

AZ ALFÖLD TERMÉSZETI KÉPÉNEK KIALAKULÁSA

*Mezősi Gábor**

1. Az Alföld medencéjének kialakulása

Az alaphegységet tekintve a Kárpát-medence két – a Közép-magyarországi szerkezeti vonallal elválasztható – egységre bontható, amelyek csak a középidő végére kerültek csak egymás mellé. A vonaltól ÉNy-ra az ALCAPA megnevezésű egység lemeztömbjei is csak a harmadidőszak elején (mintegy 50-60 millió éve) forrtak össze. A másik egység részei a Tethys-óceán északi, illetve az európai lemez déli peremén elhelyezkedő, az ún. Tiszai (emlékezve a Prinz-féle Tisiára is) és a Dácia lemezek anyagaiból álltak össze. Ez utóbbiak határozták meg a tágabb értelemben vett Alföld kiterjedését. Az átlagosan 3000 méter mély aljzatban ma található legidősebb, szárazulati formálódást mutató részek a Mecsekaljától a Duna-Tisza közégig, illetve a Körösökig három sávban követhetők. A felső karbon–perm fejlődési szakaszt homokkő, agyagpala jellemzi, amely fiatalodva vörös színű homokkővekbe megy át (meleg, száraz éghajlatot jelezve). Ezek a képződmények az ősföldrajzi elemzések szerint delta- és folyóvízi eredetűek és már a permbe sorolhatóak. A kréta végétől kapcsolódott össze a Tiszai- valamint a Dáciai-egység, és így alakult hasonlóan a fejlődésük.

Az Alföld medencéje (a geotudományban ehhez a területileg nagyobb Pannon-medence fogalma illeszthető) intenzívebb alakulása a miocén kezdetéhez köthető. Maga a medence formálódása a Külső-Kárpátok óceáni kérgének szubdukciójával (az így fellépő húzóerőkkel), illetve ezzel összefüggésben a kontinentális kéreg elvékonyodásával, ún. „ívmögötti medence” létrejöttével magyarázható. A vékonyabb, betolódo vízdús litoszférelmez lecsökkentette a köpeny olvadáspontját, ami magma-képződéshez is vezetett, amivel a medence-perem miocén közepi vulkáni tevékenysége is magyarázható.

A süllyedő medencében jelentős tengeri üledék halmozódott fel, de a tenger nagyon eltérő mélységű volt: legmélyebb pontjain akár 900 méteres mélységű lehetett, ami a peremeken jóval kisebb értékeket mutatott. A klíma mellett a Mediterrán felőli tengeri kapcsolat megszűnése miatt a medence egyre sekélyebbé vált és tóvá alakuló víztömeg fokozatosan 8–12%-es sótartalmúvá édesedett. Ilyen körülmények között a tó besűrűsödött volna (ez a szarmata végén rövidebb időre ki is alakulhatott), de a víz-háztartás úgy tudott helyre állni, hogy a sós víz jelentős része – feltehetően a Vaskapun keresztül – leszivárgott, és a csapadékból származó utánpótlás egyensúlyt tudott tartani a vízállásban (Müller 2000).

A hegységeknek a medence süllyedésével lépést tartó emelkedése, és az ezzel kapcsolatos lepusztulás nagy mennyiségű üledékanyagot termelt. A süllyedő medencét jelentősen feltöltötték a beleépülő deltaképződmények, a peremein pedig a környező hegyekből érkező folyók raktak le hordalékot. A sekélyebb területeken agyag- és mészmárga, homokkő, a mélyebb tengerrészekben aleurolit és agyag, a szegélyterületeken homok, kavics és konglomerátum rakódott le több ezer m vastagságban (Hartai 2005). A Pannón-medence folyamatos és intenzív süllyedésének mértékét a kb. 7 millió éves létezése alatt képződött 3000–4000 m vastag üledékes rétegsor jelzi. A plio-

* Dr. Mezősi Gábor, tanszékvezető egyetemi tanár, a földrajztudomány doktora, SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

céntől a megszűnő tavi üledékképződés helyett a szárazulati térszínre jellemző folyóvízi felszínformálódás folyt.

A negyedidőszak 2,5 millió éve alatt folytatódó tektonikus (főként süllyedést jelentő) folyamatok a medence nagy szerkezetét is tovább formálták, de hatásukra kialakult az a folyóvízi homok, lösz stb. formacsoport, amely ma az Alföld felszíni domborzatát alkotja.

2. Hordalékkúpok alakulása és tektonikus mozgások az Alföldön a negyedidőszakban

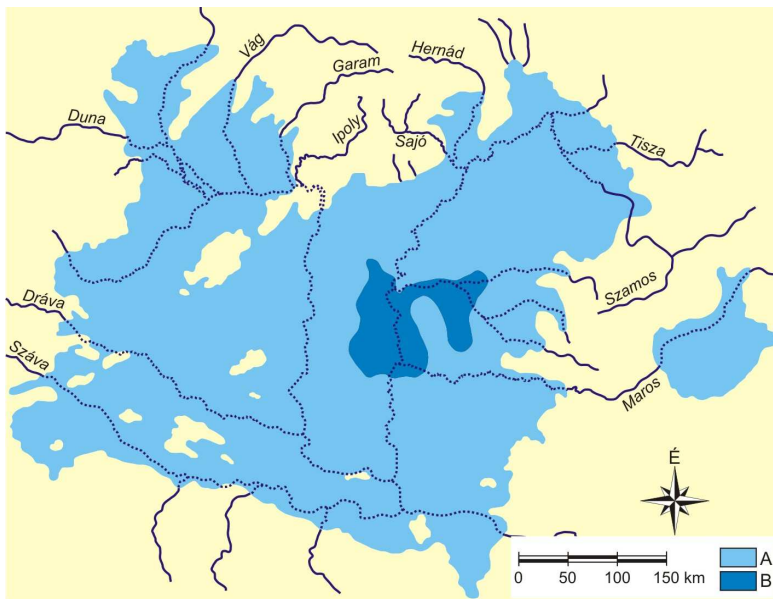
A Kárpát-medencét elfoglaló Pannon-tenger a miocén végén beltóvá zsugorodott, amelynek maradék tagját többen „Alföldi tó”-ként említik (Borsy 1989, 1. ábra). A alföldi medence feltöltésében (a delta-képződmények után) jellemzően a hordalékkúpok játszottak döntő szerepet. A számos kisebb méretű, a hegyekhez és dombságokhoz kapcsolódó (törmelék- és) hordalékkúp mellett a síkságok karakterét, ökológiai jellegét, környezeti értékeit és mai gondjait is néhány nagyterjedésű hordalékkúp határozza meg. Az Alföldön hordalékkúp képezi a Duna–Tisza köze, a Nyírség, és a Körös–Maros köze alapját (2. ábra). A nagy kiterjedésű képződmények mindegyikének kialakulása a pleisztocénhez köthető, hiszen ekkor rendelkezésre álltak formálódásuk tektonikai, klimatológiai, litológiai és hidrológiai feltételei is. A negyedidőszaki hordalékkúpok fejlődése a sok közös vonás ellenére kissé eltérően alakult.

A Duna–Tisza közét alkotó hordalékkúpot az Ős-Duna építette fel. Ez a folyamat a negyedidőszak nagy részén át addig tartott, míg a folyó el nem hagyta a hordalékkúpját. A Kiskunság területén a hordalékkúp képződés gyakran megszakadt, a vízutánpótlás olyan mértékben lecsökkent, hogy ekkor lösz, illetve futóhomok akkumulálódott, létrehozva az ezen üledékek váltakozásából álló sok száz méter vastag üledéktestet. A Nyírség 200–300 m vastag hordalékkúpját a Bodrogot összetevő, a würm közepéig itt biztosan aktív folyók, a középső és déli részeken pedig a pleisztocén egyes szakaszaiban az Ős-Tisza és az Ős-Szamos is építette. A folyók más irányú lefolyása, valamint a negyedidőszak végi emelkedés miatt a vastag homokos felszín az Ny–ÉNy-i területen vékonyabb löszborítást is kapott, a K–DK-i részeken pedig a szárazzá váló felszínen a szél homokformákat alakított. A Maros nagyterjedésű legyezőszerű hordalékkúpjának a pleisztocén kori története arról szól, hogy a folyó épp milyen irányban tért ki az ÉNy-i csapású fő tengelyétől. Ez inkább északi irányú volt és az Ős-Maros ennek megfelelően gyakran a Körös-vidék központi részeihez csatlakozott, de ismerünk olyan helyzetet is, amikor a főág a palást délnyugati pereme felé csúszott le, amiről a würm kori Temes és Béga menti Maros teraszok árulkodnak (Lovász 2006). A Maros jelenlegi futásiránya és szerkezete csak a würm végével kezdődően alakult ki.

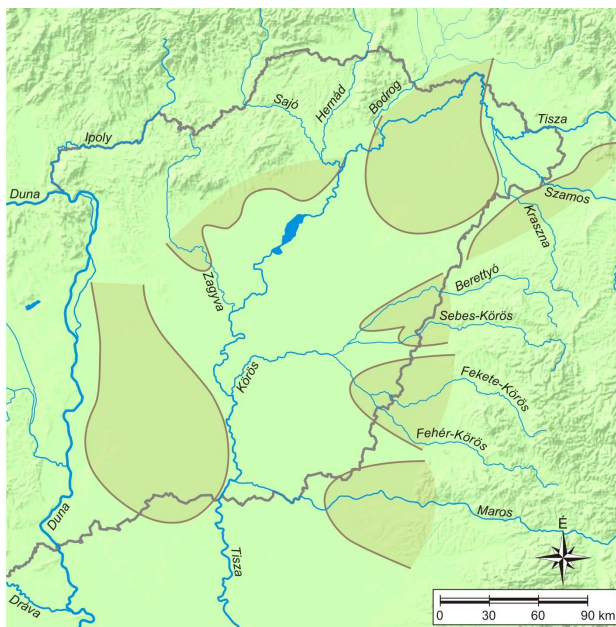
A Kárpát-medencében a negyedidőszak folyamán – átlagosan 0,2 mm/év ritmussal – folytatódott azoknak a kéregdaraboknak a süllyedése, amely mozgás a miocén folyamán többnyire már megkezdődött. Így az Alföld és a Dráva-árok területei mind pleisztocén folyóvízi üledékekkel töltődtek fel, és csak kisebb síksági felszínre jutott különböző típusú löszborítás (pl. a Mezőföld, Körös–Maros köz). Ennek a süllyedésnek a mértéke átlagosan 3–400 m volt. Ezzel párhuzamosan a mai dombságok és középhegységek ebben a 2,5 millió évben mintegy 2–300 m-t emelkedtek (az emelkedés és vele együtt az intenzívebb erózió már a késő pliocénben megindult).

A szedimentológiai elemzések nem mutattak üledékhíányt a felső-pannon és a pleisztocén rétegek között, így szerkezetileg azokat lényegében nem lehet elválasztani

(Rónai 1985). A medencében a pleisztocén kezdetére azonban két nagyobb, folyamatosan süllyedő helyi üledékgyűjtő alakult ki: a Dél-Tiszavölgy (a lerakódott üledékek vastagsága Mindszenten 660 méter, de egyesek szerint akár ezer méter vastag is lehet a Makói-árokban) és a Körös-medence (4–700 m negyedidőszaki üledékvastagság), melyek a helyi erózióbázisai voltak a hegységperemek felől érkező vízfolyásoknak. Az Ós-dunai vízrendszerek a Dél-Tiszavölgy, az Ós-tiszainak pedig a Körös-medence volt a fő üledékgyűjtője.



1. ábra. Az „Alföldi-tó” a legnagyobb (A) és a pliocén végi legkisebb (B) kiterjedés idején (Borsy 1991 szerint)

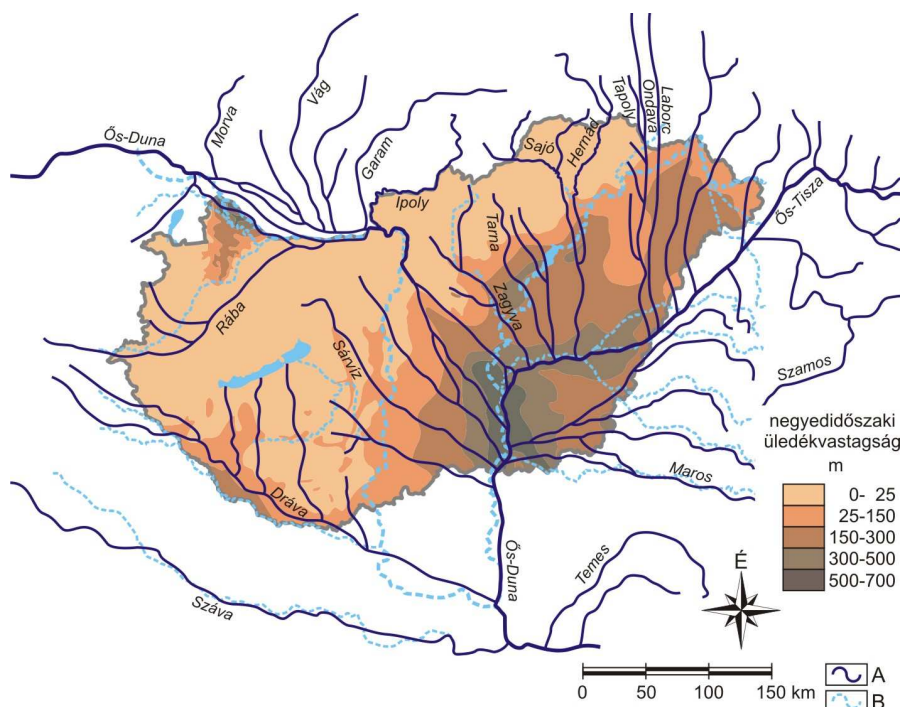


2. ábra. Hordalékkúpok az Alföldön (Hámor 2001 és Nádor et al. 2005 után)

3. Az Alföld folyóhálózatának kialakulása

Az Alföld felszíni formáit elsősorban a folyóvizek, valamint a szél eróziós és akkumulációs munkája alakította. Ezért is tekintjük át e folyamatok negyedidőszaki változásait, tudva, hogy az Alföldön az antropogén hatás jelentősen átrajzolta ezeket a formákat, átalakította a hatófolyamatokat, kulturtájat hozott létre. Ezen intenzív hatás ellenére az Alföld tájféldrajzi tagolása mégis természettörténeti alapú, hordalékkúpokhoz és árterekhez kapcsolódik.

Az Alföld folyóinak kialakulása időben főként a pleisztocénhez, a helyzetüket tekintve pedig a kialakult/kialakuló hordalékkúpokhoz és tektonikus mozgásokhoz illeszthető. Noha az utóbbi évtizedekben jelentősen gyarapodtak ismereteink a vízrendszer formálódásával kapcsolatban, de a több nem egyértelmű adat miatt a megrajzolt kép olykor mégis inkább modellszerű. Az Alföld vízrajzát főként a Duna és a Tisza folyásirányának változásai szabályozták. Korban eltérő volt a Duna, a Tisza és a mellékvizek megjelenése, ill. folyásirányuk jelentősebb módosulása. A Duna (pontosabban az Ős-Duna) alföldi szakaszát Cholnoky-ig visszanyúlva sokan elemezték. 1910-ben ő nem csak a Kárpát-medence nyereséges vízháztartása mellett foglalt állást, hanem feltételezte a Dunakanyartól D-re levő szakasz folyamatos (a jelenlegivel azonos) É–D-i irányát. Ezt az elképzelést Sümeghy (1944) vízálózat képéről szóló rekonstrukciója alakította át. Ennek két alapvetően új eleme volt, az egyik az Ős-Duna–Ős-Ipoly folyásirányainak bemutatása a pliocén végén, másrészt a negyedidőszakban az Ős-Duna átfolyásának a Duna–Tisza közéhez kapcsolása (3. ábra).



3. ábra. A vízálózat a negyedidőszak elején és közepén (Borsy 1989, Gábris–Nádor 2007 adatainak felhasználásával).

A - vízálózat a negyedidőszak elején, B - jelenkori futásirány

Az Ős-Duna a Dunakanyaron átjutva a lejtésiránynak megfelelően az Alsó-Tisza vidék északi részébe csatlakozott. (A Jászság süllyedése csak később vált intenzívebbé és kapott folyásirány módosító szerepet.) Ennek következményeképp nagyméretű hordalékkúpot épített a Duna–Tisza közén, amely e terület ilyen eredetét elfogadottá tette. Sikerült igazolni, hogy a Pesti-síkság kavicsos teraszképződményei követhetők az alföldi rétegsorban, noha a Pesti-síkságon teraszos a rétegződési sorrend, a Duna–Tisza közén pedig (mivel a negyedidőszakban jellemzően több száz métert süllyedt a terület) normális. A Duna–Tisza közén átfolyó Ős-Duna folyásiránya a pleisztocén elejétől a würm közepéig jelentősen nem változott. A rétegsort 50–100 m mélységig folyóvízi homok uralja, majd a felszín felé folyóvízi homok, futóhomok és lösz váltakozik, jelezve a folyóág-rendszernek és a környezetnek idő- és térbeli változásait (Lóki et al 1981).

A futásiránynak a mai észak-déli irányba történő áttevődésére több magyarázat is született. Mai ismeretek alapján a bajai és kalocsai süllyedékek mintegy 30–40 ezer éve történő aktiválódása adhat leginkább magyarázatot a változásra (Jaskó–Krolopp 1991). A folyásirány-változás kora geomorfológiailag is behatárolható, ugyanis a késő-würmnél (II/a) idősebb teraszok hiányoznak a jelenlegi Duna-völgyben (Pécsi 1959), ami arra utal, hogy akkor a folyó még a Duna–Tisza közén DK-i irányba (normális rétegződést követve) folyt. Az áttevődésre születtek más megoldások is: például a hordalékkúpról történő lecsúszás, a folyóra ható Coriolis-erő eltérítő ereje, illetve akár a würmben megújuló ÉNy–DK-i keresztöréseket aktivizálódása is szerepet játszhattak ebben a mozgásban (Jámbor 2001).

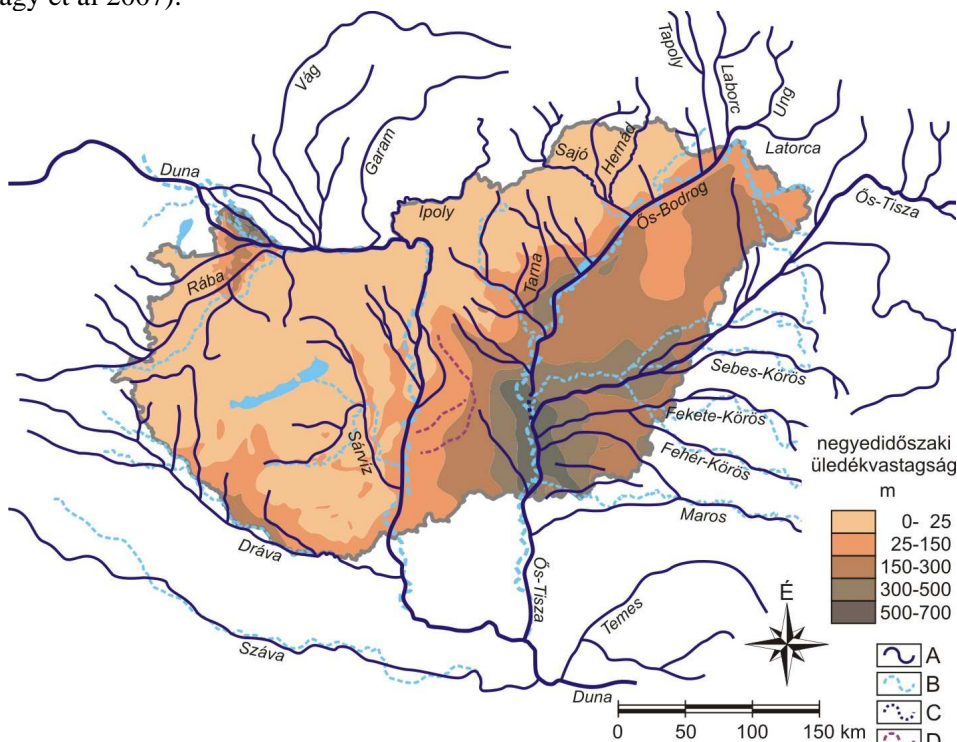
A Dunántúli-középhegységben eredő folyók, mint például az Ős-Sárvíz, a Duna–Tisza közén keresztülfolymva ugyancsak a Dél-Tiszavölgy süllyedékébe ömlöttek (3. ábra). A Duna megjelenése szakította el a tápláló területétől a keleti Mecsekből érkező patakokat, amely a Bácskai-síkvidék folyóvízi hordalékkúpnak az alapját építették.

Ebben a rendszerben a mai Tarnától keletre minden vízfolyás a Körös-medencébe torkollt. A Körös és a Dél-Tiszavölgyi medence között létezett kapcsolat: a Körös-medence vize a mai Kurca torkolat magasságában jutott el a Tisza rendszerébe (ami aztán levezette a medence vízfeleslegét).

A tiszai vízrendszerrel kapcsolatban a legtöbb vitát keltő kérdés az volt, hogy mikor és milyen pályán vezetődött le a Tisza, a Szamos és a Kraszna vize (a Vaskapu irányába)? A Tisza és a Szamos a negyedidőszak nagy részében az Érmelléken keresztül érték el a körösi üledékgyűjtő medencét, de olykor a Nyírség déli részét is építhették. Borsy (1989) ¹⁴C-es, Félegyházi et al. (2003) geomorfológiai adatokkal támasztották alá, hogy a Tisza a Szatmár–Beregi-síkság süllyedése miatt mintegy 20–22 ezer éve hagyta el az Érmelléket, és a Szatmár–Beregi-síkság – Bodrogköz – Rétköz süllyedék-rendszerén keresztül jutott el az Alföld középső részébe. Ez a logika a Bodrogot össze-
tevé folyók nyírségi átfolyását a Tisza megjelenésével zárja. A Tapoly, az Onadava, a Laborc, az Ung és a Latorca valóban hosszú ideig átfolyt a Nyírségen, a maguk után hagyott hidrogeográfiai bizonyítékok az ún. nyírvízlaposok megőrződtek a felszínen. Ebben a modellben a Nyírség több száz méter vastag hordalékkúpját alapvetően a Bodrogot felépítő folyók emelték, és ez a hatás a pleisztocén végéig tartott (Borsy 1989). A Nyírség futóhomokformái a szárazulattá válást követően az utolsó eljegesedés idején (19–23 ezer cal BP. év) tudtak ezen a hordalékkúpon kialakulni, amit annak emelkedése is segített.

Az újabb vizsgálatok szerint az Alföld süllyedése a negyedidőszak folyamán térben és időben egyenlőtlenül zajlott le, és ez érinthette a würm második felében a Bod-

rogköz és a Közép-Tisza vidék területét is. A változás motorja a Jászsági-medence megújuló ritmusú süllyedése lehetett. Ezen süllyedéssorozat alapján Gábris–Nádor (2007) feltételezik egy, a fenti süllyedéseket felfűző Ős-Bodrog megjelenését (4. ábra). Ez teljesen átalakíthatja a korábban megfogalmazott vízhalóznati képet, hiszen így a Bodrogot összetevő folyók már a Tisza megjelenése előtt önálló rendszert alkothattak. Azt, hogy az Érmellék–Berettyó rendszer mellett létezett egy viszonylag nagy vízhozamú másik folyó a Tokaj–Szolnok vonalon már Frányó (1992) és Gábris (2002) is felvetették, majd nagy felbontású szeizmikus szelvények elemzésével létét is igazolták (Nagy et al 2007).



4. ábra. Egykori folyóhálózat a késő-pleisztocénben
(Borsy 1989 és Gábris–Nádor 2007 alapján)

Gábris és Nádor (2007) szerint a Tisza áttevődése az Érmellékből (1. kép) a Szatmár–Bereg–Bodrogeköz–Rétköz süllyedékbe nem 20–22 ezer éve, hanem később történhetett. Az Érmellék menti süllyedés üteme ugyanis kb. 14 ezer éve mérséklődhetett, és ugyanakkor erősebbé vált a Bodrogeköz süllyedése valamint a Nyírség emelkedése. Ezek együttes hatására a Tisza először a Bodrogeköz felé folyt, majd innen hirtelen délkeleti irányba fordulva az Ős-Bodrog korábbi medrét érte el. Az újabb elemzések szerint a Szamos is feltehetően más változási ritmust követett, ugyanis Félegyházi et al (2003) szerint az mintegy 14–16 évvel ezer ezelőttig az Érmelléken folyt le. Az utolsó évtized elemzései azt mutatják, hogy a mai folyók a jelenlegi folyásirányaikat csak tízezer éve foglalták el ebben a régióban (Thamó Bozsó et al 2007).

A Maros kialakulásakor először az Erdélyi-medence beltavát töltötte fel, majd interkollin völgyben haladva érte el az Alföldet. Itt a nagy mennyiségű szállított hordalékát lerakva a pliocén végétől nagyméretű, 80–100 km-es, legyezőszerűen szétterülő

hordalékkúpot épített. A negyedidőszak folyamán a hordalékkúp tengelyében levő Maros a mindenkori aktuális lejtésiránynak megfelelően alakította folyásirányát. A negyedidőszakra jellemző volt a Körösvidék felé történő lefolyás, de a Maros würm teraszokat épített ki Dévától a Temes és a Béga mentén is. Az időszak végén a Maros a Körös medencéből a Dél-Tiszavölgybe tette át lefolyását, és ennek a folyamatos délre tolódásnak számos hidrogeográfiai emléke maradt (például olyan egykori főág-maradványok, mint a Száraz-ér). A szakaszosan délre áttevődő Maros-ágak közén volt lehetőség, hogy „infúziós lösz” tudjon felhalmozódni.



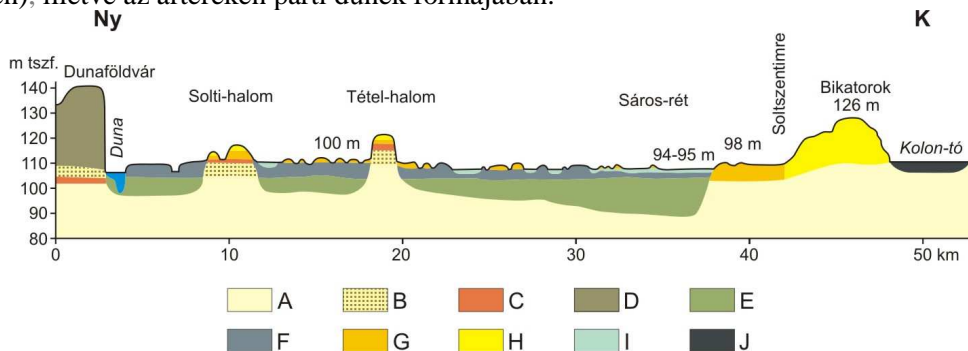
1. kép. Az Ér-völgy Alföldre nyíló völgye Pocsajnál (Kiss T. felvétele)

4. AZ Alföld löszös és futóhomokos felszínei

Az Alföld felszínfejlődésének fontos szakasza volt, amikor a felszínére a pleisztocénben nagy vastagságban lösz települt, és a hordalékkúpok homokfelszíneit a szél eróziós-akkumulációs formákkal fedte be. A löszfelszíneken kitűnő, termékeny talajok képződtek, és ezek a kőzetek a síkságok kevés építőanyagának egyik forrását is jelenthetik, a hazai téglagyárak ma is alapanyag szükségletüket löszből és folyóvízi agyagból nyerik.

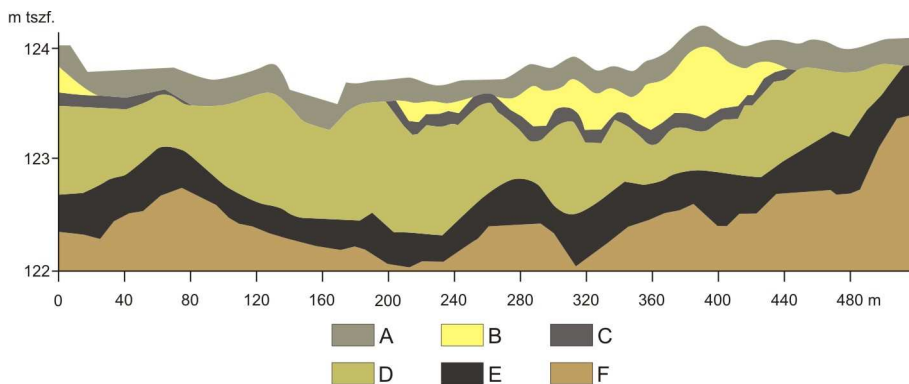
Az Alföld legjellegzetesebb löszfaját, a szél által akkumulált anyagú típusos löszök képviselik, amelyeknél a poranyagot a szél elszállította, lerakta, ami aztán a diagenezis révén, pusztai vegetáció mellett lösszé alakult. Ilyen pl. 60 m-es vastagságban kifejlődött mezőföldi vagy a jóval fiatalabb nagykunsági lösz. Hasonló kialakulásúak az ún. infúziós löszök is (egyeseik „alföldi lösz”-nek nevezik): esetükben a poranyag nedves térszínre (pl. egykori ártérre) hullott, és ott alakult lösszé (pl. Körös–Maros köz). A Paksi és Dunaföldvári lösz-sorozatokat a negyedidőszak idősebb részeit jól reprezentálják, a sorozatokban található paleotalajok az egykori környezeti viszonyokról adnak információt. A legfiatalabb (würm végi) Dunaújváros–Tápiósüly környéki löszök képződéskor pl. a százaz-hideg éghajlat mellett a felszínt tundra-jellegű talaj boríthatta. A löszterületek kisformái közül a löszdolina (amely 1–2 m mélységű lefolyástalan formát jelent), a löszkút, a lejtős tömegmozgásos formák és az antropogén hatásra kialakuló löszmélyutak a legtipikusabbak.

Az Alföld területének mintegy harmadát-negyedét fedi szélhordta homok, amely legnagyobb kiterjedésében hordalékkúpokon – így a Duna–Tisza közén és a Nyírségben – található. Ezen kívül előfordulnak homokformákkal borított területek a folyók mentén is: a teraszokon (pl. a Duna II/b teraszán), a szigeteken (pl. Csepel-sziget), az ártérből kiemelkedő eróziós halmokon (pl. Solti-síkon – 5. ábra, vagy a Bodroghözben), illetve az ártereken parti dűnék formájában.



5. ábra. A Solti síkság domborzati keresztmetszvénye (Pécsi 2002 alapján)

A-pannon agyag, B-pannon homok, C-vörös agyag (pliocén-miocén), D-lössz 3-4 eltemetett talajjal, E-dunai homokos kavics, F-apró kavicsos homok és folyóvízi homok, G-homokos lösz és löszös homok, H-eolikus homok, I-öntéshomok, homokos lösz, ártéri lösz, szikesedett lösz, a mélyedésekben és elhagyott meanderekben réti, lápi agyag, J-Kolon-tó tözeges üledékkel



6. ábra. Az eredeti, megközelítőleg 2500 éves felszínt többször betakarta a futóhomok, míg a mozgás szüneteiben talajok képződtek, csökkentve a felszín eredeti szintkülönbségét (Nyári et al. 2008)

A: jelenkori szántott talaj, B: 15. századi futóhomok, C: Árpád-kori talaj, D: i.sz. 3–9. századi homokrétegek, E: szubboreális/szubatlanti paleotalaj, F: kora holocén futóhomok

A homokterületek kialakulásának általános menete főbb vonásaiban hasonló volt az összes hordalékkúpon. A magasabb helyzetű, laza üledékes felszín szárazabbá vált, amelyen a munkaképes szelek megkezdték a homok kifúvását és különböző formákba való felhalmozását. Míg a pleisztocén homokmozgások valószínűleg minden futóhomok területet érintettek, addig az eolikus tevékenység intenzitása és kiterjedése eltérő lehetett a holocén során. A holocén elején több homokvidéken (pl. Duna–Tisza köze, Dél-Nyírség) is előfordult homokmozgás, a holocén második felében azonban a természeti hatásokat már egyre inkább felülírhatták az antropogén hatások, amelyek következtében újra mozgásba

lendülhetett a homok (6. ábra). A 18–19. században az intenzív tájhasználat következtében jelentős arányban fordultak elő szabadon mozgó homokfelszínek. Az újabb elemzések szerint viszont Fülöpháza nagy futóhomok buckái mindössze 300–350 évesek (2. kép). A homokterületek meghatározó formái a Cholnoky által leírt szélbarázda – garmada – maradékgerinc forma-együttesbe, illetve a parabolabuckák csoportjába tartoznak.



2. kép. Egymás mögött sorakozó garmadák Fülöpházán (Fábián T. felvétele)



3. kép. Kiskunsági szikes tó (M. Andéra felvétele)

Irodalom

- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Értesítő 37. pp. 211–224.
- Borsy Z. (1991) Blown Sand Territories in Hungary. Zeitschrift für Geomorphologie 90, pp. 1–14.
- Félegyházi E.–Lóki J.–Szabó J. 2003: A folyó őstörténete, a mai Tisza kialakulása az Alföldön. In: Teplán I. (szerk.): A Tisza és vízrendszere. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest pp. 29–41.
- Gábris Gy.–Nádor A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary. Quaternary Science Reviews. Volume 26, Issue 22–24, pp. 2758–2782
- Hámor G. 2001: Magyarázó a Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fáciestérképéhez. MÁFI, Budapest 67 o.
- Hartai É. 2005: Magyarország földtana. ME, Miskolc <http://fold1.ftt.uni-miskolc.hu/~foldshe/mof04.htm>
- Jaskó S.–Krolopp E. 1991: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledék-felhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. MÁFI évi jelentés 1989-ről, Budapest pp. 65–82.
- Jámbor Á. 2001: Quaternary. In: Haas J. (szerk.): Geology of Hungary. Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 265–278.
- Kerényi A.–Kocsisné Hodos E: 1990. Löszlepusztulási formák és folyamatok kvantitatív vizsgálata. Földr. Értesítő 39. 1. pp. 29–54.
- Lóki J. 1981: Belső-Somogy futóhomok területeinek kialakulása és formái. Acta Geographica Debrecina, pp. 18–19, pp. 81–111.
- Lovász Gy. 2006: A pleisztocén–holocén hordalékkúpok fejlődés-típusai Magyarországon. Tiszelelektét Hahn Gy-nek. Egyetemi Kiadó, Miskolc pp. 117–121.
- Müller P. 2000: Az újabb neogén. In: Karátson D. (szerk.): Pannon Enciklopédia. Kertek kiadó, Budapest pp. 127–129.
- Nádor A.–Thamóné B. E.–Magyari Á.–Babinszki E.–Dudko A.–Tóth Z. 2005: Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére. MÁFI Évi Jelentése, 2005. pp. 131–147.
- Nagy Á.–Tóth T.–Sztanó O. 2007: A „harmadik folyó” – Pleisztocén folyóvízi üledékek ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken a Tisza Tiszadob–Martfű közti szakaszán. Földtani Közlöny 137/2. pp. 239–260.
- Nyári D.–Kiss T.–Rosta Sz.–Sipos Gy.–Geiger J. (2008) Emberi tevékenység következtében történt geomorfológiai változások vizsgálata egy Kiskunhalas melletti régészeti ásatás területén. 4. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen, www.geography.hu
- Pécsi M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 o.
- Pécsi M. (1996): Geomorphological regions of Hungary. MTA FKI, Budapest p. 136
- Sümeghy J. 1944: A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása, 6. Budapest, Magyar Királyi Földtani Intézet, 208 p.
- Thamó-Bozsó E.–A. S. Murray–Nádor A.–Magyari Á.–Babinszki E. 2007a: Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. Quaternary Geochronology 2, Issues 1–4 pp. 168–173.