

Platóhelyzetű eolikus üledékek és formák az Agár-tető bazaltfennsíkján (Déli-Bakony)

SEBE Krisztina¹, CSILLAG Gábor², THAMÓNÉ BOZSÓ Edit²

¹ PTE Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság ú. 6.; krisztina.sebe@gmail.com

² Magyar Állami Földtani Intézet; 1143 Budapest, Stefánia út 14.; csillag@mafi.hu, bozso@mafi.hu

Mountain-top aeolian deposits and ventifacts on the basalt plateau of Agár-tető (Southern Bakony, Hungary)

Abstract

Mountain-top or cliff-top aeolian deposits are a special type of aeolian sediment, which are transported upwards along steep or even vertical slopes by the wind. Most of the published occurrences are of Holocene age. In Europe, they have been reported from a few sites along the western margin of the continent. Here we describe aeolian deposits covering the extensive basalt plateau of Agár-tető in the Transdanubian Range (Southern Bakony).

The deposits have a thickness of around 0.5 m on horizontal surfaces, while in wind shadow they can be several metres thick. They are mainly medium-sorted, with grain sizes ranging from clay to fine gravel but the dominant type is fine sand. The majority of the grains are quartz and probably originated from the north — i.e. from Lake Pannon sediments underlying the basalt. The sediment material itself must have been transported onto the plateau by strong winds during the Pleistocene glacials. Trapping was most probably caused by the coarse surface roughness (i.e. a surface strewn with basalt blocks), by vegetation cover and, in the case of thick accumulations, by the topographical position. Strong aeolian activity is indicated by wind-fluted basalt blocks as well.

Keywords: mountain-top aeolian sediments, basalt, ventifact, Transdanubian Range (Hungary), Pleistocene, periglacial

Összefoglalás

A platóhelyzetben található eolikus homokok a szél által lerakott üledékek egy különleges fajtáját alkotják, amit a szél meredek, akár függőleges lejtő mentén szállít fel a tetőre. Az irodalomban főleg holocén példákról olvashatunk, hiszen ezen üledékek megmaradásának és felismerésének valószínűsége elég kicsi. Európában eddig csak néhány helyen, a kontinens nyugati peremén írtak le ilyen eredetű üledéket. Most nagy kiterjedésben találtuk meg ezeket a Déli-Bakonyban, az Agár-tető fennsíkján.

Az eolikus üledék a sík felszíneken 0,5 m körüli vastagságú, míg szélárnyékos helyeken több méteres vastagságban halmozódott fel. Közepesen osztályozott, szemcsemérete agyagtól aprókavicsig terjed, uralkodóan aprószemű homok. Anyaga főleg kvarc, északról, a bazalt fekéjében található pannon-tavi üledékekből származtatható. A pleisztocén glaciálisok viharos szelei halmozhatták a fennsíkra, csapdázódását a durva felszínérdesség, azaz a bazaltblokkokkal szórt felszín, a növényborítás, valamint a vastagabb felhalmozódások esetében a domborzati helyzet okozhatta. Az erős szelek hatását bizonyítják a szélmarás által barázdált bazalttömbök is.

Tárgyszavak: eolikus homok, bazalt, éleskavics, Dunántúli-középhegység, pleisztocén, periglaciális

Bevezetés

A Bakonyban és a Balaton-felvidéken a miocén–pleisztocén bazaltvulkáni képződmények többségének fekéjét adó pannon-tavi képződmények lerakódása kb. 8 millió évvel ezelőtt fejeződött be (BUDAI et al. 1999), amit helyenként vékony folyóvízi összlet felhalmozódása követett (SZTANÓ & MAGYAR 2010), bár utóbbinak a nyomát az

Agár-tető közvetlen környékén nem mutatták még ki. A vulkanizmus az így kialakult igen enyhe domborzatú felszínen indult meg, termékeit a Tapolcai Bazalt Formációba soroljuk. A vulkáni formák domináns típusa, az egykori terepszint alá mélyülő maarok mellett összesen két olyan nagyméretű vulkánt ismerünk, melyek a felszínre települtek: a Kab-hegy és az Agár-tető bazalttesteit. Terepbejárásaink során azt tapasztaltuk, hogy az

Agár-tető fennsíkját nagy területen homokos üledék borítja. Korábban innen csak PEREGI (1974a, b) írt le néhány homokfoltot, ezeket részben pannóniai korúnak határozta, az egyik kis előfordulásról pedig felvetette, hogy futóhomok lehet.

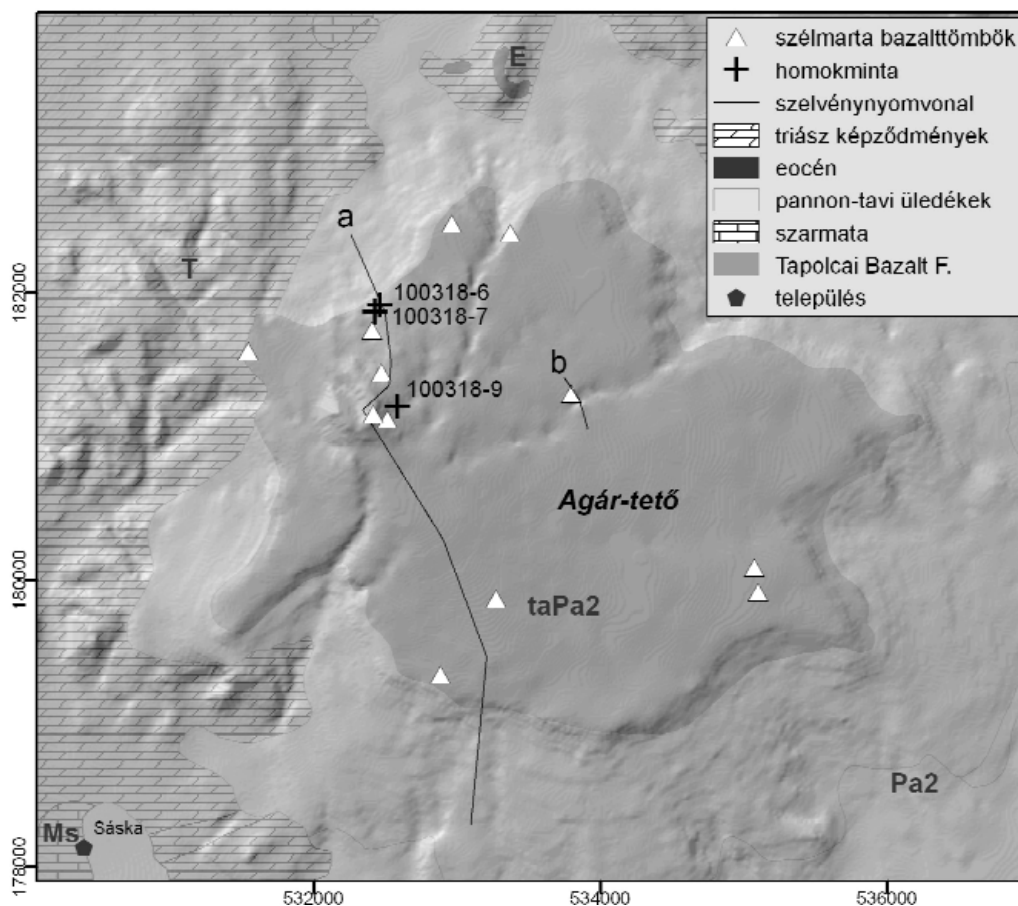
A homok lerakódása folyóvízi tevékenységgel nem magyarázható, mivel a hegy mindig kiemelkedett környezetéből. Ismert azonban az eolikus üledékeknek egy speciális fajtája, amely a domborzat kiemelt felszíneire települ homoklepel vagy bucka formájában. Ezt többféle névvel illetik, a homoklepeknek, illetve általánosságban ezeknek az eolikus üledékeknek az angol elnevezése *ae-olian cliff-top/mountain-top/plateau-top deposits* (pl. BALLANTYNE 1998, HÉTU 2006, GERMAIN et al. 2009, PYE & TSOAR 2009), a buckákat pedig általában *cliff-top dunes* vagy *perched dunes* (pl. MARSH 1990, SAYE et al. 2006) néven említik; magyarra talán eolikus platóhomoknak fordíthatnánk. Munkánk célja az Agár-tető fennsíkján található homok előfordulásának előzetes dokumentálása, valamint az eolikus eredet lehetőségének vizsgálata volt. E célból kerestük a szélrózsió egyéb nyomait is, kiemelten a szélmarásos sziklafelszíneket, melyek jelenléte a tágabb

környezet számos szélciszszolta kavicsa és kőzetfelszíne (JÁMBOR 2002, CSILLAG et al. 2008) alapján elméletileg elvárható volt, de bazaltokon eddig nem kerültek elő.

Vizsgálati terület és módszerek

A Déli-Bakonyban, Monostorapátitól 5 km-re ÉNy felé elhelyezkedő Agár-tető kb. 5 km átmérőjű bazaltfennsíkját több hasadékból kiömlő láva hozta létre (MARTIN & NÉMETH 2004) (1. ábra). A vulkáni aktivitás hosszú ideig (5,25–2,8 Ma), több periódusban zajlott (BALOGH et al. 1986). A fennsíkon található a vulkán legfiatalabb része, a 2,8 millió éve képződött, 80 m magas és 600 m átmérőjű csúcsi salakkúp, valamint több kis salak- és lávafröccskúp is (MARTIN & NÉMETH 2004).

Az itt bemutatott vizsgáldások során bejártuk a fennsík területét, hogy adatokat nyerjünk a homok elterjedéséről és települési viszonyairól, illetve hogy szélmarás bazaltfelszíneket keressünk. A homokból szemeloszlás- és SEM-vizsgálatok céljából mintákat vettünk. A szemeloszlási vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézet laborató-



1. ábra. Az Agár-tető és környéke egyszerűsített földtani térképe (BUDAI et al. 2000 alapján) a szélmarás bazalttömbök helyével és a 2. ábra szelvényeinek nyomvonalával

T – triász képződmények; E – eocén; Ms – szarmata; Pa2 – pannon-tavi üledékek; taPa2 – Tapolcai Bazalt F.

Figure 1. Simplified geological map of Agár-tető (based on BUDAI et al. 2000)

T – Triassic; E – Eocene; Ms – Sarmatian; Pa2 – Lake Pannon deposits; taPa2 – Tapolca Basalt F.; triangles – basalt ventifacts; crosses – sand samples; solid line – location of the sections in Figure 2 solid pentagon: settlement

riumában szitalással és Frich Analysette 22 típusú lézeres szemcseméret-meghatározóval készültek.

Eredmények

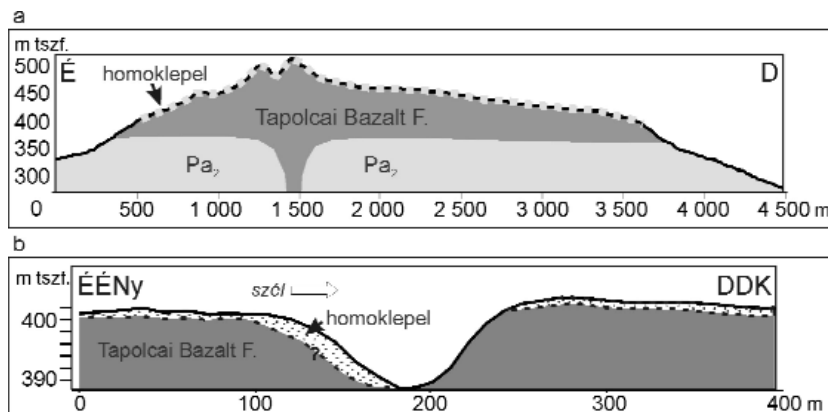
A homokos üledék elterjedése és jellemzői

A terepbejárások alapján megállapítható, hogy az Agár-tető teljes fennsíkját befedi a kvarchomokos üledék. Sík vagy ahhoz közeli felszíneken 0,5–0,8 m vastagságú, és nem mutatható ki benne oldalirányú vastagságváltozás, míg a lejtős felszíneken, elsősorban a fennsíkba vágódó völgyek oldalain több m vastagságot is elér. Deciméteres átmérőjű bazalttömbök közé, illetve rájuk települ. A homok rétegzetlen, üledékes szerkezetek nem figyelhetők meg benne; felső néhány decimétere a recens talaj alapkőzetét alkotja.

A homok domborzati helyzetét a 2. ábra szelvényei mutatják. A terület legnagyobb részén a homok lepelként fedti be a kisebb domborzati formákat, így például megtalálható a csúcsi salakkúptól ÉÉNy felé húzódó lávafolyás

vagy fekete színű. Ez alatt sík felszínen, ahol a vékony homokos öszlet bazaltmálladékkal keveredik, sötétvörös, míg a lejtős felhalmozódások talaj alatti része sárga vagy világosszürke. Az üledék a sík felszíneken közepesen osztályozott, a domináns frakciója az aprószemű homok, számottevő kőzetlisztet, kevés agyagot és 5–10 mm közötti szemcséket is tartalmaz. Az eddig vizsgált minták közül a legdélebbi a legfinomabb szemcseméretű (3. ábra). A vastagabb, völgyoldali öszletek jól osztályozottak, a homoknál finomabb frakciók aránya elenyésző bennük. A szemcsék kb. harmada-fele jól kerekített, néhány szemcsén polírozottság is látszik.

A 100318-6. sz. minta ásványos összetételéről az előzetes mikroszkópos vizsgálatok alapján megállapítható, hogy benne a kvarc dominál, de sok bontott, valamint kevés üde földpátot, és csak néhány százaléknyi bazalt törmelékanyagot tartalmaz. Nehézásványai között a gránát a leggyakoribb, lényegesen ritkábbak a magnetit-ilmenit, az amfibolok és a piroxének. Kevés zoizit, sztaurolit, sillimanit, epidot, kianit, turmalin, rutil, apatit, leukoxén és klorit is előfordul benne. A nehézásványok nagy része,

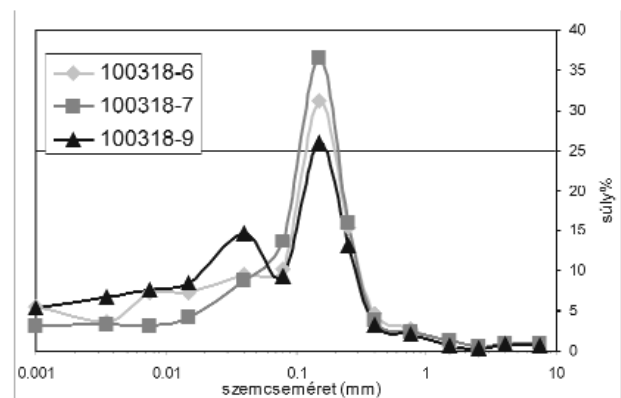


2. ábra. A homokos üledék morfológiai helyzete. a – vázlatos szelvény az Agár-tető nyugati részén keresztül; b – szelvény a Ráskói-patak forrásának völgyén át. A szelvények nyomvonala az 1. ábrán látható.

Figure 2. Geomorphological position of the sandy sediment. a – simplified section across the western part of Agár-tető; b – section across the largest, roughly W-E trending valley. The location of the sections is shown in Figure 1

mindkét oldalán és tetején is. Nagyobb domborzati elemek erősebb hatással voltak a felhalmozódásra. A K–Ny-i vagy ahhoz közeli csapású, a bazaltba erősen bevágódott, merdek oldalú völgyek északi lejtőin több, akár 6–8 méter vastagon halmozódott fel homok, míg a déli lejtőn csak kevés homok keveredik a bazalttömbök között a szállőzetet fedő vékony bazaltnyirokba (2. ábra, b). A csúcsi salakkúp É-i oldalán és keskeny gerincén a homokos fedő igen vékony, a felszínt itt is szétszórt bazalttömbök tartják, a déli lejtőkön ellenben még 0,6–0,8 m mélységben is alig találunk néhány cm-nél nagyobb bazaltdarabot, a felszínt salaktörmelékéből és -málladékból, valamint kvarchomokból álló üledék fedti.

Az üledék főként kvarc anyagú, karbonátmentes homok, helyenként szervesanyagdús, talajosodott. Felső néhány dm-e a talajosodás miatt sötétbarna, sötétszürke



3. ábra. Néhány homokminta szemeloszlása. A minták helye az 1. ábrán látható

Figure 3. Grain size distribution of some sand samples. Sampling sites are shown in Fig. 1

kb. négyötöde jól kerekített. Ez a nehézsúlyos összetétel sok hasonlóságot mutat a közelből, Monostorapáti és Kapolcs környékéről (JÁMBOR 1973, SOLTI 1973) vizsgált felső-pannóniai homokok összetételével, de azokban általában a klorit is a gyakori nehézsúlyúak közé tartozik.

Szélmarásos kisformák bazalton

Az Agár-tető fennsíkján több helyen találtunk olyan bazalttömböket, melyeken egyértelműen láthatók a szélvéste barázdák (1. ábra). Ezek részben a felszínen hevertek, részben a felszín alól, a homokos üledékből vagy bazaltnyirokból kerültek elő. A szélcsiszolta tömbök a felszín borító, illetve a közvetlenül a felszín alatt található bazalt-daraboknak csak igen kis részét adják, és nem gyakoribbak a fennsík északi peremén, mint máshol.

A szélmarásra jellemző kisformák (BOURKE & VILES 2007, KNIGHT 2008) közül síkra csiszolt lap (*facet*) és gödörke (*pit*) ritkán fordul elő, illetve a sík felszínének eredete a kőzet mállottsága miatt általában nem állapítható meg. Bár a szélcsiszolta barázdákat viselő kőzetfelszínnek viszonylag sima tapintásúak, a szélmarásra legjellemzőbb polírozott felület sehol sem volt látható, ami a kőzetfelszínnek utólagos mállásának eredménye. A leggyakoribb és legjellegzetesebb formák a szélcsiszolta barázdák (4. ábra), melyek több cm szélesek és mélyek és akár 20 cm hosszúak is lehetnek. Gyakran zárt végűek (angolul ezeket *flute* néven különböztetik meg), a bazalt hólyagüregeiből indulnak ki, onnan keskenyednek és sekélyednek, de vannak párhuzamos oldalú, egyenletes mélységű, egyenes vagy enyhén hullámos, mindkét oldalon nyitott végű barázdák (*groove*) is. Bár a zárt végű formák *in situ* kőzettömbök esetében egyértelműen jeleznek a szélirányt, itt nem nyerhettünk ilyen adatot, mert csak biztosan többször átmozgatott bazalttömbökön találtunk barázdákat. Sok tömb esetében ugyan valószínűsíthető a szél általi felszínalakítás, de főleg a folyásos, irányított szerkezetű lávaanyagon gyakran nem

állapítható meg egyértelműen, hogy a barázdák elsődleges, vulkáni vagy másodlagos, eróziós eredetűek-e. Emiatt csak azokat a bazaltdarabokat tekintettük biztosan eolikusan megmunkáltnak, ahol a felszíni barázdák szöveget zártak be a folyásos szerkezet irányítottságával (4. ábra b, c), vagy ahol a kőzetanyag irányítatlan szerkezetű volt.

Értelmezés

A platóhelyzetű eolikus üledékek az uralkodó szél irányába néző, meredek — 45 fok feletti dőlésű, akár függőleges — lejtők fölötti fennsíkokon halmozódnak fel (PYE & TSOAR 2009). Kialakulásukat annak köszönhetik, hogy ilyen domborzat esetén a szél a sík terepen mért sebességének több mint másfélszeresére is felgyorsul, így képes nagy-méretű szemcséket is felfelé szállítani (BOWEN & LINDLEY 1977). A szemcsék közt nem ritkák az 1 cm fölötti méretűek, a recens viharokban megfigyelt legnagyobb felszállított palatörmelék 13,4 cm hosszú volt (HÉTU 2006). A szakirodalom viszonylag kevés platóhelyzetű eolikus üledékről tudósít, vélhetőleg az ilyen típusú üledékek rossz megőrződési esélyei miatt. Néhány jellemző előfordulás adatait az I. táblázat foglalja össze. A platóhelyzetű eolikus üledékek esetében közös tulajdonságként a következőket vehetjük számba:

- változatos képződési környezetekben, de speciális morfológiai és földtani helyzetben jönnek létre;
- anyaguk rendszerint a szirtfalból származik, amire települnek;
- rövid távon, a szirt élétől csak kis távolsáig szállítódnak, emiatt gyakran rosszul osztályozottak és szemcséik alig koptatottak;
- dűnéket vagy szerkezet nélküli homokleplet alkotnak;
- lehetnek rétegzetek és rétegzetlenek, talajok tagolhatják őket.



4. ábra. Szélcsiszolta bazalttömbök

A szélmarás véste barázdák irányát nyíl (a), az elsődleges, vulkáni kőzetszerkezet irányítottságát pontozott vonal jelzi (b, c). A c ábra egy koncentrikus szerkezetű vulkáni bomba keresztirányú törési felületét mutatja, amit a szél a törés után megmunkált

Figure 4. Basalt ventifacts

Wind-carved grooves and flutes are indicated by arrows (a), while the orientation of the primary, volcanic rock structure by dotted lines (b, c). Part c of the figure shows the broken surface of a volcanic bomb of concentric structure, which became wind-carved after the bomb had been broken

I. táblázat. Platóhelyzetű eolikus üledékek jellemző adatai

Table I. Typical features of mountain-top/cliff-top aeolian sediments

Hely	Hivatkozás	Topográfiai helyzet	Homok vastagsága	Max. távolság a szirtperemtől	Üledék jellege	Homok anyaközete (szirtfal anyaga)	Üledékképződés kiváltó oka	Kor (év)
The Storr, Skye, Skócia	Ballantyne 1998	tengerparti szirt	2,9 m	100 m	rétegzetlen lepel	bazalt	hegycsuszamlás	6500-0
Mountain River, NWT, Kanada	Bégin et al. 1995	glaciofluvialis terasz	13 m	60 m (dűne), 110 m (lepel)	parabolaszerű dűne talajszintekkel	glaciofluvialis üledék	felgyorsult folyóbevégyódás	900-0
Grand Sable and Sleeping Bear Dunes, Nagytavak, USA	Marsh, Marsh 1987; Marsh 1990	tóparti szirt/ glaciofluvialis terasz	30-40 m	1,5 km	szabálytalan dűnék	glaciofluvialis üledék	tószint emelkedése	5000-0
Anticosti-sz., Quebec, Kanada	Germain et al. 2009	kiemelt abrázios terasz	0,3 m	100 m	lepel	abrázios homok/kavics	tengerszintesés	1560-0
White River Badlands, SD, USA	Rawling et al. 2003	folyóparti szirt	1-3 m	20 m	lepel, keskeny sáv, talajkezdeményekkel	aleurit-homok-kavics	égghajlatváltozás	7900-2900
Rubjerg Knude, Jutland, Dánia	Saye et al. 2006	tengerparti szirt	40 m	150 m (dűne), 2-3 km (lepel)	vonalszerű, szimmetrikus dűne	glaciofluvialis üledék	parthátrálás	270-0 (1885 óta épül?)
Gaspésie, Quebec, Kanada	Hétu 2006	tengerparti szirt	11,4 mm/ esemény	20 m	lepel	pala	parthátrálás?	Aktív
Big Horn Mts., WY, USA	Sharp 1949	pediment	nincs adat	nincs adat	dűnék talajszintekkel	durva hordalékkúp	glaciális égghajlatváltozás	Pleisztocén
Muckish Mountain, Írország	Wilson 1989	fennsík			lepel	metamorf kvarcit	égghajlatváltozás	5300-2600, ill. 1900-0
Porcupine River, Kanada	Lauriol et al. 2002	folyóterasz	3-10 m	<100 m	lepel, gipszkonkréció-szintekkel	dolomit, kvarcit, palák, terasz-kavics	égghajlatváltozás	14860, 11640-8200, ill. 4600-0

A leírt üledékek kora a legtöbb esetben holocén, jelentős részük felhalmozódása ma is zajlik.

Összevetve ezeket az agár-tetői homokról írtakkal megállapíthatjuk, hogy utóbbiak is eolikus lerakódásnak tekinthetők. A homok anyaga mind helyzete, mind nehézsúlyossági összetétele alapján elsősorban a hegytől északra található és a bazalt fekvését is alkotó pannontavi üledékekből (2. ábra, a) származtatható. Lényegesen kisebb klorittartalmát a szállítás közbeni osztályozódás eredményezhette, melynek következtében a kisebb méretű, kisebb sűrűségű és lemezes vagy oszlopos szemcsék messzebbre jutnak el, mint a nagyobb méretű, nagyobb sűrűségű és izometrikus alkotórészek (PETTIJOHN 1975). Mivel a klorit lemezes, és a többi nehézsúlyoshoz képest közepes sűrűségű, ezért a jelentős klorittartalmú pannontavi homok áthalmozása során a kloritot messzebbre szállította a szél, illetve kifújta a közelebbi lerakott homoktestekből. A homokos üledéket az erős, északias pleisztocén szelek (LÓCZY 1913, CSILLAG et al. 2010) szállíthatták fel a fennsíkra. A viszonylag nagy felső szemcseméretű (5–10 mm), az összességében gyenge koptatottság és polírozottság közeli forrásterületre utal. A fennsík északi peremén több fosszilis csuszamlás látható,

amik okozhatták a homokszállítás megindulását. Mivel azonban a defláció a pleisztocén több szakaszában igen erős volt, nem feltétlenül szükséges hegycsuszamlást feltételezni az üledékforrás feltáródásához, hiszen a fennsíktól közvetlenül északra ma is pannontavi képződmények találhatóak (1. ábra). A csuszamlások azonban mindenképpen hozzájárultak az északi, szélfelőli platóperem meredek oldalának kialakításához. A szélfújta homok megőrződését a bazaltplatón talán a gyér növényzet is elősegíthette, ahogy azt pl. Skóciában leírták (BALLANTYNE 1998), de a durva felszínérdeesség — tehát az, hogy a légáramlás felszíni határ-retegébe különböző mértékben benyúló bazaltblokkok hevernek elszórtan a felszínen — lehetett a csapdázódás egyik fő oka. Speciális domborzati helyzetben, szélárnyékos lejtőn (2. ábra, b) pedig több méter vastagon halmozódhatott fel a homok.

Az eolikus tevékenység pontos korát jelenleg még nem ismerjük, azonban többféle adat utal arra, hogy a széléróziós időszak már lezárult. A szélcsiszolt bazaltfelszínnek mállottak, polírozottság egyikén sem látszik. A tömbök sok helyen a homokban eltemetve találhatóak, és a homokot az egyik előfordulásnál PEREGI (1974b) szerint lösz fedí, bár

ezt a lösz terepbejárásaink során nem találtuk meg. Ez alapján, valamint a hazai futóhomokos üledékek és szélcsiszolta felszínnek kormeghatározási eredményei alapján (pl. GÁBRIS 2003, NOVOTHNY et al. 2010, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011) az eolikus homok és a szélmarta bazaltblokkok képződése előzetesen a pleisztocén glaciális szakaszaira tehető. A hazai analógiák alapján a homokszállítás és a szélmarás a pleisztocén során többször ismétlődhetett. A pleisztocén kor mellett szól az is, hogy a deflációhoz legkedvezőbb éghajlati és növényzeti viszonyok a periglaciális körülmények közt álltak fenn. A képződmények korát a jövőben OSL-mérésekkel szeretnénk pontosítani.

Következtetések

Vizsgálataink alapján az Agár-tető fennsíkját lepelként borító homokos üledék egy speciális üledékképződési környezetről tanúskodik, ahol a szél fölfelé, a platóra halmozta át a bazalt fekéjéből származó anyagot. A homok elsősorban pannon-tavi üledékekből származtatható, amit az erős, északias szelek a pleisztocén során szállítottak el. E homok segítségével csiszolta a szél meg a bazaltfelszíneket is, a szélmarás nyomát barázdált felszínű bazalttömbök őrzik.

Bár a keletkezésük óta kiemelt helyzetben lévő bazaltfennsíkok esetében várható volt az eolikus képződmények és elsősorban a széléróziós formák megjelenése, ezeket eddig mégsem írták le a vizsgált területről, ami több okkal magyarázható:

- a területen leggyakoribb felszíni kőzettípusok (hólyagos bazalt, gyorsan málló „kukoricaköves” bazalt, salak) nem kedveznek a csiszolt felszínnek és szélmarásos kisformák keletkezésének és a jelenlegi éghajlaton megőrződésének sem;
- ha keletkeztek is szélcsiszolta barázdák, sokszor nehezítik megkülönböztetni a láva elsődleges üregeitől;
- a csiszolt kőzettömbök részben eltemetődtek;
- a kvarter fedőüledékeket nem vizsgálták alaposan ilyen szempontból.

Ennek tudható be, hogy csak a célirányos keresés és vizsgálat hozott eredményt.

A folyamatban lévő vizsgálatok reményeink szerint a közeljövőben pontosítani tudják majd ismereteinket a homok települési viszonyairól és a széléróziós időszak koráról is.

Köszönetnyilvánítás

A munkát a 62478 számú OTKA projekt támogatta. Köszönettel tartozunk RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiának és SZTANÓ Orsolyának alapos lektori munkájukért.

Irodalom — References

- BALLANTYNE, C. K. 1998: Aeolian deposits on a Scottish mountain summit: characteristics, provenance, history and significance. — *Earth Surface Processes and Landforms* **23/7**, 625–641.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica, Szeged* **28**, pp. 75–94.
- BÉGIN, C., MICHAUD, Y. & FILION, L. 1995: Dynamics of a Holocene cliff-top dune along Mountain River, Northwest Territories, Canada. — *Quaternary Research* **44/3**, 392–404.
- BOURKE, M. C. & VILES, H. A. 2007: Aeolian Features. — In: BOURKE, M. C. & VILES, H. A. (eds): *A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments*. Planetary Science Institute, Tucson, 6–22.
- BOWEN, A. J. & LINDLEY, D. 1977: A wind-tunnel investigation of the wind speed and turbulence characteristics close to the ground over various escarpment shapes. — *Boundary-Layer Meteorology* **12/3**, 259–271.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadvány* **197**, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., GYALOG L. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 2000: A Dunántúli-középhegység terület prekvarter (negyedidőszaki képződményektől mentes) fedetlen földtani térképe, M=1:100 000. — *Kézirat*, MÁFI-MOL Rt.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P. M., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2008: Deflációs formák és folyamatok a Dunántúli hegységi területein és környezetükben. — *4. Magyar Földrajzi Konferencia*, Debrecen, 2008. november 14–15., 84–90.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A szélérózió szerepe a Dunántúli hegységi és dombvidéki területeinek felszínfejlődésében. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 445–468.
- GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127/1–4**, 1–14.
- GERMAIN, D., LAVOIE, M. & FILION, L. 2009: Cliff-Top Eolian Sedimentation Reflecting Mid- to Late-Holocene Environmental Changes at Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada. — *Journal of Coastal Research* **25/2**, 324–335.
- HÉTU, B. 2006: Coarse cliff-top aeolian sedimentation in northern Gaspésie, Québec (Canada). — *Earth Surface Processes and Landforms* **17/1**, 95–108.

- JÁMBOR Á. 1973: Monostorapáti, Mat-2. számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 9 p.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlemények* **132**, 101–116.
- KNIGHT, J. 2008: The environmental significance of ventifacts: A critical review. — *Earth-Science Reviews* **86/1–4**, 89–105.
- LAURIOL, B., CABANA, Y., CINQ-MARS, J., GEURTS, M.-A. & GRIMM, F. W. 2002: Cliff-top eolian deposits and associated molluscan assemblages as indicators of Late Pleistocene and Holocene environments in Beringia. — *Quaternary International* **87/1**, 59–79.
- LÓCZY L. sen. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, 1. kötet, 1. szakasz. — M. Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 617 p.
- MARSH, W. M. 1990: Nourishment of perched sand dunes and the issue of erosion control in the Great Lakes. — *Environmental Geology* **16/2**, 155–164.
- MARSH, W. M. & MARSH, B. D. 1987: Wind Erosion and Sand Dune Formation on High Lake Superior Bluffs. — *Geografiska Annaler* **69**, Ser. A., 379–391.
- MARTIN, U. & NÉMETH K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26**, 184 p.
- NOVOTHNY Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., KRBETSCHKEK, M. & TSUKAMOTO, S. 2010: Infrared stimulated luminescence and radiofluorescence dating of aeolian sediments from Hungary. — *Quaternary Geochronology* **5**, 114–119.
- PEREGI Zs. 1974a: Földtani alapadatok Taliándörögdi, Kapolcs, Monostorapáti és Sáska 10 000-es térképeikhez. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 615 p.
- PEREGI Zs. 1974b: A taliándörögdi, kapolcsi, monostorapáti és sáskai 1:10 000-es térképlapok területének földtani leírása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 213 p.
- PETTJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks*. — Harper and Row Publishers, New York, 628 p.
- PYE, K. & TSOAR, H. 2009: *Aeolian Sand and Sand Dunes*. — Springer, Berlin–Heidelberg, 458 p.
- RAWLING, E. J., FREDLUND, G. G. & MAHAN, S. 2003: Aeolian cliff-top deposits and buried soils in the White River Badlands, South Dakota, USA. — *The Holocene* **13/1**, 121–129.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G., BOURLÉS, D. & MÜLLER, P. (2011): Dating pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Quaternary Geochronology* **6/6**, 515–529.
- SAYE, S.E., PYE, K. & CLEMMENSEN, L.B. 2006: Development of a cliff-top dune indicated by particle size and geochemical characteristics: Rubjerg Knude, Denmark. — *Sedimentology* **53/1**, 1–21.
- SHARP, R.P. 1949: Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming. — *Journal of Geology* **57/2**, 175–195.
- SOLTI G. 1973: Kapolcs, Kpt-2. számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 13 p.
- SZTANÓ O. & MAGYAR I. 2010: A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana. — *Földtani Közlemények* **140/2**, 163–166.
- WILSON, P. 1989: Nature, origin and age of Holocene aeolian sand on Muckish Mountain, Co. Donegal, Ireland. — *Boreas* **18/2**, 159–168.
- Kézirat beérkezett: 2011. 03. 11.