egyetlen, amely kiemelkedik leletanyag gazdagságát tekintve. Ebben az időszakban a Duna–Tisza-közének ezen térségén a Vátya-kultúra, illetve az ezzel keveredett Szőreg–Perjámos-kultúra népei telepedtek le. Később egy új temetkezési szokásokkal rendelkező népesség, a Halomsíros kultúra jelent meg az egész Kárpát-medencében, így Csengele környékén is (Horváth 2005, Polgár 1993, Sóskuti 2018; *KLNY*: 4569-072-410/2001 KÖI, KÖH 600/2814/2006, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/0221/2005, KÖH 600/424/2009; *MFM RA*: 306-76, 1786-94, 2050-98).



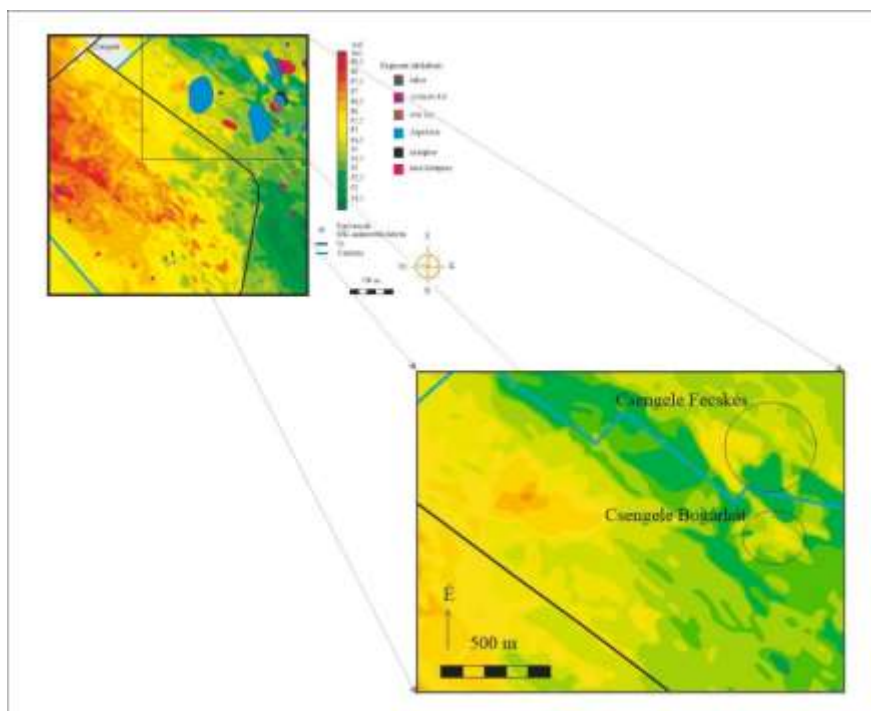
25. ábra: A csengelei mintaterület tágabb környezetében található lelőhelyek (a szerző szerkesztette)

A **vaskorban** csökkent a népesség (*KLNY*: KÖH 600/2377/2006; *MFM RA*: 1786-94.). A kevés számú lelőhely közelebbi, pontosabb kora nem ismert, szórványos előfordulásuk a térségben jellemző tanyás-jellegű megtelepedési nyomok emlékeit jól példázzák (Sóskuti 2018). A nomád pásztorkodó **szarmaták** korában jelent meg újra nagyobb lélekszámú népesség ezen a területen, akik egészen a hun korszakig uralták a területet (Polgár 1993, Sóskuti 2018; *KLNY*:

LLTK/1438/2014, LLTK/1439/2014, LLTK/1437/2014, LLTK/2492/2014, KÖH 600/1371/2004, 4569-072-410/2001 KÖI, KÖH 600/2814/2006, KÖH 600/160/2005, KÖH 600/1439/2008, KÖH 600/421/2005, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2815/2006, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2197/2010, 600/574/2015, KÖH 600/0221/2005, KÖH 600/2198/2010, KÖH 600/3125/2008, KÖH 600/685/2009, KÖH 600/424/2009., KÖH 600/1401/2010, KÖH 600/2794/2006; *MFM RA*: 1786-94). A Kárpát-medencében, így Csengele határában is, a Kelet-Európában jellemzően megszokott nomád életmódjukat a környezeti feltételek miatt feladni kényszerültek, melynek következtében letelepültek és megjelentek a földművelő tevékenységet jelző állandó településeik. A 400-500 éven keresztül tartó folyamatos szarmata megtelepedés az Árpád-kori és újkori emberi jelenlét mellett a legintenzívebb időszakot és talán a legmagasabb populációt mutatja (Sóskuti 2018).

A népvándorlás kor későbbi időszakában a nagyállattartással és földműveléssel foglalkozó, Kelet-Európából érkezett nomád **avar** népesség érkezett Duna–Tisza közére. Megtelepedésük és életük számos nyoma került elő Csengele környékéről is (Horváth 2005, Polgár 1993, Sóskuti 2018; *KLNY*: KÖH 600/36/2014, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/160/2005, KÖH 600/2357/2004, KÖH 600/415/2004, KÖH 600/2197/2010, KÖH 600/424/2009.; *MFM RA*: 21-75, 554-80, 601-80, 641-80, 1786-94;). Ezen kívül találhatunk még **népvándorlás** korra datálható lelőhelyeket is, amelyek pontos besorolása nem ismert (Polgár 1993; *KLNY*: KÖH 600/160/2005, 600/2974/2016, KÖH 600/875/2008, KÖH 600/1399/2010; *MFM RA*: 2051-98.), valószínűleg szintén avar településekhez tartoznak (Sóskuti 2018). A 9. század második felében ideérkező honfoglaló **magyarok** nyomai is fellelhetők ezen a területen (Polgár 1993; *KLNY*: KÖH 600/36/2014, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2574/2004). A szegedi Móra Ferenc Múzeum gyűjteményében található egy páratlanul szép honfoglalás kori hajfonat korong, amelynek lelőhelye Csengele (Sóskuti 2018). A középkori lelőhelyek száma a legnagyobb a vizsgált területen és tágabb környezetében egyaránt, melyek közül az Árpád-kori megtelepedések és a kunok települései emelkednek ki (Horváth 2001, 2005, Polgár 1993, Sóskuti 2018, Sümegi 2001; *KLNY*: BPD/100/01363/2013, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2814/2006, KÖH 600/160/2005, KÖH 600/1439/2008, KÖH 600/421/2005, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2815/2006, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2357/2004, KÖH 600/2197/2010, 600/36/2014, KÖH 600/2198/2010, KÖH 600/424/2009, KÖH 600/2794/2006, 4569-072-410/2001 KÖI, LLTK/1438/2014, LLTK/1439/2014, LLTK/1437/2014; *MFM RA*: 1786-94). Az 1241-1242 során lezajlott mongol támadás igen jelentős károkat okozott, a települések nagy része elnéptelenedett, az itt élő lakosság elpusztult vagy elmenekült. Ezután jelentős változások a 13. század második felében, a kunok betelepülésével következtek be. A régészeti lelőhelyek tanúsága alapján, Csengele környéke is a

kunok szállásterületéhez tartozott. Az M5 autópálya feltárásaihoz kapcsolódóan Bogárhát lelőhelyen került elő a község talán eddig legkiemelkedőbb régészeti leletegyüttese, a kun vezéri sír. A 13. század második felében eltemetett előkelő mellé a sírba helyezték a felszerszámozott lovát, páncélját és sisakját. Ez alapján valószínűleg Csengele fontos központja volt a kun településrendszernek (Horváth 2001, 2005, Sóskuti 2018). A településhálózat fejlődése és bővülése a késő középkorban és kora újkorban tovább folytatódott. Az írott forrásokban a középkori Csengele nevével elsőként a 15. század végén lehet találkozni, majd a 16. század végétől már csak pusztaként említik a határleírások (Sóskuti 2018), amelynek okai lehetnek a lezajlott pestis járványok. A térségben megmaradt települések további sorvadása a mohácsi csatavesztéssel folytatódott, majd a 15 éves háború végére a terület teljesen elnéptelenedett, nem maradt állandó település, szórványokban találhatunk török kori régészeti emlékeket a területen (Polgár 1993; *KLNY*: KÖH 600/2377/2005, LLTK/2492/2014, 2793-072-299/2000 KÖI; *MFM RA*: 1786-94). A török kiűzése utáni időszakban a térség lassan, fokozatosan népesült be ismét és vált újra folyamatosan lakottá. Jellemzően mezőgazdasági tevékenységgel foglalkozó, tanyasias településforma vált általánossá egészen a 20. századig (Sóskuti 2018).



A térkép kivágaton jól látszik, hogy az említett két ásatás területe geomorfológiáját tekintve a többnyire eróziós formákkal jellemezhető zónában fekvő formátlan, északkelet-délnyugat irányban megnyúlt enyhe kiemelkedéseken található. Mindkét feltárás esetében az ásatások faláról készített fotókon jól elkülönülnek a paleotalajok, melyeket futóhomokrétegek borítottak be (27. és 28. ábra).

Csengele Fecskés területén bronzkori, szarmata, Árpád-kori és késő középkori megtelepedés nyomait tárták fel. A bronzkori és szarmata leletek a legalsó eltemetett talaj felszínén feküdtek, a homok felhalmozódás ez után indult meg. Egy korai bronzkorban létesített kút betöltésében figyeltek meg futóhomok réteget, ami arra utalhat, hogy valamikor a bronzkori kút felhagyása után a területen homokmozgás zajlott, de ennek pontos kora nem ismert. Az Árpád-kori település maradványai már a homokba mélyedtek. (Bálint 2007, Horváth 2001; KLVNY: 4569-072-410/2001. KÖI, KÖH 600/2814/2006, MFM RA: 1595-95, 4186-2003)



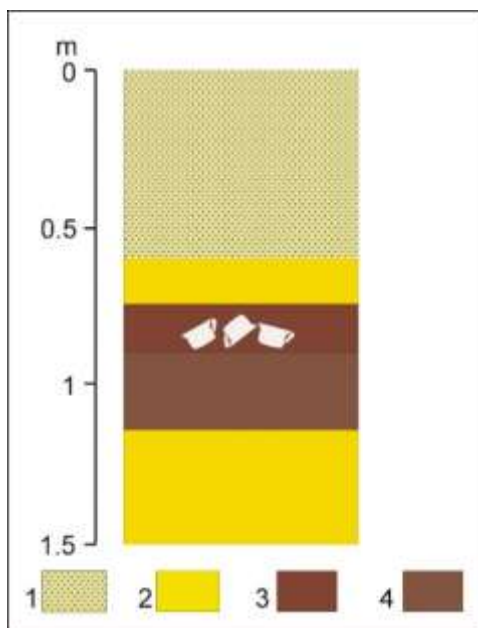
27. ábra: Csengele Fecskés ásatás rétegsora (MFM RA: 4186-2003)



28. ábra: Csengele Bogárhát ásatás rétegsora (MFM RA: 1595-95)

A Csengele Bogárhát elnevezésű lelőhelyen szarmata és avar objektumokat, valamint egy Árpád- és középkori település maradványait találták meg (KLVNY: 4568-072-409/2001. KÖI, KÖH 600/160/200; MFM RA: 1595-95). A lelőhely kiemelkedő lelete pedig egy kun vezéri sír

volt, amelynek betöltésében futóhomok réteget tártak fel, ami arra utal, hogy a homokmozgás a sír létesítése közben történt, valamikor a 13. század közepén (Horváth 2001). A sír és a település környezetében talált homokleplek, eróziós homoknyelvek esetében a bucka tetejéről származó homokanyag halmozódott át a homokmozgás és a leöblítés hatására, a futóhomokba ágyazott kun leletek pedig azt mutatják, hogy a homokmozgás a kun leletekkel egykorú (29. ábra, Sümegi 2001).



29. ábra: A csengeli ásatás rétegsora (Sümegi 2001 nyomán a szerző szerkesztette)

1. recens humuszos homok; 2. futóhomok; 3. bolygatott, áthalmazódott homokos talaj, kun leletekkel; 4. eredeti talajszint

Ezen kívül a mintaterülettől északra, körülbelül két kilométerre a Csengele M5 55. (12/12)-es lelőhelyen is dokumentáltak futóhomok rétegeket (30. ábra, MFM RA: 4184-2003/334). Ezen az ásatáson szarmata korú leletek kerültek elő, a futóhomok mozgás tehát vagy a szarmaták itt tartózkodásával egyidőben, vagy az után történt. A számos homokelőfordulás azt mutatja, hogy a csengelei mintaterület és környékének felszínátalakulása jelentős lehetett a történelmi időkben. A következőkben a mintaterület közepén egy homokbánya falából vett minták elemzésének eredményét szeretném bemutatni.



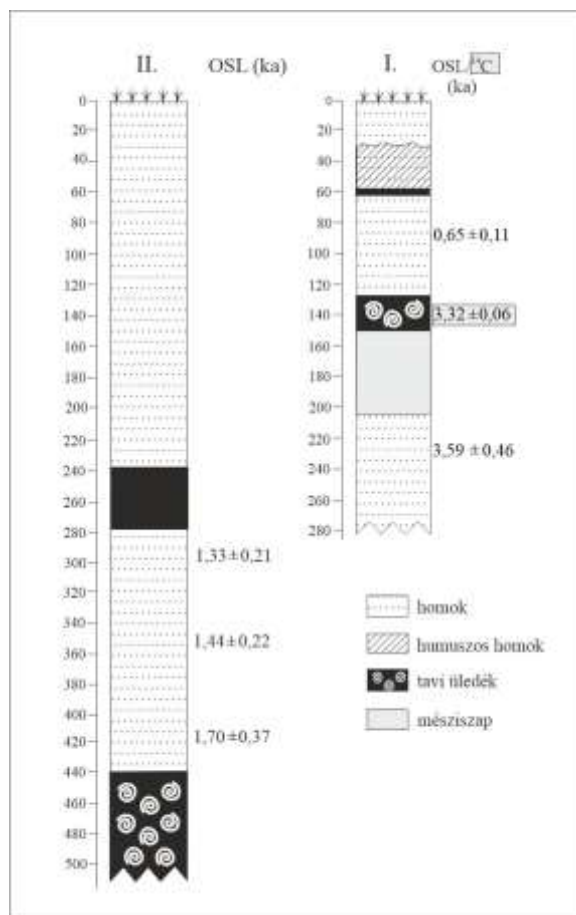
30. ábra: Csengele M5 55 (12/12) ásatás rétegsora (MFM RA: 4184-2003/334)

5.1.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye

Az általam vizsgált minták a Csengelei-erdő melletti homokbánya falában létesített két szelvényből származnak (23. ábra), amelyek egy egykori tó történetét tárják elénk. Az I. szelvény alján 270-210 cm-ig döntően az eolikus szállításra leginkább jellemző finom homokból (125-250 μm) álló futóhomok réteg található (1. melléklet), ami az OSL mérés szerint $3,59 \pm 0,46$ ezer évvel ezelőtt rakódott le (31. ábra). E fölött egy egykori tó rétegei kerültek elő, amelyeket már mindkét szelvény feltár (31. ábra). Az I. szelvényben ez a réteg 210-150 cm-ig jellemző, magas mésztartalmú (15-22 %) finomszemcsés, nagyobb iszaptartalmú (40 %) mészszipa réteg, felette 150-130 cm-ig pedig egy szintén finomszemcsés iszapos – 50% iszapfrakciót tartalmazó – magas szervesanyag-tartalmú (2,17-2,25 %) tavi üledékréteg következik (1. melléklet). Ez a réteg az egykori tó belseje felé kivastagszik, hiszen míg az I. szelvényben vastagsága csupán 25 cm, addig a II. szelvényben 50 cm-nél is vastagabb (31. ábra). Ebből a rétegből nagyszámú *Planorbis* csiga is előkerült, amelyek lehetővé tették a réteg korának radio-karbonos kormeghatározását. A ^{14}C mérések alapján a réteg konvencionális kora $3,32 \pm 0,06$ ezer évnek adódott (31. ábra).

A II. szelvény rétegeinek tanúsága szerint a tavi üledékképződést homokmozgás zárta le, a tó felszínét változó vastagságú és korú, döntően a szél által szállított anyagra jellemző finom homokból (125-250 μm) álló üledékréteg borította be (2. melléklet). A futóhomokmozgás első fázisában, $1,70 \pm 3,73$ ezer évvel ezelőtt, a környező területekről érkező futóhomok a tó legmélyebb részén lévő nedves területen kötődött meg. Hamarosan újabb homoktömegek takarták be a tónak ezt a részét $1,44 \pm 0,22$, valamint $1,33 \pm 0,21$ ezer évvel ezelőtt, amelynek

következtében vastag futóhomokrég felhalmozódott fel. A szelvényben a homokrétegek fölött található magasabb szervesanyag-tartalmú (1,2 %) homokos üledékrég szerint a futóhomokmozgást egy hosszabb homokmozgás-mentes időszak követte, amikor talajképződés zajlott (31. ábra és 2. melléklet). Az első szelvény OSL adatai alapján intenzív homokmozgás történt $0,65 \pm 0,11$ ezer évvel ezelőtt is, amikor a területet újabb finomhomokos homokrég takarta be (31. ábra és 1. melléklet).

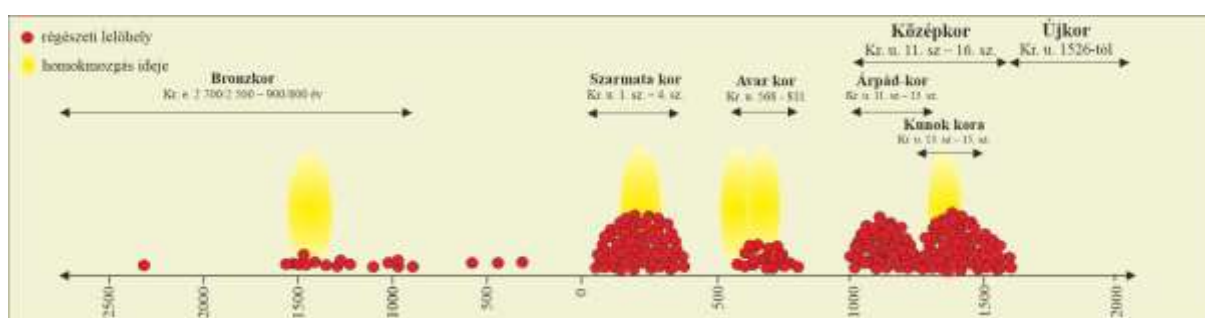


31. ábra: A csengelei bányában létesített szelvények rétegsora az OSL és ^{14}C korokka (a szerző szerkesztette)

5.1.4. Részösszegzés

A szelvények adatait összevettem a rendelkezésre álló régészeti adatokkal, így kirajzolódik a vizsgált terület története (32. ábra). Mivel a futóhomokmozgások régészeti, történelmi időkhöz köthetők, ezért az OSL koradatokat átszámoltam történelmi korokra az egységesség és értelmezhetőség kedvéért. A megmintázott szelvények eredményei alapján a tó aljzatát alkotó futóhomok rétegek a Kr. e. 1500 körüli időszakban rakódtak le. Régészetiileg ez a bronzkornak

felel meg, amikor a leletek tanúsága szerint a terület viszonylag sűrűn lakott volt. A Csengele Fecskés területen talált bronzkori kút betöltésében előforduló futóhomok réteg keletkezése valószínűsíthetően párhuzamba állítható a szelvény alján bronzkorra datált futóhomok réteggel. Ezután hosszú ideig igen gyér népesség élhetett a területen, hiszen leletanyag alig került elő. A szelvények eredményei azt mutatják, hogy ekkor a korábban mozgó homok megkötődött, a homokbuckák előterében lévő laposban víz gyűlt össze, és a vastag mészszipos-kotus üledék arra utal, hogy hosszú időn át tavi, mocsári állapotok uralkodtak. A tavi üledékeket a később több fázisban újra és újra meginduló futóhomok-mozgás következtében finomszemcsés homokrétegek fedték be.



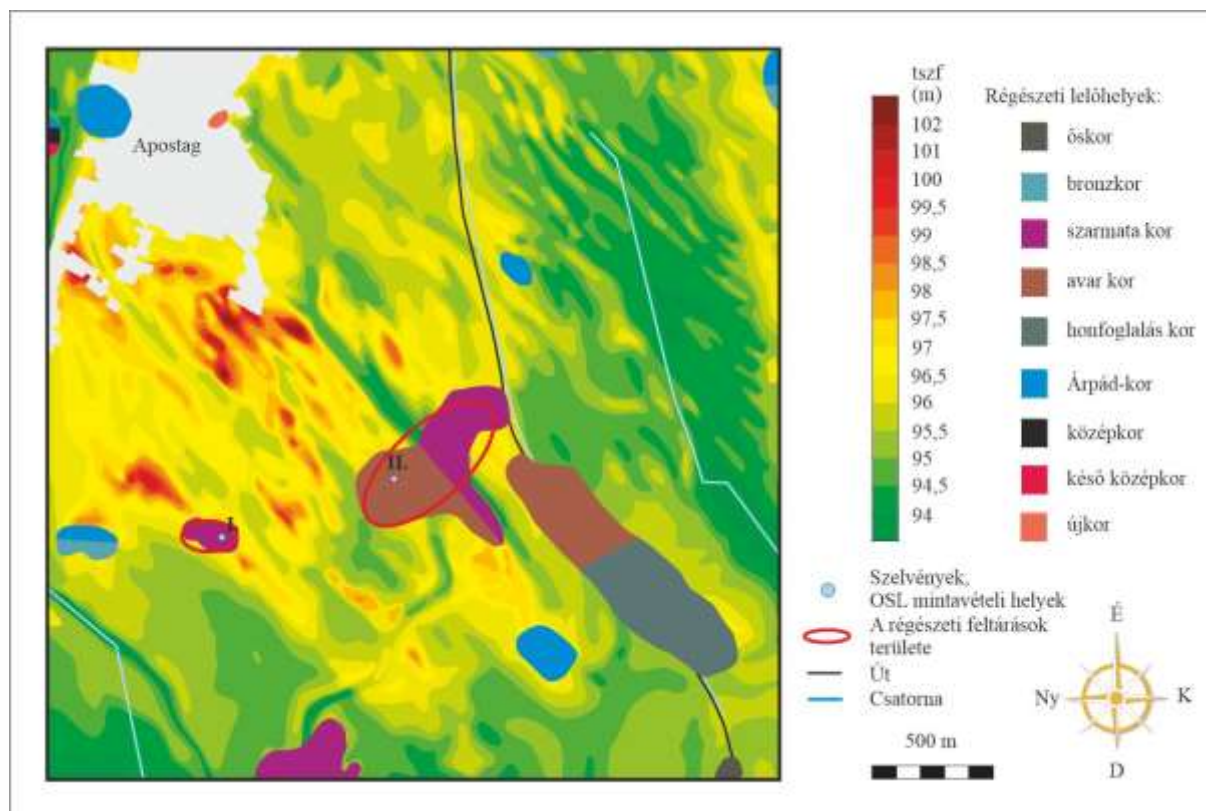
32. ábra: Futóhomok-mozgások és régészeti lelőhelyek a csengelei mintaterületen (a szerző szerkesztette)

Ezek közül az első homokmozgási periódus a Kr. u. 3. század végére tehető, ami beleesik a szarmaták itt tartózkodásának idejébe, az ebből az időből származó lelőhelyek nagy száma, és a leletek arra utalnak, hogy több szarmata település is lehetett a mintaterületen és annak tágabb környezetében. A Csengele Fecskés és Bogárhát, valamint a mintaterülettől távolabbi Mészáros-tanya lelőhelyeken dokumentált homokrétegek olyan paleotalajt borítottak be, ahonnan szarmata leletek kerültek elő, tehát a homokmozgások ezeken a területeken is a szarmaták itt tartózkodásának idejében vagy az után voltak, bár abszolút koradatok hiányában ennél pontosabbat nem tudunk. A megmintázott szelvények optikai lumineszcens koradatai szerint ekkor kezdődött el a tómeder betemetődése, majd a Kr. u. 6-7. században folytatódott a folyamat, amikor avar népesség élt a Duna-Tisza közén, emlékeik a csengelei mintaterületen is több helyről ismeretesek. Ezután a lerakódott futóhomok ismét megkötődött és talajképződés zajlott. Intenzív homokmozgásra a Kr. u. 13-14. században került ismét sor. Ez a vizsgált területen a kunok megtelepedésének és itt élésének idejére tehető, akik a 13. század közepétől éltek Csengele környékén. A Bogárháton feltárt vezéri sírban leírt futóhomokréteg a sír létesítésével, a vezér eltemetésével egyidejű, tehát valamikor 1246-1253 között történt

(Horváth 2001). A kun település környezetében kimutatott lepeleróziós nyomok alapján is bizonyítékot nyert a kunok itt tartózkodásával egyidejű eolikus tevékenység, hiszen a kun leletek az áthalmazott futóhomokból kerültek elő (Sümegei 2001), tehát a kunok itteni tartózkodásával egy időben történt a futóhomok mozgása. A rétegtani elemzések és a régészeti adatok alapján a futóhomok-mozgás időszakai: Kr. e. 1500, Kr. u. 3. század, Kr. u. 6-7. század, és Kr. u. 13-14. század (32. ábra).

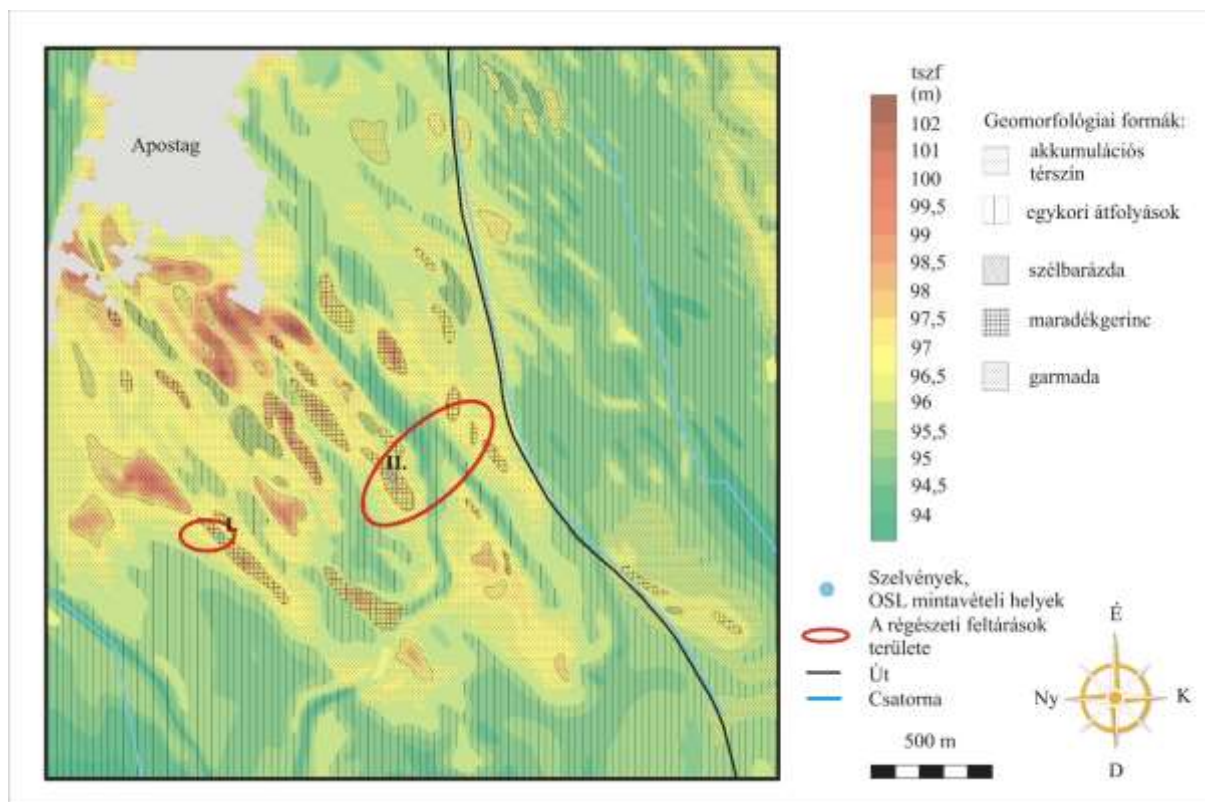
5.2. A Duna korábbi árterületén: Apostag

5.2.1. A mintaterület geomorfológiai felépítése



33. ábra: Az apostagi mintaterület domborzata a régészeti lelőhelyekkel és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

Az apostagi mintaterület Apostagtól délkeletre egy 9 km² nagyságú térszín mely a Duna-menti síkság Solti-sík kistájának területén található, a Duna völgyétől 2,5-3 kilométerre a Dunavecse és Solt közötti magasabbra kiemelkedő homokbucka vonulat és az alacsony ármentes síkság találkozásánál, 93-103 m tengerszint feletti magasságban (33. ábra).



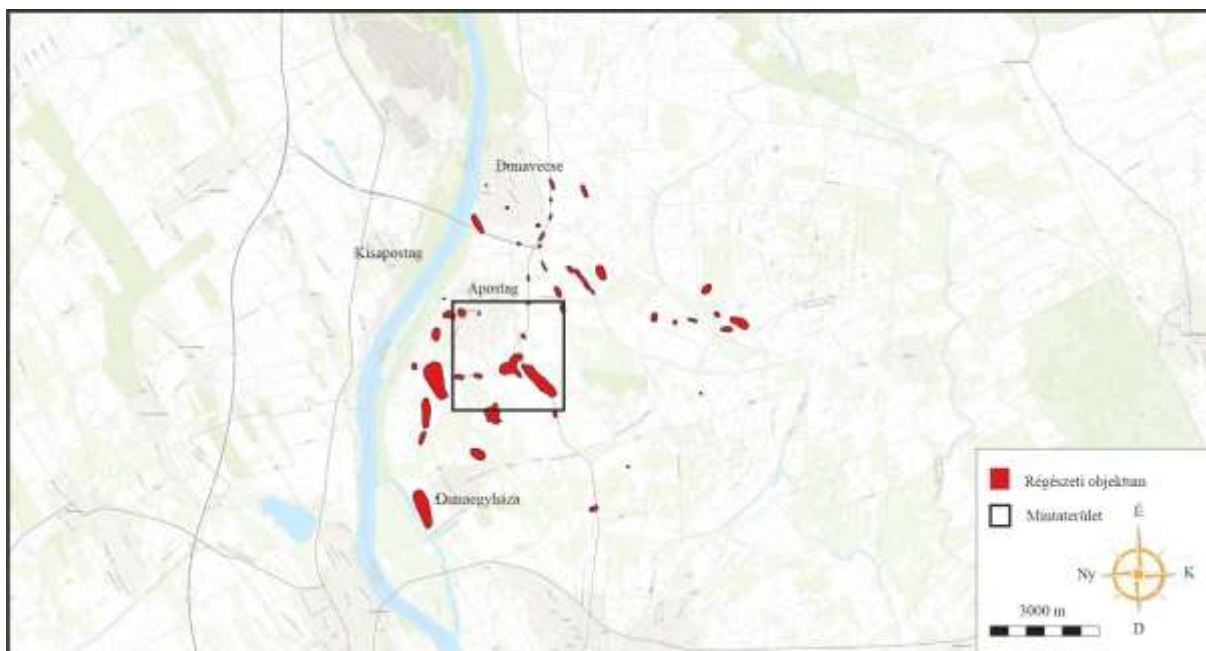
34. ábra: Az apostagi mintaterület geomorfológiai felépítése az ásatások területtével és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

A geomorfológiai térkép tanúsága szerint az alacsonyabban fekvő 93-97 m tengerszint feletti magasságú, kis reliefenergiájú területek egykori folyóvízi átfolyások, ezekből szigetszerűen magasabb, 97-103 m tengerszint feletti magasságú térszín emelkedik ki, amely a magasárterek felszínéből 6-8 méterre kiemelkedő, a Duna öntéshomokjából az északnyugati szelek által kifújott és felhalmozott félig kötött futóhomokformákkal borított terület. Viszonylag kevés számú forma fordul elő a területen, a formák nagyméretűek és jellegzetesen megnyúltak délkeleti irányban. Apostagtól délre a mintaterület legmagasabban fekvő részén parabolászerű garmadák, és hosszanti garmadabuckák, a garmadák sajátos típusai, mezőbe tömörülve fordulnak elő (34. ábra). A terület holocén morfológiai fejlődése igen komplex, sok esetben a pleisztocén formák a későbbi lokális homokmozgások következtében átalakultak, másodlagos formák jöttek létre.

5.2.2. A régészeti kutatások eredményei

A terület régészek által csak részben kutatott, nagyobb volumenű ásatásokra csupán 2004-2005-ben az M8-as autópálya építése kapcsán került sor. Sok a szórvány lelet, melyek terepbejárások

során kerültek elő. A kedvező morfológiai és természeti adottságok következtében – a Duna közelsége, áradásoktól való védettség, termékeny talaj – Apostag és szomszédos települései a különböző kultúrák, népcsoportok számára megtelepedésre különösen alkalmasak voltak. A mintaterületen található 13 régészeti lelőhely bizonyítja, hogy az **őskortól** kezdve folyamatosan lakott volt a vidék (33. ábra), amit alátámaszt a mintaterület tágabb környezetében lévő régészeti lelőhelyek ismeretanyaga is (35. ábra). A legidősebb régészeti emlékekre az **újkőkorból** találtak bizonyítékot (KLNy: LLTK/1838/2013). Ezt követően a mai Apostag területén a **rézkorból** származó megtelepedésre utaló leleteket ismerünk. A berlini Museum für Vor- und Frühgeschichte-ben őriznek két középső rézkori aranykorongot, melyek közül az egyik „Magyarország”, a másikon pedig „Apostag, Duna-Dunaföldvár mellett” lelőhelynév szerepel (Bóna 1986, KJM RA: 2001.1039).



35. ábra: Az apostagi mintaterület tágabb környezetében található régészeti lelőhelyek (a szerző szerkesztette)

Számos helyen találtak **bronzkori** megtelepedésre utaló nyomokat, mind a kora, mind a középső és késő **bronzkor** idejéből egyaránt (KLNy: LLTK/1838/2013, KÖH 600/1772/2009, KÖH 600/1601/2005, KÖH 600/194/2006, JPM Rég. Ad. 1009-82; KJM RA: 1993.710, 2001.998, 2005.1418, 1420, 2005.1465, 2007.2180, 2014.4850, 2018.5934). Ez arra utal, hogy ebben az időszakban népesebb lehetett a terület. A **vaskor** időszakából igen kevés leletanyag maradt fenn. 1935-ben szőlőforgatás során egy hólyagos bronz karperecet találtak, mely a La Tene korra datálható (KJM RA 1968.134), továbbá kora **vaskori** településnyomokat sikerült megfigyelni a

Kovacsos-dűlő területén (KJM RA 2005.1420), illetve terepbejárás során ebbe a korba tartozó szórvány leleteket is találtak (KLNy: KÖH 600/1601/2005).

Szarmata megtelepedésre utalnak terepbejárások során megtalált lelőhelyek (KJM RA 2005.1418, 2008.2451, 2017.5781, KLNy: 600/1601/2005), valamint az Apostag Hetényi rész és az Apostag-Szilas Kelet lelőhelyeken ásatásokon feltárt településrészletek (KJM RA 2001.999, 2005.1463, 2005.1464, 2006.1572, 2007.2149). A szarmata korszakot követő **népvándorláskorra** gyér népvándorláskori anyag utal (KJM RA 2005.1419, 2022.6578; KLNy: KÖH 600/1601/2005). A népvándorláskor viharos időszakát követően a területen az **avarok** telepedtek le (KLNy: KÖH 600/807/2008, KJM RA 2005.1463, 2014.4656, 2015.5781). Tevékenységükre, életükre jó bizonyíték az Apostag Hetényi részen feltárt 60 házból álló **avar** település részlete (KJM RA 2005.1463). Az avar birodalom bukása után a terület a Kárpát-medencébe költöző **magyarság** szállásterületévé vált (KJM RA: 2005.1463, 2015.5781).

Az **Árpád-korban** a Duna-Tisza köze többi területéhez hasonlóan valószínűsíthetően sűrűbb településhálózat volt jellemző (KLNy: KÖH 600/194/2006; KJM RA: 2007.2179, 2014.4849.). 1907-ben egy XII. századi IV. István bronzpénz került a Borsod-miskolci múzeum gyűjteményébe (KJM RA 2001.1040). A falu belterületén pedig egy **Árpád-kori** rotunda állt (KJM RA 2001.997), illetve a középkori falu számos régészeti jelensége – település, templom, temető – is megtalálható a településen (KJM RA: 2014.4849, 2017. 5780).

Az apostagi mintaterületen két régészeti feltárás területén létesítettünk mintaszelvényeket és vettünk mintákat rétegtani, üledéktani vizsgálatokhoz, valamint optikai kormeghatározáshoz.

Az **Apostag-Szilas Kelet**, valamint az **Apostag Hetényi rész** lelőhelyeken az M8-51. út építése előtt 2005. áprilistól szeptemberig a régészek megelőző feltárást végeztek (KJM RA: 2005.1464, 2006.1572, 2007.2149). A lelőhelyek az 51. sz. főutat és az Apostag - Dunaegyháza utat összekötő földút mentén helyezkedtek el. A leletmentés során az Apostag-Szilas Kelet ásatáson közel 100 szarmata objektumot, (árkokat, gödröket, cölöplyukakat, kopolyákat, sírokat) tártak fel. Az Apostag Hetényi részen pedig avar és szarmata korú objektumok kerültek elő (árkok, házak, gödrök, kutak, cölöplyukak, sírok).

Az Apostag-Szilas Kelet részen feltárt terület érdekessége, hogy többféle ároktípust különítettek el. Az árkok jelentős része a szarmata település állattartó részéhez tartozott (nagy méretű karámárkok, kopolyákhoz tartozó árkok) míg 5 árok egyfajta árokrendszert alkotva a terület elkerítésére, védelmére szolgálhatott (36. ábra).



36. ábra: Különböző típusú árkok (fotó: Dr. Knípl István)

A területről készített légi fotón az árok rendszer több száz méteren keresztül követhető, valószínűsíthetően egy jelentős méretű, sáncos-árkos védőmű része lehetett (37. ábra). A területtől D-re található (a légifotón is jól felismerhető) nagy sírszámú temető 9 sírja esett a feltárási területre, amelyekből számtalan lelet között egy római-kori érmét is találtak Kr. u. 270-275-ből.



37. ábra: Az ásatás területéről és környékéről készített légi fotó (KLNY: KÖH 600/1763/2007)

Az ásatás nyugat-keleti irányban átvágott egy környezetéből enyhén kiemelkedő futóhomokkal borított vonulatot, amelynek rétegei az ásatás falában jól nyomon követhetők (38. ábra).



38. ábra: Rétegsorok az ásatáson (fotó: Dr. Knípl István)

Az Apostag Hetényi részen két ásatási szelvény mentén tárták fel a területet. Az első szelvény egy futóhomokkal borított kiemelkedésen haladt át, majd mélyebben fekvő területeket érintett, végül egy újabb futóhomokbuckára futott fel. Az első szelvény dél-nyugati szélén szarmata település telepjelenségei kerültek elő, árkok, tároló gödrök és néhány téglalap alapú, földbe mélyített ház (39. ábra).



*39. ábra: Téglalap alaprajzú, félig földbe mélyített, középső cölöplyukas szarmata ház
(fotó: Dr. Rosta Szabolcs)*

A szelvény észak-kelet felé egy mélyebben fekvő területet keresztezett, ahonnan mély, nagyméretű kutakat, egy avar temető 9 sírját (40. ábra) és a szelvény végén pedig egy 60 házból álló település házait tárták fel (41. ábra). A település mérete jelentős avar népesség jelenlétét feltételezi.



40. ábra: Az avar temető egyik sírja (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)



41. ábra: Az avar település néhány háza (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)

Az ásatásnak ezen a részén mind az avar mind a szarmata kor eredeti járószintjét is megtalálták. A szarmata járószinten egy földfelszínre épített kemence 40 cm magas felmenő falait bontották ki (42. ábra), aminek külön jelentősége, hogy a kemencét Dr. Sümegi Pál vezetésével az SZTE Földtani és Őslénytani Tanszékén is vizsgálatoknak vetették alá, amivel nagyon értékes eredmények láttak napvilágot az akkori környezeti viszonyokról segítve az ember és környezet kapcsolatának feltárását az érzékeny futóhomok-területeken.

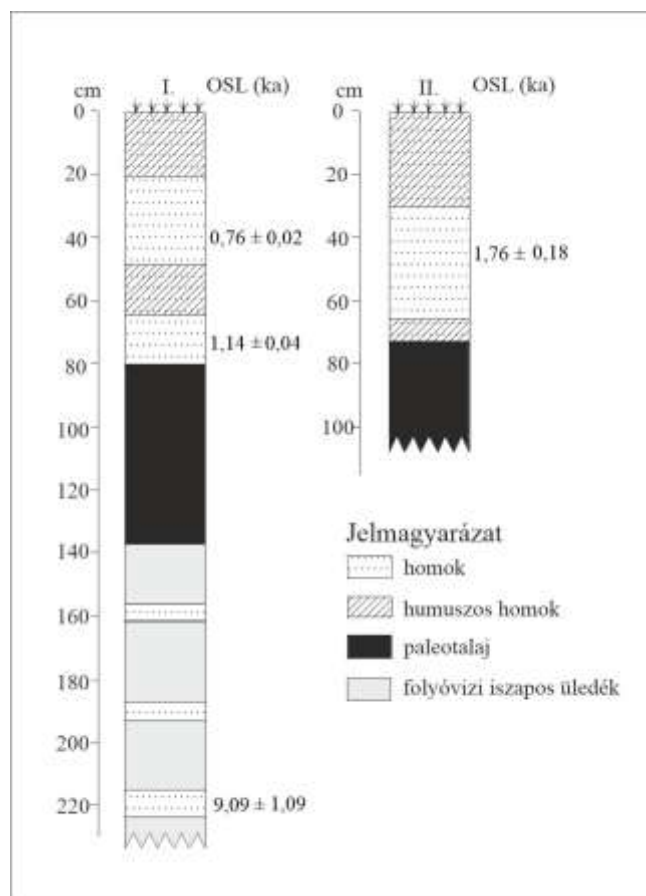


42. ábra: Kemence az eredeti szarmata járószinten (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)

A második régészeti szelvény az avar település további részeit, a mélyebben fekvő területeken pedig újabb kutakat eredményezett. Az ásatás legkeletibb végében pedig újra szarmata korból származó település nyomai jelentkeztek.

5.2.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye

Az általunk vizsgált minták az Apostag-Szilas kelet (I. szelvény), valamint az Apostag Hetényi rész (II. szelvény) ásatásairól származnak (43. ábra), az eredmények a Duna egykori árterületének holocén fejlődéstörténetét mutatják be. A rétegtani elemzés, valamint az OSL kormeghatározás eredményei szerint a területen, a pleisztocén végén, holocén elején folyóvízi és eolikus felszínformálás váltakozása volt jellemző (43. ábra). Ezeket az Apostag-Szilas kelet területén létesített I. szelvény 230-140 cm közötti mélységben található rétegei tárják elénk (3. és 4. melléklet), amely szerint a területen három alkalommal volt jellemző futóhomok-mozgás. A Duna az egyes áradásokkor itt rakta le, finom, döntően iszapos-agyagos, magas mésztartalmú (20-30 %) üledékét, majd az áradások szünetében az erős északnyugati szelek a lerakott hordalékból a homokot áthalmazták és magasabb homoktartalmú, alacsonyabb mésztartalmú (15-20 %) rétegeket hoztak létre.



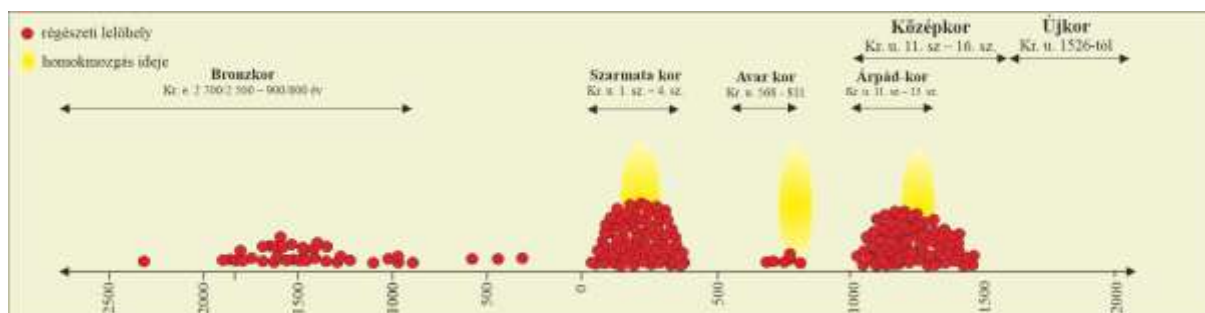
43. ábra: Az Apostag-Szilas kelet (I.) és az Apostag Hetényi rész (II.) ásatásokon létesített szelvények rétegsora az OSL korokkal (a szerző szerkesztette)

Az áradások és futóhomokmozgások közötti szünetekben megindult a talajképződés, amelyet a magasabb szervesanyag-tartalmú rétegek tanúsítanak (3. melléklet). Ezután a folyó végleg elhagyta a területet, nyugat felé vándorolt, lerakott üledékén pedig nyugodt körülmények között hosszabb időn keresztül talajképződés zajlott, így egy 50-60 cm vastag talaj képződött a felszínen, amelyben a talajképződésnek megfelelően a szelvényben felfelé fokozatosan növekvő szerves-anyag tartalom jellemző (43. ábra és 3. melléklet). A paleotalaj már mindkét szelvényben megjelenik (43. ábra). Ezt az egykori talajt eolikus tevékenység eredményeképpen homokrétegek fedték be. A futóhomok-mozgások közül az első $1,76 \pm 0,18$ ezer évvel ezelőtt volt, majd ismét mozgott a homok $1,14 \pm 0,04$, valamint $0,76 \pm 0,02$ ezer évvel ezelőtt, melyek következtében összesen 70-80 cm vastagságú, több rétegből álló döntően finom ($125-250 \mu\text{m}$) homokból álló homokanyag rakódott le (43. ábra, 3. és 4. melléklet). A korábbi homokmozgási időszak csupán az Apostag Hetényi részt érintette, a későbbiek pedig csak az Apostag-Szilas keleti ásatáson jelennek meg, ami utal a homokmozgás nagyon erősen lokális jellegére. Az I. szelvényben látható, hogy a homokrétegeket 60 cm-nél, magasabb szervesanyag tartalmú talajosodott réteg választja el egymástól, ami arra utal, hogy a homokmozgás-mentes időszak 300-400 éve alatt ott talajképződés zajlott, majd újra homoktömegek lendültek mozgásba és rakódtak le a vizsgált területen (3. melléklet)

5.2.4. Részösszegzés

A természettudományi vizsgálatok eredményeit összevettem a rendelkezésre álló régészeti adatokkal, így részleges rekonstrukciót készíthettem a történeti időkben bekövetkezett tájváltozások tekintetében (44. ábra). Az optikai kormeghatározás adatait ebben az esetben is átszámoltam történeti korokra. A kormeghatározás alapján a korai holocén korú legalsó homokrétegen folyóvízi üledékek, talaj- és futóhomok-rétegek alakultak ki a holocén folyamán. Először a Duna rakta le magas karbonáttartamú iszapos üledékét a területen, a folyóvízi felszínformálás szüneteiben pedig a szél vette át az uralmat a felszínformálásban, amikor pedig a folyó nyugat felé vándorolt, a terület ármentessé vált és vastag talaj képződött a felszínen. Ezen a felszínen a régészeti leletek alapján a Kr. u. 1-4. század között szarmaták telepedtek le. Ennek nyomait mindkét ásatáson megtalálhatjuk, ugyanakkor a mintaterület tágabb környezetében található régészeti kutatási eredmények is jelentős megtelepedést mutatnak ebben az időben a területen. Az OSL adatok alapján a szarmaták itt tartózkodása idején, a Kr. u. 3. században futóhomok-mozgás volt jellemző a területen. A Hetényi rész ásatásról származó

szarmata kemence növényi maradványainak vizsgálatai alapján pedig kimutatták, hogy a klíma ebben az időben jóval szárazabb volt (Persaits et al. 2008, Persaits 2010), ami antropogén tevékenységgel együtt futóhomok-mozgás kialakulását tette lehetővé. Valószínűleg az állatok taposása nyomán, esetleg túllegeltetés következtében, szárazabb klimatikus körülmények között a csupasszá vált száraz felszíneken, a szél könnyen kifejtette eróziós tevékenységét.



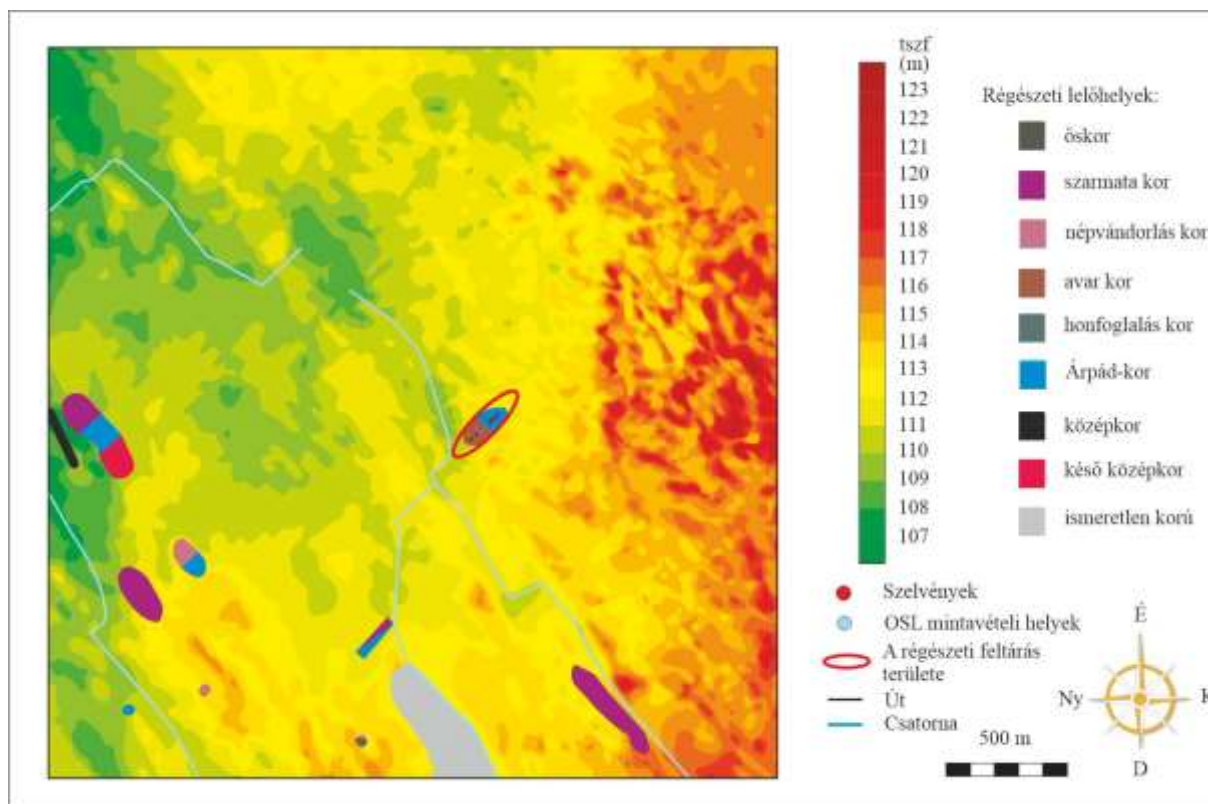
44. ábra: Futóhomok-mozgások és régészeti lelőhelyek az apostagi mintaterületen (a szerző szerkesztette)

Hatszáz évvel később, a Kr. u. 8-9. században avarok éltek a területen. A Hetényi rész ásatáson feltárt 60 házból álló település tanúsága szerint viszonylag jelentős számú népesség telepedhetett le itt. A történeti időkben bekövetkezett második homokmozgás erre az időszakra tehető a területen, amikor az Apostag-Szilas Kelet ásatás területén megtalált szarmata karámok és temető helyét egy vékony 30-40 cm-es futóhomokréteg fedte be. Ezután talajképződési folyamat zajlott, majd a Kr. u. 13. században egy újabb eolikus homokréteg rakódott le a vizsgált szelvény tanúsága alapján, ami 60-80 cm vastag homokkal borította be az egykori felszínt. A régészeti lelőhelyekből magasan kiemelkedik az Árpád-kori és középkori lelőhelyek száma, a középkori falu nyomai is megtalálhatók a mai településen, ezek alapján ebben az időben jelentős népesség élt a területen. Az utolsó homokmozgás következtében lerakódott homokrétegen gyengén humuszos homoktalaj képződött. Ezek a futóhomok-mozgások jelentősen megváltoztatták a korábbi környezeti képet, az eredeti felszínt közel 1 m-rel emelték meg és a magasabb szervesanyag-tartalmú, vastag talajok helyén, gyengébb minőségű, kisebb szervesanyag-tartalmú sekély homoktalajok alakultak ki. A futóhomok-mozgás időszakai: Kr. u. 3. század, Kr. u. 8-9. század, valamint Kr. u. 13. század voltak.

5.3. Egy homokbucka története: Soltvadkert

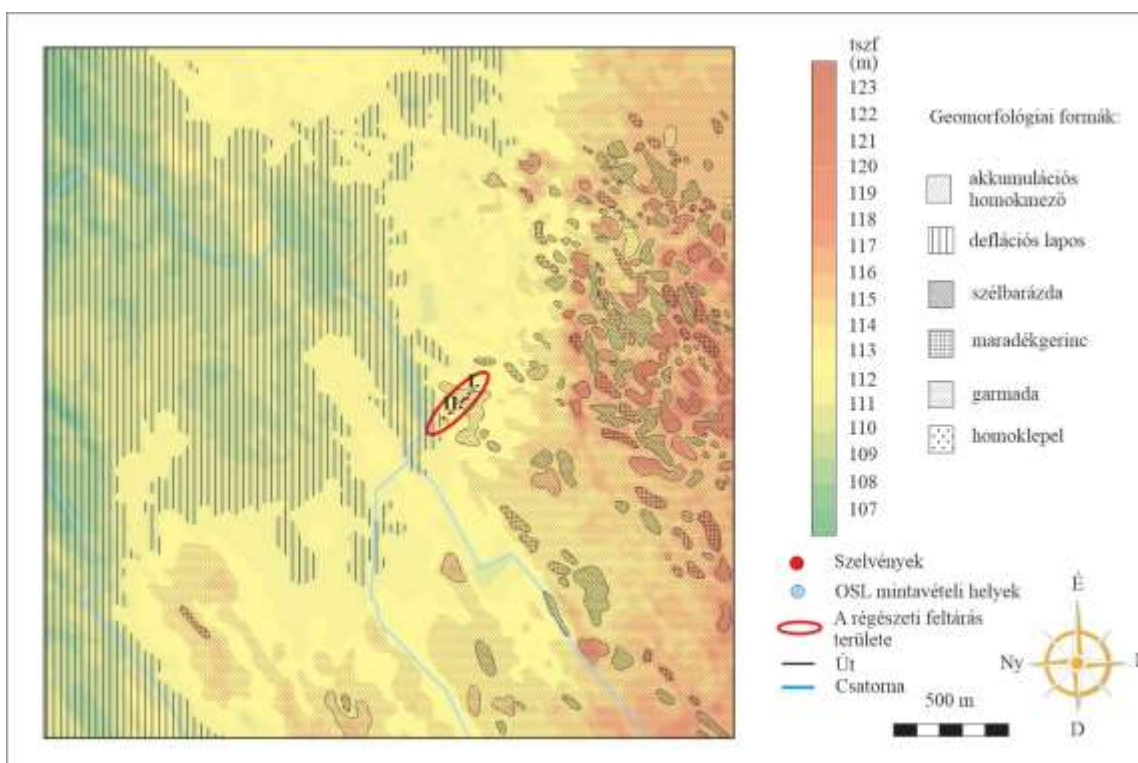
5.3.1. A mintaterület geomorfológiai felépítése

A vizsgált terület a Kiskunsági-homokhát északnyugati szélén helyezkedik el 106-124 m tengerszint feletti magasságban. (45. ábra). Nyugati-északnyugati része egy alacsonyabban fekvő, kisebb reliefenergiájú térszín, ahol nagy kiterjedésű mészsizapos, tőzeges, kotus, mocsaras buckaközi vizenyős laposok uralkodnak, míg keleti-délkeleti része a magasabban fekvő soltvadkert-keceli félig kötött buckacsoport erdőkkel borított változatos felszínű területe.



45. ábra: A soltvadkert-i mintaterület domborzata a régészeti lelőhelyekkel és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

A mintaterület nyugati-északnyugati része egy alacsonyabb, kisebb reliefenergiájú terület, ahol nagy, több kilométer kiterjedésű, kevésbé zárt formájú deflációs laposok uralkodnak az eróziós zónára jellemzően, míg keleti-délkeleti része az akkumulációs térszínekre jellemző formákkal (szélbarázda-maradékgerinc-garmada) gazdagon borított terület, ahol az uralkodó széliránynak megfelelő északnyugat-délkeleti irányú rendeződés figyelhető meg (46. ábra).

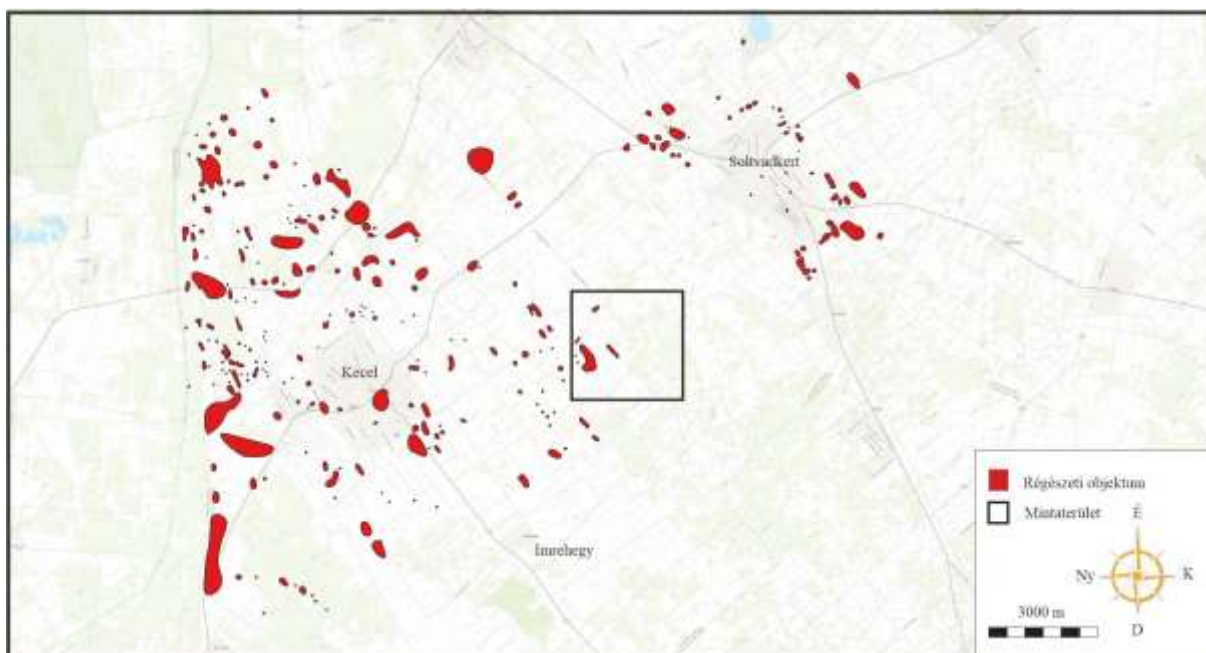


46. ábra: A soltvadkerti mintaterület geomorfológiai felépítése az ásatás területével és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

5.3.2. A régészeti kutatások eredményei

A soltvadkerti mintaterület a Duna-Tisza közének egy régészeti szempontból alig ismert vidékén található, ahol nagyberuházásokhoz köthető leletmentés nem folyt. Történetére, így csak a településrendezési terv módosításához, valamint a Soltvadkertet elkerülő út építéséhez kapcsolódó szisztematikus terepbejárások alkalmával megfigyelt felszíni nyomok és az esetlegesen múzeumba került leletanyag, illetve a mintaterület tágabb környezetében és a szomszédos területeken (Kecel, Kiskunhalas és Császártöltés) előkerült lelőhelyek régészeti anyagai alapján következtethetünk.

A mintaterületen mindössze 11 lelőhely ismert (45. ábra), de a környező területeken számos emberi megtelepedésre utaló nyomot találhatunk, amelyek alapján kirajzolódik előttünk a vidék története. A mintaterület és tágabb környezetének lelőhelyei (47. ábra) alapján feltételezhetjük, hogy a terület az őskortól a középkorig szinte folyamatosan lakott volt, s ennek még számtalan nyoma rejtőzhet a föld alatt. Az **újkőkori** kultúrák számára ez a terület kevésbé volt alkalmas a megtelepedésre, mint a halban és vadban gazdag folyómenti sáv.



47. ábra: A soltvadkeri mintaterület tágabb környezetében található régészeti lelőhelyek (a szerző szerkesztette)

Az újkőkort felváltó **rézkor** állattartó pásztornépei már a Duna-Tisza köze középső sávját is birtokukba vették, leleteik azonban egyelőre Soltvadkertről nem, csak a szomszédos területekről ismeretesek, amelyek szerint legelőször a Bodrogkeresztúri kultúra népessége telepedett meg ezen a vidéken, majd a késő **rézkorban** a terület a Badeni kultúra szállásterülete lett. A **bronzkor** időszaka pedig a Makói népesség megjelenésével kezdődik, majd a Nagyrévi, Vatyai, Halomsíros, Uramezős kultúra emberei telepedtek le a vidéken, mely a **vaskorban** aztán a kelták területévé vált (Biczó 1984; Wicker 2000; Knipl 2004, 2009a, b, c, 2013). Ezekből az időszakokból Soltvadkert környékéről csak **bronzkori** források ismeretesek (Somogyvári 2020; KJM RA: 2013.4482-4487; KLNy: TJM RA 8801), a lelőhelyekről földművelésre utaló leletek mellett a bronzöntés eszközei is előkerültek. A **vaskorra** keltezhető régészeti emlék nem ismeret a területről. Ismeretlen korú, de valószínűsíthetően őskori megtelepedésre utal néhány lelőhely Soltvadkert környékén (KLNy: KÖH 600/1245/2006, LLTK/1836/2013, 600/617/2016; KJM RA: 2014.4786, 2019.6176, 2023.7156), ezekről a felszíni nyomokról azonban bővebb információ nem áll rendelkezésre. Az időszámításunk kezdete után, az 1-4. században Soltvadkert és Kecel határa a **szarmata** szállásterület része volt. Mind Soltvadkert, mind a környező települések környezetében talált nagyszámú lelőhely alapján valószínűsíthetjük, hogy ebben az időszakban sűrűn lakott volt a terület (Biczó 1984, Wicker 2000; KLNy: 600/617/2016; KJM RA: 2016.5527-5528, 2016.5558-5567, 2019.6176, 2023.7156). A **népvándorlás** viharos időszakának nem maradtak nyomai Soltvadkert határában. A 6. században a Kárpát-medencébe

érkező új nép, az **avarok** megtelepedésre utaló telepnyomok ezzel ellentétben, csekély számban ugyan, de előfordulnak. A Soltvadkertet elkerülő út létesítése kapcsán találtak **avar** megtelepedésre utaló nyomokat a régészek (KJM RA: 2019.6176, 2023.7156) valamint egy épülő gázvezeték nyomvonalán a Soltvadkert-Alsócsábor Herczeg tanya területén egykori település maradványait tárták fel (KJM RA: 2009.2493). A Kr. u. 9. század végén **magyarok** telepedtek le a területen. Nagyobb számban találunk **Árpád-kori** lelőhelyeket Soltvadkert területén és a környező vidéken, ez alapján feltételezhetjük, hogy az **Árpád-korban**, az ország más területeihez hasonlóan sűrű faluhálózat alakult ki (Biczó 1984; Wicker 2000; Knipl 2004; Somogyvári 2000; KLNy: LLTK/1836/2013, 600/617/2016; KJM RA: 2014.4784, 4786, 4787; 2016.5527-5528; 2016.5558-5567; 2019.6176, 2023.7156). A falvak többsége a tatárjáráskor elpusztult. Soltvadkertet a 14. században említik először a történeti forrásokban, majd a 15. század közepén a halasi **kun** szék fennhatósága alá tartozott. A 15-16. században több birtokos családot is említenek a források mielőtt a török pusztítás hosszú időre pusztává teszi a területet és csak a 18. század közepén települt újjá (Somogyvári 2000).

A soltvadkerti mintaterületen egy régészeti feltárás területén létesítettünk mintaszelvényeket és vettünk mintákat üledéktani vizsgálatokhoz, valamint optikai kormeghatározáshoz (45. ábra).

A régészeti feltárás egy épülő gázvezeték nyomvonalán, **Soltvadkert-Alsócsábor Herczeg-tanya** területén mintegy 375 méter hosszan és 6 méter szélességben valósult meg 2006-2007 folyamán. Ennek során 163 objektum (56 árok, 70 gödör, 30 cölöplyuk, 2 kemence, 2 kút, 2 ház, 1 járószint) került kibontásra (KJM RA: 2009.2493).



48. ábra: Az ásatás területén feltárt település egy részlete (a szerző felvétele)

A leletanyag tanúsága szerint a lelőhely területén két egymást követő korszak embereinek nyomát különíthetjük el egymástól. Az első megtelepedők a népvándorlás korában ideérkező **avarok** voltak, majd az **Árpád-kori** magyarok következtek. A feltárt objektumok jelentős része (55 árok, 22 gödör, 5 cölöplyuk, 1 kemence, 1 kút, 2 ház) a népvándorláskori településhez tartozott (48. és 49. ábra).



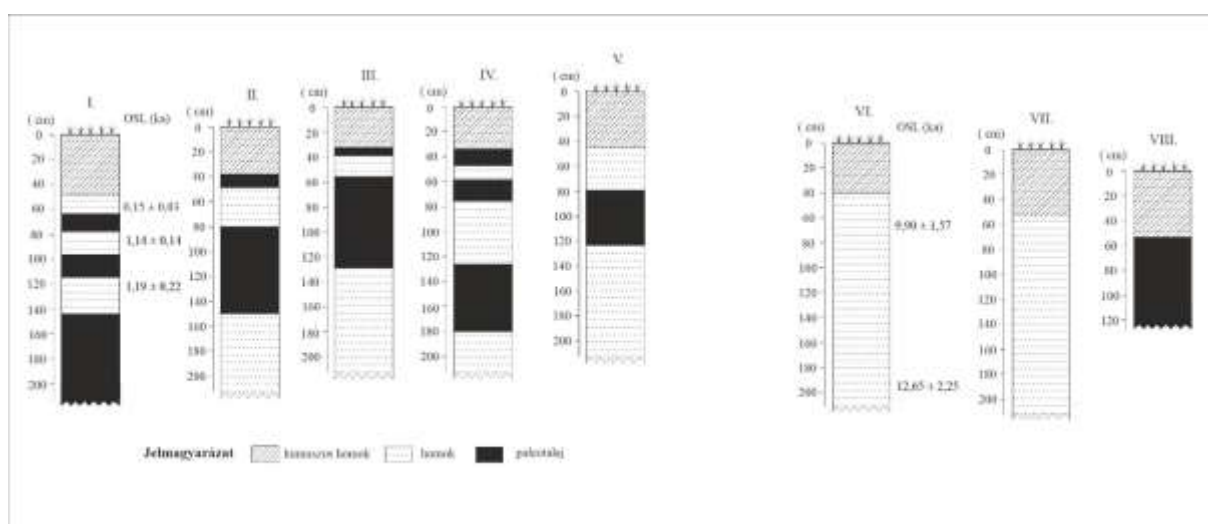
49. ábra: Népvándorlás kori kemence (fotó: Mészáros Mónika)

5.3.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye

Az általunk vizsgált minták a terület közepén egy régészeti ásatás mentén létesített szelvényekből származnak (45. ábra), amelyek a vizenyős, mocsaras mélyebben fekvő terület és a buckákkal borított pleisztocénben kialakult futóhomokos térszín határán egy holocénben kialakult homokbucka rétegeit és történetét tárják elénk.

A rétegtani elemzéshez, valamint az optikai kormeghatározáshoz az ásatás területén északkelet-délnyugati irányban 8 mintaszelvényt (I-VIII.) létesítettünk, amelyek közül három szelvényt (I., IV., VI.) mintáztunk meg a rétegtani elemzés elvégzéséhez, valamint két szelvényből (I., VI.) vettünk mintákat OSL kormeghatározásra (50. ábra). Ez lehetővé tette számunkra, hogy nyomon kövessük a felszín átalakulását. Az optikai kormeghatározás eredményei alapján elmondható, hogy a pleisztocén végén és a holocén elején $12,65 \pm 2,25$ és $9,9 \pm 1,57$ ezer évvel ezelőtti időszakban eolikus felszínformálás volt jellemző a területen, amelynek következtében egy homokbucka formálódott a felszínen (50. ábra). A buckát észak-keleti, valamint délnyugati oldalán pedig alacsonyabban fekvő térszínek határolták. A VI. szelvény adatai alapján láthatjuk, hogy a bucka alsó, idősebb rétegei 100-195 cm között döntően finom és közepes homokból állnak, alacsonyabb mésztartalommal (10-18 %), míg a felső rétegek 100 cm-ig finomabb szemcsemérettel jellemezhetőek, zömében iszapos-nagyon finom homokos szemcsefrakció és

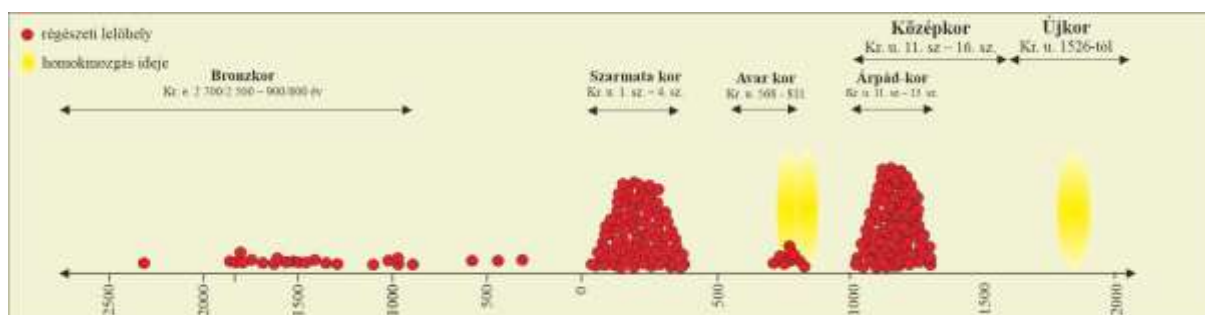
magasabb mésztartalom (20-25 %) jellemző (7. melléklet). Ebből arra lehet következtetni, hogy az idősebb rétegeket adó homokanyag rövidebb távolságon, míg a fiatalabb rétegeket adó homokanyag sokkal hosszabb ideig, nagyobb távolságon szállítódott, így a durvább homokanyag kiszitálódott. A IV. szelvény alsó rétegei 135-200 cm-ig a VI. szelvény felső rétegeihez hasonlóan finomabb szemcseösszetételű, döntően iszapos, nagyon finom homokos, rétegeket tárnak fel (6. melléklet), valamint az I. szelvény legalsó rétegei (145 cm-től) is egyre finomabb szemcseösszetétellel és növekvő mésztartalommal jellemezhetőek (5. melléklet). Mindezek alapján feltételezhető, hogy ezek a rétegek adták az eredeti felszín legfelső rétegeit a pleisztocén végén. Az eolikus tevékenységgel jellemezhető pleisztocén időszakot követően, ahogy a klimatikus feltételek változtak a holocén folyamán, hosszú időn keresztül, nyugodt körülmények között talajképződés zajlott a területen, amelyről az eltemetett talajok tanúskodnak (50. ábra, 5., 6. és 7. melléklet). A holocén későbbi időszakaiban futóhomokmozgások és talajképződési periódusok váltották egymást átalakítva a felszínt. 3 homokmozgási periódus zajlott le $1,19 \pm 0,22$, $1,14 \pm 0,14$ és $0,15 \pm 0,03$ ezer évvel ezelőtt az OSL kormeghatározás alapján, amelynek eredményeképpen egy 40-160 cm vastag talaj- és futóhomok rétegek váltakozó sorozata alakult ki (50. ábra). Ezek a rétegek az idősebb futóhomok rétegekhez képest durvább szemcseösszetétellel jellemezhetőek, döntően finom és közepes homokból állnak, amelyből arra lehet következtetni, hogy a homokanyag kisebb távolságról származik és rövid ideig szállítódott.



50. ábra: Az ásatás szelvényeinek rétegsora az OSL korokkal (a szerző szerkesztette)

5.3.4. Részösszegzés

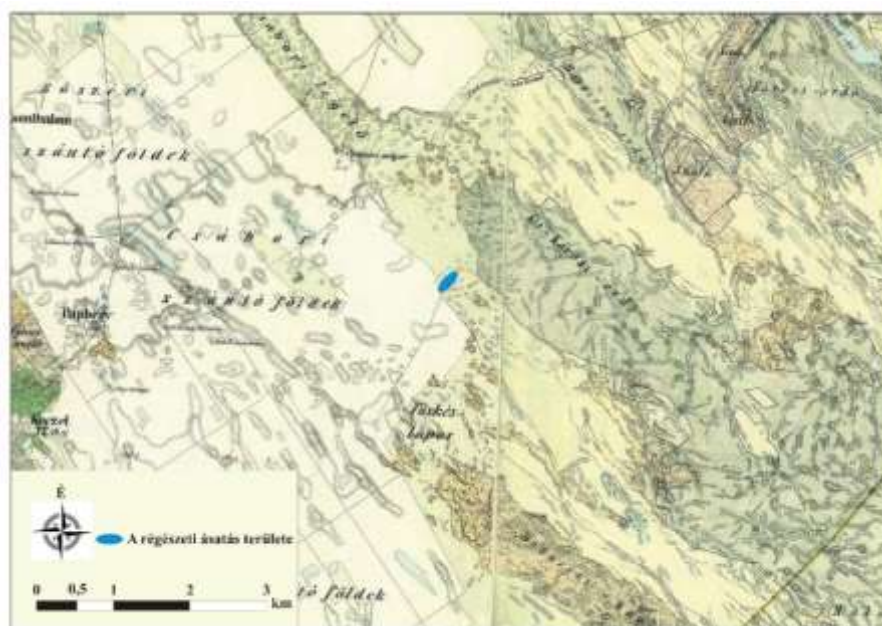
A szelvények adatait összevettem a rendelkezésre álló régészeti kutatási eredményekkel, amelyek feltárják előttünk a tájváltozás történetét a futóhomok-mozgások tekintetében (51. ábra), amelyhez a történeti időkre datálható OSL koradatokat átszámoltam történeti korokra. A rétegtani elemzések és OSL kormeghatározás alapján, egy pleisztocén végén, holocén elején kialakult környezetéből enyhén kiemelkedő futóhomok bucka és azt övező alacsonyabban fekvő vizenyősebb térszínnek jellemezték a felszínt a holocén folyamán.



51. ábra: Futóhomok-mozgások és régészeti lelőhelyek a soltvadkerti mintaterületen (a szerző szerkesztette)

A Kr. u. 9. század elején történt az első eolikus tevékenység, ekkor rakódott le a bucka oldalában az első futóhomokréteg, amelynek eredményeképpen egy 40-100 cm vastag homokréteg akkumulálódott. A régészeti leletek alapján az első megtelepedések a homokbucka területén ebben az időben történetek, a Kr. u. 6-9. század folyamán avarok laktak a területen. Az avarok nagyállattartó népességének tevékenysége, elsősorban az állattartás és a legeltetés jelentős hatással voltak a környezetre, amelynek következtében kialakulhattak olyan szabad homokfelszínek, ahol a szelek megbonthatták azokat és megindult a futóhomok mozgása. Ezután egy homokmozgástól mentes időszak következett, amikor a felszín stabilizálódott és humuszos homoktalaj képződött. Ezután ismét megindult a futóhomok mozgása még ugyanebben a században, újabb 20-40 cm-es réteget létrehozva. A mintaterületen és annak tágabb környezetében a régészeti kutatások eddigi eredményei alapján a szarmaták itteni tartózkodása idején, valamint az Árpád-korban volt jelentősebb népesség a területen (51. ábra). Ezekben az időszakokban a vizsgált helyen nincs erre a korra jellemző eolikus tevékenység. Ugyanakkor avar megtelepedésre utaló jelek eddig csupán két helyen kerültek elő a mintaterületen, amelyekből az egyik a vizsgált homokbucka területe. Ebből arra lehet következtetni, hogy az itt élő népesség elsősorban szűkebb környezetében fejtette ki

tevékenységét, amelynek következtében erősen lokálisan alakulhattak ki futóhomokmozgással érintett területek.



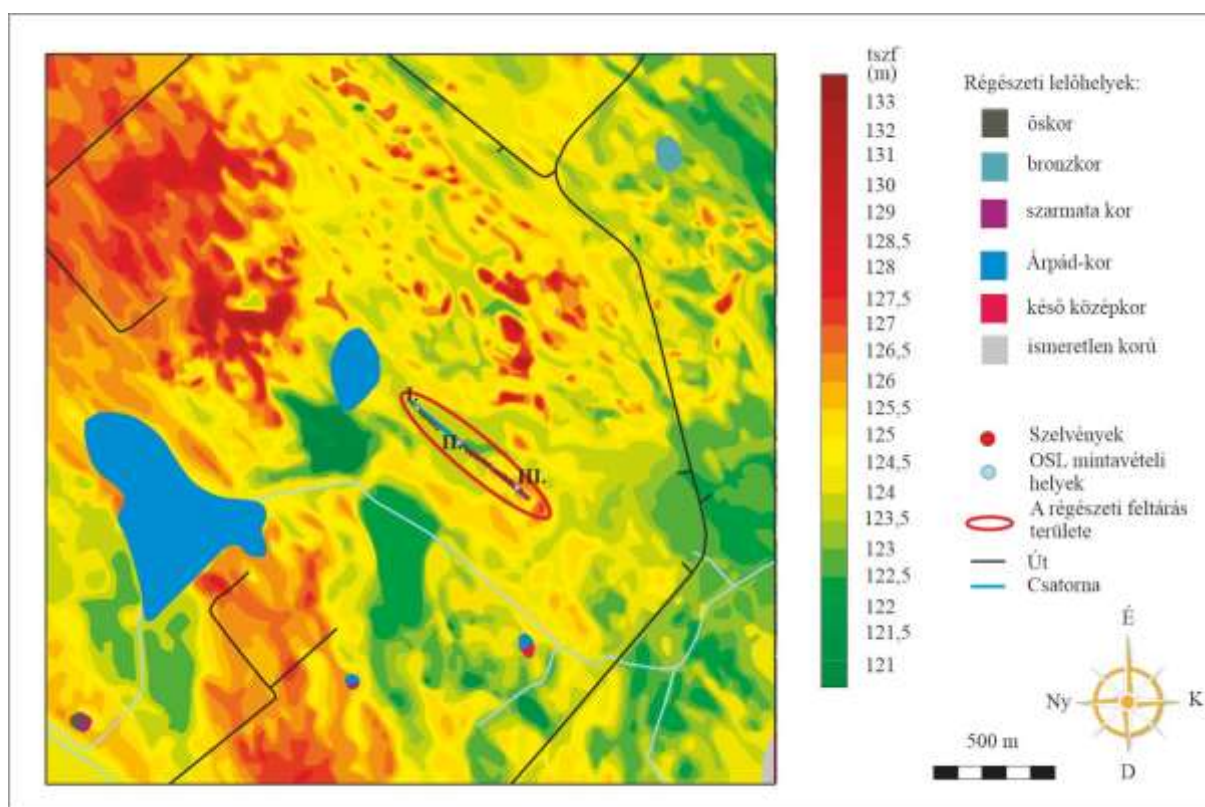
52. ábra: A vizsgált terület a II. katonai térképezés idején az 1850-es években, a régészeti ásatás helyével (forrás: SZTE Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék adatbázisa)

A legfiatalabb futóhomok-mozgási periódus már az újkori időkhöz köthető, a 19. század közepén következett be. Az 52. ábrán látható, hogy a vizsgált terület az 1850-es években szántóföldi területek és egy erdő határán helyezkedett el. A Duna-Tisza közén uralkodó széliránynak megfelelően a homokanyag az északkeleti területekről származik, melyeket abban az időben szántóföldként hasznosítottak. Ez alapján valószínűsíthető, hogy a szántóföldi művelés következtében csupasszá vált felszíneket a szél könnyen megbonthatta és a kifújott homokanyagból egy vékony homokréteg képződött a vizsgált területen. A rétegtani elemzések alapján a futóhomok-mozgás időszakai: Kr. u. 9. század és Kr. u. 19. század (51. ábra).

5.4. Egy löszös lapos átalakulása: Kiskunhalas

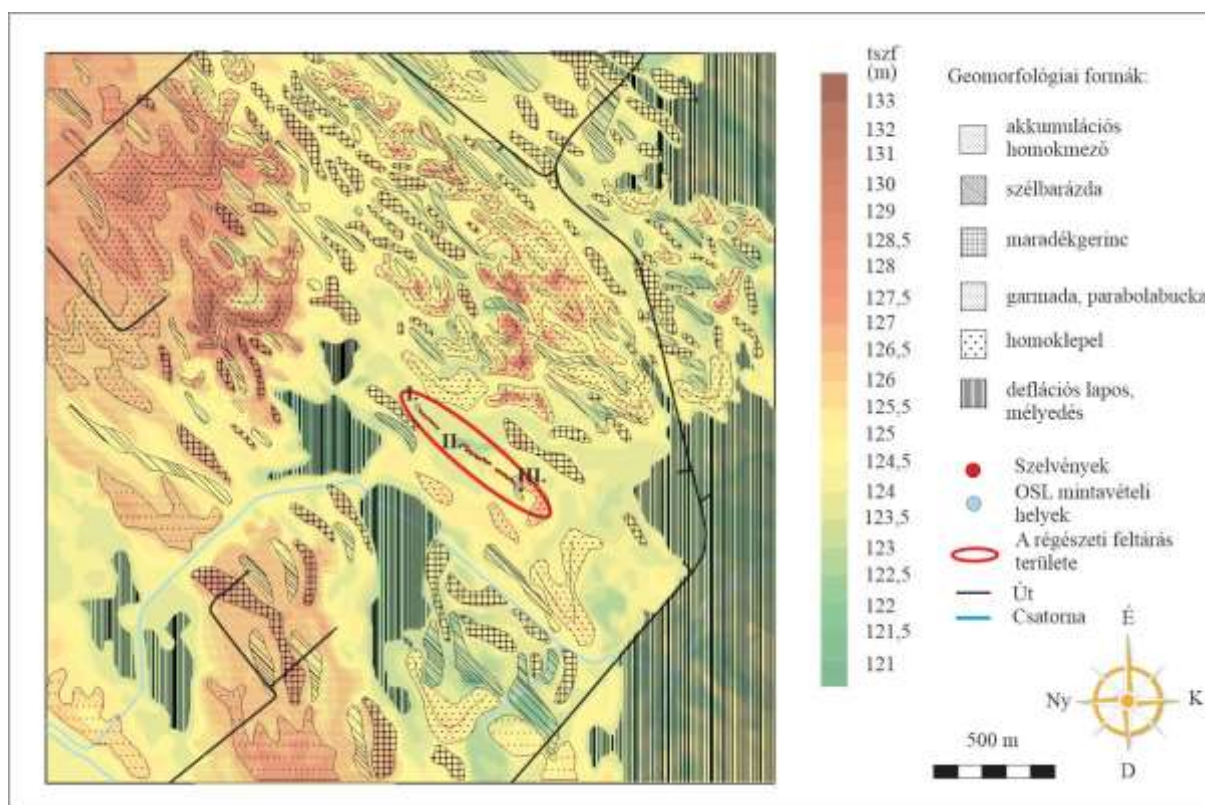
5.4.1. A mintaterület geomorfológiai felépítése

A kiskunhalasi vizsgálati terület a Szabadka-Majsai homokhát határán található. A mintaterület 121-134 m tengerszint feletti magasságon fekszik, és a félig kötött futóhomok vidékek jellegzetes képét tárja elénk (53. ábra).



53. ábra: A kiskunhalasi mintaterület domborzata régészeti lelőhelyekkel és a mintavételi helyekkel (a szerző szerkesztette)

A mintaterület keleti, délkeleti részén alacsonyabban fekvő, kis relatív relieffel jellemezhető területek találhatóak, míg nyugati északnyugati részén egy magasabb térszín helyezkedik el. A geomorfológiai térkép tanulsága szerint a terület homokformákkal gazdagon borított (54. ábra). Kitöltött és félig kitöltött parabolabuckák, valamint garmadák csoportokba tömörülve határozzák meg a morfológiai képet közöttük szélbarázdákkal és maradékgerincekkel. A keleti, délkeleti részen, pedig egy inkább negatív formákkal jellemezhető terület található. Legjellemzőbb formák ezen a területen a nagy kiterjedésű deflációs mélyedések és homokleplek, de elszórtan előfordulhatnak szélbarázdák és garmadák is (54. ábra).



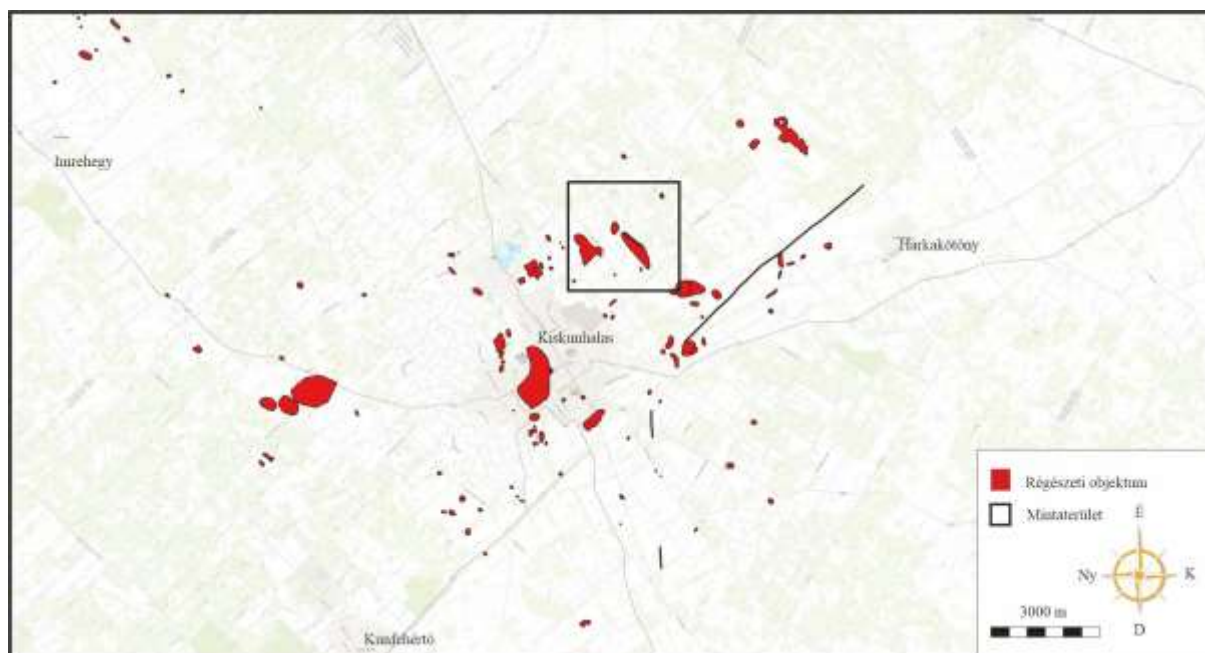
54. ábra: A kiskunhalasi mintaterület geomorfológiai felépítése (a szerző szerkesztette)

5.4.2. A régészeti kutatások eredményei

A mintaterületen kisszámú, csupán 7 régészeti emlék, telepnyom és feltárás található (59. ábra), de Kiskunhalas történelmi területén már a 18. század végén elkezdtek tudatosan gyűjteni a régészeti leleteket és lelőhelyeket, amelyekről írásos emlékek is maradtak fenn. A korlátozott lehetőségek miatt a lelőhelyeknek csak töredékét sikerült feltárni és alig tucatnyi helyen végeztek kisebb-nagyobb általában leletmentő ásatásokat (Gallina 2000). Csak a kétezres években történtek nagyobb területre kiterjedő nagyberuházásokhoz köthető ásatások.

A mintaterületen (53. ábra) és annak tágabb környezetében (55. ábra) az eddig ismeretek alapján az első megtelepedések az **őskőkör**ban lehettek. Több helyen jellemzőek **őskorra** keltezhető lelőhelyek, de az előkerült leletek szórványok és a gyér anyag nem nyújt elegendő támpontot ahhoz, hogy bővebb információkat szolgáltatasson azok pontosabb korát illetően (KJM RA: 2009.2663, 2018.5829; KLNy: KÖH 600/0502/2010, KÖH 600/1739/2015, LLTK/1316/2014, LLTK/1582/2014; TJM RA: 11.562, 16.493, 17.170, 17.649). A **réz**kori báden kultúra időszakának települése Kiskunhalas, Felsőkistelek-Zöldhalomról ismert (Kustár 2019). A **bronz**kor 1500-2000 évig tartó időszaka alatt a Kárpát-medence folyamatos népvándorlás

színtere volt, számos népcsoport telepedett le hosszabb-rövidebb ideig. Kiskunhalas területén a **bronzkor** korai szakaszából viszonylag kevés leletet ismerünk. A középső **bronzkorban** a Vátya kultúra szállásterülete lett a vidék, majd a **bronzkor** késői szakaszában a korábbi időszakhoz képest jóval sűrűbben lakott volt terület, amikor a halomsíros és urnamezős kultúrák népessége telepedett le (Wicker 2000; KLNy: KÖH 600/1245/2006, 600/1739/2015; TJM RA: 11.562, 12.300, 12.376, 17.649).



55. ábra: A kiskunhalasi mintaterület tágabb környezetében található régészeti lelőhelyek (a szerző szerkesztette)

A történeti Halas határából eddig csak egy olyan anyag került elő, ami teljes bizonyossággal a **vaskorra** datálható (KLNy: KÖH 600/0502/2010), a kelta megtelepedés idejéből is csak néhány lelőhely ismeretes (Kustár 2019). Az ezt követő időszakból azonban, amikor **szarmaták** laktak a vidéket sokkal több helyen találtunk megtelepedésre utaló nyomokat, ami a szarmaták igen sűrű településhálózatának köszönhető (Wicker 2000, KJM RA: 2008.2295, 2008.2381, 2011.4052, 2012.4128, 2012.4197, 2015.5232, 2018.5829, 2020.6192, 2021.6445, 2021.6447, 2021.6566, 2022.6806; KLNy: NyTI-353/2002, KÖH 600/0502/2010, BPD/100/01113/2013, LLTK/1316/2014, LLTK/1582/2014, 600/1739/2015, KÖH 600/574/2005, KÖH 600/203/2009, KÖH 600/1133/2010, 600/2552/2016; TJM RA: 16.493, 20.713, 8062). Az eddigi ismeretek alapján valószínűsíthető, hogy sem a szarmaták előtt sem utánuk, egészen az Árpád-korig soha nem volt olyan sűrűn lakott a terület, mint ebben az időben (Wicker 2000). Az ezt követő **népvándorlás** időszakból néhány lelőhelyet dokumentáltak (Wicker 2000; KJM

RA: 2018.5829; KLNy: NyTI-353/2002; TJM RA: 16.493,). Az **avarok** megjelenésével egy új periódus kezdődött a Kárpát-medencében, amelyen belül a Duna-Tisza köze kiemelt szerepet játszott, hiszen ez volt az avar birodalom központja, itt volt az uralkodók székhelye, melyet a megtalált fejedelmi sírok bizonyítanak (Wicker 2000, 2019). Az itt élő **avarok** települése Kiskunhalas-Lángi hegyről ismeretes, de az akkori népsűrűségről és társadalmi viszonyokról a Kiskunhalas környékén előkerült temetők mondanak többet (Kustár 2019; KJM RA: 2021.6446, 2022.6806; KLNy: LLTK/1316/2014, KÖH 600/1739/2015; TJM RA: 10.884, 9). A város és közvetlen környéke a honfoglalástól folyamatosan lakott területnek számít. Az **Árpád-kor**ban Halas és környéke Bodrog vármegyéhez tartozott és elsősorban királyi birtokok voltak a területen (Kustár 2019). Halas a középkori Duna-Tisza köze egyetlen olyan nagytelepülése volt, mely megfelelő kapocs és közvetítő állomás lehetett a Kalocsa központú Dunamellék és a Tisza menti Szeged között (Hatházi 2000). A régészeti kutatások alapján a Duna-Tisza köze más területeihez hasonlóan sűrű településhálózat volt jellemző, amelynek oka részben a demográfiai növekedésben, részben a mezőgazdaság szerepének előtérbe kerülésében keresendő (Székely 2000, KJM RA: 2008.2295; KLNy: LLTK/1316/2014, LLTK/1582/2014, KÖH 600/1739/2015; TJM RA: 16.493). A településhálózatra jellemző volt, hogy a települések a magasabban fekvő kiemelkedéseken helyezkedtek el, melyeket mélyebb fekvésű vizenyős területek határoltak (Bálint 1998). Régészeti adatok alapján tény, hogy megtelepedésre legalkalmasabbak a középkor során is a kiemelkedő vízközei dombok voltak. Számos Árpád-kori, középkori templomot, templomos helyet vagy feltehetően felszíne alatt középkori templom nyomait rejtő halmot, dombot ismerünk a halasi határból (Kustár 2019).

Az 1241-1942. évi tatárjárás pusztítása jelentősen átrendezte a környék települési képét, nagy területek elnéptelenedtek, ami lehetőséget teremtett a IV. Béla által visszahívott kunok letelepítésének. Történetük 1246-ban kezdődik ezen a vidéken, amikor körülbelül 60-70 ezer fő települt le az Alföld egész területén, amelyről írásos és régészeti emlékek egyaránt tanúskodnak (Székely 2000). Kiskunhalas pedig nem csupán nevében viseli a kun lovasnép itt élésének emlékeit, hiszen abban a korban nem csak egy kunok által lakott település volt Halas, hanem a Csertán kun nemzetség által lakott, nagy területet igazgató, kiemelkedő jelentőségű központként, a Halas-szék központjaként funkcionált. Ezt jól bizonyítják a Halas körül található gazdag, pogány kun temetkezések (Balota-szállás, Balotapuszta, Kunfehértó Inoka, Kunfehértó Debeák, Csólyos-puszta stb.), valamint a többségében a 14. század elején induló templom körüli temetők és települések sűrűsödése a mai település belterületén és annak környékén (Gallina és Varga 2009). 1347-ben utaltak először fennmaradt forrásban a Csertán nemzetségre, Halas nevét pedig először 1366-ban említette egy oklevél. Több környékbeli

gazdag kun harcossír is jelzi a település jelentőségét (Hatházi 2000, Kustár 2019). A XV. században Kiskunhalas királyi birtok lett, a török hódoltság idején pedig többször elnéptelenedett (Kustár 2019).

A kiskunhalasi mintaterületen egy régészeti feltárás területén létesítettünk mintaszelvényeket és vettünk mintákat üledéktani vizsgálatokhoz, optikai kormeghatározáshoz, valamint gyűjtöttünk adatokat 3 dimenziós felszínmodell készítéséhez (53. ábra).

Kiskunhalastól észak-keletre mintegy 4 km távolságban, a Dong-éri főcsatorna északi partján, a **Kiskunhalas Dong-ér ÉK, MOL 5. lelőhelyen**, a gáztározó környékén egy új gázvezeték fektetés munkálatait megelőzően került sor a régészeti feltárásra (KJM RA 2006.1961). A kijelölt nyomvonal északnyugat–délkelet irányban 580 m hosszú volt. A feltárás során 72 régészeti objektum került elő, több járószint és egyéb jelenség. A jelentkező korszakok meghatározása csak részben történt az előkerült leletanyag alapján, jobbra rétegtani helyzetük adott biztos választ a koronkénti elhelyezésre. A területen a legújabbkor, a kora újkor, a kései középkor, az Árpád-kor és a szarmata korszak régészeti jelenségeit lehetett elkülöníteni. Minden közül legmarkánsabban a Kr. u. 13-14. század fordulójához köthető, a felület nagyobb részén jelenlévő, általában 15-25 cm vastagságú réteg (2. réteg) és azt fedő járószint mutatkozott (56. ábra). A területet borító futóhomok alatt előbukkanó felszín/járószint csak szakaszokban volt nyomon követhető (Nyári és Rosta 2009). Ahol vastagabb volt a homok, ott érintetlenül bukkant elő alóla, ahol az Árpád-kori felszín közelebb volt a jelenlegi felszínhez ott az újkori szántás elpusztította.



56. ábra: A 2. régészeti réteg és a Kr. u. 13-14. század fordulójához köthető járószint (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)

A járószintet kb. 200-210 m hosszan lehetett követni, így a feltárás végeredményben mintegy 1200 m² területű, nagyrészt összefüggő Árpád-kori szintet érintett, amely különböző koncentrációkban mindenhol leletanyaggal volt borítva, vagy leletanyag volt beletaposva annak felső részébe (57. ábra). Az egykori felszínen szétszóródott leleteken kívül jó néhány objektum is jelentkezett ebből a szintből indulva, többek közt kút és földbe mélyített épület is. A járószint alatt induló, általában 15-25 cm vastagságú 2. réteg leletanyagot nem tartalmazott.



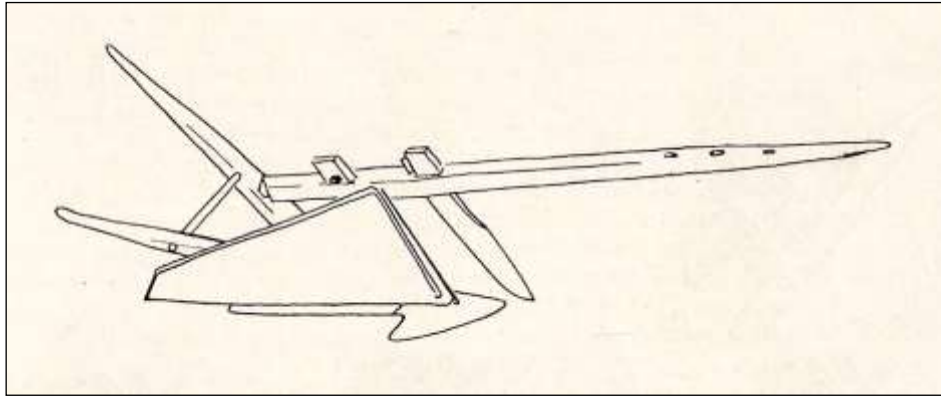
57. ábra: Szétszórt leletekkel borított Árpád-kori járószint (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)

Ugyanakkor ehhez köthető a feltárás legfontosabb eredménye, a terület közepén közel 60 m hosszan követhető késő Árpád-kori szántás (58. ábra). A 2. réteg elbontása után újabb homokréteg bukkant elő. Ebbe a rétegbe belemélyedve tűnt elő az a kezdetben nehezen értelmezhető jelenség, mely 273 m-nél jelent meg, és közel 60 m hosszan mutatkozott.



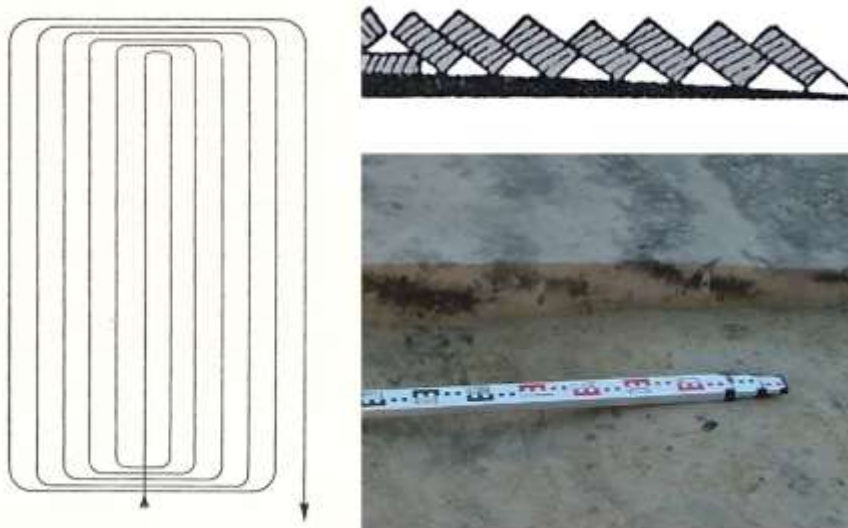
58. ábra: Az Árpád-kori szántás nyomai (fotó: Dr. Rosta Szabolcs)

Észak-dél irányú, párhuzamos vonalak jelentkeztek, melyek átlósan kifutottak a feltárt területből (58. ábra). A felülnézetben egyenes, párhuzamos vonalak, melyek metszetben ferdén haladnak lefelé, egy aszimmetrikus fordítóeke nyomai (59. ábra). A ferde „hurkák” az ekepapucs helyének, a 2. réteg pedig a csoroszlya által feltúrt földnek felel meg.



59. ábra: Aszimmetrikus fordítóeke rekonstrukciója a 13. századból (Balassa 1973)

A balról jobbra lefelé haladó hurkák az egyik szelvényben ellenkező irányt vettek, és jobbról balra haladtak lefelé. A megváltozott irány a szántóföld közepét jelzi. A technika az úgynevezett szétszántás, mikor a szántóföld jobb sarkán kezdik el a munkát, fokozatosan haladva a föld közepe felé (60. ábra). A fordulás mindig balra történik. Ilyenkor a szántásnak a középén történő befejezésekor egy széles és mély barázda keletkezik (Balassa 1973).

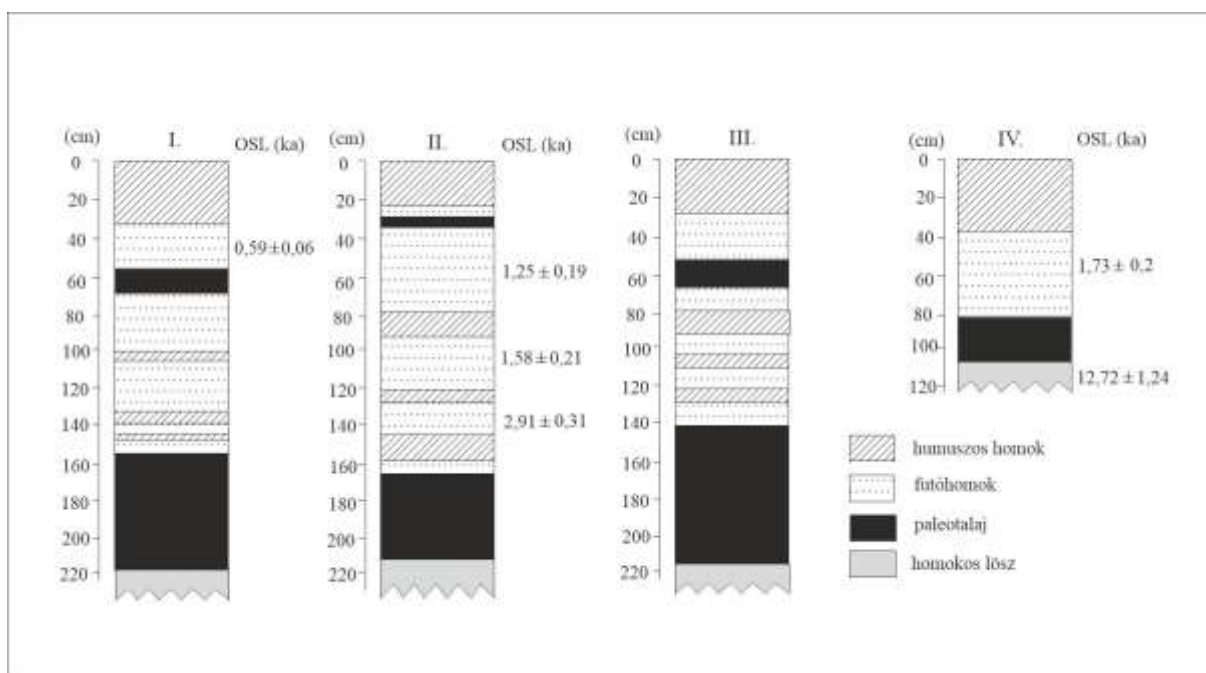


60. ábra: A balról jobbra haladó „hurkák” (fotó: Dr. Rosta Szabolcs), valamint egy korabeli szántóföld rekonstrukciója (Balassa 1973)

Középkori szántásnyom Nyugat- és Észak-Európában nem ritka, Magyarországon ellenben kuriózumnak számít. Ennek oka főként az évszázados eltérő mezőgazdasági fejlődésből adódik (Nyári és Rosta 2009).

5.4.3. Laborvizsgálati eredmények és OSL adatok, a rétegtani elemzés eredménye

Az 580 m hosszú 6 méter széles régészeti ásatáson SOKKIA SET310 típusú mérőállomással megtörtént a jelenlegi felszín pontos tengerszint feletti magassági adatainak meghatározása a teljes területen. Összesen 35 kutató szelvényt létesítettünk és írtunk le az ásatás mentén. A 457 bemért felszíni pont és a 35 szelvényrajz adatainak segítségével 3 dimenziós felszínmodell készült, amelynek segítségével rekonstruáltuk és térben jelenítettük meg a terület rétegtani felépítését. Ezen kívül 3 szelvényből (I-II-III. szelvény), szemcseösszetétel, karbonát- és szervesanyag-tartalom meghatározásához 57 mintát vettünk, valamint 3 szelvényből (I-II-IV. szelvény) összesen 6 mintát gyűjtöttünk OSL méréshez (61. ábra).



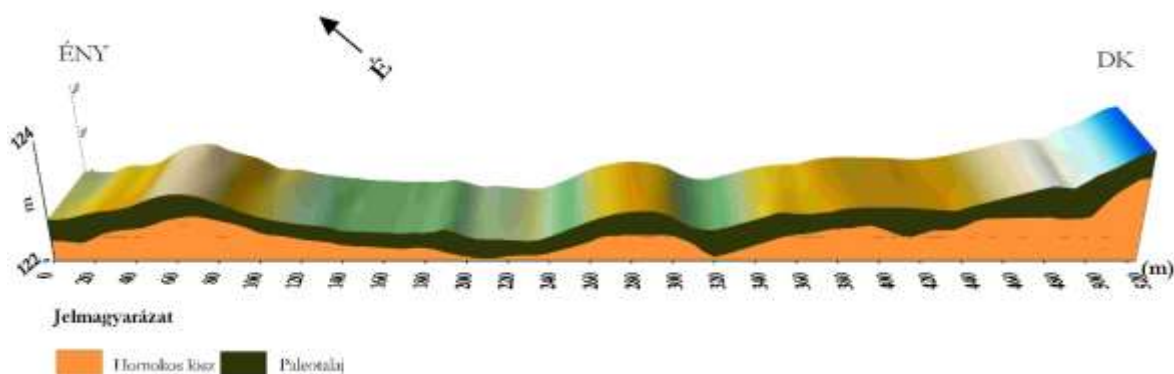
61. ábra: Az ásatás szelvényeinek rétegsora az OSL korokkal (a szerző szerkesztette)

Az OSL mérés azt mutatja, hogy $12,72 \pm 1,24$ ezer évvel ezelőtt a késő pleisztocénben rakódott le a szelvényekben feltárt legalsó magas (35-40 %) karbonát tartalmú, döntően nagyon finomszemcsés, kevés homokot tartalmazó homokos lösz réteg. Ezen több mint 9000 éven keresztül talajképződés zajlott, így egy 30-90 cm vastag talaj képződött a felszínen (61. ábra, 8.,

9., 10. melléklet). Ezt a talajt eolikus tevékenység következtében homokrétegek fedték be, melyek közül az első $2,91 \pm 0,31$ ezer évvel ezelőtt volt, majd ismét mozgott a homok $1,73 \pm 0,2$, valamint $1,58 \pm 0,21$ és $1,21 \pm 0,19$ ezer évvel ezelőtt, melyek eredményeképpen összesen 30-180 cm vastagságú több rétegből álló homokanyag rakódott le (61. ábra). Az egyes futóhomok rétegeket a minták szervesanyag-tartalma alapján gyengén fejlett talajrétegek választják el egymástól, ami arra utal, hogy a homokmozgások szüneteiben nyugodt körülmények között megindult a talajképződés (8., 9., 10. melléklet). Ezek változó számban fordultak elő az egyes szelvényekben, és egymáshoz való viszonyuk meghatározása esetleges volt, hiszen hol kiékelődtek, hol újra megjelentek. Létük azonban mindenképpen bizonyíték arra, hogy a homokmozgás szakaszokban történt, a kialakult homokrétegek pontos térbeli elrendeződésének meghatározására azonban nem volt mód a teljes feltárás területén. Ezután a homokmozgásokkal és mozgásmentes szakaszokkal tarkított időszak után a felszín ismét hosszabb időre stabilizálódott és ekkor nyugodt körülmények között egy újabb fejlettebb talaj képződött, amely az ásatás teljes hosszában megtalálható volt a magasabb szervesanyag tartalmú rétegek tanúsága szerint (61. ábra és 8., 9., 10. melléklet). Az OSL mérések alapján $0,59 \pm 0,06$ ezer évvel ezelőtt ismét homoktömegek lendültek mozgásba a területen, aminek következtében egy 30-100 cm vastag döntően az eolikus szállításnak megfelelően finomhomokból álló homokréteg borította be a felszínt (61. ábra).

5.4.4. Részösszegzés

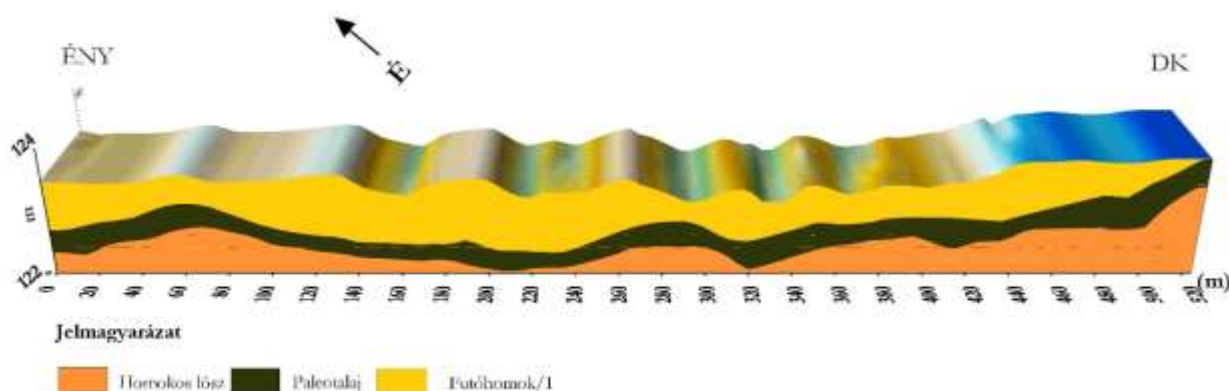
A szelvényleírások, valamint a terepi mérések lehetővé tették, hogy az ásatás területéről három dimenziós modell készüljön, amelynek segítségével lehetőség nyílt arra, hogy a terület morfológiai változásait nyomon kövessük, az OSL korokat történelmi korokra átszámolva adtam meg.



62. ábra: Pleisztocén korú homokos lösz rétegen kialakult talaj képezi a felszínt a Kr. e. 9. századig (a szerző szerkesztette)

A Kr. e. 9. századig egy 122-124 m tengerszint feletti magasságú mélyebben fekvő lapos térszín volt az ásatás területén, melynek felszínén vastag talaj formálódott a holocén elején (62. ábra). A domborzati térkép tanúsága szerint (53. ábra) a mintavételi helyektől észak-nyugatra egy magasabban fekvő futóhomokformákkal borított térszín található, amelytől délkeletre egy mélyebben fekvő lapos terület húzódik. A pleisztocén végén tehát egy homokbuckás térszín és egy azt határoló homokos lösszel borított lapos találkozásnál több, mint 9000 éven keresztül talajképződés zajlott.

Ezután a számtalan futóhomok-mozgás következtében egy talajkezdeményekkel megszakított 30-180 cm vastag homokréteg rakódott le az egykori paleotalaj felszínére (63. ábra). Az első futóhomok-mozgás a Kr. e. 9. században volt, amikor egy vékony homoklepel a felszín legmélyebben fekvő részét borította be. A régészeti kutatások eredményeiből tudjuk, hogy a terület a késői bronzkor idején sűrűn lakott volt, amiről a paleotalaj felszínén az emberi jelenlét bizonyítékeként a talajba mélyedő állati taposás nyomok is árulkodnak. A vizenyős, sáros felszínen végig haladó állatok talajba süppedő patái speciális nyomot hagynak, amit a talajra boruló futóhomokrétegek megőriztek számunkra, üzenetet hagyva ezzel a jövőnek (64. ábra).



63. ábra: Futóhomokmozgások eredményeképpen vastag homokréteg rakódott a felszínre elfedve a korábbi talajt (a szerző szerkesztette)

A Kr. e. 9. század elején kezdődött el tehát a lapos átalakulása, a meginduló homokmozgást később újabbak követték, ritmusos váltásban a nyugodt, mozgástól mentes időszakok szünetében jellemző talajképződésekkel.



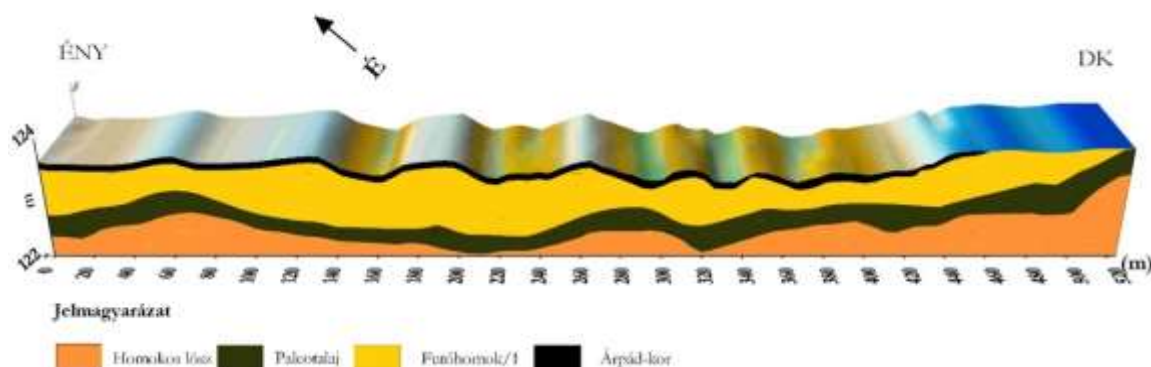
64. ábra: Állati taposás nyoma (a szerző felvétele)

A Kr. u. 1-4. században a régészeti kutatások eredményei alapján földművelő-nagyállattartó szarmaták éltek a területen. A régészeti ásatáson feltárt árokrendszer (65. ábra) és a kutak arra utalnak, hogy az alacsonyabban fekvő, nedvesebb lapos területét itatásra használhatták, míg a távolabb található magasabban fekvő területek legelők és szántók lehettek. A nagy népességű állattartó és földművelő szarmaták jelentős hatást jelentettek a környezetre nézve. A szélrózsió lehetősége megnőtt a túllegeltetés vagy szántás miatt kialakult csupasz felszíneken, így azok könnyen áldozatául estek a szélrózsióknak és eolikus tevékenység formálta át a területet a Kr. u. 3. században.



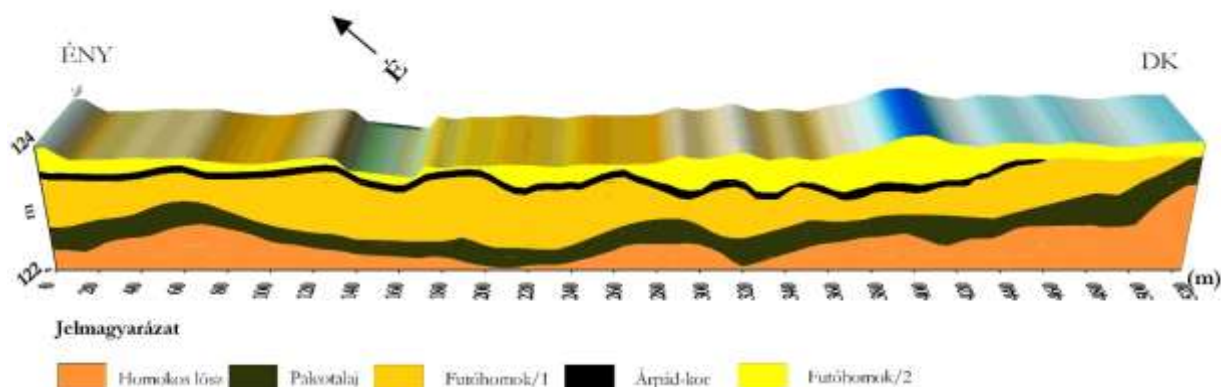
65. ábra: Futóhomokkal kitöltött szarmata kori árok (a szerző felvétele)

A következő futóhomok mozgási időszak a Kr.u. 8. században volt, amikor nagyállattartó avar népcsoportok éltek jelentős számban a vizsgált területen. Az akkori népsűrűségről és társadalmi viszonyokról a Kiskunhalas környékén előkerült temetők árulkodnak. Ezután hosszabb, eolikus tevékenységtől mentes időszak következett. Ez idő alatt a felszín stabilizálódott és humuszban gazdagabb talaj alakult ki a felszínen (66. ábra).



66. ábra: A vastag több rétegű futóhomokon kialakult egy egységes talajosodott réteg (a szerző szerkesztette)

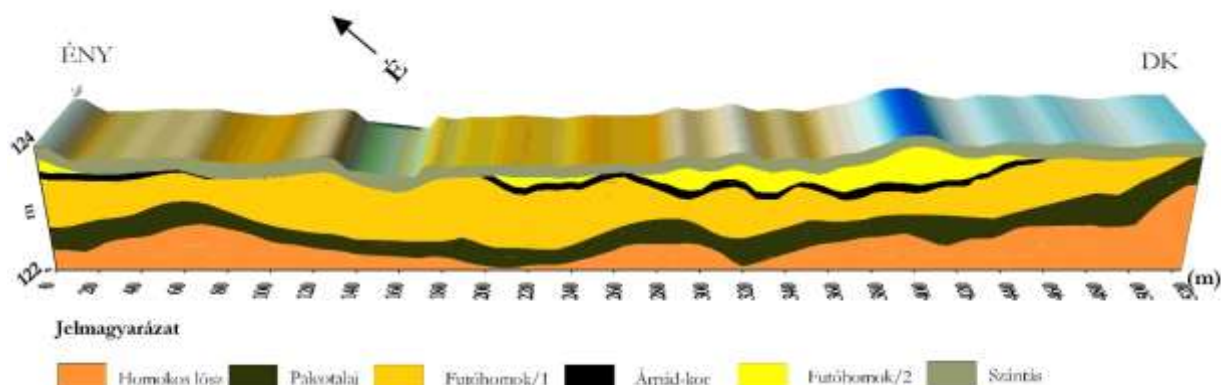
A Kr. u. 13-14. század fordulóján ideérkezett Árpád-kori népesség a feltárt szántásnyomok bizonyítéka alapján földművelésre alkalmas földeket talált, így a terület szántóként funkcionált. Később parlagon hagyták, majd állattartásra, valamint lakóhelynek használták a leletek tanúsága alapján. Ennek következtében a szántásnyomok felett jól elkülönülő antropogén réteg alakult ki (56. ábra).



67. ábra: A felszín a 14-15. század fordulóján (a szerző szerkesztette)

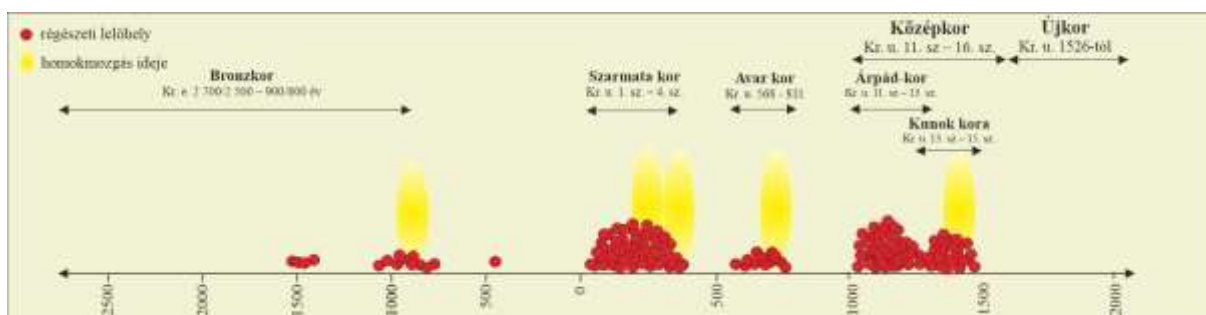
Az OSL mérések alapján a Kr. u. 14-15 sz. fordulóján egy újabb homoklepel réteg rakódott le a löszös lapos területén az Árpád-kori réteg felett (67. ábra). Az ásatáson feltárt középkori kút is bizonyítja, hogy a terület lakott volt, de Kiskunhalas nem csak egy kunok által lakott település

volt, hanem a Csertán kun nemzetség által lakott, nagy területet igazgató, kiemelkedő jelentőségű központként, a Halas-szék központjaként funkcionált. Ezt jól bizonyítják a pogány kun temetkezések, valamint a Kr. u. 14. század elején induló temetők és települések sűrűsödése a mai település belterületén és annak környékén. Itt élésük időszakában történt a területen az utolsó homokmozgási periódus.



68. ábra: A jelenlegi felszín, a területet napjainkban szántóként hasznosítják (a szerző szerkesztette)

A történeti időkben jellemző eolikus tevékenység az egykori 122-124 m tszf magasságú löszös lapos területét feltöltötte és a felszínt 124 méter tszf magasságon kiegyenlítette (68. ábra). A lerakódott futóhomokon alacsony humusztartalmú homoktalaj alakult ki, melyet napjainkban szántóként hasznosítanak. A kialakult futóhomok leplek átformálták az eredeti morfológiát, és megváltoztatták a talajadottságokat is. Ma a terület magasabban fekszik és száraz, gyengén fejlett homloktalaj található a felszínen, ahol egykor vízenyős terület volt jellemző vastag, humuszban gazdag talajjal. A rétegtani elemzések alapján a futóhomokmozgás időszakai: Kr. e. 9. század, a Kr. u. 3-4. század, a Kr. u. 8. század és a Kr. u. 14-15. század fordulója (69. ábra).



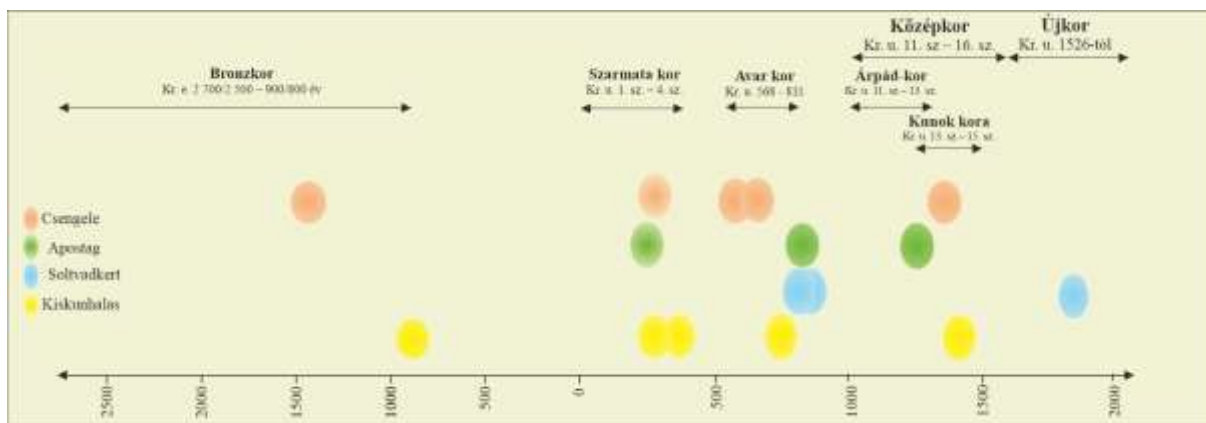
69. ábra: Futóhomokmozgások és régészeti lelőhelyek a kiskunhalasi mintaterületen (a szerző szerkesztette)

6. Az eredmények értékelése, futóhomokmozgások a különböző történelmi korokban

A Duna-Tisza köze területén, a pleisztocén kezdetén az Ős-Duna építette hatalmas hordalékkúpját, majd futásirányának megváltozásával fokozatosan dél felé vándorolt és körülbelül 30 ezer évvel ezelőtt felvette észak-déli irányát. Eközben lecsúszott hordalékkúpjáról és sorra elhagyta mellékágait (Bulla 1951, Pécsi 1959, Borsy 1987, Mezősi 2011). Ezekbe az elhagyott medrekbe egy idő múlva már áradáskor sem juttatott vizet. Szárazulattá válva ezek a területek kedvező feltételeket teremtettek a szélrózsió kialakulásának, így a Duna-Tisza közén a fluviális felszínformálást követően a pleisztocén száraz, hideg klímáján az eolikus folyamatok váltak dominánssá a felszín alakításában. Ennek eredményeképpen a pleisztocén végére, holocén elejére kialakult egy változatos felszínű táj, amelyen folyóvízi üledék, futóhomok és homokos lösz, illetve lösz alkotta a felszín közeli rétegeket. A kialakult buckás területekkel és buckaközi laposokkal tarkított táj mélyebben fekvő, vizenyősebb, lapos területein tavi, mocsári állapotok alakultak ki, mésziszapos és tőzeges, kotus üledékek keletkeztek. Az egyre melegebbé és nedvesebbé váló klimatikus feltételek mellett (Járainé Komlódi 1966, 1969, 2000a, Gábris 2000) a futóhomok megkötődött, hosszú időn keresztül talajképződés zajlott és a klimatikus változásokkal összefüggésben erdőssztyepp vegetáció alakult ki (Járainé Komlódi M. 1989, 2000b, Sümegi 2001, Jakab et al. 2004a,b, Knippl és Sümegi, 2011, 2012, 2015). A holocén későbbi időszakában a Duna-Tisza köze területén számtalanszor újra és újra aktívvá váltak a korábban megkötött futóhomok felszínek, az egykori löszön, futóhomokon és folyóvízi üledékeken kialakult talajok felett az eolikus felszínformálás bizonyítékeként futóhomok rétegeket találunk.

Az általam vizsgált 4 mintaterület Csengele, Apostag, Soltvadkert és Kiskunhalas környezetében egy-egy a Duna-Tisza közére jellemző homokbuckákkal és lapos területekkel tarkított táj, ahol a történelmi időkben bekövetkezett homokmozgások feltárása segíthet a lokális eredményeken túl egy általánosabb kép kialakításában, a történelmi időkben fellépő antropogén hatás mértékének meghatározásában. Eredményeim alapján, mind a négy mintaterületen jelentősen átalakultak a pleisztocén végére kialakult felszínek és többször is mozgásba lendült a korábban megkötött homok (70. ábra). A homokmozgások az utolsó 1500 évben voltak és döntően négy jól körülhatárolható időszakhoz és népcsoporthoz kapcsolódnak (70. ábra):

1. Kr. e. 1500 és 900 (bronzkor, középső és késő bronzkori kultúrák)
2. Kr. u. 3-4. század (római kor, szarmaták)
3. Kr. u. 6-9. század (népvándorláskor, avarok)
4. Kr. u. 13-14. század (középkor, kunok)



70. ábra: Futóhomok-mozgások a vizsgált területeken (a szerző szerkesztette)

6.1. Bronzkor (Kr. u. 2700/2500-900/800)

A csengelei és kiskunhalasi mintaterületen középső és késő bronzkor idejére datálható eolikus tevékenységet határoztunk meg (70. ábra). A bronzkor a Duna-Tisza közti hátság területének története szempontjából egy jelentős időszak. Az őskorból ugyanis ez az egyetlen, amely kiemelkedik leletanyag gazdagságát tekintve. A bronzkor 1500-2000 évig tartó időszaka alatt a Kárpát-medence folyamatos változások színtere volt, számos népcsoport telepedett le hosszabb-rövidebb ideig. A magyarországi bronzkor népeinek települési formájában három típus különíthető el: a pásztorkodó népcsoportok átmeneti telephelyei; az állattartó-földművelő közösségek rövid ideig használt telepei; és a földművelést űző népek állandó lakhelyei (Kovács 1977). A kora és középső bronzkor idején, az ország területén húzódott két eltérő életformájú és kultúrájú világ határa. Míg a Dunántúl nagy része és Észak-Magyarország a közép-és nyugat-európai kultúrkörök vonzáskörébe tartozott, addig a Mezőföldön és az Alföldön, az intenzív földművelésen alapuló, paraszti életformának leginkább megfelelő környezetben az előázsi, illetve délkelet-európai gazdálkodási mód terjedt el (Poroszlai 2003a). A bronzkori Európa egyik legfejlettebb régiója a Kárpát-medence volt és több, rendkívül fejlett gazdálkodású közösség is megtelepedett ezen a területen (Sümei 2013). A bronzkor első időszakát állandó változások kísérték, melyeknek egyik formáló ereje az új metallurgiai ismeretek széleskörű elterjedése volt. Az életmód meghatározó tényezője a gyakoribb helyváltoztatással járó állattartás lehetett, ami mellett kiegészítésként foglalkoztak földműveléssel is (Kulcsár 2003). A középső bronzkorban itt élő kultúrák mozgékony csoportjai minden irányban terjeszkedésbe kezdtek, a Duna-Tisza köze homokkal borított vidékén is megjelentek. Ezután egy nyugodt, virágzó időszak következett a késő bronzkorban, melynek kultúrái még jelentősebben kiterjesztették az emberi megtelepedés határait. Eljutottak addig lakatlan vagy gyéren lakott

területekre is. A középső bronzkor folyamán még csak szűk területre korlátozódott tell-kultúra a bronzkor végére elterjedt, kiteljesedett és hosszú évszázadokon át tartó békés élet indult meg intenzív földműveléssel, állattartással, de ahol a földrajzi környezet állandó, hosszú élettartamú tell-telepek kialakulásának nem kedvezett, mint például a Duna-Tisza közén, ott kisebb, tanyaszerű lakóhelyek voltak jellemzőek. Gabonát, zöldség- és főzelékféléket, gyümölcsöt, takarmányt termeltek és gyűjtöttek, állatokat tartottak (Poroszlai 2003b). Védekezési módszerük, az erődített települések megépítése minden korábbi emberi hatást meghaladó környezet átalakítást indított el, mert az erődített települések környezetében az erdőket teljes mértékben kiirtották. Ugyanakkor további erőteljes környezeti rombolást, talajerózió-növekedést okozott a szekér elterjedése és a hozzá kapcsolódó úthálózat kiépülése is. A bronzkori kultúrák tehát állattartó-földművelő életmódjukkal, az építkezésekkel, útépitésekkel, településhálózat kialakításával minden korábbi mértéket meghaladó léptékben alakították át környezetüket (Sümei 2013).

A pollenanalitikai elemzések azt mutatják, hogy a bronzkorban a Duna-Tisza közén a sztyeppek kiterjedése mintegy 75-80%-ra emelkedett, és a holocén korábbi fázisában kifejlődött tölgyhárs erdőkkel jellemezhető erdőssztyepp helyét kaszálók, legelők és gabonaföldek vették át. Bár a klíma csapadékosabbá vált, de az erős antropogén hatás, az intenzívebb termelő tevékenység megakadályozta a zárt erdők kialakulását. Hűvösebb, csapadékosabb klímán, az ártereken gyertyános bükkösök, gyertyános tölgyesek, a hátság területén ligeterdőkkel tarkított antropogén sztyeppék alakultak ki legelőkkel, gabonaföldekkel (Demény et al. 2018, Járainé Komlódi 2000b, Knippl 2014, Knippl és Sümei 2011, 2012). Ezek alapján a klimatikus feltételek bolygatatlan körülmények mellett a homok stabilizálásának kedveztek ebben az időben. A Csengele-Fecskés területén végzett archaeozoológiai vizsgálatok is alátámasztják a vegetáció jellegét, valamint az emberi közösségek életmódját. A megvizsgált csontok jelentős hányadát ugyanis nagy- és kistermetű házasított kérődzők képezték erdőben élő vadakkal együtt, azaz a területen élő bronzkori közösségek állattartó gazdálkodást folytattak, a vadászat nem volt létfenntartó jelentőségű, bár a megtalált vad csontok erdő jelenlétére és vadászatra utalnak, aránya azonban nem olyan jelentős, mint a kérődző háziállatoké (MFM RA: 4186-2003/1780). A csengelei mintaterületen Kr. e. 1500 körüli homokmozgást datáltunk, amely homokrétegen azután tavi üledékképződés zajlott a csapadékosabb, hűvösebb klímának megfelelően, Planorbis csigák jelenléte mellett. A kiskunhalasi mintaterületen az eltemetett talaj felső részén állati taposás nyomait találtuk, a vizenyős, sáros felszínen végig haladó állatok talajba süppedő patái speciális nyomot hagynak, amit a talajra boruló futóhomokrétegek megőriztek számunkra, üzenetet hagyva ezzel a jövőnek. A legidősebb futóhomok rétegek kora itt a Kr. e. 900 körülre

datálható, ami a bronzkor végének felel meg. Mivel a bronzkor és az azt követő vaskor klimatikus és növényzeti feltételei is hasonlóak voltak (Demény et al. 2018, Járainé Komlódi 2000b, Knípl és Sümegi 2011, 2012), ezért a középső bronzkorban és a bronzkor végén sem alakulhatott ki klimatikus hatásra futóhomok mozgás, tehát az egyre erősödő emberi tevékenység áll a környezetváltozás hátterében. A legelő állatok taposása, esetleg túllegeltetés, vagy nem megfelelő agrotechnika hatására kialakuló csupasz felszíneken a szél könnyen kifejtette eróziós tevékenységét, aminek következtében homoktömegek lendülnek mozgásba.

6.2. Római kor (Kr. u. 0-400) – szarmaták

A második homokmozgási periódus a Kr. u. 3-4. században volt, amely három mintaterületen jelent meg, Csengele, Apostag és Kiskunhalas területén (70. ábra). Ez az időszak a római kor idejére esik. A római hódítások végleg lezárták a vaskori kelták legragyogóbb korszakát, az ókori kelta nép felszívódott, beleolvadt más népekbe (Szabó M. 1971). A Dunántúl fokozatos megszállás eredményeképpen a Földközi-tenger övezetére kiterjedő hatalmas Római Birodalom része lett – annak Pannonia nevet viselő provinciájához tartozott – amely az ókor valamennyi kiemelkedő eredményét, kultúráját magas fokon egybefoglalta, és jól szervezett állam keretében gyökeresen más feltételeket teremtett az itt élők számára, mint a korábbi és későbbi korokban (Fitz 2003). A Dunától keletre fekvő területekre a római hódítás már nem terjedt ki. Pannónia határa a Duna vonala volt, melyet katonailag is megerősítettek, csupán kereskedelmi utak nyúltak a keleti területek belsejébe, ahol különféle barbár népek éltek. A dákok a Kr. e. 1. század közepén az Alföld nagy részét elfoglalták a keltáktól, majd a Kr. u. 1. század első évtizedeiben keletről, az Al-Duna vidékéről az iráni eredetű nomád szarmata jazigok vándoroltak a Kárpát-medencébe és fokozatosan mind nagyobb területre terjesztették ki fennhatóságukat. A Kr. u. 1. század végén a legjelentősebb barbár népek a kvádok, vandálok, dákok és szarmaták voltak. Ekkor alakult ki az a vandál-szarmata határ, amely egészen a 4. század utolsó harmadáig fennállt. Ennek nyomát őrzi a késő római időkben megépülő Csörsz-, Római- vagy Ördög-árok néven ismert sáncrendszer. (Vaday 2003). Minden itt élő népcsoport közül a legjelentősebb és legtöbb emlékanyaggal rendelkező nép a szarmata volt. Településeik és életük nyomai minden mintaterületen kiemelkedően nagy számban fordulnak elő. Az eddigi ismeretek alapján valószínűsíthető, hogy sem a szarmaták előtt sem utánuk, egészen az Árpád-korig soha nem volt olyan sűrűn lakott a Duna-Tisza köze, mint ebben az időben. A 400-500 éven keresztül tartó folyamatos szarmata megtelepedés az Árpád-kori és újkori emberi jelenlét mellett a legintenzívebb időszakot és talán a legmagasabb populációt mutatja (Sóskuti 2019,

Vaday 2003, Wicker 2000). A régészeti topográfiai terepbejárások során még a mai településhálózatnál is sűrűbb megtelepedést figyeltek meg. Elsősorban a természetes vizek partján, a lapos területekből kiemelkedő dombokon telepedtek le. Településeiket árokrendszerekkel vették körül. Általában a magasabban fekvő részeken épültek a félig földbe mélyített, tartócölöpös, tapasztottfalú vagy vályogtéglából épített házak. Az ipari műhelyeket a falu szélén építették, a kutakat, ciszternákat pedig a vízjárások közelében vagy a házak között létesítették. A házakat tároló vermekkel vették körül, amelyek jóval nagyobb számban jellemzőek a mezőgazdasági profilú telepeknél. Kezdetben csak időszakos szállásaik lehettek, mely a félnomád életmód következménye volt és csak a 2. században változott meg életformájuk. Megőrizték ugyan nagyállattartó jellegüket, de életükben a földművelés is jelentős szerepet töltött be (Vaday 2003).

A környezettörténeti elemzések azt bizonyítják, hogy a bronzkorban elindított, majd a vaskorban fokozódó természetátalakító munka olyan szintet ért el a római korban, hogy a megzavart ökológiai rendszerek már nem tudtak regenerálódni többé, visszafordíthatatlan környezetátalakítások kezdődtek meg. Az intenzívebb földművelés, a fejlettebb eszközök használata következtében ugrásszerűen megnőtt a talajerózió, tovább növekedett az erdőirtás mértéke. A római kor során az emberi közösségek már átlépték az egyes környezeti egységek határát, feloldották ezeket és megváltoztatták a környezeti mozaikosságot hordozó tényezőket, a növényzeti és talajtani viszonyokat (Sümei 2013). A Duna-Tisza köze területén a római kor elején hűvösebb és csapadékosabb klimatikus szakasz különíthető el (Kordos 1977, Knipl és Sümei 2011, 2012, Kustár és Sümei 2012, Sümei et al. 2009). Malakológiai vizsgálatok eredménye alapján ligeterdőkkel tarkított, de erőteljes erdőirtás nyomait magán viselő nyílt vegetációjú településekkel, szántókkal, legelőkkel szabdalts tájak rekonstruálhatók (Kustár és Sümei 2012). A nedvesebb klimatikus szakaszt az is bizonyítja, hogy a Kr. u. 2-3. századra datálható szarmata kutak nagyobb tengerszint feletti magasságban helyezkedtek el, ami arra utal, hogy ebben az időben a talajvíz is magasabban helyezkedett el (Kustár és Sümei 2012). A pollenanalitikai vizsgálatok is alátámasztják a hűvösebb, nedvesebb klimatikus időszak meglétét (Járainé Komlódi 2000b, Knipl és Sümei 2011, 2012, Sümei et al. 2009b). Folyamatosan emelkedett a tölgy aránya a fás vegetációban, az ártereken gyertyános-tölgyesek és gyertyános-bükkösök voltak jellemzőek. A medrek mentén elhelyezkedő erdős területek között erősen taposott, bolygatott, legeltetett rétek helyezkedtek el. A Duna-Tisza közti hátság területén tölgyerdőkkel tarkított erdőssztyepp, valamint jelentős kiterjedésű legelők, kaszálók és gabonaföldek terültek el. A sztyeppék kiterjedése 75-80% volt. A sztyepppterületek növényzetében fokozatos változás mutatható ki. Csökkent a fűfélék aránya, amivel

párhuzamosan nőtt például az üröm, valamint a taposásra, bolygatásra utaló növények, mint például a lándzsás útifű, a vadkender és a vadkomló is jelentős mennyiségben voltak jelen ebben az időben (Knipl és Sümegi, 2011, 2012, Knipl 2014). A római kor későbbi időszakában egy melegebb és szárazabb klimatikus szakasz volt jellemző, amit a Duna-Tisza közén végzett növénymaradvány vizsgálatok eredményei (Persaits et al. 2008, Persaits 2010), valamint malakológiai adatok (Kustár és Sümegi 2012) is alátámasztanak. Erre a szárazabb periódusra utal a szarmata települések és az általuk kialakított kutak megjelenése is a mélyebben fekvő, korábban sokszor vízzel borított területeken (Knipl és Sümegi 2014). Erre az időszakra (3-4. század) esnek a mintaterületeken datált futóhomok-mozgások, amelyek a szarmaták itt tartózkodásának virágkorát jelentette a Duna-Tisza közén. A nagy népességű, sűrű településhálózattal jellemezhető szarmaták mezőgazdasági tevékenysége, a nagyszámú állatállomány nyomán könnyen kialakulhattak olyan csupasz homokos felszínek, amelyeken a növényzet nehezebben tudott regenerálódni a száraz klimatikus feltételek miatt, így nagyobb homoktömegek lendültek mozgásba.

6.3. Népvándorlás kor (Kr. u. 400-896) – avarok

A harmadik eolikus aktivitással jellemezhető időszak a Kr. u. 6-9. században jelentkezett, amikor mind a négy vizsgált területen jellemző volt futóhomok-mozgás (70. ábra). Ez az időszak történetileg a népvándorlás kor nagy változásokkal járó időszakát jelenti, ami a Kárpát-medencében a római uralom megszűnésétől a magyarok letelepedéséig tartó időszakot jelöli. Ez idő alatt a terület mind kulturálisan, mind etnikailag számtalanszor átformálódott. Miután a hunok Kr. u. 375-ben átkeltek a Volgán és nyugatra kényszerítették az előttük menekülő népeket, a világtörténelem egyik legnagyobb népmozgásait indították el. Központi elhelyezkedése következtében pedig a Kárpát-medence fontos területté vált, ahol a jelentősebb barbár népek mind megfordultak (Vida 2003). A Római Birodalom bukását követően, a népvándorlás során a termelés egész Európában, de különösen a népvándorlás fő tengelyét alkotó Kárpát-medencében igen jelentős mértékben visszaesett, mert a termelési és technikai tudást hordozó közösségek és a tudás átadásának, fennmaradásának rómaiak által kiépített rendszere folyamatosan pusztult, a népesség és településszám csökkent (Sümegi 2013), a Duna-Tisza köze területe a szarmaták virágkorához képest szinte teljesen elnéptelenedett. Ebből kifolyólag jelentősen kevesebb leletanyaggal jellemezhető ez az időszak, amiből az avarok itt élésének emlékei emelkednek csak ki. Az ázsiai eredetű avarok Kr. u. 568-ban történt megjelenésével egy új periódus kezdődött a Kárpát-medencében. A letelepedő avarokhoz kelet-

európai néptörödékek is csatlakoztak és Baján kagán vezetésével egy államban egyesítették a Dunántúlt, az Alföld és Erdély területét, amelyen belül a Duna-Tisza köze kiemelt szerepet játszott, hiszen feltételezhetően ez volt az avar birodalom központja, itt volt az uralkodók székhelye, melyet a megtalált fejedelmi sírok bizonyítanak (Vida 2003, Wicker 2000, 2019). Településeikre jellemző volt, hogy a terepviszonyokhoz alkalmazkodva laza, szabálytalan elrendezésben, árkokkal körülhatárolva építették fel félig földbe mélyített házaikat. A beköltöző nomádok nagyállattartása felől az idők haladtával egyre inkább a letelepedett földművelés felé tolódott a gazdálkodásuk súlypontja, állandóan letelepült paraszti gazdálkodó életmódjukat bizonyítják az előkerült mezőgazdasági eszközök, konyhai tárolók, valamint a juh- és sertécsontok nagy száma (Vida 2003, Szentpétery 2019, Szőke 2003). A 8. századtól kezdve elszegényedő és belháborúkkal is sújtott Avarországot Nagy Károly a 8. század végén meghódította. A frank hódítások következtében a Kárpát-medence közel három évszázados politikai egysége egy időre megszűnt, a 830-as évek után írásos források sem tudósítanak erről a vidékről és az itt élő népekről. Az azonban feltételezhető, hogy az avarság maradéka megélte a magyar honfoglalást (Wicker 2019).

Egyes hipotézisek szerint a népvándorlás korában, a 4. század végétől a 9. századig száraz klimatikus viszonyok uralkodtak (Rácz 2001, 2008, 2020, Vadas és Rácz 2010, Vadas és Rácz 2013, Preiser-Kapeller 2018), és ez a szárazság vezethetett az Avar Birodalom bukásához is (Györffy és Zólyomi 1994, Rácz 2008). A Kárpát-medencére vonatkozó környezettörténeti kutatások adatai azonban nem támasztják alá ezt a jelentős mértékű szárazodást, ami a birodalom bukásának kiváltó oka lehetett volna (Jakab et al. 2009, Preiser-Kapeller 2018, Sümegi 2013, Sümegi et al. 2009a, 2016). Pollenanalitikai elemzések mutatnak szárazodást a népvándorlás korában lokálisan a Kárpát-medence egyes területein (Jakab et al. 2009, 2010, Sümegi et al. 2009a), de a vizsgálatok eredményei alapján az éves csapadék mennyisége 550 mm feletti volt, sőt egyes helyeken az eredmények csapadékosabb időszakra utalnak (Jakab és Sümegi 2005, Sümegi et al. 2009b, 2014). Ugyanakkor ezzel párhuzamosan az elemzések azt mutatják, hogy nagyon jelentős volt a legeltetésen alapuló nagyállattartás (Sümegi et al. 2009a, Sümegi et al. 2014), valamint arra is utalnak az eredmények, hogy a Duna-Tisza közti hátság erdőssztyepp területén a fűfélék erőteljes csökkenésével egy időben az emberi bolygatásra utaló üröm és a libatopfélék mennyisége jelentősen nőtt. Az antropogén hatást bizonyítja a búza, a rozs mellett a gyomok és a lándzsás útifű terjedése is (Knipl és Sümegi, 2011, 2012, 2015, Knipl 2014), amelyek szerint művelt területek, szántóföldek, legelők, kaszálók és utak jellemezték az akkori tájat (Knipl és Sümegi, 2011, 2012, 2015, Knipl 2014).

A Duna-Tisza közén a népvándorláskorra tehető futóhomok-mozgások kialakulásában a klimatikus tényezők szerepét lokális adatok hiányában nem lehet megítélni. Ugyanakkor a nagyszámú avar népesség jelenléte és tevékenysége ebben az időszakban nagyobb hatást jelentett a környezetre nézve. A gabonatermesztéshez kiterjedt szántóföldekre, a nagyszámú állatállománynak jelentős legelőterületekre volt szüksége, az érzékeny homokos felszíneken pedig a legelés és szántóföldi művelés hatására könnyen kialakulhattak növényzetétől megfosztott felszínek, amelyeken a szélerózió gyorsan kifejthette hatását nedvesebb és szárazabb klimatikus feltételek mellett egyaránt.

6.4. Középkor (Kr. u. 972-1526) – kunok

A középkor időszakából a négy mintaterületen végzett vizsgálatok eredményei alapján a Kr. u. 13-14. század emelkedik ki, ekkorra tehető az utolsó olyan homokmozgási időszak, ami három mintaterületen is megjelent, Csengele, Apostag és Kiskunhalas estében (70. ábra).

A népvándorlás kor mozgalmas időszaka a honfoglaló magyarság letelepedésével véget ért. A Kárpát-medencébe érkező magyarság félnomád állattartó nép volt, a földművelés fokozatosan hódított teret körükben. A letelepedéssel az állattartás jellege is megváltozott, olyan állatok tartása is lehetségessé vált, melyek alkalmatlanok voltak a vándorlásra. A téli szállások a 11. századtól fokozatosan állandó településekké váltak, a népesség száma növekedett (Dienes 1972). A középkor folyamán a magyarság mellett számos nép jelent meg és telepedett le, közöttük a besenyők, jászok, kunok, akik a befogadó magyarsággal való évszázados együttélés során asszimilálódtak, ugyanakkor jelentős hatással voltak a magyarokra, szokásaik, kultúrájuk nem tűnt el nyomtalanul, sok idegen elem meghonosodott (Hatházi és Szende 2003). Az 1241-1242 során lezajlott mongol támadás igen jelentős károkat okozott, a települések nagy része elnéptelenedett, az itt élő lakosság elpusztult vagy elmenekült. Ezután jelentős változások a 13. század második felében, a kunok betelepülésével következtek be, akik 1246-ban megkapták a Duna–Tisza közének elnéptelenedett homokvidékét és hosszú időre meghatározói voltak a vidék életének (Gallina és Varga 2009, Hatházi 2000, Horváth 2001, 2005, Kustár 2019, Polgár 1993, Somogyvári 2000, Sóskuti 2018, Sümegi 2001, Székely 2000, Wicker 2000, 2019). Beköltözésük után kezdetben még nomád táborokban éltek és csak a 13. század végén alakultak ki állandó településeik, melyek a 14. század közepétől már szinte tökéletesen hasonlítottak a környező magyar falvakhoz, ahogyan lakóik is. Szállásaikat elsősorban korábbi települések helyén, templomromok közelében hozták létre, településhálózatuk egymástól 6-10 km távolságra létesült, falvaknak tekinthető településekből állt (Biró et al. 2015). A magyarsággal

egyenrangú földművelést, kertkultúrát, halászatot, méhészetet folytattak. Az állattartás letelepedett jellegét tükrözi az előkerült csont- és tojásanyag. A beltelkeken a telelést nyitott karámok, félig fedett marhaállások, ólok szolgálták, jelezve, mennyire jelentős volt életükben az állattartás és annak félig-meddig külterjes formája (Hatházi és Szende 2003). Tevékenységük meghatározó szerepet játszott a táj fejlődésében, korai letelepedésük ellenére továbbra is folytatták nagyállattartó gazdálkodásukat és a tájhasználatban a legeltető nagyállattartás mind meghatározóbbá vált, a Kr. u. 14. század elejétől ugyanis egyre nagyobb szerepet kapott a nyugat-európai piacra termelő marhatartás, aminek következtében a tájat széles marhahajtó utak szeltek át minden irányban, amelyeken évente több tízezer állatot hajtottak (Bíró et al. 2015).

A környezettörténeti kutatások eredményei azt mutatják, hogy a Duna-Tisza köze folyókhoz közelebbi területein kevert tölgyesek és gyertyános-tölgyesek terjedtek el, de ezzel párhuzamosan erőteljes emberi hatás, és kiterjedt gyomokkal valamint kultúrnövényekkel kevert erdőssztyepp rekonstruálható (Knipl és Sümegi 2011, 2012), a tájtörténeti kutatások pedig azt mutatják, hogy a Duna-Tisza köze folyóktól távolabbi belső területei nem bővelkedtek erdőkben (Bíró et al. 2015, Tóber 2012, Tóber és Kiss 2014). A középkorra vonatkozóan hosszabb, szárazabb időszakok mutathatók ki a Kárpát-medence területén és a Kárpátokban történt kutatások segítségével (Kiss 2019), amelyből a magyarországi környezettörténeti elemzések eredményei alapján kirajzolódik egy erőteljesen száraz időszak a Kr. u. 13-14. században (Jakab és Sümegi 2007, 2010, Náfrádi et al. 2014, Sümegi et al. 2009a, 2016), amit ezen kívül cseppkőmintákon végzett stabil izotóp vizsgálatok is alátámasztanak (Siklósy et al. 2009). Középkori szárazságok és aszályok előfordulását vizsgáló klímátörténeti kutatások is bizonyítékkul szolgálnak, melyek szerint jelentős szárazság rekonstruálható a Kr. u. 14. század közepén a Kárpát-medencében (Kiss 2009, 2017, 2020, Kiss és Nikolić 2015).

A mintaterületeken meghatározott futóhomok-mozgások idejében tehát egy fákkal ritkásan borított, kiterjedt legelőterületekkel tarkított táj képe rajzolódik elénk a Duna-Tisza köze területén, ahol az itt élő lakosság nagyszámú marhaállománya uralta a vidéket. A szárazsággal súlytott időszakokban ez a tájhasználat túlzott nyomást jelenthetett a homokos területek sérülékeny egyensúlyára, és a könnyen kiszáradó, alacsony nedvességmegtartó képességgel rendelkező homokon a növényzet erőteljes degradációját és regenerálódási képességének csökkenését idézte elő, ami több területen a futóhomok-mozgások beindulását eredményezte.

7. Összefoglalás

Az emberiség a történelem folyamán mindig szoros kapcsolatban élt az őt körülvevő természeti környezettel és szokásainak, tudásának, technikai ismereteinek megfelelően használta a környezetében fellelhető erőforrásokat és alakította át életterét igényeinek kielégítése érdekében, hatást gyakorolva ezzel a természeti környezet elemeire. A természeti környezet elemei, például a klimatikus, növényzeti, talajadottságok, stb., pedig jelentős hatással voltak az egyes területeken élő népek életmódjára és fejlődési lehetőségére. Változásuk állandó alkalmazkodási kényszert jelentett az egyes népcsoportok számára, így szoros együttélés, kölcsönös egymásra hatás jellemezte mindig a természetet és a benne élő embert, aki igyekszik a számára legoptimálisabban kihasználni a környezet adta lehetőségeket és igényei szerint formálni azt.

A geoarchaeológiai kutatások az ember és környezete múltbeli kapcsolatát tárják elénk, ezáltal egy dinamikusan változó kapcsolatrendszer múltbeli jellemzőit ismerhetjük meg, ami segít megérteni a jelenben zajló változásokat és folyamatokat lehetőséget adva arra, hogy felmérjük a környezeti rendszerek válaszreakcióit a jövőbeli változásokkal szemben. A különböző népcsoportok és a természeti környezet évszázados, évezredes kapcsolata tükröződik az üledékrétegekben és az emberi megtelepedést és életmódot megőrző régészeti lelőhelyek anyagában. Geoarchaeológiai vizsgálatok esetében ezért az üledékek kiemelkedő jelentőségük az egykori környezet rekonstruálása szempontjából. A szemcseösszetételi elemzések alapján az üledékfáciesek, az egykori üledékképző környezetek jól elkülöníthetők egymástól, a rétegek szervesanyag- és mésztartalma pedig megmutatja azokat az időszakokat, amikor talajképződés volt jellemző és az adatok alapján feltárul előttünk a táj változása. A kormeghatározással pedig nem csak azt tudhatjuk meg, hogy mi, hanem azt is, hogy mikor történt. Az üledékrétegekbe zárt eltemetődött emberi maradványok, eszközök pedig, az ember egykori életének és környezetátalakító tevékenységének nyomait tárják fel. Így a földtudományi vizsgálatok eredményeit kiegészítve a régészeti kutatási eredményekkel, lehetőséget ad arra, hogy egy-egy terület komplex vizsgálatát végezzük el.

Az általam vizsgált 4 mintaterületen összesen 47 szelvényt létesítettünk és írtunk le, melyekből 230 mintán laborvizsgálatokat végeztünk, ezen kívül 20 minta OSL, valamint egy minta ¹⁴C-es kormeghatározása történt meg. A mintaterületek tágabb környezetében pedig a régészeti lelőhelyek központi közhiteles hatósági nyilvántartására, valamint múzeumi adattári anyagokra támaszkodva több, mint 500 lelőhely áttanulmányozására, feldolgozására került sor. A dolgozat az eredmények felhasználásával - a klimatikus változások esetleges szerepének

figyelembevételével - vizsgálta az emberi tevékenység környezetre gyakorolt hatását a Duna-Tisza köze futóhomokkal borított területein, Apostag, Soltvadkert, Kiskunhalas és Csengele, környezetében egy-egy a Duna-Tisza közére jellemző homokbuckákkal és lapos területekkel tarkított tájon.

Az eredmények alapján **4 időszak rajzolódik ki**, amikor jelentős változások történtek és futóhomokmozgások következtében átalakult az egykori táj, **Kr. e. 1500 és 900 (bronzkor), Kr. u. 3-4. század (római kor), Kr. u. 6-9. század (népvándorláskor), és Kr. u. 13-14. század (középkor)** folyamán. Habár korábbi kutatások alapján a holocén boreális fázisára jellemző száraz és meleg klimatikus időszakban voltak futóhomokmozgások hazánk területén (Borsy 1977a, 1990, Borsy et al. 1991, Gábris et al. 2000, 2011, 2012, Gábris 2003, Újházy et al. 2003; Félegyházi és Lóki 2006, Lóki 1981, Kiss et al. 2006), a Duna-Tisza közén eddig erre nem találtunk koradatokkal alátámasztható bizonyítékot, az üledékrétegekben található pleisztocén korú rétegeken kialakult vastag paleotalajok arra utalnak, hogy egészen a bronzkorig talajképződés zajlott, amit más szakirodalmi adatok is alátámasztanak (Benyhe et al. 2012, Benyhe 2013, Nyári és Kiss 2005, Lóki és Schweitzer 2001). Eredményeim alapján az első homokmozgások a bronzkorban voltak. A **bronzkor** klimatikus és növényzeti adottságai alapján természetes okok következtében nem történhettek futóhomok-mozgások, azonban az intenzív emberi jelenlét és tevékenység a homokmozgások kialakulásában az antropogén hatást bizonyítja. A **római kor** későbbi szakaszában a Duna-Tisza közén kialakult meleg és száraz klimatikus feltételek, valamint a jelentős emberi hatás együttesen okozta az eolikus tevékenység megjelenését a vizsgált területeken. A **népvándorláskorra** tehető futóhomok-mozgások kialakulásában a klimatikus tényezők szerepét lokális adatok hiányában nem lehet egyértelműen megítélni, a Kárpát-medencében erre a korra tehető adatok pedig nem mutatnak összefüggést a homokmozgások és a szárazabb időszakok megléte között. Az erőteljes emberi tevékenységre ezzel szemben számtalan bizonyítékot szolgáltatnak mind a természettudományi mind a régészeti kutatási eredmények, ami az antropogén hatást támasztja alá a futóhomokmozgások kialakulásában.

A **középkori** homokmozgási periódus klimatikus okainak feltárásában az egyre részletesebb klímátörténeti, tájtörténeti vizsgálati eredmények és a környezettörténeti kutatási eredmények egyaránt jó támpontot nyújtanak. Ezek szerint a Duna-Tisza köze területén a középkor eolikus aktivitással jellemezhető időszakában egy erőteljesen száraz klimatikus periódus volt jellemző, ami azzal párosult, hogy a tájhasználatban a legeltető nagyállattartás mind meghatározóbbá vált, így a klimatikus és antropogén tényezők együttesen okozták a futóhomok megindulását.

A futóhomokmozgásokkal jellemezhető időszakokban tehát a klimatikus feltételek változók voltak, mozgott a homok nedvesebb és szárazabb periódusokban egyaránt. A csapadékosabb klimatikus szakaszokban történt homokmozgások az emberi tevékenység futóhomokmozgásokban betöltött kiemelkedő szerepét támasztják alá. De bizonyíthatóan voltak szárazabb klimatikus szakaszok is, amikor a klimatikus és antropogén tényezők szerepének megítélése nem egyértelmű. Vajon a kevesebb csapadék, a szárazabb klíma emberi jelenlét hiányában is elegendő lett volna a futóhomokmozgások megindulásához? Erre a kérdésre a választ környezettörténeti kutatások eredményeiben, valamint a futóhomokmozgások törvényszerűségeiben és kialakulásuk feltételeiben kell keresnünk.

Mind növényzettel stabilizált, mind szabadon mozgó homokterületek is előfordulnak száraz sivatagi és csapadékosabb kontinentális vidékeken egyaránt. Jelenleg szabadon mozgó homokterületeket kontinentális éghajlaton 100-1500 mm/ év csapadékmennyiséggel rendelkező területeken találunk (Vimpere et al. 2021). De a kevés csapadék sem jelent feltétlenül szabadon mozgó homokfelszíneket, számos példát láttunk arra, hogy szárazabb klimatikus feltételek mellett is stabil, növényzettel borított homokos területek jellemzőek (Bolles et al. 2017, Forman et al. 2005, 2008, Lambert et al. 2020, Levin és Ben-Dor 2004, Li et al. 2005, Li 2006, Li és Sun 2006, Muhs és Wolfe 1999, Olson 2002, Pease 2020, Shi et al. 2004, Sun et al. 2006, Tsoar és Goodfriend 1994, Zheng et al. 2006, Zhou et al. 2008, Wu és Ci 2002). Ennek oka, hogy nem a csapadékmennyiség a kritikus tényező a homokmozgások megindulásában, hanem a szél erő és a növényvel borítottság (Tsoar 2005). Azok a területek, ahol a növényzet megkötötte a korábban mozgó homokot és talajképződés jellemző, tehát például a Duna-Tisza köze területének ligeterdőkkel, kaszálókkel, legelőkkel, gabonaföldekkel tarkított kultúrsztyeppéi, messzemenően elegendő növénytakaróval rendelkeznek és rendelkeztek ahhoz, hogy védjék a felszínt szárazabb időszakokban is. Zárt növénytakaróval borított felszínen ugyanis olyan erejű szél képes csak eltüntetni a növényzetet, amelyek csak az Antarktiszon fújnak (Tsoar 2005). Összességében elmondható, hogy nem a klimatikus feltételek megváltozása, a szárazabb időszakok megléte, hanem sokkal inkább társadalmi-gazdasági okok, az antropogén tevékenység okozta növényzet pusztulás miatt létrejött csupasz felszínek kialakulása vezetett a Duna-Tisza közén a homokmozgások megindulásához, ami rávilágít az emberi hatás kiemelt jelentőségére. Ez ugyanis jól példázza mennyire intenzív és gyors az emberi tevékenység hatása a homokos területek ökoszisztémájára és sokkal jelentősebb, mint a rövidtávú természetes környezeti hatások.

A kutatások eredményei arra világítanak rá, hogy a jövőben a futóhomokmozgások elkerüléséhez, a talajfelszín védelméhez mindenképpen átgondolt megoldásokra van szükség

olyan törékeny ökoszisztémák esetében, mint a Duna-Tisza köze futóhomokkal borított területei. A földhasználat módja, a fenntartható mezőgazdasági művelés kiemelt fontosságú, hiszen a nem megfelelő területhasználat nagymértékben felgyorsíthatja az eolikus folyamatok kialakulását.

8. Felhasznált irodalom

- Attiya, A. A., Jones, B. G. 2022: An extensive dust storm impact on air quality on 22 November 2018 in Sydney, Australia, using satellite remote sensing and ground data. *Environ Monit Assess*, 194, 432, doi:10.1007/s10661-022-10080-1.
- Aragnou, E., Watt, S., Nguyen, D. H., Cheeseman, C., Riley, M., Leys, J., White, S., Salter, D., Azzi, M., Tzu-Chi Chang, L. 2021: Dust Transport from Inland Australia and Its Impact on Air Quality and Health on the Eastern Coast of Australia during the February 2019 Dust Storm. *Atmosphere* 2021, 12, 141. doi:10.3390/atmos12020141.
- Arbogast, A. F. 1996: Stratigraphic evidence for late-Holocene aeolian sand mobilization and soil formation in south-central Kansas, U.S.A. *Journal of Arid Environments*, 34, 403-414.
- Arbogast, A. F., Muhs, D. R. 2000: Geochemical and mineralogical evidence from eolian sediments for northwesterly mid-Holocene paleowinds, central Kansas, USA. *Quaternary International* 67, 107-118.
- Arbogast, A. F., Packman, S. C. 2004: Middle-Holocene mobilization of aeolian sand in western upper Michigan and the potential relationship with climate and fire. *The Holocene* 2004, 14, 464-471. doi: 10.1191/0959683604hl723rr.
- Bagnold, R. A. (1937): The size-grading of sand by wind. *Proc. R. Soc. London A Math. Phys. Sci.* 163, 9, 250-264.
- Balassa I. 1973: Az eke és a szántás története Magyarországon. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Baldauf, P. E., Burkhart, P. A., Hanson, P. E., Miles, M., Larsen, A. 2019: Chronology of dune development in the White River Badlands, northern Great Plains, USA. *Papers in Natural Resources*, 1042, 1-27.
- Bálint M. 1998: Az Árpád-kori településhálózat rekonstrukciója a Duna-Tisza köze déli részén. In: Blazovich I. szerk.: Tanulmányok Csongrád megye történetéből 26. Csongrád Megyei Levéltár, Szeged, 39-50.
- Bálint M. 2007: Az Árpád-kori településhálózat környezeti háttere a Dorozsma-Majsai homokhát területén. Adatok a kistáj egykori vízhálózatához. Doktori disszertáció.

- Barchyn, T. E., Hugenholtz, C. H. 2013: Dune field reactivation from blowouts: Sevier Desert, UT, USA. *Aeolian Research*, 75–84.
- Barth, H-J. 1999: Desertification in the Eastern Province of Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments* 43, 399–410. 0140-1963/99/120399.
- Benyhe B., Kiss T., Sipos Gy., Deák A., Knippl I. 2012: Emberi hatásra átalakuló felszín vizsgálata egy bugaci régészeti feltárás területén. In: Kreiter Attila, Pető Ákos, Tugya Beáta (szerk.) *Környezet-ember-kultúra: Az alkalmazott természettudományok és a régészet párbeszéde*. Magyar Nemzeti Múzeum Nemzeti Örökségvédelmi Központ 2010. október 6-8-án megrendezett konferenciájának tanulmánykötete, 47-56.
- Benyhe B. 2013: Antropogén hatásra kialakuló felszínformák és folyamatok vizsgálata eltérő geomorfológiai adottságú mintaterületeken. Doktori értekezés, 35-45.
- Beuselinck, L., Gover, G., Poesen, J., Degrae, G., Froyen, L. 1998. Grain-size analysis by laser diffraction: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* 32, 193-208.
- Biczó P. 1984: A keceli határ régészeti emlékei. In: Báth J. Kécel története és néprajza. Kécel, 19-61.
- Biró M., Iványosi Szabó A., Molnár Zs. 2015: A Duna-Tisza köze tájtörténete in Iványosi Szabó A. (szerk.) *A Kiskunsági Nemzeti Park negyven éve*. ISBN 9789638726599. 41-59.
- Bíróné Kiricsi A. 2021: A 2020. év időjárása. *Légkör* 66/1. 35-38.
- Blanka, V., Mezősi, G., Meyer, B. 2013: Projected changes in the drought hazard in Hungary due to climate change. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117, 2, 219-237.
- Blott, S.J., Pye, K. 2012: Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*. 59, 2071-2096. doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x.
- Bolles, K., Forman, S., Sweeney, M. 2017: Eolian processes and heterogeneous dust emissivity during the 1930s Dust Bowl Drought and implications for projected 21st-century megadroughts. *The Holocene*, 1–11. doi: 10.1177/0959683617702235.
- Borsy Z. 1972: A szélrózsa vizsgálata a magyarországi futóhomok területeken. *Földrajzi Közlemények* Vol 20, 156-159.
- Borsy Z. 1977a: A Duna-Tisza köze homokformái és a homokmozgás szakaszai. *Alföldi tanulmányok* 1, 43-53.
- Borsy Z. 1977b: A magyarországi futóhomok területek felszínfejlődése. *Földrajzi Közlemények* 27, 12-16.
- Borsy Z. 1980: A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei.

- Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis 8. 19-36.
- Borsy Z., Csongor É., Félegyházi E., Lóki J., Szabó I. 1981: A futóhomok mozgásának periódusai a radiocarbon-vizsgálatok tükrében Aranyosapáti határában. Szabolcs-Szatmári Szemle. Nyíregyháza, XVI. 2. 45-50.
- 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., Csongor, É., Lóki, J., Szabó, I. 1985: Recent results in the radiocarbon dating of wind-blown sand movements in the Tisza-Bodrog Interfluve. Acta Geografica Debrecina 22. 5-16.
- Borsy Z. 1987: Az Alföld hordalékkúpjainak fejlődéstörténete. Nyíregyházi Főiskola Füzetek 5-37.
- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Közlemények, 211-222.
- Borsy, Z. 1990. Evolution of the Alluvial Fans of the Great Hungarian Plain. In: Rachocki, A.H., Church, M. (Eds.), Alluvial Fans. John Wiley and Sons, Chichester, 229-245.
- Borsy, Z. 1991: Blown sand territories in Hungary. Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 90, 1-14. Berlin Stuttgart. 1-14.
- Bóna I. 1986: Javarezkori aranyeleleteinkről VMMK 18, 54-55.
- Bulla B. 1951: A Kiskunság kialakulása és felszínformái. Földr. Könyv-és Térképt. Vol. 5-12, 101-115.
- Buró, B., Sipos, Gy., Lóki, J., Andrási, B., Félegyházi, E., Négyesi, G., 2016. Assessing Late Pleistocene and Holocene phases of aeolian activity on the Nyírség alluvial fan, Hungary. Quaternary International 425, 183–195.
- Carter, V. A., Shinker, J. J., Preece, J. 2018: Drought and vegetation change in the central Rocky Mountains and western Great Plains: potential climatic mechanisms associated with megadrought conditions at 4200 cal yr BP. Climate of the Past, 14, 1195–1212. doi: 10.5194/cp-14-1195-2018.
- Chen, F., Chen, S., Zhang, X. 2020: Asian dust-storm activity dominated by Chinese dynasty changes since 2000 BP. Nature Communications 11, 992. doi: 10.1038/s41467-020-14765-4
- Cholnoky J. 1910: Az Alföld felszíne. Földr. Közl. Vol. 38. pp. 413-436.
- Clarke, M. L., Rendell, H. M. 1998: Climate change impacts on sand supply and the formation of desert sand dunes in the south-west U.S.A. Journal of Arid Environments 39, 517-531.
- Clarke, M. L., Rendell, H. M. 2003: Late Holocene dune accretion and episodes of persistent

- drought in the Great Plains of Northeastern Colorado. *Quaternary Science Reviews* 22, 1051-1058.
- Clarke, M. L., Rendell, H. M. 2011: Atlantic storminess and historical sand drift in Western Europe: implications for future management of coastal dunes. *J Coast Conserv* 15, 227-236. doi: 10.1007/s11852-010-0099-y.
- Cook, B.I., Miller, R.L., Seager R. 2009: Amplification of the North American "Dust Bowl" drought through human-induced land degradation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Vol. 106, No. 13, 4997-5001.
- Csorba P. 2021: Magyarország kistájai. Debrecen, 2021. ISBN: 978-963-89712-4-1. pp. 52-57.
- David, P. P. 1977: Sand dune occurrences of Canada: the theme and resource inventory study of eolian landforms of Canada. Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, Contract. No. 74-230.
- David, P. P. 1998: Eolian processes and landforms. In: *Geomorphic systems of the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies: Description and Response to Changing Climate*. Geological Survey of Canada Bulletin 521, 25-39.
- Dean, W. E., Ahlbrandt T. S., Anderson, R. Y., Bradburry J. P. 1996: Regional aridity in North America during the middle Holocene. *The Holocene* 6, 2, 145-155. doi: 10.1177/095968369600600202.
- Demény, A., Kern, Z., Czuppon, Gy., Németh, A., Schöll-Barna, G., Siklósy, Z., Leél-Őssy, Sz., Cook, G., Serlegi, G., Bajnóczi, B., Sümegi, P., Király, Á., Kiss, V., Kulcsár, G., Bondár, M. 2018: Middle Bronze Age humidity and temperature variations, and societal changes in East-Central Europe. *Quaternary International*, 504, 80-95. doi:10.1016/j.quaint.2017.11.023
- Dienes I. 1972: A honfoglaló magyarok. Corvina Kiadó, Bp. pp. 28-33.
- Di Stefano, C., Ferr, V., Mirabile, S. 2010. Comparison between grain size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Biosystems Engineering* 106, 205-215.
- Dövényi Z. 2010: Magyarország kistájainak katasztere. Második átdolgozott és bővített kiadás. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 39-43., 66-77.
- Duller, G. 2001: Analyst, version 3.04b. Institute of Geography and Earth Sciences, University of Wales, Aberystwyth.
- Erlandson, J. M., Rick, T. C., Peterson, C. 2005: A geoarchaeological chronology of Holocene dune building on San Miguel Island, California. *The Holocene* 15, 8, 1227-1235. doi: 10.1191/0959683605hl893rp

- Filion, L., Saint-Laurent, D., Despons, M., Serge Payette, S. 1991: The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada. *The Holocene* 1991, 1, 201-208. doi: 10.1177/095968369100100302.
- Ferro V., Mirabile S. 2009. Comparing particle size disturbance analysis by sedimentation and laser diffraction method. *Journal of Agricultural Engineering* 2, 35-43.
- Félegyházy, E., Lóki, J. 2006: Study on the formation of sand sheet in the Nyírség edge areas in: Kiss, A. et al. (eds): *Landscape, Environment and Society*. Szeged, 191-203.
- Forman, S.L., Goetz, A.F.H, Yuhas, R.H 1992: Large-scale stabilized dunes on the High Plains of Colorado: understanding the landscape response to Holocene climates with the aid of images from space. *Geology* 20, 145-148. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0145:lssdot>2.3.co;2.
- Forman, S.L., Oglesby, R., Markgraf, V., Stafford, T. 1995: Paleoclimatic significance of Late Quaternary Aeolian deposition on the Piedmont and High Plains, central United States. *Global and Planetary Change* 11, 35-55. doi: 10.1016/0921-8181(94)00015-6.
- Forman, S. L., Oglesby R., Webb R. S. 2001: Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. *Global and Planetary Change* 29 2001. 1-29.
- Forman, S. L., Pierson, J. 2003: Formation of linear and parabolic dunes on the eastern Snake River Plain, Idaho in the nineteenth century. *Geomorphology* 56, 189-200.
- Forman, S. L., Marin, L., Pierson, J., Gomez, J., Miller, G. H., Webb, R. S. 2005: Aeolian sand depositional records from western Nebraska: landscape response to droughts in the past 1500 years. *The Holocene* 2005, 15, 973. doi: 10.1191/0959683605hl871ra
- Forman, S. L., Spaeth, M., Marín, L., , Pierson, J. Gómez, J., Bunch, F., Valdez, A. 2006: Episodic Late Holocene dune movements on the sand-sheet area, Great Sand Dunes National Park and Preserve, San Luis Valley, Colorado, USA. *Quaternary Research* 66, 97-108.
- Forman, S. L., Marín, L., Gomez, J., Pierson, J. 2008: Late Quaternary eolian sand depositional record for southwestern Kansas: Landscape sensitivity to droughts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265, 107-120.
- Franyó F. 1961: A futóhomok és a lösz települési viszonyai a Duna-Tisza köze középső részén Magyar Állami Földtani Inézet. Évi Jelentése. 31-46.
- Fritsch, A. 2006. Laser Particle Sizer – Static laser Scattering, Fritsch Analysette 22. Fritsch GmbH, Manufacturers of Laboratory Instruments, Germany. http://www.fritschsizing.com/uploads/tx_downloads/e_ANALYSETTE_22.pdf
- Gallina Zs. 2000: A történeti Halas régészeti lelőhelyei. In. Ö. Kovács J. és Szakál A. (szerk.)

- Kiskunhalas története I. Tanulmányok Kiskunhalasról a kezdetektől a török kor végéig. 31-42.
- Gallina Zs., Varga Zs. 2009: Újabb adatok a középkori Halasról. A településszerkezet alakulása. In Szakál A. (szerk.) Halasi Múzeum 3. - Emlékkönyv a Thorma János Múzeum 135. évfordulójára. 35-43.
- Gábris Gy. 2000: Holocén. In: Karátson D. (szerk.) Pannon Enciklopédia, Kertek Kiadó, 134-137.
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Ujházy, K. 2000. Environmental changes during the Last -, Late- and Postglacial in Hungary. In: Kertész Á., Schweitzer F. (eds) Physico-geographical Research in Hungary, Studies in Geography in Hungary, 32. Akadémiai Kiadó, Budapest, 47-61.
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Ujházy, K. 2002. History of environmental changes from the Glacial period in Hungary. Prehistoria 3, 9-22.
- Gábris Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. Földrajzi Közlemények, 51. 1-13.
- Gábris Gy., Turi Z. 2008: Homokmozgás a történelmi időkben a Tiszazug területén. Földrajzi Közlemények 132/3, 241-250.
- Gábris Gy., Krolopp E., Ujházy K. 2011: Késő-pleisztocén–holocén környezetváltozás Duna-menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján. Földtani közlöny 141/1, 57-72.
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Ruszkiczay-Rüdige, Zs 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw, 91 – 1/2, 111-128.
- Györgyövícs K. 2018: Késő-pleisztocén és holocén eolikus formakincs és a homokmozgások vizsgálata a Belső-Somogyban. Doktori értekezés, 69-85.
- Györffy Gy., Zólyomi B. 1994: A Kárpát-medence és Etelköz képe egy évezred előtt. In Györffy Gy, Kovács L. (szerk) Honfoglalás és régészet. 13-37.
- Gilbertson, D. D., Schwenninger J. L., Kemp, R. A., Rhodes E. J. 1999: Sand-drift and Soil Formation Along an Exposed North Atlantic Coastline: 14,000 Years of Diverse Geomorphological, Climatic and Human Impacts. Journal of Archaeological Science 26, 439-469.
- Hatházi G. 2000: Halas kun székközpont és magyar mezőváros a középkorban. In. Ö. Kovács J. és Szakál A. (szerk.) Kiskunhalas története I. Tanulmányok Kiskunhalasról a kezdetektől a török kor végéig. 169-189.
- Hatházi G., Szende K. 2003: Népek és kultúrák a középkori Magyarországon. In: Visy Zs.

- (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077, 388-397.
- Hertelendi E., Lóki J., Sümegi P. 1993: A Háy-tanya melletti feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztatigráfiai elemzése. *Acta Geographica Debrecina* 30-31. 65-75.
- Hoffmann L. 2016: A 2015. év időjárása. *Légkör* 61/1. 38-41.
- Horváth Á., Breuer H. 2023: A víz körforgalma a légkörben és a 2022-es rendkívüli aszály meteorológiai háttere. *Légkör* 68/1, 1-7. doi:10.56474/legkor.2023.1.3
- Horváth F. 2001: A csengelei kunok ura és népe. *Achaeolingua*. Budapest. ISBN 9638046414. 1-309.
- Horváth F. 2005: Régészeti fejezetek Csengele településrendezési tervének kulturális örökségvédelmi hatástanulmányozásához –kézirat–
- Illy T. 2017: Near-surface wind speed changes in the 21st century based on the results of ALADIN-Climate regional climate model. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service* 121, 2, 161-187.
- Jakab, G., Sümegi, P., Magyar, E. 2004a: A new paleobotanical method for the description of Late Quaternary organic sediments. Mire-development pathways and paleoclimatic records from S Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 47, 373-409.
- Jakab, G., Sümegi, P., Magyar, E. 2004b: A new quantitative method for the paleobotanical description of late Quaternary organic sediments. *Antaeus*, 27, 181-211.
- Jakab G., Sümegi P. 2005: The evolution of Nádas-tó at Nagybárcány in the light of the macrofossil finds. In: Gál, E., Juhász, I., Sümegi, P. (eds.) *Environmental Archaeology in North-Eastern Hungary*. *Varia Archaeologica Hungarica* 19. Budapest: MTA Régészeti Intézet, 67-77
- Jakab, G., Sümegi, P. 2007: The macrobotanical remains from Baláta-tó. In: Zatykó, Cs., Juhász, J., Sümegi, P. (eds.) *Environmental archaeology in Transdanubia*. *Varia archaeologica Hungarica*, Budapest, 247–250.
- Jakab, G., Sümegi, P. 2010: Preliminary data on the bog surface wetness from Sirok Nyírjes-tó peat bog Mátra Mts, Hungary. *Central European Geology*, 53/1, 43-65, doi: 10.1556/CEuGeol.53.2010.1.3.
- Jakab, G., P. Majkut, I. Juhász, S. Gulyás, P. Sümegi, T. Törőcsik 2009: Palaeoclimatic signals and anthropogenic disturbances from the peat bog at Nagybárcány (N Hungary). – *Hydrobiologia*, 631/1, pp. 87-106.
- Járainé Komlódi M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez I.

- Botanikai Közlemények, 191-201.
- Járainé Komlódi M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez II. Botanikai Közlemények, 43-55.
- Járainé Komlódi M. 1989: Történeti növényföldrajz. In: Hajdú P., Kristó, Gy., Róna-Tas A. (szerk.): Bevezetés a magyar őstörténet kutatásának forrásaiba IV. Tankönyvkiadó Budapest, 129-189.
- Járainé Komlódi M. 2000a: Újjáéledés a jégkorszak után. In: Járainé Komlódi M. (szerk.) Pannon Enciklopédia, Dunakanyar Kiadó, 42-43.
- Járainé Komlódi M. 2000b: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. Tilia 9, 5-59. ISBN 963 7180 931.
- Katona József Múzeum Régészeti Adattár (KJM RA) Apostag: 1968.134; 1993.710; 2001. 997, 998, 999, 1039, 1040; 2005.1418, 1419, 1420, 1463, 1464, 1465; 2006.1572; 2007.2149; 2007.2179, 2180; 2008.2451; 2009.2493; 2014.4656, 4849, 4850; 2015.5781; 2017.5780; 2018.5934; 2022.6578
- Katona József Múzeum Régészeti Adattár (KJM RA) Kiskunhalas: 2008.2295, 2008.2381, 2009.2663, 2011.4052, 2012.4128, 2012.4197, 2015.5232, 2018.5829, 2020.6192, 2021.6445, 2021.6447, 2021.6566, 2022.6806
- Katona József Múzeum Régészeti Adattár (KJM RA) Soltvadkert: 2009.2493; 2013.4482-4487; 2014.4784, 4786, 4787; 2016.5527, 5528; 2016.5558-5567; 2019.6176, 2023.7156
- Kádár L. 1935: Futóhomok-tanulmányok a Duna-Tisza-közén. Földr. Közl. Vol. 63. pp. 4-15.
- Kádár L. 1966: Az eolikus felszíni formák természetes rendszere. Földr. Ért. 15. pp. 413-448.
- Keen, K. L., Shane, L. C. K. 1990: A continuous record of Holocene eolian activity and vegetation change at Lake Ann, east-central Minnesota. GSA Bulletin 102, 12, 1646-1657.
- Kemenczei T. 2003: A vaskor kezdete: a preszkíták. In: Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón pp. 177-179.
- Kiss, A. 2009: Historical climatology in Hungary: Role of documentary evidence in the study of past climates and hydrometeorological extremes. Időjárás, 113/4, 315–339.
- Kiss, A., Nikolić, Z. 2015: Droughts, dry spells and low water levels in medieval Hungary (and Croatia) I. The great droughts of 1362, 1474, 1479, 1494 and 1507. Journal of Environmental Geography, 8/1–2, 11–22.
- Kiss, A. 2017: Droughts and low water levels in late medieval Hungary II: 1361, 1439, 1443-4, 1455, 1473, 1480, 1482(?) 1502-3, 1506: documentary versus tree-ring (OWDA) evidence. Journal of Environmental Geography, 10/3-4, 43-56.

- Kiss, A. 2019: Floods and long-term water-level changes in medieval Hungary. Springer, Cham, 139-152, 201-203.
- Kiss A. 2020: Szárazságok a késő-középkori Magyarországon: két forráscsoport adatainak összevetése In Töröcsik T., Gulyás S., Molnár D., Náfrádi K. (szerk.) Környezettörténet. Tanulmányok Sümegi Pál professzor 60 éves születésnapjára. ISBN 9789633067834, 223-228.
- Kiss T. 2000: Futóhomok területek felszíndinamikája természeti és társadalmi hatások tükrében dél-nyírségi vizsgálatok alapján. PhD értekezés. Debreceni Egyetem, Természettudományi Kar, 79-103.
- Kiss T., Sipos Gy. 2006: Emberi tevékenység hatására meginduló homokmozgások a Dél-Nyírségben egy zárt buckaközi mélyedés szedimentológiai elemzése alapján. Földrajzi tanulmányok Dr. Lóki József tiszteletére. 115-125.
- Kiss, T., Sipos, Gy. 2007: Anthropogenic reactivation of eolian processes on the southern part of the Nyirseg alluvial fan, Hungary. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 30, 197-202.
- Kiss T., Nyári D., Sipos Gy. 2008: Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: a Nyírség és a Duna-Tisza köze összehasonlító elemzése. In: Szab J., Demeter G. (szerk.) *Geographia generalis et specialis: Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára Debrecen, Magyarország: Kossuth Egyetemi Kiadó*, 99-106.
- Kiss, T., Györgyövcics, K., Sipos, Gy., 2012a. Homokformák morfológiai tulajdonságainak és korának vizsgálata Belső-Somogy területén (Morphometry and age of sand dunes in Inner Somogy, Hungary). *Földrajzi Közlemények* 136, 361-375.
- Kiss, T., Sipos, Gy., Mauz, B., Mezősi, G., 2012b. Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. *Quaternary Research* 78, 492-501.
- Knipl I. 2004: Császártöltés régészeti topográfiája. *Cumania* 20 173-204.
- Knipl I. 2009a: Császártöltés régészeti topográfiája II. (rézkor, bronzkor). *Cumania* 24, 91-133.
- Knipl I. 2009b: Újabb leletek a császártöltési határban. In: Bende L. és Lőrinczy G.: *Medinától Etéig, régészeti tanulmányok Csalog József születésének 100. évfordulójára*. Szentes, 145-147.
- Knipl I. 2009c: Rézkori edények a császártöltési határban. *Múzeumőr* VII/1, 30-31.
- Knipl I. 2011: Hajós régészeti topográfiája. *Cumania* 26, 7-46.
- Knipl, I., Sümegi, P. 2011: Két rendszer határán - az ember és a környezet kapcsolata a sárközi dunai allúvium és a Duna-Tisza köze peremén. In: Rakonczai J. (szerk): *Környezeti*

- változások és az Alföld. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei, 7, 45-54.
- Knipl, I., Sümegi, P. 2012: „Life at the interface of two distinct landscapes- relationship of humans and environment in the periphery of the Danube-Tisza Interfluvium”. Central European Journal of Geosciences, 4/3, 439-447.
- Knipl I., Sümegi P. 2015: A Duna-Tisza közti Hátság és a Kalocsai Sárköz Hajós és Császártöltés községek közötti határterületének geoarcheológiai elemzése. In Pál-Molnár Elemér (szerk.) Geoszférák 2014, 85-108.
- Központi Lelőhely Nyilvántartás (KLNY) Apostag: JPM 1009-82, KÖH 600/1601/2005, KÖH 600/194/2006, KÖH 600/1763/2007, KÖH 600/807/2008, KÖH 600/1772/2009, LLTK/1838/2013
- Kovács T. 1977: A bronzkor Magyarországon. Corvina Kiadó, Bp. 23.
- Központi Lelőhely Nyilvántartás (KLNY) Csengele: BPD/100/01363/2013, KÖH 600/415/2004, KÖH 600/1371/2004, KÖH 600/2357/2004, KÖH 600/160/2005, KÖH 600/0221/2005, KÖH 600/421/2005, KÖH 600/2377/2006, KÖH 600/2794/2006, KÖH 600/2814/2006, KÖH 600/2815/2006, KÖH 600/1439/2008, KÖH 600/3125/2008, KÖH 600/424/2009, KÖH 600/685/2009, KÖH 600/1399/2010, KÖH 600/1401/2010, KÖH 600/2197/2010, KÖH 600/2198/2010, KÖH 600/36/2014, KÖH 600/574/2015, LLTK/1437/2014, LLTK/1438/2014, LLTK/1439/2014, LLTK/2492/2014, 2793-072-299/2000 KÖI, 4569-072-410/2001 KÖI
- Központi Lelőhely Nyilvántartás (KLNY) Kiskunhalas: BPD/100/01113/2013; KÖH 600/574/2005, KÖH 600/1245/2006, KÖH 600/203/2009, KÖH 600/0502/2010, KÖH 600/1133/2010, KÖH 600/1739/2015, KÖH 600/2552/2016; LLTK/1316/2014, LLTK/1582/2014; NyTI-353/2002
- Központi Lelőhely Nyilvántartás (KLNY) Soltvadkert: KÖH 600/1245/2006, KÖH 600/617/2016, LLTK/1836/2013, TJM 8801
- Krolopp E., Sümegi P., Kuti L., Hertelendi E., Kordos L. 1995: A Szeged-Ötthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. Földtani Közlemények, 125. 309-361.
- Kun, Á., Katona, O., Sipo, Gy., Barta, K. 2013: Comparison of Pipette and Laser Diffraction Methods in Determining the Granulometric Content of Fluvial Sediment Samples. Journal of Environmental Geography 6, 49-54.
- Kulcsár G. 2003: A korai bronzkor. In: Visy Zs.(szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. 141-142.
- Kustár R, Sümegi P. 2012: Őskörnyezeti változások rekonstrukciója Harta környékén a 2002 –

2003. évi ásatások tükrében. In Krieter A. et al. (szerk): Környezet – Ember – Kultúra. A természettudományok és a régészet párbeszéde. Magyar Nemzeti Múzeum Nemzeti Örökségvédelmi Központ 2010. október 6-8-án megrendezett konferenciájának tanulmánykötete. ISBN: 978-963-88584-8-1. 107-115
- Kustár R. 2019: Örökségvédelmi hatástanulmány régészeti rész, Kiskunhalas településrendezési terv. 1-58.
- Lancaster, N., Hesp, P. 2020: Introduction to Inland Dunes of North America. In Springer Nature Switzerland AG 2020, Lancaster, N. Hesp, P. (eds.), Inland Dunes of North America, Dunes of the World, https://doi.org/10.1007/978-3-030-40498-7_1
- Lambert, A., Hallar A. G., Garcia M., Strong C., Andrews E., Hand J. L. 2020: Dust Impacts of Rapid Agricultural Expansion on the Great Plains. *Geophysical Research Letters* 1-11. doi: 10.1029/2020GL090347.
- Lancaster, N. 1995: *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, London, 290.
- Lemmen, D.S., Vance, R.E, Last W.M. 1997: Impacts of Future Climate Change of the Southern Canadian Prairies: A Paleoenvironmental Perspective. *Geoscience Canada*. 24, 3, 121-133.
- Lemmen, D.S., Vance, R.E., Campbell, I.A., David, P.P., Pennock, D.J., Sauchyn, D.J., Wolfe S.A. 1998: Geomorphic systems of the palliser triangle, southern canadian prairies: description and response to changing climate. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 521, 30-31. doi: 10.4095/210076.
- Levin, N., Ben-Dor, E. 2004: Monitoring sand dune stabilization along the coastal dunes of Ashdod-Nizanim, Israel, 1945–1999. *Journal of Arid Environments* 58, 335-355. doi:10.1016/j.jaridenv.2003.08.007.
- Leys, J., Heidenreich, S., White, S., Guerschman, J., Strong, C. 2023: Dust-storm frequencies, community attitudes, government policy and land management practices during three major droughts in New South Wales, Australia. *The Rangeland Journal* 44 (5–6), 343-355. doi:10.1071/RJ2205
- Li, F. R., Kanga, L. F., Zhanga, H., Zhaoa, L. Y., Shiratob, Y., Taniyamab, I. 2005: Changes in intensity of wind erosion at different stages of degradation development in grasslands of Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments* 62, 567-585. doi:10.1016/j.jaridenv.2005.
- Li, S. H., Sun, J. 2006: Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China. *The Holocene* 2006, 16, 457-462. doi: 10.1191/0959683606hl942rr.
- Liu, H., Xu, L., Cui, H. 2002: Holocene History of Desertification along the Woodland-Steppe

- Border in Northern China. *Quaternary Research* 57, 259-270. doi:10.1006/qres.2001.2310.
- Loizeau, J.L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J.P. 1994: Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353-361.
- Lóki J. 1985: A téli nyírségi szélrózsióról. *Acta Academicae Nyiregyhaziensis* 10, 35-41.
- Lóki J., Hertelendi E., Borsy Z. 1994: Újabb koradat a nyírségi futóhomok mozgásának idejéhez. New dating of blown sand movement in the Nyírség. *Acta Geographica Debrecina* 1994, Tomus 32. 67-76.
- Lóki J., Sümegi P., Hertelendi E. 1994: Az abonyi téglagyári feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztatigrafiai elemzése *Acta Geographica Debrecina* 32. 51-66.
- Lóki J., Schweitzer F. 2001: Fiatal homokmozgások kormeghatározási kérdései a Duna-Tisza közti régészeti feltárások tükrében. *Papers from the Institute of Geography, University of Debrecen* 221, 175-181.
- Magyar Szabvány 1978: MSZ-08-0206-2:1978, Kalcium-karbonát meghatározás talajból.
- Magyar Szabvány 1978: MSZ 21470/52-83, Talajok szervesanyag-tartalmának meghatározása.
- Marosi S. 1967: Megjegyzések a magyarországi futóhomok területek genetikájához és morfológiájához. *Földrajzi Közlemények*, 15, 231-255.
- Maros, S., Somogyi, S. 1990: Magyarország kistájainak katasztere I-II. MTA Földrajzi Kutató Intézet, Budapest.
- Mason, J. A., Kuzila, M. S. 2000: Episodic Holocene loess deposition in central Nebraska. *Quaternary International* 67, 119-131.
- Mason, J. A., Swinehart, J. B., Goble, R. J., Loope, D. B. 2004: Late-Holocene dune activity linked to hydrological drought, Nebraska Sand Hills, USA. *The Holocene* 2004, 14, 209-217. doi: 10.1191/0959683604hl677rp.
- Mauz, B., Bode, T., Mainz, H., Blanchard, W., Hilger, R., Dikau, R., Zöller, L. 2002. The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. *Ancient TL* 20, 53-61.
- McKean, R.L.S, Goble, R., J., Mason, J. B., Swinehart, J. B., Loope, D. B 2015: Temporal and spatial variability in dune reactivation across the Nebraska Sand Hills, USA, *The Holocene*, 25(3), 523–535. doi: 10.1177/0959683614561889.
- Meltzer, D. J. 1999: Human Responses to Middle Holocene (Altithermal) Climates on the North American Great Plains. *Quaternary Research* 52, 404-416. Article ID qres.1999.2067.
- Mezősi, G., Szatmári, J. 1998: Assessment of wind erosion risk on the agricultural area of the southern part of Hungary, *Journal of Hazardous Materials* 61, 139-153.
- Mezősi G. 2011: Magyarország természetföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest. ISBN 978 963

8976 5, 54-58, 79-86.

- Miao, X. D., Mason, J. A., Goblet, R. J., Hanso, P. R. 2004: Loess record of dry climate and aeolian activity in the early-to mid-Holocene, central Great Plains, North America. *The Holocene* 2005, 15, 339-346. doi: 10.1191/0959683605hl805rp.
- Miao, X.D., Mason, J.A., Swinehart, J.B., Loope, D.B., Hanson, P.R., Goble, R.J., Liu, X.D., 2007a: A 10,000 year record of dune activity, dust storms, and severe drought in the central Great Plains. *Geology* 35, 2, 119-122.
- Miao, X.D., Mason, J.A., Johnson, W.C., Wang, H., 2007b: High-resolution proxy record of Holocene climate from a loess section in Southwestern Nebraska, USA. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 245, 368-381.
- Miháltz I. 1953: A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele (Geological surveying of the southern part of the Great Hungarian Plain. *Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről*. 113-141.
- Molnár B. 1976: A Kiskunsági Nemzeti Park fülöpházi szikes tavainak kialakulása és földtani története. *Hidrológiai Közlemények*, 2, 67-76.
- Móra Ferenc Múzeum Régészeti Adattár (MFM RA) Csengele: 21-75, 306-76, 554-80, 610-80, 641-80, 1786-94, 2050-98, 4186-2003/1780.
- Móring A. 2012: A 2011. év időjárása. *Légkör* 57/1, 38-42.
- Muhs, D. R., Holliday, V. T. 1995: Evidence of active dune sand on the Great Plains in the 19th century from accounts of early explorers. *Quaternary Research* 43, 198-208.
- Muhs, D. R., Stafford, T. W., Swinehart, J. B., Cowherd, S. D., Mahan, S. A., Bush, C. A., Madole, R., F., Maat, P. B. 1997a: Late Holocene Eolian Activity in the Mineralogically Mature Nebraska Sand Hills. *Quaternary Research* 48, 162-176.
- Muhs, D. R., Stafford, T. W., Been, J., Mahan, S. A., Burdett, J., , Skipp, G., Rowland, Z. M. 1997b: Holocene eolian activity in the Minot dune field, North Dakota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 1442-1459.
- Muhs, D. R., Wolfe, S. A. 1999: Sand dunes of the northern Great Plains of Canada and the United States. In *Holocene Climate and Environmental Change in the Palliser Triangle: A Geoscientific Context for Evaluating the Impacts of Climate Change on the Southern Canadian Prairies*, (ed.) D.S. Lemmen and R.E. Vance: Geological Survey of Canada. Bulletin 534, 183-197.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73. doi: 10.1016/s1350-4487(99)00253-x.

- Náfrádi, K., Sümegi, P., Jakab, G., Persaits, G., Törőcsik, T. 2014: Reconstruction of the vegetation and environment during different climatic and sociotechnical conditions of the last 3000 years in Southwestern Hungary. *American Journal of Plant Sciences*, 5, 1557–1577.
- Nott, J., Briant, E., Price, D. 1999. Early-Holocene aridity in tropical northern Australia. *The Holocene* 9 (2), 231-236. doi: 10.1191/095968399673789264.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E. 2010: Luminescence dating of periods of sand movement from the Gödöllő Hills, Hungary. *Geomorphology* 122, 54–263. doi:10.1016/j.geomorph.2010.04.013.
- Nyári D., Kiss T. 2005a: Homokmozgások a Duna-Tisza közén, *Földrajzi Közlemények* 129 (54) 3-4. szám, 133-147.
- Nyári D., Kiss T. 2005b: Holocén futóhomok- mozgások Bács-Kiskun megyében régészeti leletek tükrében. *CUMANIA, A Bács-Kiskun Megyei Önkormányzat Múzeumi Szervezetének Évkönyve* 21. 83-94.
- Nyári D., Rosta Sz. 2009. Középkori szántás a homok alatt Kiskunhalas határában. In Szakál A. (szerk) *Halasi Múzeum 3. – Emlékkönyv a Thorma János Múzeum 135. évfordulójára.* 27-34.
- Olson, C. G., Nettleton W. D, Porter D. A., Brasher B. R. 1997: Middle Holocene aeolian activity on the High Plains of westcentral Kansas. *The Holocene* 7, 3, 255-261.
- Olson, C. G., Porter, D. A. 2002: Isotopic and geomorphic evidence for Holocene Climate, Southwestern Kansas. *Quaternary International* 87, 29–44.
- Orlove, B 2005: Human Adaptation to Climate Change: A Review of Three Historical Cases and Some General Perspectives, *Environmental Science & Policy* 8 (6), 589-600.
- Pease, R. 2020 : Dust Bowl 2.0? Rising Great Plains dust levels stir concerns. *Science*, doi: 10.1126/science.abf3504
- Persaits G., Gulyás S, Sümegi P., Imre M. 2008: Phytolith analysis: Environmental reconstruction derived from a Sarmatian kiln used for firing pottery. In Szabó, P., Hédl, R. (eds.) *Human Nature: Studies in Historical Ecology and Environmental History.* Institute of Botany of the Czech Academy of Sciences, Pruhonice, 116-122
- Persaits G. 2010: A fitolitok szerepe a geoarchaeológiai minták értékelésében. *Doktori értekezés*, 40-42, 73-75, 97-99.
- Pécsi M. 1959: A Duna-Tisza-köze geomorfológiai problémái. *Földrajzi Közlemények*, 8. 23-29.
- Pécsi M. 1967: *A dunai Alföld.* Budapest, Akadémiai Kiadó, 358. p.

- Polgár Z 1993: Csengele régészeti topográfiája és településtörténete. Szakdolgozat, 1-62. MFM RA: 1595-93.
- Poroszlai I. 2003a: Változások a Kr.e. 3. évezredben: egy új korszak kezdete. In: Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón, pp.141.
- Poroszlai I. 2003b: A kora- és középső bronzkori tell-kultúrák. Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón, pp. 142-143.
- Preiser-Kapeller, J. 2018: The climate of the Khagan. Observations on paleoenvironmental factors in the history of the Aavars (6th-9th century). In Drauschke, J. et al. (eds) Lebenswelten zwischen Archäologie und Geschichte. Festschrift für Falko Daim zu seinem 65. Geburtstag (Monographien des RGZM, Band 150). ISBN 978-3-88467-292-1. 311-324.
- 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, 497-500.
- Pye, K., Tsoar, H. 2009: Aeolian Sand and Sand Dunes. Second printing with corrections. Springer, Berlin, 175-251. (first published by Springer in 1990)
- Rawling, J. M., Fredlund, G. G., Mahan, S. 2003: Aeolian cliff-top deposits and buried soils in the White River Badlands, South Dakota, USA. Th Holocene 13, 1, 121-129.
- Rácz L. 2001: Magyarország éghajlattörténete az újkor idején. ISBN 9639167444, 53-67.
- Rácz L. 2008: Magyarország környezettörténete az újkorig. Magyar Tudományos Akadémia Történettudományi Intézete, ISBN 9789639627192, 54-55.
- Rácz L. 2020: Éghajlattörténet és klímamigráció. Közép-Európai Közlemények XIII. évf. 2020/3. 50. 75-98.
- Rich, J., Rittenour T. M., Nelson, M. S., Owen, J 2014: OSL chronology of middle to late Holocene aeolian activity in the St.Anthony dune field, southeastern Idaho, USA. , Quaternary International 1-10. doi: 10.1016/j.quaint.2014.09.071.
- Russ, J., Loyd, D. H., Boutton, T. W. 2000: A paleoclimate reconstruction for southwestern Texas using oxalate residue from lichen as a paleoclimate proxy. Quaternary International 67, 9-36.
- Shi, P., Yan, P., Yuan, Y., Nearing, M. A. 2004: Wind erosion research in China: past, present and future. Progress in Physical Geography 28, 366-386. DOI: 10.1191/0309133304pp416ra.
- Siklósi, Z., Demény., A., Szenthe, I., Leél-Őssy, Sz., Pilet, S., Lin, Y., Shen, C. 2009: Reconstruction of climate variation for the last millennium in the Bükk Mountains, northeast Hungary, from a stalagmite record. Időjárás. Quarterly Journal of the Hungarian

- Meteorological Service 113, 4, 245-263.
- Sipos, Gy., Marković, S. B., Milivoj, B. Gavrilov, M. B., Balla, A., Filyó, D., Bartyik, T., Mészáros, M., Tóth, O., Leeuwen, B., Lukić, T., Urdea, P., Onaca, A., Mezősi, G., Kiss, T. 2021: Late Pleistocene and Holocene aeolian activity in the Deliblato Sands, Serbia. *Quaternary Research*, 1-12, doi:10.1017/qua.2021.67.
- Shulmeister, J. 1992. A Holocene pollen record from lowland tropical Australia. *The Holocene* 2, 107-116. doi: 10.1177/095968369200200202.
- Shulmeister, J., Lees, B.G. 1992.: Morphology and chronostratigraphy of a coastal dunefield; Groote Eylandt, northern Australia. *Geomorphology* 5, 45-53. doi: 10.1016/0169-555x(92)90023-h.
- Somogyvári Á. 2020: Örökségvédelmi hatástanulmány régészeti szakterületi része. Kecskemét 2020. 4-5.
- Sóskuti K 2018: Csengele község régészeti örökségvédelmi értékleltára és hatástanulmánya. Régészeti munkarész. 1-30.
- Stokes, S., Gaylord, D.R. 1993: Optical dating of Holocene Dune sands in the Ferris dune field, Wyoming. *Quaternary Research* 39, 274-281.
- Stokes, S., Swinehart, J.B 1997: Middle- and late-Holocene dune reactivation in the Nebraska Sand Hills, USA. *The Holocene* 7, 3, 263-272, doi: 10.1177/095968369700700302.
- Stout, J. E., Lee, J. A. 2003: Indirect evidence of wind erosion trends on the Southern High Plains of North America. *Journal of Arid Environments* 55, 43-61.
- Sun, J. 2000: Origin of Eolian Sand Mobilization during the Past 2300 Years in the Mu Us Desert, China. *Quaternary Research* 53, 78-88, doi:10.1006/qres.1999.2105.
- Sun, J., Li, S. H., Han, P., Chen, Y. 2006: Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233, 51-62.
- Surfer User's Guide 2002: Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers, Golden Software, Inc. 315-329.
- Sümei P., Lóki J. 1990: A lakiteleki téglagyári feltárás finomrétegtani elemzése. *Acta Geographica Debrecina* 1987-1988, Tomus 26-27.157-167.
- Sümei P. 2001: A negyedidőszak földtani és öskörnyezeti alapjai. JATEPress Szeged. ISBN 9634825249.
- Sümei P. 2001: A Kiskunság a középkorban – geológus szemmel in Horváth F. (szerk.) A csengelei kunok ura és népe. Archaeolingua Kiadó, Bp. pp 313-317.
- Sümei P. 2003: A régészeti geológia és a történeti ökológia alapjai. JATEPress, Szeged.

- Sümei, P. 2005: Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary. An Introduction to the Environmental History of Hungary. Aurea Kiadó, Nagykovácsi pp. 183-211.
- Sümei, P., Jakab, G., Majkut, P., Törőcsik, T., Zatykó, Cs. 2009a: Middle Age paleoecological and paleoclimatological reconstruction in the Carpathian Basin. *Időjárás*, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 113,4, 265-298.
- Sümei, P., Törőcsik, T., Jakab, G., Gulyás, S., Pomázi, P., Majkut, P., Páll, G. D., Persaits, G., Bodor, E. 2009b: The environmental history of Fenékpusztá with a special attention to the climate and precipitation of the last 2000 years. *Journal of Environmental Geography* 2(3-4), 5-14, doi:10.14232/jengeo-2009-43869.
- Sümei P. 2013: A régészeti geológia és a történeti ökológia alapjai. 2. javított kiadás. JATEPress Szeged. ISBN 9679633151518.
- Sümei P., Náfrádi K., Jakab G., Persaits G., Törőcsik T. 2014: A Baláta-tó környezettörténete. *A Kaposvári Rippl-Rónai Múzeum Közleményei* 03, 5-28, doi:10.26080/krrmkozl.2014.3.5.
- Sümei, P., Náfrádi, K., Jakab, G., Törőcsik, T. 2016: Did an Extreme Dry Climate Lead Actually to the Collapse of the Avar Empire in the Carpathian Basin – A Fact or Fiction? In Bollók, Á, Csiky, G, Vida, T. (eds.) *Between Byzantium and the steppe. Archaeological and historical studies in honour of Csanád Bálint on the occasion of his 70th birthday*. ISBN 9786155254055, 469-497.
- Szabó M. 1971: A kelták nyomában Magyarországon. Corvina Kiadó, Bp. 33-34.
- Szatmári J. 2004: Szélerózió-veszélyeztetettség értékelése a Duna-Tisza közén RWEQ modell alkalmazásával. In: *A magyar földrajz kurrens eredményei. II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa*. ISBN: 963-482-687-3.
- Szentes O. 2023: Szárazság Magyarországon 2022-ben és a múltban. *Légkör* 68/1, 9-19.
- Szentpétery J. (2019): Túlvilági kapcsolatok. A Kárpát-medencei avar korszak hálózati szempontról megközelítése. In Balogh Cs., Szentpéteri J., Wicker E. (szerk.) *Hatalmi központok az avar kaganátusban*. 139-169.
- Székely Gy. 2000: Árpád-kori települések a történeti Halas határában. In. Ö. Kovács J. és Szakál A. (szerk.) *Kiskunhalas története I. Tanulmányok Kiskunhalasról a kezdetektől a török kor végéig*. 129-168.
- Szőke M. B. (2003): A kései avar kor. Visy Zs. (szerk.) *Magyar régészet az ezredfordulón*. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077. 308-312.
- Thamó-Bozsó, E., Magyar, Á., Nagy, A., Unger, Z., Kercksmár, Zs., 2007.: Osl Dates and heavy mineral Analysis of upper Quaternary sediments from the valleys of Ér and Berettyó Rivers.

- Geochronometria 28, 17-23.
- Thorma János Múzeum Régészeti Adattár (TJM RA) Kiskunhalas: 10.884, 11.562, 12.300, 12.376, 16.493, 17.170, 17.649, 20.713,
- Tooth, S. 2007: Arid geomorphology: investigating past, present and future changes. Progress in Physical Geography 31, 319-335. DOI: 10.1177/0309133307079057.
- Tóber M. 2012: Fa és erdő megjelenése a középkori Homokhátságon az egykorú források tükrében. In (Kiss P., Piti F., Szabados Gy. szerk.) Középkortörténeti tanulmányok 7. A VII. Medievisztikai PhD konferencia előadásai. ISBN 978963301602. 357-375.
- Tóber, M., Kiss, A. 2014: Landscape history of the medieval Sand Ridge area in Central Hungary: examples of sand and arboreal vegetation in medieval documentation compared to the results of natural scientific and archaeological investigations. Siedlungsforschung. Archäologie – Geschichte – Geographie 31. 247-269.
- Tsoar, H., Goodfriend, G. A. 1994: Chronology and palaeoenvironmental interpretation of Holocene aeolian sands at the inland edge of the Sinai-Negev erg. The Holocene 1994,4, 244-250, doi: 10.1177/095968369400400303.
- Tsoar, H. 2005: Sand dunes mobility and stability in relation to climate. Physica A 357, 50-56. doi:10.1016/j.physa.2005.05.067.
- Ujházi K. 2002.: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. Földtani Közlemények 132 (különszám), 175-183.
- Ujházi, K., Gábris, Gy., Frechen, M. 2003.: Ages of periods of sand movement in Hungary determined: through luminescence measurements. Quaternary International 111, 91-100.
- Vadas A., Rácz L. 2010: Éghajlati változások a Kárpát-medencében a középkor idején. Agrártörténeti Szemle. 51, 39-62.
- Vadas, A., Rácz, L. 2013. Climatic Changes in the Carpathian Basin during the Middle Ages: The State of Research. Global Environment. 12. 199-227.
- Vaday A. 2003: A római kori barbarikum. In: Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077, 263-280.
- Vida T. 2003: A népek országútján in Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077. 283-284.
- Vida T. 2033: A korai és közép avar kor. in Visy Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077.

- Vimpere, L., Watkins, E. S., Castelltort, S., 2021: Continental interior parabolic dunes as a potential proxy for past climates. *Global and Planetary Change* 206, 103622, 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103622>.
- Visy Zs. (főszerk.) 2003: Magyar régészet az ezredfordulón. Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma Műemléki Főosztálya, ISBN 96386291077, 1-486.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., Zhao, A. 2003: Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. *Sediment. Geol.* 161, 1-4.
- Wicker E. 2000: A halasi határ régészeti emlékei az őskortól a honfoglalás koráig. In: Ö. Kovács J. és Szakál A. (szerk.) *Kiskunhalas története I. Tanulmányok Kiskunhalasról a kezdetektől a török kor végéig.* 57-58, 98-99.
- Wicker E. 2019: Nagyurak és vezérek. Híres avar leletek a Kiskunságból – A Kecskeméti Katona József Múzeum állandó régészeti kiállításának bemutatása. In Balogh Cs., Szentpéteri J., Wicker E. (szerk.) *Hatalmi központok az avar kaganátusban.* 11-47.
- Wilkins, D. E. Currey, D. R. 1999: Radiocarbon chronology and $\delta^{13}\text{C}$ analysis of mid- to late-Holocene aeolian environments, Guadalupe Mountains National Park, Texas, USA. *The Holocene* 9,3, 363-371.
- Wilson, P., Braley, S. M. 1997. Development and age structure of Holocene coastal sand dunes at Horn Head, near Dunfanaghy, Co Donegal, Ireland. *The Holocene* 7 (2), 187-197, doi: 10.1177/095968369700700206.
- Wintle, A. G., Lancaster, N., Edwards, S. R. 1994: Infrared stimulated luminescence (IRSL) dating of late-Holocene aeolian sands in the Mojave Desert, California, USA, *The Holocene* 1994; 4; 74-78. DOI: 10.1177/095968369400400109.
- Wolfe, S. A., David, P. P. 1997: Parabolic dunes: examples from the Great Sand Hills, Southwestern Saskatchewan. *The Canadian Geographer* 41, 2, 207-213.
- Wolfe, S., Goodfriend, G., Baker, R. 2000a: Holocene Environmental Change on the Great Plains of North America. *Quaternary International* 67, 1-3.
- Wolfe, S.A., Muhs, D.R., David, P.P. and McGeehin, J.P., 2000b. Chronology and geochemistry of late Holocene eolian deposits in the Brandon Sand Hills, Manitoba, Canada. *Quaternary International*, 67, 61-74.
- Wolfe, S. A., Ollerhead, J., Huntley, D. J., Lian, O. B. 2006: Holocene dune activity and environmental change in the prairie parki and and boreal forest, central Saskatchewan, Canada. *The Holocene* 2006, 16, 17-29, doi: 10.1191/0959683606hl903rp.
- Wright, D. K., Forman, S. L., Waters, M., R., Ravesloot, J., C. 2011: Holocene eolian activation

- as a proxy for broad-scale landscape change on the Gila River Indian Community, Arizona. *Quaternary Research* 76, 10–21. doi:10.1016/j.yqres.2011.04.00.
- Wu, B., Ci, L. J. 2002: Landscape change and desertification development in the Mu Us Sandland, Northern China. *Journal of Arid Environments*, 50, 429-444, doi:10.1006/jare.2001.0847.
- Xu R. and Di Guida O.A. 2003: Comparison of sizing small particles using different technologies. *Powder Technology*. 132, 145-153.
- Yang, X., Rost, K. T., Lehmkuhl, F., Zhendad, Z., Dodson, J. 2004: The evolution of dry lands in northern China and in the Republic of Mongolia since the Last Glacial Maximum. *Quaternary International* 118-119, 69-85. doi:10.1016/S1040-6182(03)00131-9.
- Zhao, H., Lub, Y., Yin, J. 2007: Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in inner Mongolia, China, using the SAR protocol. *Quaternary Geochronology* 2, 29-33. doi:10.1016/j.quageo.2006.03.008.
- Zheng, Y. R., Xie. Z. X., Robert, C., Jiang, L. H., Shimizu H. 2006: Did climate drive ecosystem change and induce desertification in Otindag sandy land, China over the past 40 years? *Journal of Arid Environments* 64, 523-541, doi:10.1016/j.jaridenv.2005.06.007.
- Zhou, Y. L., Lu H. Y., Mason, J., Miao, X. D., Swinehart, J., Goble, R. 2008: Optically stimulated luminescence dating of aeolian sand in the Otindag dune field and Holocene climate change. *Science in China Series D: Earth Sciences*. Vol 51., number 6, 837-847.
- Zhu, B., Yu, J., Rioual R., Ren X. (2014): Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin, China. *Sedimentary Geology* 301, 54-69.

Internetes hivatkozások:

- Délmagyarország 2011: <https://www.delmagyar.hu/idojaras/homokvihar-tombolt-magyarorszagon-videoval-3592591/>
- HírTV, Soroló 2022: <https://hirtv.hu/sorolo/sorolo-aszallyal-kuzdenek-a-gazdak-2540976>
- Horváth Á., Breuer, H. 2022: A 2022-es rendkívüli szárazság fizikai-meteorológiai háttere https://www.met.hu/ismeret-tar/erdekesssegek_tanulmanyok/index.php?id=3200&hir=A_2022-es_rendkivuli_szarazsag_fizikai-meteorologiai_hattere
- Időkép 2015: <https://www.idokep.hu/hirek/porvihar-volt-zalaban>
- Időkép 2020: <https://www.idokep.hu/hirek/sok-porvihar-keves-csapadek>

Időkép 2023: <https://www.idokep.hu/hirek/ismet-porvihar-veszelyezteti-a-kozlekedest-az-m1-es-autopalyan>

Időkép: <https://www.idokep.hu/hirkeres/porvihar>

Lévai F. 2023: A klímaváltozás és az intenzív földhasználat áll az M1-esen történt tragédia hátterében, de van rá megoldás. SZTE Tudásportál. <https://u-szeged.hu/sztehirek/2023-marcius/m1-porvihar-klimavaltozas-foldmuvel-eszte-ffi>

9. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik a hosszú évek során segítségükkel, jelenlétükkel, támogatásukkal hozzájárultak ahhoz, hogy ez a dolgozat megszülethessen.

Mindenekelőtt hálával tartozom témavezetőimnek. Köszönöm Dr. Sümegi Pálnak, hogy egyetemi hallgató korom óta érdeklődéssel és lelkesítő támogatással kísérte végig szakmai utamat, a nehéz időkben mellettem állt, emberi és szakmai támogatást nyújtva, nélküle ez a munka nem jöhetett volna létre. Köszönöm Dr. Sipos Györgynek minden szakmai segítségét, támogatását. Külön hálával tartozom az optikai lumineszcens kormeghatározásban nyújtott pótolhatatlan szerepéért, munkájáért.

Köszönöm a Földrajzi és Földtudományi Intézet jelenlegi és volt munkatársainak, Dr. Blanka Viktóriának, Fekete Istvánnak, Dr. Geiger Jánosnak, Dr. Gulyás Sándornak, Dr. Györgyövecs Katalinnak, Dr. Katona Orsolyának, Dr. Kiss Tímeának, Dr. Ladányi Zsuzsannának, Dr. Mezősi Gábornak, Dr. Muladi Beátának, Dr. Náfrádi Katalinnak és Tápai Ibolyának, hogy segítségükkel hozzájárultak munkám sikeréhez.

Köszönöm a Kecskeméti Katona József Múzeum és a Móra Ferenc Múzeum Szeged munkatársainak segítségét, hálával tartozom Bognár Margitnak, Dr. Pánya Istvánnak, Dr. Székely Györgynek, Dr. Horváth Andreának és Dr. Horváth Ferencnek.

Külön köszönettel tartozom Dr. Rosta Szabolcsnak a sok éves közös munkáért, hogy minden segítséget megadott és a számomra szükséges adatokat és anyagokat maradéktalanul rendelkezésemre bocsátotta. Hálás vagyok elengedhetetlen szakmai és baráti támogatásáért.

Köszönöm barátnőmnek, Julinak több évtizedes barátságát, támogatását, segítségét. Minden beszélgetésünk előremutató és nélkülözhetetlen volt.

Köszönettel és hálával tartozom barátomnak és kollégámnak Dr. Knipl Istvánnak az évekig tartó közös munkánkért, hogy ötletei mindig továbblendítettek az úton. Sajnálom, hogy már nem tudsz eljönni - a te szavaiddal élve Pisti - „csápolni” a védésemre. Emléked tovább él bennem. Utoljára, de nem utolsó sorban köszönettel tartozom szüleimnek és családomnak, hogy mindvégig támogattak. Köszönöm Szilárdnak közös életünket, töretlen türelmét és támogatását, gyermekeinknek, Borókának és Ágostonnak, hogy létükkel bearanyozzák életem és folyamatos változásra és fejlődésre való törekvésre inspirálnak.

10. Summary

Humanity has lived in close contact with the natural environment around it throughout history. According to their habits, knowledge and technical skills, they have used the resources of the environment and adapted its living space to meet their needs, influencing the elements of the natural environment. These elements of the natural environment, such as climate, vegetation, soil conditions, etc., have also had a significant impact on their lifestyle and potential development in each area. Their variation constantly forced the individual ethnic groups to adapt to, and close coexistence and mutual interaction have been characterising the relationship between nature and man, who has always sought to make the best use of the environment and to shape it according to his needs.

Geoarchaeological research reveals the relationship between man and his environment in the past, allowing us to learn about the past characteristics of a dynamically changing system of relationships. This helps us to understand the changes and processes in the present, providing an opportunity to assess the response of environmental systems to future changes. The centuries-long, millennia-long relationship between different ethnic groups and the natural environment is reflected in sedimentary layers and archaeological sites that record human settling and lifestyle. In the case of geoarchaeological investigations, sediments are therefore of paramount importance for the reconstruction of the former environment.

Based on grain size analyses, the sediment facies, the former sediment-forming environments are well separated, the layers' organic material and lime content indicate the soil formation periods and the data reveal how the landscape has changed. Applying dating methods in our investigation, we can reveal when these changes had happened. The buried human remains and tools in the accumulated sediment reveals the traces of the former life of people and their environment transformation. So earth science investigations complemented by archaeological research, gives us the opportunity to carry out a complex environment historical study of an area.

In the studied 4 sample areas, a total of 47 sections were established and described, of which 230 samples were analysed in the laboratory. In addition, 20 samples were analyzed for OSL and one sample for ^{14}C age determination. In the wider area of the sample sites, more than 500 sites have been studied on the basis of the Hungarian Archaeology Database and museum repositories. The results were used to investigate the impact of human activity on the environment - taking into account the possible role of climatic changes - in the areas of the

Danube-Tisza Interfluve, in the vicinity of Apostag, Soltvadkert, Kiskunhalas and Csengele, in an area covered by sandbanks and flat patches typical of the Danube-Tisza Interfluve.

The results indicate 4 periods when significant changes occurred and wind-blown sand movements transformed the former landscape: **between 1500 and 900 BC (Bronze Age), 3-4th century AD (Roman period), 6-9th century AD (Migration period), and 13-14th century AD (Medieval period)**. Although, previous researches suggest a dry and warm climatic period during the boreal Holocene (Borsy 1977a, 1990, Borsy et al. 1991, Gábris et al. 2000, 2011, 2012, Gábris 2003, Újházy et al. 2003; Félegyházi and Lóki 2006, Lóki 1981, Kiss et al. 2006), we have not found any chronological supported evidence for this in the Danube-Tisza Interfluve so far. The thick paleosols in the sedimentary layers, which were formed during the Pleistocene, suggest that soil formation took place up to the Bronze Age, which is supported by other literature as well (Benyhe et al. 2012, Benyhe 2013, Nyári and Kiss 2005, Lóki and Schweitzer 2001).

According to my results the first sand movements can be dated to the Bronze Age. The Bronze Age climate and vegetation conditions do not allow for wind-blown sand movements due to natural causes, but the intense human presence and activity in the development of sand movements is evidence of anthropogenic influence. The combination of warm and dry climatic conditions in the Danube-Tisza Interfluve in the later Roman period and significant human influence led to the emergence of eolian activity in the study areas. The role of climatic factors in the deposition of wind-blown sand movements during the Migration period cannot be clearly assessed in the absence of local data, but the data for the Carpathian Basin show no correlation between sand movement and the existence of drier periods. On the other hand, there is ample evidence of strong human activity in both natural historical and archaeological research, which supports the anthropogenic influence in the origin of wind-blown sand movements.

Exploring the climatic causes of the medieval sand movement period, the detailed results of the climatic and landscape history analysis, as well as the data of environment historical research provide good support. Based on these, the Danube-Tisza Interfluve was characterised by a very dry climatic phase during the medieval period. This was coupled with the increasing dominance of large-scale livestock farming in landscape use, so the combination of climatic and anthropogenic factors led to the emergence of wind-blown sand movements.

During periods of wind-blown sand movements, the climatic conditions were variable, sand movements occurred in both wetter and drier periods. Sand movements during wetter climatic periods support the outstanding role of human activity. However, there is evidence that there

were also drier climatic periods when the role of climatic and anthropogenic factors were unclear.

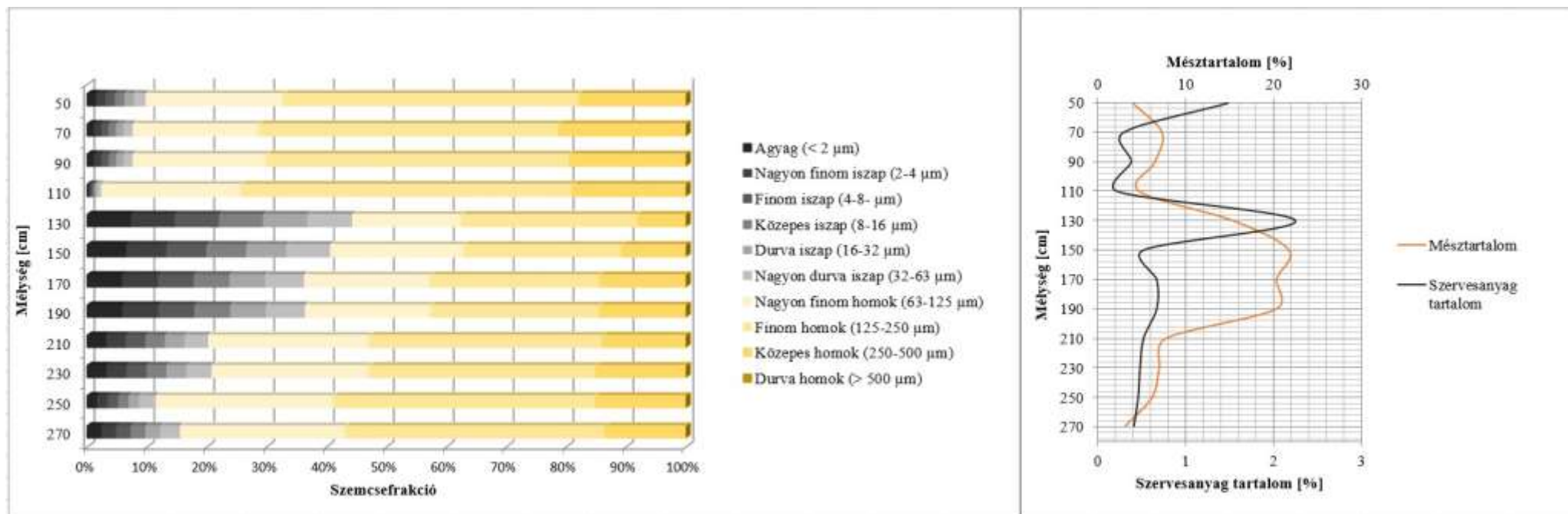
Would less rainfall and drier climate have been sufficient to trigger sand movement in the absence of human presence? To answer this question we must look for the results of environmental historical analysis and in the laws and formation conditions of wind-blown sand movement.

Both vegetation covered and sandy areas occur in arid deserts and rainier continental areas as well. Currently, areas characterized by wind-blown sand movement are found in continental climate with an average annual precipitation of 100-1500 mm/year (Vimpere et al. 2021). However, low precipitation does not necessarily mean free-moving sand surfaces. We have seen numerous examples of vegetation covered sand surfaces under drier climatic conditions (Bolles et al. 2017, Forman et al. 2005, 2008, Lambert et al. 2020, Levin and Ben-Dor 2004, Li et al. 2005, Li 2006, Li and Sun 2006, Muhs and Wolfe 1999, Olson 2002, Pease 2020, Shi et al. 2004, Sun et al. 2006, Tsoar and Goodfriend 1994, Zheng et al. 2006, Zhou et al. 2008, Wu and Ci 2002). The reason for this is the critical factor in the initiation of sand movement that is not the amount of precipitation, but the wind energy and vegetation cover (Tsoar 2005). Those areas where sand-binding vegetation and soil formation is typical, e.g. the culture steppe of the Danube-Tisza Interfluvium characterized by gallery forests, pastures, grasslands and cereal fields, have a largely sufficient vegetation cover and were able to protect the surface during drier periods. On a surface covered with a closed vegetation cover, winds of a strength that only blows in Antarctica can only remove vegetation (Tsoar 2005).

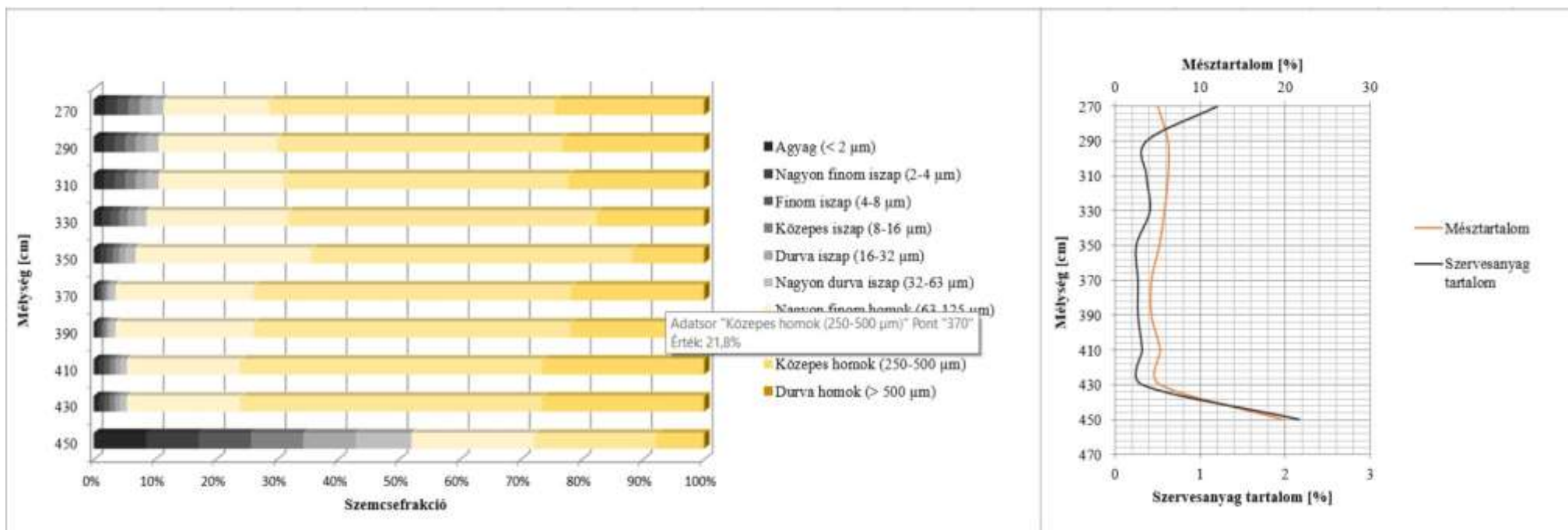
In conclusion, it is not the change in climatic conditions and drier periods, rather socio-economic reasons and the anthropogenic vegetation destruction that determine and led to the sand movements in the Danube-Tisza Interfluvium, which highlights the importance of human impact on the environment. It is a good example of the intense and rapid impact of human activity on the ecosystem of sandy areas and it is much more significant than the short-term natural environmental impacts.

The results of the research show that in the future, in order to avoid wind-blown sand movements and to protect soil surfaces, thoughtful solutions are needed for fragile ecosystems such as the wind-blown sand-covered areas of the Danube-Tisza Interfluvium. The land use and sustainable agricultural activity is of particular importance, as inappropriate land use can greatly accelerate the development of eolian processes.

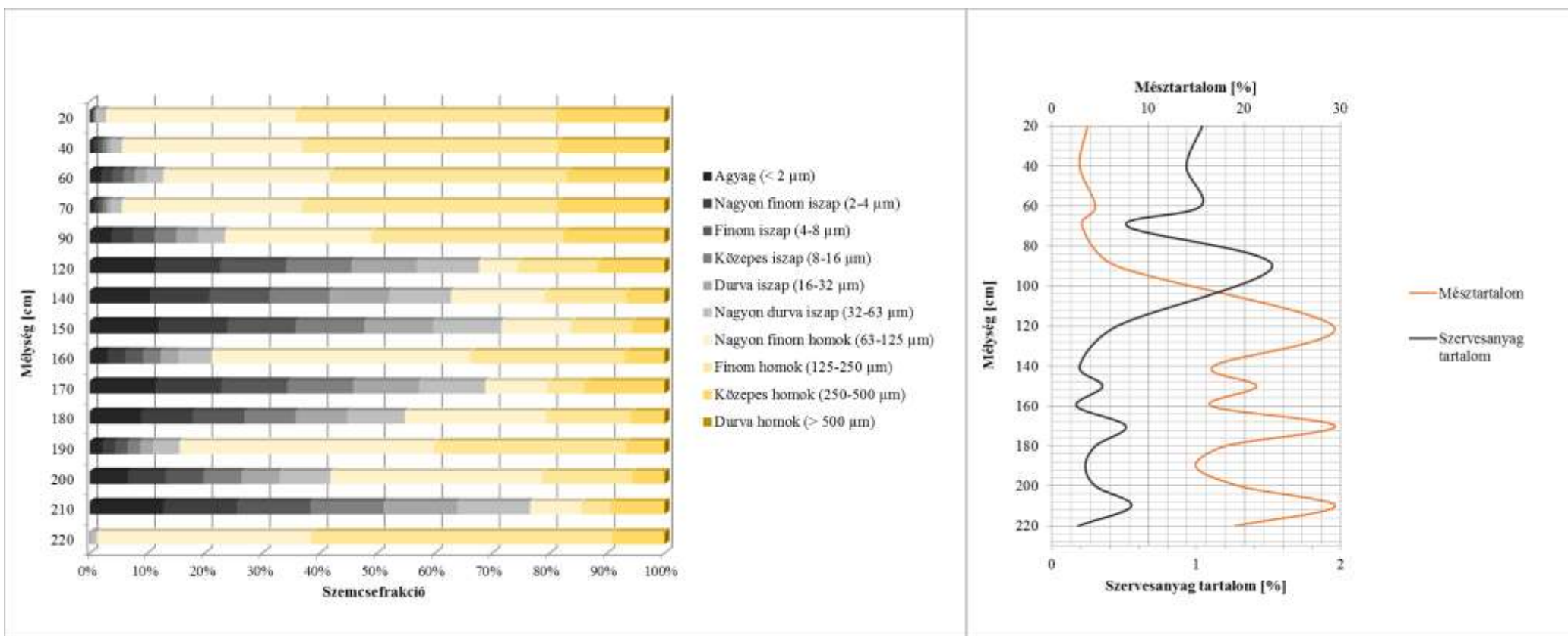
11. Melléletek



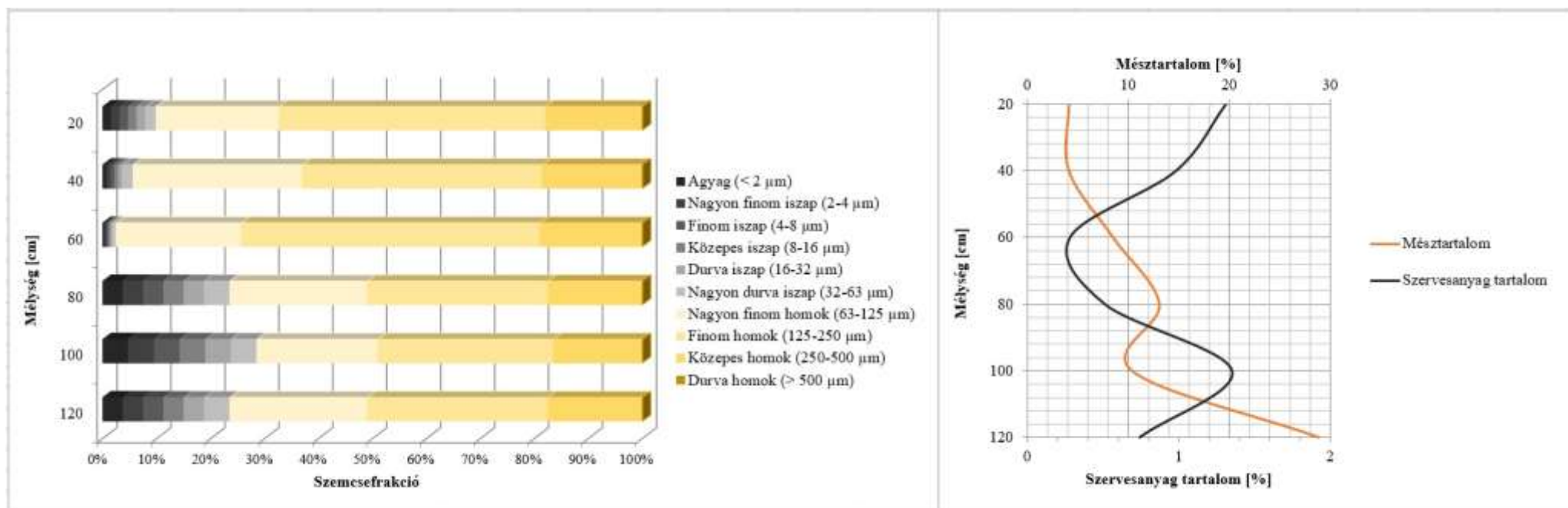
1. melléklet: A csengelei homokbánya I. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



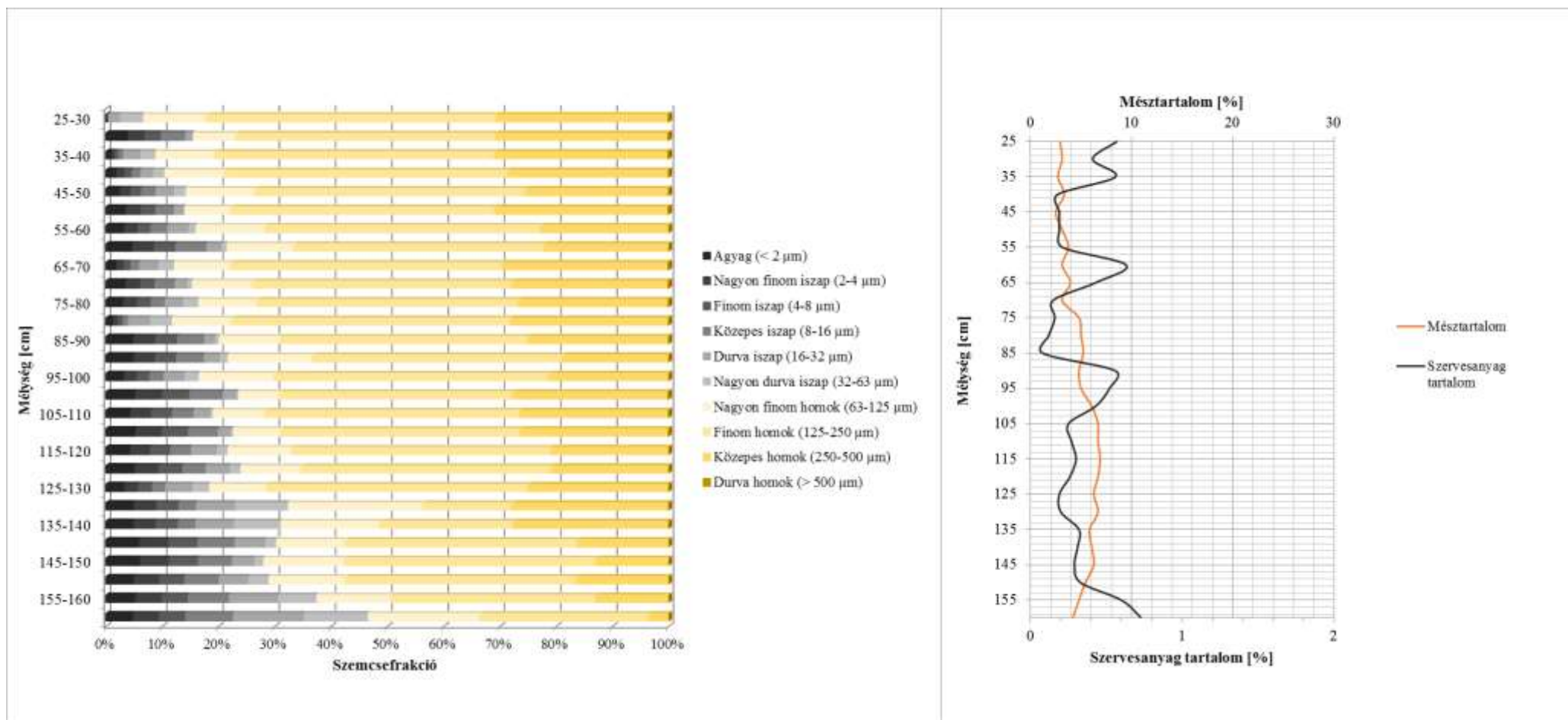
2. melléklet: A csengelei homokbánya II. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



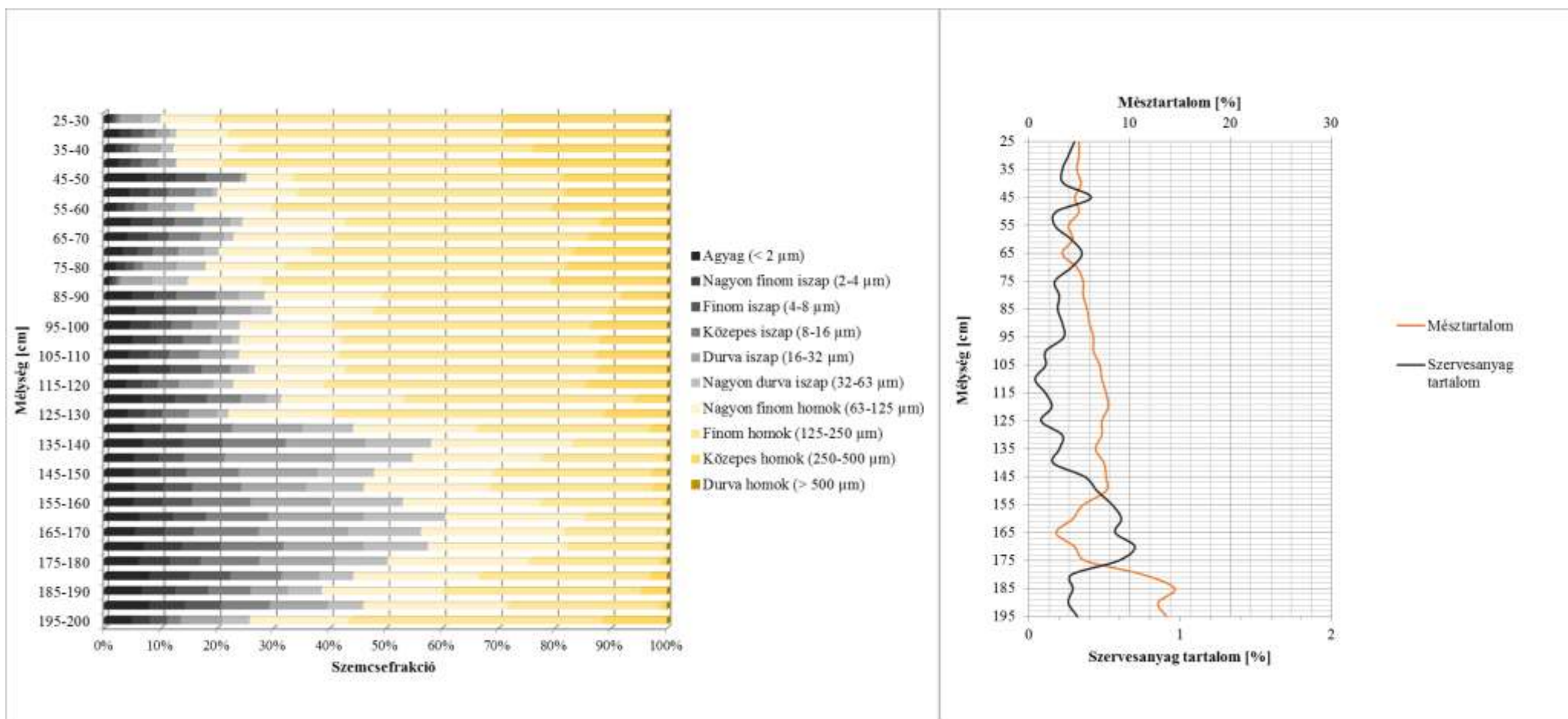
3. melléklet: Az Apostag-Szilas kelet ásatás szelvényének (I.) rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



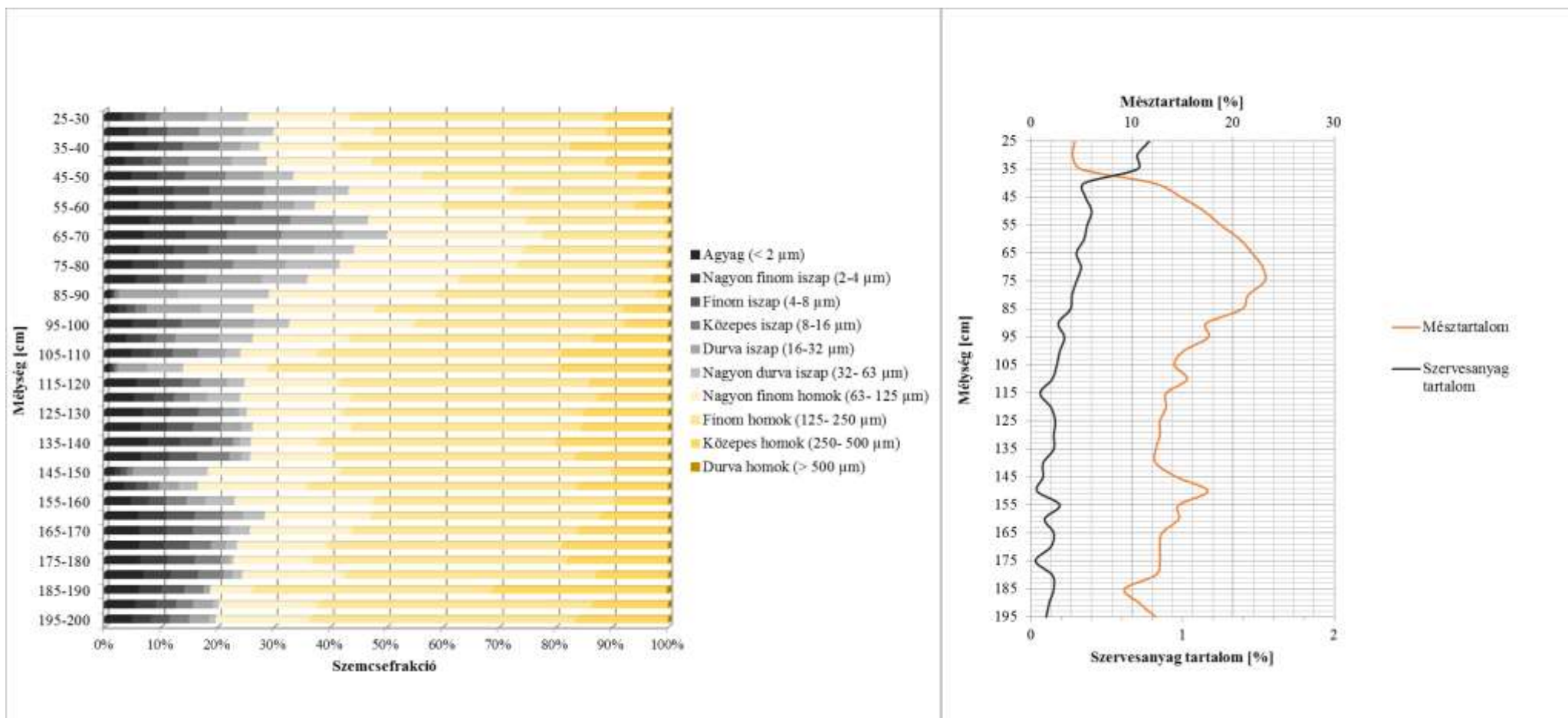
4. melléklet: Az Apostag Hetényi rész ásatás szelvényének (II.) rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



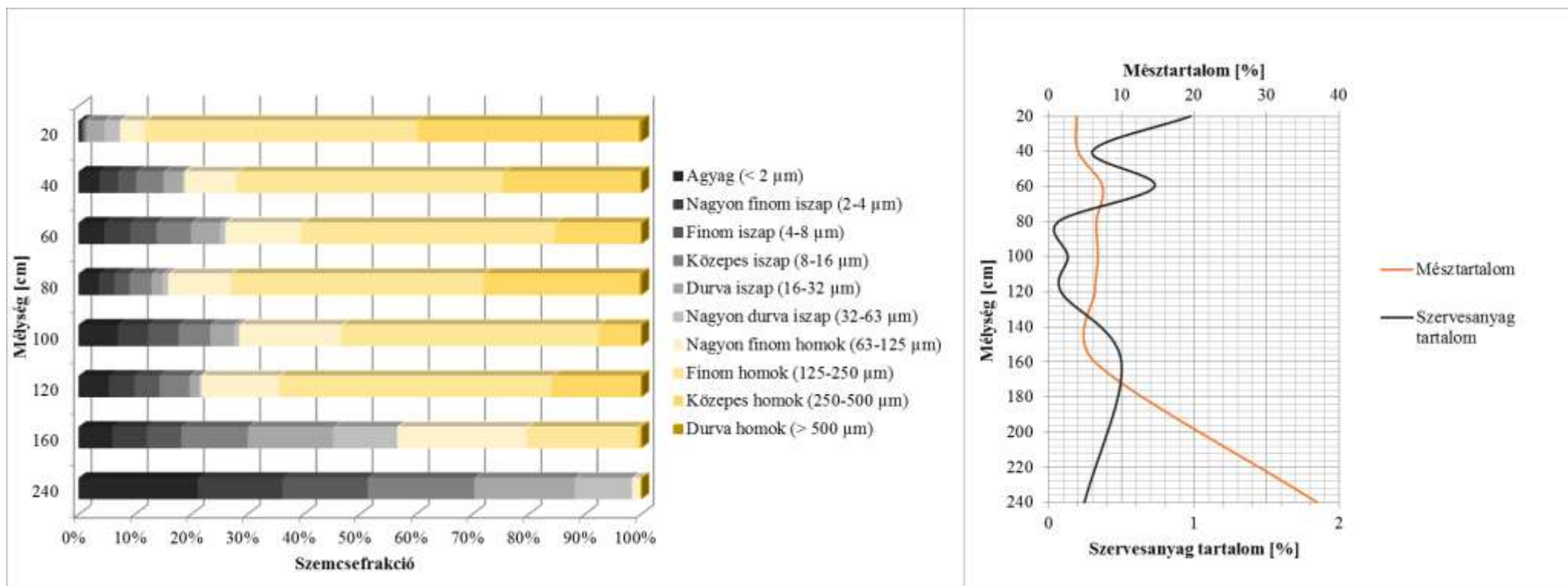
5. melléklet: A Soltvadkert-Alsócsábor Herczeg- tanya ásatás I. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



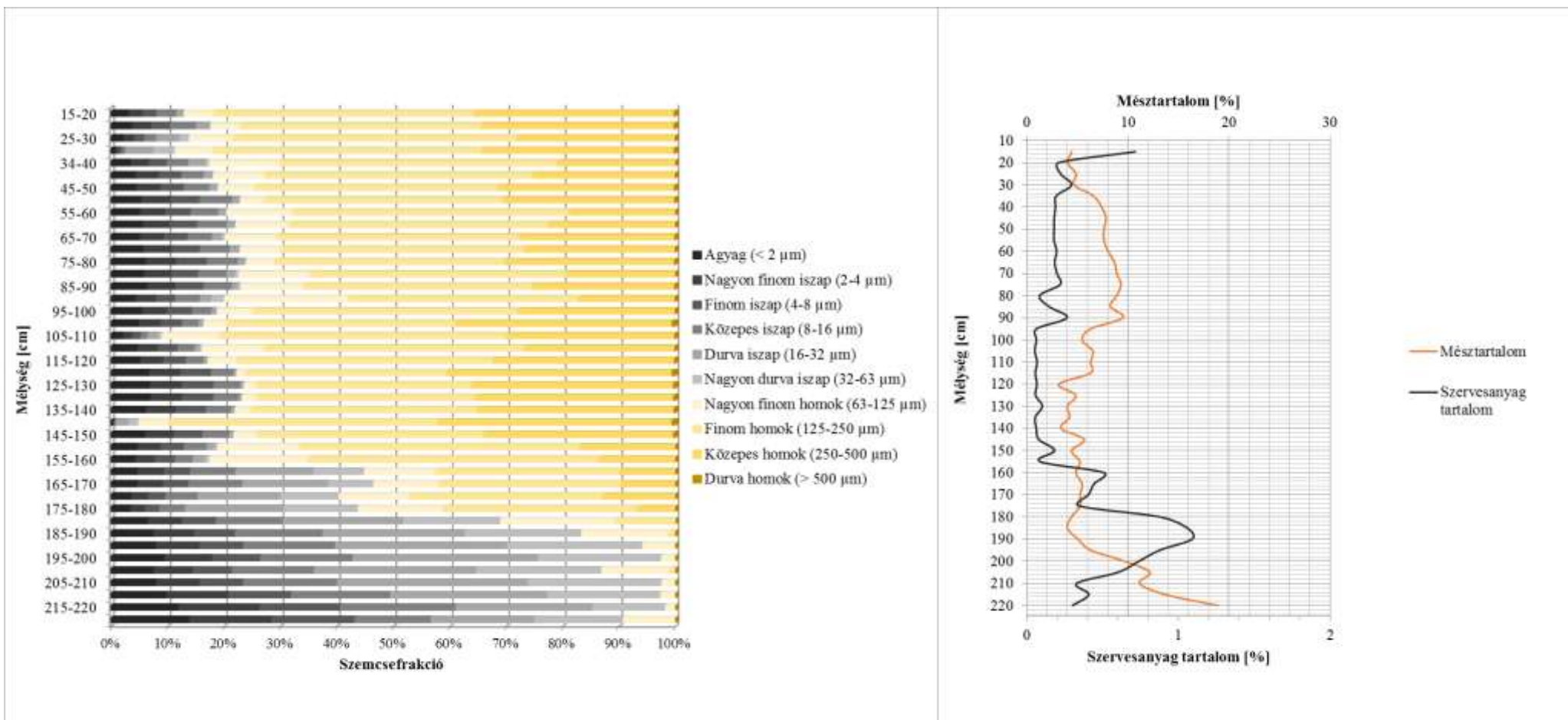
6. melléklet: A Soltvadkert-Alsócsábor Herczeg- tanya ásatás IV. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



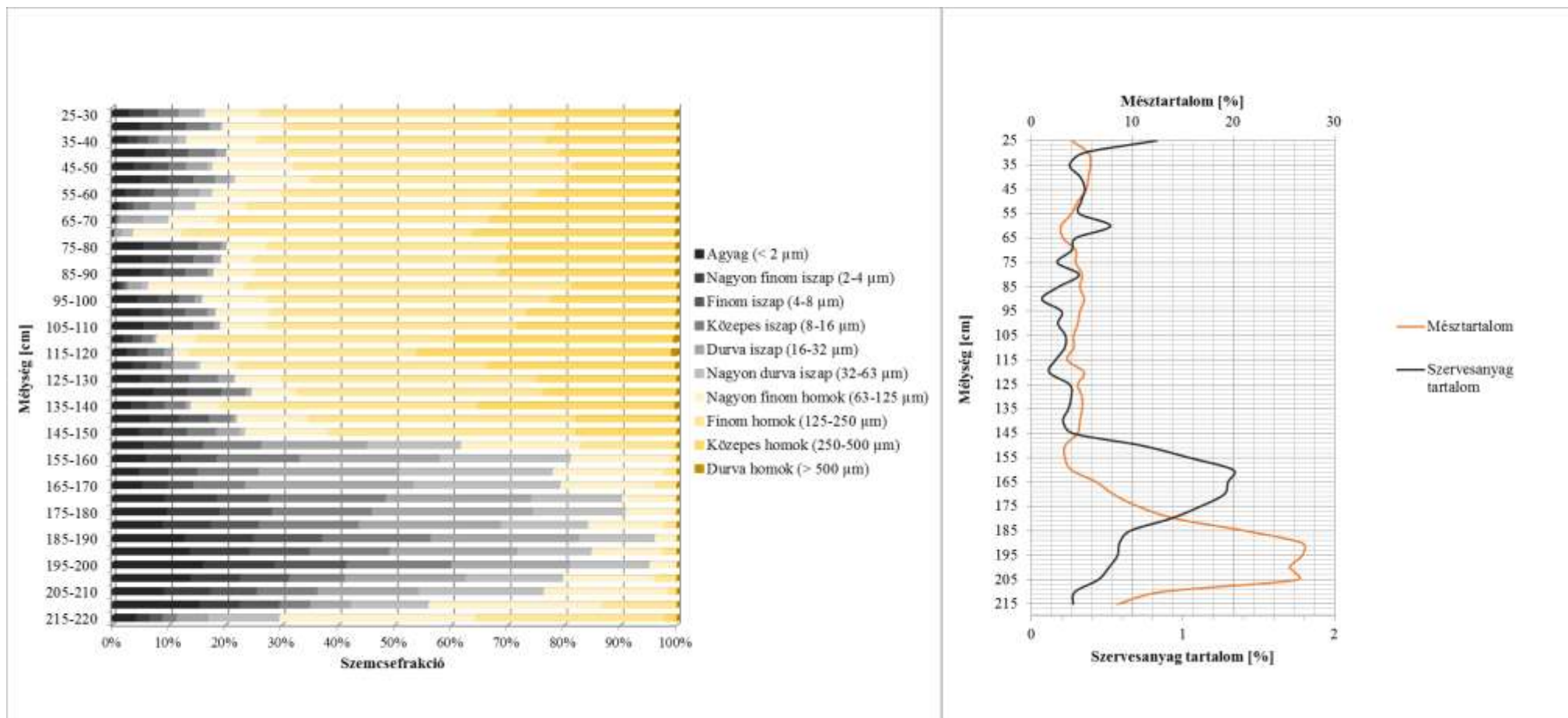
7. melléklet: A Soltvadkert-Alsócsábor Herczeg- tanya ásatás VI. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



8. melléklet: A Kiskunhalas Dong-ér ÉK ásatás I. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



9. melléklet: A Kiskunhalas Dong-ér ÉK ásatás II. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)



10. melléklet: A Kiskunhalas Dong-ér ÉK ásatás III. szelvényének rétegsora, a minták szemcseösszetétele, szervesanyag és mésztartalma (a szerző szerkesztette)