

Magyar Földrajzi Társaság
Societas Geographica Hungarica
1872



FÖLDRAJZI KÖZLEMÉNYEK



GEOGRAPHICAL
REVIEW

137. évfolyam, 3. szám

2013

FÖLDRAJZI KÖZLEMÉNYEK

A Magyar Földrajzi Társaság tudományos folyóirata

Geographical Review • Geographische Mitteilungen
Bulletin Géographique • Bollettino Geografico • Географические Сообщения

Főszerkesztő
MICHALKÓ GÁBOR

Szerkesztők
EGEDY TAMÁS (felelős szerkesztő), HORVÁTH GERGELY, PAPP SÁNDOR

Szerkesztőbizottság
FÁBIÁN SZABOLCS, GYŐRI RÓBERT, ILLÉS SÁNDOR, KOZMA GÁBOR,
LÓCZY DÉNES, MUCSI LÁSZLÓ, SZABÓ GYÖRGY, TIMÁR JUDIT

Tudományos Tanácsadó Testület
BELUSZKY PÁL, FRISNYÁK SÁNDOR, KERÉNYI ATTILA, KOCSIS KÁROLY,
KOVÁCS ZOLTÁN, MEZŐSI GÁBOR,
PROBÁLD FERENC, SOMOGYI SÁNDOR, VARAJTI KÁROLY

Szerkesztőség: 1112 Budapest, Budaörsi út 45. Telefon, fax: (06-1) 309-2683
E-mail: kozlemenyek@foldrajzitasasag.hu. Honlap: www.foldrajzitasasag.hu
Az EBSCO által indexált és az MTA X. Földtudományok Osztályán kiemelt státuszba
sorolt folyóirat.

TARTALOM / CONTENTS

Előszó – KIS ÉVA – SCHWEITZER FERENC – GÁBRIS GYULA	221
Pécsi Márton életpályája (1923–2003) – KIS ÉVA	222

Értekezések / Studies

CSORBA PÉTER – KERÉNYI ATTILA: Érintkezési pontok Pécsi Márton életműve és a táj kutatás között / Point of contacts between life-work of Márton Pécsi and the landscape research	225
KERTÉSZ ÁDÁM: Táj és környezetkutatás Pécsi Márton munkásságában / Landscape and environmental research activities of Márton Pécsi	233
GÁBRIS GYULA: A folyóvízi teraszok hazai kutatásának rövid áttekintése – A teraszok kialakulásának és korbeosztásának új magyarázata / Short revue of the hungarian investigations on fluvial terraces and new explication of the formation and time scale of the river terraces	240
LOVÁSZ GYÖRGY: A jelenkori tektonika hatása a Duna, a Tisza és a Dráva hidrológiai folyamataira / The impact of holocene tectonics on hydrological processes on the Danube, Tisza and Drava rivers	248
BOGNÁR ANDRÁS – KIS ÉVA – SCHWEITZER FERENC: Susak-sziget felszínformálódása / Landscape evolution of Susak island	257
KISS TIMEA – SÜMEGHY BORBÁLA – HERNESZ PÉTER – SIPOS GYÖRGY – MEZŐSI GÁBOR: Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete / Late Pleistocene and Holocene evolution of the Lower Tisza floodplain and the Maros alluvial fan	269
NAGY BALÁZS – DEÁK MÁRTON – VICZIÁN ISTVÁN – JÁMBOR ZSÓFIA – RUPNIK LÁSZLÓ: A jó időben a jó helyen: Duna-menti ártérfejlődés és a római kori Brigetio / In good time, good place: floodplain evolution along the Danube and the roman Brigetio	278

ELŐSZÓ

2013. december 29-én lenne PÉCSI MÁRTON akadémikus, az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet egykori igazgatója, a Magyar Földrajzi Társaság korábbi elnöke és tiszteletbeli elnöke 90 éves. 2013 egyúttal halálának tizedik évfordulója is. SCHWEITZER FERENC, az MTA Földrajztudományi Intézetének kutatóprofesszora, korábban PÉCSI MÁRTON közeli munkatársa javaslatot tett arra, hogy az MTA CSFK Földrajztudományi Intézete és a Magyar Földrajzi Társaság egy konferencia keretében emlékezzen meg az akadémikusról, illetve a Földrajzi Közlemények egy tematikus számában jelenjenek meg az elhangzó előadások. A Magyar Földrajzi Társaság elnöksége a 2013. májusi választmányi ülésén támogatta a gondolatot, így született meg a jelen kiadvány, amely az egykori kollégák, kutatótársak és tanítványok írásait tartalmazza.

A szerkesztők célja az volt, hogy a tanulmányok lehetőleg öleljék fel PÉCSI MÁRTON legjelentősebb kutatási területeit, és a kötetben minél több egyetem és intézet oktatói, kutatói mutassák be újdonságának számító esettanulmányaikat vagy egyes témák kutatásának összefoglaló értékelését, a mai álláspontok, nézetek kifejtését. A kötet így tartalmaz a táj- és környezetkutatás, a domborzat- és környezetminősítés, a geomorfológia, a negyedidőszak és löszkutatás témaköreikhez kapcsolódó tanulmányokat, a szerzők között pedig megtaláljuk a budapesti, a debreceni, a miskolci, a pécsi, a szegedi és a zágrábi egyetem, illetve a MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézetének munkatársait.

Négy nagyobb kutatási témakörbe sorolhatók az írások: *A táj és környezetkutatás* témájához kapcsolódó tanulmányokban az aktuális kérdések bemutatása mellett megtaláljuk a társadalom földrajzi környezetének jellemzését, a természeti környezetpotenciál értékelését, a tájbeosztás és tájtipusok kérdéseit, valamint a modern táj kutatási irányzatok felvázolását. *A domborzatminősítés és környezetminősítés* témában írt tanulmány a mezőgazdasági környezetminősítés folyami ártérrel kapcsolatos kérdéseit boncolgatja. *A geomorfológia* témakörében született tanulmányok egyrészt a folyóvízi terasz kutatás rövid történetét, illetve a teraszok kialakulásának és korbeosztásának új magyarázatát tárják az olvasók elé, másrészt jellemzik az alsó Tisza-menti árteret és a Maros hordalékkúpját, valamint átfogó képet adnak a Duna menti ártér fejlődéséről. Emellett olvashatunk az Upponyi-hegység egyik átöröklött völgyéről, valamint a Duna, a Tisza és a Dráva hidrológiai folyamatairól is. *A löszkutatás* témájához sorolható cikkek átfogóan bemutatják a susak szigeti löszök kialakulásának körülményeit, feltárják a süttöi lösz- és paleosol sorozatot, illetve bemutatják a verőcei téglagyár és környezetének talajváltozatait.

A tematikus számban 11 tanulmányt olvashatunk 31 szerző tollából. A szerzők kibontakozását sajnos a terjedelmi korlátok elég szűkre szabták, ami hasonló tisztelgő kötetek esetében gyakran előfordul. A tematikus szám vendégszerkesztői ezúton mondanak köszönetet minden közreműködő szerzőnek, munkatársnak és kollégának, akik a szám megjelenését munkájukkal, javaslataikkal és támogatásukkal segítették.

KIS ÉVA – SCHWEITZER FERENC – GÁBRIS GYULA

PÉCSI MÁRTON ÉLETPÁLYÁJA (1923–2003)

PÉCSI MÁRTON akadémikus a magyar és a nemzetközi földrajztudomány 20. századi történetének egyik meghatározó tudóseyénisége volt. Több területen is olyan szintre emelte a hazai természetföldrajzi kutatásokat, amellyel méltán szerzett nemzetközi hírnevet a magyar geomorfológiai iskolának, a löszkutatásnak és a tematikus mérnökgeomorfológiai térképezésnek.

PÉCSI MÁRTON 1923. december 29-én született Budafokon. Az elemi népiskolát Alsófeketeerdőn és Nagykátán végezte. 1935-ben került Esztergomba, a Ferences Gimnáziumba. Elmondása szerint az itt eltöltött 8 év számára a munkára nevelés időszaka volt. Egész életében ott lebegett előtte az asztala fölé kifüggesztett mondat: „Imádkozz és dolgozz!”. A tanulás mellett rengeteget sportolt, főleg a nehéztatlétika után érdeklődött.

A földrajzhoz vezető útját egy érdekes momentum határozta meg. Gimnáziumának igazgatója, aki régészkedett is, elvitte a diákokat a helyi Keresztény Múzeumba és megmutatatta nekik az egyik vitrinben az általa talált kőkori edényeket a Krisztus előtti 10 000 körüli időből. Korábbi tanulmányai során bibliai világgépet kapott, amely szerint a világ csak hatezer éves, így nagyon megérintette a téma. Elkezdett olvasni hozzáférhető könyveket a világ és a földi élet keletkezéséről. Érdeklődése lassan a földtudományok felé terelődött.

1943-ban beiratkozott a budapesti Pázmány Péter Tudományegyetem földrajz-geológia szakára. Szakmai fejlődését olyan neves tanárok alapozták meg, mint BULLA BÉLA, KÉZ ANDOR, MENDÖL TIBOR és LÁNG SÁNDOR. CHOLNOKY JENŐ akkorra már nyugdíjba vonult, de néhány előadását még hallgatta. A geológusok közül elsősorban MAURITZ BÉLA és PAPP KÁROLY hatottak rá. Sokat köszönhetett WEIN GYÖRGYnek is, aki mindenféle kisebb munkával bízta meg. Bulla akkoriban a korabeli „divatnak” megfelelően a folyóteraszok tematikájával foglalkozott, így Pécsi érdeklődése a felszínformák fejlődésének tanulmányozása, a geomorfológia felé fordult. Jól tudta kamatoztatni német nyelvtudását, mivel Európában a természetföldrajzi szakirodalom akkoriban elsősorban német nyelvű volt.

1945–46-ban vidéki tanítási gyakorlaton volt Kecelen, 1947-ben diplomázott. Egy évvel később az alföldi Duna-völgyről írt disszertációjának megvédésével elnyerte az egyetemi doktori fokozatot fizikai földrajzból és általános földtanból. Közben 1946–48 között folytatta pedagógusi munkáját a keceli polgári iskolában. A doktori fokozat megszerzése után Bulla javaslatára az ELTE Természet Földrajzi Tanszékére került tanársegédnek. Egyetemi tanársegédi munkája mellett jutott idő tankönyvírásra is. Tudós geográfusok (KÉZ ANDOR, MARKOS GYÖRGY, SZABÓ LÁSZLÓ, UDVARHELYI KÁROLY) szívesen fogadták társszerzőnek egy-egy középiskolai, vagy általános iskolai tankönyv megírásához. Egyetemi munkájával párhuzamosan 1952-ben megválasztották az MTA Földrajzi Bizottsága titkárának. 1953-ig felsőoktatásért felelős főelőadó is volt a Vallás- és Közoktatásügyi Minisztériumban.

1952-ig az egyetemen dolgozott, majd a Magyar Tudományos Akadémia BULLA BÉLA vezetésével megalakuló földrajzi kutatócsoportjának (FKCS, később FKI) a tudományos munkatársa, később csoport- és osztályvezetője lett. 1963 és 1990 között az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetének igazgatója volt, majd 1991-től haláláig kutató professzorként dolgozott.

Az 1950-es évek második felében fokozatosan kiterjesztette a Duna-völgygel kapcsolatos kutatásait. Tanulmányokat készített a magyarországi Duna-völgy geomorfológiai problémáiról, az eróziós és korráziós völgyek és vízmosások képződéséről és sajátosságairól, a fiatal kéregmozgások szerepéről a Duna-völgyében. Vizsgálta a Duna-völgy Pozsony

és Budapest közötti szakaszát, a teraszok kialakulását. E kutatások eredményeit foglalta össze az 1958-ban megvédett „A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása” című kandidátusi disszertációjában. A dolgozatban bemutatta a Kárpát-medence más országok területére eső Duna-völgy szakaszainak kialakulási és fejlődéstörténeti sajátosságait is.

1958 és 1963 között egyetemi docensként is tanított az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén. Az elkövetkező évtizedekben más egyetemeken is rendszeresen oktatott (pl. Budapesti Műszaki Egyetem, Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem).

1962-ben sikeresen megvédte akadémiai doktori disszertációját. Az értekezésben a fő hangsúlyt az ország mai fejlődésének kialakulásában a lineáris folyóvízi erózió szerepére helyezte, nem hanyagolván el a lejtős felszíneken működő tömegmozgásos folyamatok szerepét, kutatásának fontosságát és az eredmények értékelését.

Ráirányította a figyelmet azon felszínformáló folyamatra, amely derázio néven vonult be a hazai és nemzetközi szakirodalomba. Behatóan foglalkozott a Kárpát-medencei löszökkel, löszszerű üledékekkel, a löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozásával. Vizsgálta a magyarországi lejtőlöszöket, talajüledékeket és kialakulásuk okait. A hazai löszsorozatok fosszilis talajai képződésekor fennálló ősföldrajzi viszonyokat, megkísérelte a fosszilis talajok tagolását és a negyedidőszaki tektonikus mozgások mértékének geomorfológiai módszerekkel történő meghatározását.

Akadémiai doktori disszertációja lerakta az alapjait annak a munkának, amely az egész országra kiterjedő geomorfológiai térképezéshez vezetett. E térképezésbe a hazai földrajzi intézmények csaknem valamennyi geomorfológusa bekapcsolódott. Körülbelül két évtized alatt készültek el az ország áttekinthető méretarányú geomorfológiai térképei. Ezekből szerkesztették meg PÉCSI MÁRTON és munkatársai Magyarország 1 : 500 000 léptékű geomorfológiai térképét, illetve ő rajzolta meg a Kárpát-Balkán térség 1 : 1 000 000 léptékű geomorfológiai térképét is. Ezek a geomorfológiai térképek új módszerük, tartalmuk és áttekinthető ábrázolásmódjuk miatt nemcsak a hazai, hanem a külföldi szakmai körökben is elismerést vívtak ki. A Dunai Országok Atlaszában szereplő geomorfológiai térkép elkészítéséért és Magyarország geomorfológiai térképéért az Állami Díj második fokozatával tüntették ki PÉCSI MÁRTON akadémikust.

A hatvanas évek derekától Pécsi vezette azt a széles körű földrajzi munkaközösséget, amely több rokontudomány képviselőjével együtt a Magyarország tájmonográfiaja sorozat megírására és kiadására vállalkozott. PÉCSI MÁRTON és kutatótársai (ÁDÁM LÁSZLÓ, MAROSI SÁNDOR, SOMOGYI SÁNDOR) számos helyi tanulmányt és hozzájuk tartozó 1 : 10 000 léptékű tematikus térképet készítettek, amelyek a talaj jellegét, a talajpusztulás, a vízháztartás alakulását, a szerkezetet és annak mélységét ábrázolják.

PÉCSI MÁRTON jeles művelője volt a domborzatminősítési és a geomorfológiai, később komplex környezetminősítő térképezésnek. Többek között ezen kutatási eredményei elismeréseként választotta rendes tagjává az MTA: 1965-ben, 42 évesen lett az Akadémia



levelező tagja. 1966-ban az ELTE tevékenységét címzetes egyetemi tanári címmel ismerte el. 1976-ban az MTA rendes tagjává választotta. 1971 és 1985 között az MTA X. Osztályának elnökhelyettese volt. 1977 és 1991 között az INQUA Löszbizottság elnöke volt, 1982 és 1990 között a Paleogeográfiai Atlasz nemzetközi szerkesztőbizottságát és a Magyar Nemzeti Atlasz szerkesztőbizottságát vezette.

A hetvenes évek közepétől abbahagyta a számára oly kedves folyóteraszokkal kapcsolatos kutatómunkát és főként a magyarországi löszökkel foglalkozott. A magyarországi mérnökgeomorfológiai irányzat megteremtője volt és annak egyik nemzetközi híru szakteknétye lett. Pécsi, mint a Negyedkorkutató Unió löszbizottságának elnöke (1977–1991) 15 éven át összehasonlító és elemző vizsgálatokat folytatott a Föld nagy lösz régióiban. Foglalkozott a harmad- és negyedidőszak elhatárolásának kérdéseivel, a löszváltozatok értelmezésével, származási körülményeivel, a fosszilis talajok átértékelésével, a löszsztratiográfia módszerproblematikájával, a lösz-paleotalaj rétegtani elvvel, az egymásra települő vörösayagok problematikájával, a paleotalajok genetikai minősítésével, azok klímátörténeti szerepével, a löszkutatás újabb eredményeivel. Különös hangsúlyt fektetett a magyarországi hegylábfelszínek kutatására. Összehasonlító geomorfológiai megfigyelései alapján azon véleményét hangsúlyozta, hogy a trópusi tönkösödés folyamatával nem lehet megmagyarázni a hegységeinket övező hegylábfelszínek képződésének folyamatát. Pliocén hegylábfelszíneink feltételezhetően a melegebb száraz-félszáraz klíma hatására képződtek, majd a pleisztocén eleji hegylábi szintek hideg-száraz klímátípus felszínalakító folyamatainak eredményei.

Elméleti-módszertani, illetve az alkalmazott földrajztudomány szempontjából is kiemelkedő, iránymutató tevékenységéről mintegy 500 publikációja, köztük 14 általa írt, 47 általa szerkesztett szakkönyv tanúskodik. Legjelentősebbnek tartott könyvei: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása (1959), Geomorfológia és domborzatminősítés, (1991), Negyedkor és löszkutatás (1993), Löss: Herkunft-Gliederung-Landschaften (1996), Szerkezeti és vázlatalképződés Magyarországon (1997).

A Magyar Földrajzi Társaságnak 1952-es újjáalakulásától tagja, majd választmányi tagja volt. 1959-től a társaság főtítkára, később társelnöke, majd 1981-től elnöke, 1989-től pedig tiszteletbeli elnöke volt. 1958 és 1988 között három évtizeden át ő szerkesztette a Magyar Földrajzi Társaság folyóiratát, a Földrajzi Közleményeket. 1982-től elnöke volt a Tudományos Ismeretterjesztő Társulat Földtudományi Szakosztályának is. A Magyar Földrajzi Társaság Lóczy Lajos éremmel és Kőrösi Csoma Sándor emlékéremmel, az egykori NDK Földrajzi Társasága Humboldt emlékéremmel tüntette ki. Több külföldi földrajzi társaság, tudományos akadémia és nemzetközi szervezet választotta levelező, tiszteletbeli, vagy külső tagjává. Hazai kitüntetései közül kiemelkedik a már fent említett Állami Díj II. fokozatán kívül a Munka Érdemrend Arany fokozata és a Széchenyi Díj.

PÉCSI MÁRTON neve és munkássága egy jelentős korszakot képvisel tudományunkban, olyan időszakot, amely meghatározó lehet a jelen és a jövő generációi számára. Példaértékű lehet mindannyiunk számára a földrajztudomány szolgálatát mindennél fontosabbnak tartó megszállottsága. Életének utolsó heteiben is azon dolgozott, hogy elérje nagy álmát, elkészítse és kiadja a Kárpát-medence környezetgeomorfológiai és geoökológiai térképét. A sors viszont ezt már nem tette lehetővé. 2003. január 23-án hosszan tartó súlyos betegség után hunyt el.

KIS ÉVA

ÉRINTKEZÉSI PONTOK PÉCSI MÁRTON ÉLETMŰVE ÉS A TÁJKUTATÁS KÖZÖTT

CSORBA PÉTER – KERÉNYI ATTILA

POINT OF CONTACTS BETWEEN LIFE-WORK OF MÁRTON PÉCSI
AND THE LANDSCAPE RESEARCH

Abstract

Márton Pécsi leading personality of the Hungarian physical geography during the second half of the last century was geomorphologist basically. But he was able to accept, and make use the new results of the landscape research, first of all the influence of ecology on the landscape science. Some of his conclusions; the relationship between the environmental science and the geography, the human influence on the landscape development, modelling of the landscape processes etc. are valids even today.

Keywords: geomorphology and landscape research, Pécsi's attitude to landscape ecology

Bevezetés

PÉCSI MÁRTON csak meglehetősen visszafogottan használta a tájföldrajz és a tájkutatás kifejezéseket. Még leginkább kutatóintézeti éves beszámolókbán, vagy nem a szűk szakmai közönségnek szánt áttekintésekben, pl. a Magyar Tudományban publikált munkáiban használta ezeket a fogalmakat (PÉCSI M. 1970, 1979, 1987). Ugyanakkor tény, hogy sorozatszerkesztője volt Magyarország tájföldrajzi monográfiáinak, tehát nem viseltetett eleve elutasítóan a tájföldrajz kifejezéssel szemben. A táj szó helyett azonban a „komplex földrajzi környezet”, a „társadalom teljes földrajzi környezete” sőt „hon- és földismeret” (PÉCSI M. 1989), számára jobban kifejezte a tartalmat, s ezeket stilisztikailag nehézkes használatuk ellenére alig helyettesítette a tájföldrajz vagy a tájkutatás kifejezésekkel. Tanulmányunkban azt kívánjuk vázlatosan bemutatni, hogyan alakult a magyar tájkutatás az elmúlt fél évszázadban és milyen szerepe volt ebben PÉCSI MÁRTON munkásságának.

Pécsi Márton és a magyar tájkutatás

PÉCSI MÁRTONT nem soroljuk az 1950-es években indult, nagy terepi természetföldrajzos generáció tájkutatói közé. Az ő nevéhez nem kötődik valamely hazai táj szisztematikus feltárása, mint ahogy az 1950-es években pl. LÁNG SÁNDOR a Mátra, MAROSI SÁNDOR a Mezőföld, ÁDÁM LÁSZLÓ a Tolnai-dombság, BORSY ZOLTÁN a Nyírség tudósa lett. Elsősorban persze ők is a terület geomorfológiai leírására fektették a legnagyobb hangsúlyt, de teljes tájanalízisre törekedve foglalkoztak a növényzettel, a vízrajzzal, sőt még a földhasználattal is. PÉCSI MÁRTON ebben az időszakban azoknak a kutatóknak volt vezéralakja, akik egy-egy természeti folyamatot helyeztek kutatásaik középpontjába. Így ő a dunai teraszok kialakulásával foglalkozott, s ezen a területen ért el máig meghatározó tudományos eredményeket. Vele egy időben pl. SZÉKELY ANDRÁS a hazai vulkáni formakincs, PINCZÉS ZOLTÁN a tönkösödés, ill. a hegylábfelszínnek fejlődésének vizsgálatára specializálódott.

Pécsi Márton a számos tájon áthúzódó dunateraszok vizsgálata révén kezdettől fogva több tájjal, tájtypussal került kapcsolatba, így tájszemlélete szintetizáló jellegűvé vált. Másik

kiemelt kutatási témája a lösz és löszszerű üledékek elemzése révén ugyancsak párhuzamosan foglalkozott a Mezőföld, Külső-Somogy, a Gödöllői-dombság, vagy a Mátraalja felszínalaktani, üledékrétegtani, eróziós, ill. talajtani kérdéseivel.

Talán ennek a sokoldalúságnak és a vizsgált tájak sokszínűségének köszönhető, hogy terepi ismeretei kevésbé kapcsolódtak egy-egy mintaterülethez így később könnyebben kanyarodott a környezetudomány, a mérnökgeomorfológia, a természeti környezet általános értékelése, a tájtipizálás, vagy akár a távérzékelési módszerek alkalmazása felé (PÉCSI M. 1979).

1957-ben, a Földrajzi Közleményekben megjelent WAGNER RICHÁRD: A táj fogalma című előadásához írt hozzászólása. A vita jórészt a táj, mint földfelszíni jelenség objektív vagy szubjektív jellege körül forgott, másrészt arról szólt, hogy az emberi hatás mennyire képes megváltoztatni a természeti tájak alaptulajdonságait. PÉCSI a táj objektív létezése és az antropogén hatások növekvő jelentősége mellett érvelt, továbbá kifejtette, hogy eddig a „*táj folyamatokkal főleg a felszínfejlődést magyaráztuk ... a jövőben viszont a kölcsönhatások szintézisére kell törekedni.*” (PÉCSI M. 1957).

A legmagasabb szintű elvonatkoztatást a geográfiában is a modellezés képviseli. Pécsi Márton néhány cikkében a tájmodellek készítését is szorgalmazta (PÉCSI M. 1972, 1987), amely ösztönzés ma is „*ráfér*” szakterületünkre (MEZŐSI G. – SZATMÁRI J. 1995), tájmodellek ugyanis azóta is alig készülnek. Sajnos a tájak rendkívül összetett működését még ma sem ismertjük annyira, hogy azt teljes mélységében, különösen számszerűsítve modellezni tudnánk. Ez nem csupán a hazai geográfia adóssága, tudományos kutatás céljára készült tájmodellekre a külföldi szakirodalomban is alig bukkanhatunk. Legfeljebb néhány antropogén hatásoktól alig érintett és egyszerűbb felépítésű – sivatagi, vagy arktikus táj működéséről vannak modellszerű próbálkozások. A ma megjelenő, egyszerűbb tájmodellek főleg a tájban működő kölcsönkapcsolatok áttekintő bemutatására szolgálnak, s inkább oktatási célra készültek, így többnyire tankönyvekben találkozhatunk velük.

PÉCSI MÁRTON szellemi nyitottsága és egészen kivételesen ötletgazdag gondolkodás-módja révén elfogadta, befogadta az 1970-es, 1980-as években jelentkező új irányzatokat, azok szóhasználatát (PÉCSI M. 1971, 1987, PÉCSI M. – KORDOS L. 1987). A különféle ökológiai szókapcsolatokat pl. meglepően gyorsan adaptálta. A tájtipológiát pl. „*ökológiailag értelmezett tájtypus*”-nak nevezte (PÉCSI M. 1987), a tájalkotó tényezőket „*a természeti környezet ökológiai faktorai*”-ként említette (PÉCSI M. 1989).

A földrajzi szintézisre irányuló törekvés nála nem önmagában a táj kutatást, hanem inkább a tájtipizálást jelentette. A SOMOGYI SÁNDORRAL és JAKUCS PÁLLAL 1972-ben készített tájtypus-térképen ugyan a tipizálás elsődleges szempontja továbbra is a domborzati jelleg, de erős típusalkotó erőt képvisel a növényfedettség és a földhasználat is (PÉCSI M. et al. 1972). PÉCSI MÁRTON a táj kutatás egyik legfontosabb „*hasznosulását*” a tájtipizálásban látta, s ezzel a táj kutatási végeredménnyel kívánt bekapcsolódni az 1970-es években a tudománytól már igen határozottan megkívánt társadalmi-gazdasági feladatok megoldásába, pl. a területi tervezésbe. A Nemzetközi Földrajzi Unió (IGU) 1971-ben Magyarországon megrendezett kongresszusán – amely helyszínválasztás akkor igen jelentős tudománypolitikai sikernek minősült – nem véletlenül szerepelt a „*Landscape types of Hungary as one of the basis of regional planning*” című előadással (PÉCSI M. et al. 1971).

A táj kutatás alapján meghatározott tájtypusokra, ill. a tájbeosztási kategóriákra igyekezett felhívni a rokon szakterületek figyelmét is. E tekintetben leginkább a mezőgazdasági tervezéssel próbált együttműködni, s erre biztatta munkatársait is (GÓCZÁN L. 1980, LÓCZY D. 1989). Ennek szellemében írta az Agrártudományi Közlemények számára „*Természetföldrajzi tájak, tájtypusok, agroökológiai körzetek és a talaj kapcsolata.*” című cikkét. Ebben a 35 természetföldrajzi közléptájt „*agroökológiai tervezési körzetként*” mutatta be.

„Hazánk integrált földrajzi környezete egyrészt különböző természeti adottságú tájökölógiai egységek mozaikjára tagolódik, melyek rokon vonású egységei természetes közép-tájakat, agroökológiailag közel hasonló hasznosítású körzeteket képeznek. ... Alföldjeink 16 középtájában, ill. agroökológiai körzetében pl. 4-6 főbb tájtypus ismétlődik mozaik-szerűen.” (PÉCSI M. 1982).

A táj kutatás eltávolodása a felszínalaktani szemlélettől

Az 1980-as évek során a geográfia hazai és nemzetközi szinten markánsan új irányokba kezdett fejlődni, új pozíciókat kellett elfoglalni a viharos gyorsasággal kibontakozó környezettudományon belül. A hagyományos táj kutatás hazai „válságát” jól jellemzi, hogy 1988 után, a 6. kötetnél leállt a Tájföldrajzi monográfiásorozat kiadása. A csonkán maradt sorozat máig árnyékként vetül a magyar táj földrajzra. Ma, lassan 25 évvel az 1989/90-es társadalmi-gazdasági rendszerváltás után, a radikálisan átrendeződött földhasználat, a területhasználati, térszerkezeti prioritások megváltozása miatt már régen a táj földrajzi monográfiák *újraírásán* kellene dolgozni. A szakma erejéből és lehetőségeiből azonban „csak” a kistáj kataszter újraírására futotta (2010), s a Nemzeti Atlasz új kiadására is csak most, 25 év elteltével van reális esély. Van, aki a komoly pozícióvesztést pontosan a geomorfológiai szemlélet szívós túlélésében látja: „a környezettudományi kutatásokban a természetföldrajz elsősorban saját belső fogyatékoságai miatt nem tudott ... méltó helyet elfoglalni. A visszahúzó tényezők legfontosabbika mindmáig a hagyományos felszínalaktan túlsúlya, amely a természetföldrajz humán erőforrásainak túlságosan nagy hányadát köti le...” (PROBÁLD F. 2005)

Természetesen az elmúlt két évtizedben – elsősorban a távérzékelési és az új laboratóriumi anyagvizsgálati lehetőségek megjelenésével – a klasszikus terepi geomorfológia is fejlődött. Ma is megjelennek – hogy csak a legújabbakra utaljunk – eredeti felszínalaktani munkák (GÁBRIS GY. 2011, KISS T. et al. 2012, SCHWEITZER F. et al. 2011, VICZIÁN, I. – ZATYKÓ, Cs. 2011), nemzetközi összehasonlító elemzések (LÓCZY D. 2012, VERESS M. 2012). A felszínalaktan szemléleti megújuló képességét bizonyította, hogy 2005-ben két-kötetes egyetemi tankönyv jelent meg a geomorfológiáról (LÓCZY D. – VERESS M. 2005), majd néhány év múlva a hazai szakemberek a nemzetközi szakirodalomban is jelentős visszhangot kiváltó kötetet adtak ki antropogén geomorfológia címmel (SZABÓ J. – DÁVID L. 2004, SZABÓ J. et al. 2010). A táj kutatás egésze azonban kétségtelenül veszített korábbi nagyon erős geomorfológiai meghatározottságából.

A klasszikus táj kutatás és a megújuló, ökológiai szemléletű, gyakorlatias tájtan közötti átmenetet hazánkban PÉCSI MÁRTON pályatársai között egyértelműen MAROSI SÁNDOR képviselte. MAROSI munkái fordulópontot jelentettek a táj és a környezet viszonyának tisztázása terén, megkísérelte az ökopottyp, azaz az ökológiai potenciál típus = „a gazdálkodás természeti adottsági típusainak területi alapegysége” kifejezés bevezetését és következetesen kiállt azért is, hogy a tájökológia kifejezés helyett, az „ökológiai szemléletű táj kutatás” fogalmat használjuk (MAROSI S. 1980).

Az 1980-as években a tájak működésben, átalakulásában bekövetkező változások nyomon követése, aktualizálása helyett egy élénk tájtörténeti reneszánsz bontakozott ki. A tájtörténeti kutatásoknak legeredményesebb művelője FRISNYÁK SÁNDOR lett (FRISNYÁK S. 1995, 1996, 2004, 2009, 2012). FRISNYÁK úttörő szerepet játszott abban is, hogy táj kutatási, tájtörténeti horizontunk több évtizedes szünet után ismét Kárpát-medencei szintre emelkedett (FRISNYÁK S. 1996, FÜLEKY GY. 1997, 1999), s újraalapozódtak a kapcsolatok határon túli magyar táj kutatással (GYURICZA L. 2009, TELBISZ T. et al. 2012).

A régi kartográfiai anyagok, de elsősorban a katonai felmérések georeferált feldolgozása, a térinformatikai módszerek tökéletesedése lehetővé tette a tájtörténeti áttekintések minőségi megújulását, s ezzel a táj kutatás egy igen népszerű ágává fejlődött (GÁBRIS GY. – MICZEK GY. 1999, SOMOGYI S. 2000, BELUSZKY P. 2001, BERÉNYI I. 2011).

A PÉCSI MÁRTON által szorgalmazott agrárkapcsolatok fejlesztése a mezőgazdasági termelés 1990 utáni drasztikus visszaesése miatt ugyan nem váltotta be a reményeket, de ettől függetlenül a táj- és a termőföld értékeléséről kiváló földrajzi aspektusú összegzések születtek (SZALAI L. 1993, LÓCZY D. 2002).

Modern táj kutatási irányzatok térnyerése

Az 1980-as években felerősödő tudomány-differenciálódási folyamatok közül a táj kutatást leginkább az ökológiai szemlélet térnyerése érintette. Az ökológiai környezetszemlélet az 1970-es években összekapcsolódott a globális környezeti gondok, később a fenntartható fejlődés, újabban pedig a globális klímaváltozás témával. Ez a jelentős szemléletváltozás komoly lendítőerőt adott a már kissé korábban kialakult táj ökológiának/geoökológiának (KEVEINÉ BARÁNYI I. 1981, 2005, CSORBA P. 1996, MEZŐSI G. – RAKONCZAI J. 1997, SZABÓ M. 2005). Az új szakterületek közül leginkább a táj ökológia és a táj védelem találta meg helyét a geográfiaán belül. Ennek a két táj kutatási területnek már van tekintélyes hazai szakirodalma (DUHAY G. 2004, FARSANG A. et al. 2008, KERTÉSZ Á. 2003, CSORBA P. – FAZEKAS I. 2008), önálló tantárgy több egyetemi képzésben (CSORBA P. 1996-2006, KERÉNYI A. 2007), van táj ökológiai folyóirat (Táj ökológiai Lapok; Gödöllő), szerepel egyetemi tanzsékek, akadémiai bizottságok elnevezésében és rendszeresen rendeznek táj ökológiai és/vagy táj védelmi témájú tudományos tanácskozásokat is (CSIMA P. – DUBLINSZKI BODA B. 2008, KERTÉSZ Á. 2010, SZILASSI P. – HENITS L. 2010).

Komoly hatást gyakorolt a táj földrajz fejlődésére a távérzékelés, amelynek geográfiai alkalmazhatóságát PÉCSI MÁRTON az elsők között ismerte fel (PÉCSI M. et al. 1986). Az utóbbi évek legdinamikusabban fejlődő kutatási területe a táj metria, amely egyre objektívebb mérőszámokhoz, indikátorokhoz köti a táji folyamatok (elsősorban ökológiai folyamatok) vizsgálatát (MEZŐSI G. – FEJES CS. 2004, SZABÓ SZ. – CSORBA P. 2009, SZILASSI P. – BATA T. 2012). A CORINE űrfelvételek feldolgozása nagyságrendekkel meggyorsította a térbeli mintázatok, azok változásainak összehasonlítását (MARI L. – MATTÁNYI ZS. 2002, MUCSI L. – HENITS L. 2011).

Több olyan szakterületet említhetünk, ahol reális kereslet van a táj földrajzi alapinformációkra:

- Általános és alkalmazott környezetkutatás, pl. belvív-veszélyeztetettség, talajerózió stb. (LOVÁSZ GY. 1981, ERDŐSI F. 2001, KERÉNYI A. 2003, MUCSI L. – HENITS L. 2011, SZATMÁRI J. et al. 2011, BARTA K. et al. 2011, LÓKI J. et al. 2012),
- Környezeti hatásvizsgálatok (JUHÁSZ Á. 1992, CSORBA P. et al. 2011),
- Egyedi táj értékek (CSORBA P. et al. 2003),
- Idegenforgalmi fejlesztések (KERTÉSZ Á. 1988, CSIMA P. 1988, MEZŐSI G. 1991, KARANCSI Z. et al. 2008, GYURICZA L. 2009, HORVÁTH G. et al. 2012),
- Természetvédelmi területek kezelése (FEKETE G. et al. 2000, SZABÓ M. 2005, TARDY, J. – VÉGH, M. 2006),
- Települési, kistérségi, regionális környezetvédelmi terv, koncepció megírása során (CSIMA P. 2006, KERÉNYI A. et al. 2000, KISS G. et al. 2000, RAKONCZAI J. et al. 2001, DÁVID L. 2003).

Pécsi Márton máig érvényes, táj kutatással kapcsolatos megállapításai

PÉCSI MÁRTON életművében maradandó értéket képvisel a felszínalaktan és a löszkutatás, de hatásában ezektől nem maradnak el a geográfia egészével kapcsolatban kifejtett teoretikus gondolatai sem. Néhány megállapítása kifejezetten pozitív módon befolyásolta a táj-földrajzot, s ma is szervesen illeszkedik az elmúlt évtizedek tudománytörténeti folyamatába.

A táj-földrajz számára egyértelműen kiemelkedő hatása volt a PÉCSI MÁRTON által igen következetesen képviselt szemlélet, mely szerint:

- a földrajz a környezettudományok közé tartozik,
- kutatásainak tárgya a komplex környezet,
- munkamódszerét a rendszerelméleti elveknek kell megszabni,
- egyre kevésbé lehet eltekinteni a környezetünket érő antropogén hatásoktól,
- célkitűzései tekintetében igazodni kell a társadalmi, gazdasági, környezetgazdálkodási igényekhez, végül
- mindent meg kell tenni annak érdekében, hogy a tudományunk eredményei eljussanak a rokon szakterületek művelőjéhez, s törekedni kell arra, hogy a környezetkutatás, a területi tervezés, a társadalmi-gazdasági folyamatok térbeli modellezése, prognosztizálása számára nélkülözhetetlen adatokat, információkat a geográfia szolgáltatassa.

Összefoglalás

PÉCSI MÁRTON tudományos pályájának utolsó szakaszában is képes volt felismerni néhány új szakmai irányzat jelentőségét, s ha annak kutatását nem is tekintette saját feladatának, fejlődését többnyire pártolta. Így viszonyult pl. a tájökológiához, amellyel kapcsolatban látta, hogy a tájökológia hozzájárulhat a hagyományos táj kutatás megújulásához.

A fentieket mérlegre téve végül is PÉCSI MÁRTON táj kutatásban játszott szerepét az alábbiak szerint összegezhetjük:

- nem soroljuk a hagyományos értelemben vett hazai táj kutatók közé,
- táj szemléletét egyrészt az erős geomorfológiai alapállás, másrészt a teljes, komplex földrajzi környezet értelmezése hatotta át, azaz egyik oldalról domináns mértékben egy tájalkotó tényező; a domborzat, másik oldalról viszont a táj nál szélesebb horizont; a teljes környezettudomány szempontjából nézett a táj kutatásra,
- határozott vezetői egyénisége, akadémikusként képviselt komoly szakmai súlya jelentős hatással volt a hazai táj kutatásra is.

Köszönetnyilvánítás

Jelen közlemény a TÁMOP 4.2.2./B-10/1-2010-0024 program támogatásával készült.

CSORBA PÉTER
DE Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debrecen
csorba.peter@science.unideb.hu

KERÉNYI ATTILA
DE Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debrecen
kerenyi.attila@science.unideb.hu

IRODALOM

- BARTA K.–SZATMÁRI J.–POSTA Á. 2011: A belvízképződés és az autópályák kapcsolata. – Földrajzi Közlemények 135. 4. pp. 379–387.
- BELUSZKY P. 2001: A Nagyalföld történeti földrajza. – Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs. 274 p.
- BERÉNYI I. 2011: A Jászság, mint kultúrtáj. – Földrajzi Közlemények 136. 3. pp. 229–235.
- CSIMA P. 1988: A táj terhelhetősége az üdülőterületi tervezésben. – Városépítés 24. 1. pp. 26–28.
- CSIMA P. 2006: Tájvédelmi szabályozás a településrendezési tervekben. – In: CSORBA P.–FAZEKAS I. (szerk.): Táj kutatás – Tájökológia. Meridián Alapítvány, Debrecen. 553 p.
- CSIMA P. – DUBLINSZKI-BODA B. (szerk.) 2008: Tájökológiai kutatások. – III. Tájökológiai Konferencia, Budapest. 387 p.
- CSORBA P. 1996: Tájökológia. – Egyetemi jegyzet, Debrecen. 113 p.
- CSORBA P. – KISS G. – NOVÁK T. 2003: Debrecen külterületének egyedi tájérték katasztere – Debrecen Megyei Jogú Város Önkormányzata, Felelős kiadó: Kőrös Csaba. 110 p.
- CSORBA P.–FAZEKAS I. (szerk.) 2008: Táj kutatás – Tájökológia. – Meridián Alapítvány, Debrecen. 553 p.
- CSORBA P.–DÉVAI GY.–GRIGORSZKY I.–NAGY S. A.–MÜLLER Z. 2011: Környezeti Hatásvizsgálati Jelentés, Pocsaj nagyközség ÉR-menti külterületén tervezett láprehabilitációs munkáról. – Pocsaj Nagyközség Önkormányzata megbízásából, Geonext Bt. 75 p.
- DÁVID L. (szerk.) 2003: Az Észak-alföldi Régió Környezetvédelmi Programja. – ÉARFÜ, Debrecen. 150 p.
- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. – MTA FKI, Budapest. 876 p.
- DUHAY G. (szerk.) 2004: Tájvédelmi kézikönyv. – KVM, Természetvédelmi Hivatal, Budapest. 80 p.
- ERDŐSI F. 2001: Új évezred – Környezetérzékenyebb geográfia. – In: MÉSZÁROS R. et al. (szerk.): Jakucs László a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. SZTE, Szeged. pp. 49–62.
- FARSANG A.–MUCSI L.–KEVEINÉ BÁRÁNYI I. (szerk.) 2012: Táj – Érték, Lépték, Változás. Geolitera, Szeged. 221p
- FEKETE G. – VIRÁGH K. – ASZALÓS R. – PRÉCSÉNYI I. 2000: Static and dynamic approaches to landscape heterogeneity in the Hungarian forest-steppe zone. – Journal of Vegetation Science 11. pp. 375–382.
- FRISNYÁK S. 1995: Magyarország történeti földrajza. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. 213 p.
- FRISNYÁK S. (szerk.) 1996: A Kárpát-medence történeti földrajza. Nyíregyháza. 388 p.
- FRISNYÁK S. 2004: A kultúrtáj kialakulása a Kárpát-medencében. – Történeti földrajzi tanulmányok. Nyíregyháza. 259 p.
- FRISNYÁK S.–GÁL A. (szerk.) 2009: A Kárpát-medence környezetgazdálkodása. – Nyíregyháza–Szerencs, 559 p.
- FRISNYÁK S. (szerk. Gál A.) 2012: Tájhasználat és térszervezés. – Nyíregyháza–Szerencs, 201 p.
- FÜLEKY GY. (szerk.) 1997: A táj változásai a Honfoglalás óta a Kárpát-medencében. – GATE, Gödöllő. 455 p.
- FÜLEKY GY. (szerk.) 1999: A táj változásai a Kárpát-medencében. – GATE, Gödöllő. 432 p.
- GÁBRIS GY.–MICZEK GY. 1999: A földhasználat változása természeti tényezők függvényében két évszázad alatt egy mezőföldi községben. – In: FÜLEKY GY. A táj változásai a Kárpát-medencében. SZIE, Gödöllő. pp. 121–126.
- GÁBRIS GY. 2011: A Zagyva-Tarna alföldi vízrendszerének kialakulása és fejlődése. – Földrajzi Közlemények 135. 3. pp. 205–217.
- GÁBRIS GY. (szerk.) 2012: Általános természetföldrajz II. – Eötvös Kiadó, Budapest. 484 p.
- GÓCZÁN L. 1980: Mezőgazdasági területek agroöko-geográfiai kutatása, tipizálása és értékelése. – Földrajzi Tanulmányok 18. Akadémiai Kiadó, Budapest. 126 p.
- GYURICZA L. 2009: Ökoturisztikai fejlesztési lehetőségek a szlovén-magyar határ két oldalán. – In: V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Kolozsvár. pp. 123–129.
- HORVÁTH G. – CSÜLLÖG G. – KARANCSI Z. 2012: Az ökoturizmus lehetőségei korábbi bányavidékek leromlott tájainak helyreállításában. – In: FARSANG A. et al. (szerk.) 2012: Táj – Érték, Lépték, Változás. Geolitera, Szeged. pp. 211–220.
- JUHÁSZ Á. 1992: Ipari térségek környezeti hatásvizsgálata és geoökológiai térképezése. – Földrajzi Értesítő 41. 1–4. pp. 91–113.
- KARANCSI Z. – HORVÁTH G. – KISS A. 2006: Tájépszétikai vizsgálatok a Medves-térség területén. – A III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei, CD, Budapest
- KERÉNYI A. 2003: Környezettan. – Mezőgazda Kiadó, Budapest. 470 p.
- KERÉNYI A. 2007: Tájvédelem. – Pedellus Tankönyvkiadó, Debrecen, 184 p.
- KERÉNYI A. – CSORBA P. – SZABÓ GY. – KISS G. – SZABÓ SZ. – NOVÁK T. 2000: Debrecen 35. és 50.1 városrendezési körzet településrendezési terv III. szakasz, szabályozási terv. Környezeti hatások vizsgálata. 191 p.
- KERÉNYI A. – CSORBA P. 2012: A tájökológiai kutatások szerepe a tájvédelemben és a kutatási eredmények gyakorlati hasznosításának feltételei. – In: FARSANG A. – MUCSI L. – KEVEINÉ BÁRÁNYI I. (szerk.): Táj – Érték, Lépték, Változás Geolitera, Szeged. pp. 19–32.
- KISS G. – CSORBA P. – SZABÓ GY. 2000. A Sárköz Menti Települések Önkormányzati Társulásának terület-használati és ökológiai fejlesztési programja. Ökológiai rész. 156 p.

- KISS T.–GYÖRGYÖVICS K.–SIPOS GY. 2012: Homokformák morfológiai tulajdonságainak és korának vizsgálata Belső-Somogy területén. – Földrajzi Közlemények 136. 4. pp. 361–375.
- KERTÉSZ Á. 1988: A Dunakanyar-hegyvidék természeti környezetpotenciáljának mezőgazdasági és idegenforgalmi szempontú értékelése. MTA FKI Budapest, 168 p.
- KERTÉSZ Á. 2003: Tájökológia. Holnap Kiadó, Budapest. 166 p.
- KERTÉSZ Á. 2010: Tájökológiai kutatások 2010. IV. Magyar Tájökológiai Konferencia, MTA FKI, Budapest. 294 p.
- (KEVEINÉ) BÁRÁNY I. 1981: A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. – Kandidátusi értekezés, Kézirat, Szeged. 159 p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. 2005: A karsztok környezeti problémái és védelmük kérdései. – In: DOBOS A.–ILYÉS Z. (szerk.): Földtani és felszínalaktani értékek védelme. Eger. pp. 101–110.
- LOVÁSZ GY. 1981: A földrajzi környezetkutatás elméleti és módszertani kérdései. – Földrajzi Értesítő 30. 2–3. pp. 159–164.
- LÓCZY D. 1989: Agroökológiai körzetesítés Komárom-Esztergom megyében a növénytermesztésre való alkalmasság minősítése alapján. – Kandidátusi értekezés, Kézirat, MTA FKI, Budapest, 169 p.
- LÓCZY D. 2002: Tájértékelés, földértékelés. Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 307 p.
- LÓCZY D. 2012: A folyómedrek morfológiai tipizálásának hierarchiája a nemzetközi szakirodalomban. – Földrajzi Közlemények 136. 2. pp. 124–137.
- LÓCZY D.–VERESS M. 2005: Geomorfológia Földfelszíni folyamatok és formák. I., II. – Dialóg Campus, Budapest–Pécs. 335 illetve 440 p.
- LÓKI J.–NÉGYESI G.–SZABÓ G. 2012: A mezővédő erdősávok és erdőterületek változása nyírségi mintaterületeken. – In: FARSANG A.–MUCSI L.–KEVEINÉ BÁRÁNY I. (szerk.) 2012: Táj – Érték, Lépték, Változás. Geolitera, Szeged. pp. 181–187.
- MARI L.–MATTÁNYI ZS. 2002: Egységes európai felszínborítási adatbázis a CORINE Land Cover program. – Földrajzi Közlemények 126. 1–4. pp. 31–38.
- MAROSI S. 1980: Tájkutatói irányzatok, tájértékelés, tájtipológiai eredmények. – Elmélet–Módszer–Gyakorlat 35. MTA FKI, Budapest. 119 p.
- MEZŐSI G. 1991: Kísérletek a táj esztétikai értéknek meghatározására. – Földrajzi Értesítő 40. 3–4. pp. 251–264.
- MEZŐSI G.–SZATMÁRI L. (szerk.) 1995: Modellek a természetföldrajzban. – JATE, Szeged. 63 p.
- MEZŐSI G.–RAKONCZAI J. (szerk.) 1997: A geoökológiai térképezés elmélete és gyakorlata. JATE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged. 131 p.
- MEZŐSI G.–FEJES CS. 2004: Tájmetria. – In: DÖVÉNYI Z.–SCHWEITZER F. (szerk.) Táj és Környezet, MTA FKI, Budapest. pp. 229–242.
- MUCSI L.–HENITS L. 2011: Belvízelöntési térképek készítése közepes felbontású űrfelvételek szubpixel alapú osztályozásával. – Földrajzi Közlemények 135. 4. pp. 365–378.
- PÉCSI M. 1957: Hozzászólás Wagner Richárd: A táj fogalma c. előadásához. – Földrajzi Közlemények 81. 1. pp. 82–87.
- PÉCSI M. 1970: Földrajztudomány. – Magyar Tudomány 4–5. pp. 392–395.
- PÉCSI M. 1971: A területi tervezés, a földrajz és a régiótudomány kapcsolatáról. – Geonómia és Bányászat 4. 2–4. pp. 139–143.
- PÉCSI M. 1972: A (természeti) környezetkutatás földrajzi problémái. – MTA X. Osztály Közleményei 5. 3–4. pp. 257–266.
- PÉCSI M. 1979: A földrajzi környezet új szemléletű értelmezése és értékelése. – Földrajzi Közlemények 103. 1–3. pp. 17–27.
- PÉCSI M. 1982: Természetföldrajzi tájak, tájtipusok, agroökológiai körzetek és a talaj kapcsolata. – Agrártudományi Közlemények 41. 2. pp. 393–404.
- PÉCSI M. 1984: A földrajzi környezet értelmezése és a környezeti hatások értékelése a gazdaságfejlesztés szolgálatában. – Földrajzi Közlemények 108. 4. pp. 309–313.
- PÉCSI M. 1985: Tájtipusok a Nagyalföldön. – Földrajzi Közlemények 109. 3. pp. 187–195.
- PÉCSI M. 1987: A földrajz és a geográfiai kutatások időszerű kérdései Magyarországon. – Földrajzi Közlemények 111. 3–4. pp. 113–121.
- PÉCSI M. 1989: A földrajztudomány általános elvi kérdései. – Földrajzi Közlemények 113. 1–2. pp. 3–10.
- PÉCSI M. 1992: Geomorfológiai kutatási irányok és eredmények az MTA FKI-ban 1951–1991 között. – Földrajzi Értesítő 41. 1–4. pp. 33–58.
- PÉCSI M.–SOMOGYI S.–JAKUCS P. 1971: Landscape types of Hungary as one of the basis of regional planning. – IGU European Regional Conference, Budapest, Abstracts of Papers. – MTA FKI, Budapest. pp. 38–39.
- PÉCSI M.–SOMOGYI S.–JAKUCS P. 1972: Magyarország tájtipusai. – Földrajzi Értesítő 21. 1. pp. 5–12.
- PÉCSI M.–BALOGH J.–BASSA L.–CSORBA P.–GALAMBOS J.–GÓCZÁN L.–HAHN GY.–JUHÁSZ Á.–LÓCZY D.–LOVÁSZ GY.–RÉTVÁRI L.–SCHWEITZER F.–SÜDI A.–TÓZSA I. 1986: Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet távérzékeléssel kapcsolatos kutatásai. – Kézirat, MTA FKI, Budapest. 149 p.
- PÉCSI M.–KORDOS L. (eds.) 1987: Holocene Environment in Hungary. – MTA FKI, Budapest. 150 p.

- PROBÁLD F. 2005: Környezetudomány és geográfia. – Debreceni Földrajzi Disputa, Debrecen. pp. 19–32.
- RAKONCZAI J. 2001: Csongrád megye környezetvédelmi stratégiája és operatív programja III. operatív programok. – Készült a Csongrád Megyei Önkormányzat megbízásából 2001.
- SCHWEITZER, F.–BALOGH, J.–TÓTH, L.–MÓNUS, P. 2011: Relationships between geomorphology, neotectonics and earthquakes in the Danube Flat between Ercsi and Madocsa and on the Danube-Tisza Interfluve. – Földrajzi Értesítő 60. 3. pp. 223–245.
- SCHWEITZER F.–TINER T. 2000: Tájéktutatói irányzatok Magyarországon. – Tiszteletkötet Marosi Sándor akadémikus 70. születésnapjára. – MTA FKI, Budapest. 131 p.
- SOMOGYI S. (szerk.) 2000: A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon. – MTA FKI Budapest, 302 p.
- SZABÓ J.–DÁVID L. (szerk.) 2004: Antropogén geomorfológia. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 318 p.
- SZABÓ J.–DÁVID L.–LÓCZY D. (eds.) 2010: Anthropogen Geomorphology. – Springer Verlag, 298 p.
- SZABÓ M. 2005: Vizes élőhelyek tájökológiai jellemvonásai a Szigetköz példáján. – Kézirat, Akadémiai doktori értekezés, Budapest. 172 p.
- SZABÓ SZ.–CSORBA P. 2009: Tájmetriai mutatók kiválasztásának lehetséges módszertana egy esettanulmány példáján. – Tájökológiai Lapok 7. 1. pp. 141–153.
- SZALAI L. 1993: A mikrokozterestítés új megközelítési módozatai az agroökológiai kutatásokban. – Földrajzi Értesítő 42. 1–4. pp. 7–14.
- SZATMÁRI J.–TOBAK Z.–VAN LEEUWEN B.–DOLESCHALL J. 2011: A belvívelöntések térképezését megalapozó adatgyűjtés és a belvízképződés modellezése neurális hálózattal. – Földrajzi Közlemények 135. 4. pp. 351–363.
- SZILASSI P.–BATA T. 2012: Tájak természetességének értékelése tájmetriai módszerekkel Magyarország példáján. – In: FARSANG A.–MUCSI L.–KEVEINÉ BÁRÁNY I. (szerk.) Táj – Érték, Lépték, Változás. Geolitera SZTE Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged. pp. 75–84.
- SZILASSI P.–HENITS L. (szerk.) 2010: Tájváltozás értékelési módszerei a XXI. században. – Földrajzi Tanulmányok 5. JATE Press, Szeged. 330 p.
- TARDY J.–VÉGH M. (chief eds.) 2006: National Ecological Networks of European Countries 1 : 4 000 000, European Centre for Nature Conservation.
- TELBISZ T.–MARI L.–IMECS Z. 2012: Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése. – Földrajzi Közlemények 136 1. pp. 22–36.
- VERESS M. 2012: Fedőüledékes depressziók típusai és kialakulásuk. – Földrajzi Közlemények 136. 1. pp. 2–21.
- VICZIÁN I.–ZATYKÓ Cs. 2011: Geomorphology and environmental history in the Drava valley near Berzence. – Földrajzi Értesítő 60. 4. pp. 357–377.

TÁJ ÉS KÖRNYEZETKUTATÁS PÉCSI MÁRTON MUNKÁSSÁGÁBAN

KERTÉSZ ÁDÁM

LANDSCAPE AND ENVIRONMENTAL RESEARCH
ACTIVITIES OF MÁRTON PÉCSI

Abstract

Márton Pécsi was one of the outstanding and world famous Hungarian geographers of the twentieth century. Although his main research activities included geomorphology, quaternary geology and loess chronology, he made a significant contribution to landscape research, too. He applied systems analysis in his theoretical investigations on landscape and environment and elaborated the concept of the total geographical environment of the society. He played an important role in the preparation of the map of landscape types of Hungary as well as in the development of the system of landscape classification of the country. His theoretical work provided a good basis for practical applications. The methods for the identification of environmental and landscape potentials are used also today in environmental capability assessment. Many publications, maps, monographs and dissertations were accomplished as a result of his activities as professor and leading scientist. The new generation of scientists will hopefully apply his methods and cite to his important publications.

Keywords: landscape ecology, landscape typology, environmental assessment

Bevezetés

A táj, majd később a környezet fogalma és a hozzájuk kapcsolódó elméleti és gyakorlati kutatás egy évszázados múltra tekint vissza a magyar geográfiában. Virágkorát a múlt század derekán élte. Erre az időszakra esik Pécsi Márton munkássága is. A nagy elődök munkásságából csak arra utalunk, hogy a Magyarországgal, illetve a Kárpát-medencével foglalkozó monográfiák (PRINZ GY. 1936, 1942; PRINZ GY.–CHOLNOKY J. 1936; BULLA B.–MENDÖL T. 1947) a dolog természetéből fakadóan ki kellett, hogy térjenek a táj fogalmának kérdésére.

Mind a mai napig korszerű Bulla Béla definíciója, amely szerint „a táj a tájalkotó tényezők (szerkezet, domborzat, éghajlat, hidrológiai hálózat, természetes növénytakaró) és az ember tájalkotó, kultúrateremtő tevékenységének természetes együttese, szintézise. Földrajzi területegység, amelyhez hasonló van a Földön, de teljesen azonos soha. Tehát minden táj önálló individuum, egyéniség.” (BULLA B.–MENDÖL T. 1947).

BULLA B. később, 1962-ben azt írja, hogy „a korszerű természetföldrajzi szemlélet szerint a táj az övezetes tagolódást mutató földrajzi buroknak a taxonómiai egysége” (BULLA S. 1962). BULLA B. ebben a megfogalmazásában elsősorban a tájbeosztás szempontjait tartotta szem előtt, azért közelített másként a tájfogalom felé.

A kortársak közül Marosi Sándor munkásságát emeljük ki, aki Pécsi munkatársaként, az ő tevékenységéhez kapcsolódóan, de mégis önálló koncepcióval járult hozzá a tájjal, főként pedig a környezettel kapcsolatos ismereteinkhez. MAROSI S. (1980) a környezet fogalmát a következőképpen definiálta: „A környezetfogalom minden esetben feltételezettséget fejez ki és viszonylatot tételez fel, mégpedig ... birtok egy olyan viszonyban, amelyben a birtokos valamilyen élő, aktív szervezet”. Birtokos lehet a növény-, az állatvilág valamely egyede vagy csoportja, de lehet birtokos az ember, ill. bizonyos embercsoportok is.

A táj és környezet fogalma közötti különbségeket is MAROSI S. fogalmazta meg a legvilágosabban. Szerinte a tájat a környezettől megkülönböztető fő ismérv, hogy „nem viszonylat, ..., nem konkrét feltétele konkrét tevékenységnek. ... Térbeli alapja, határainak meghatározója a természeti tényezők összessége, bár a társadalom hatására formálódik”.

A tájfogalom értelmezése Pécsi szerint

A Bulla utáni idő táj kutatásának kiemelkedő személyisége Pécsi Márton, aki a kor német és szovjet (orosz) iskolájának kiváló ismerőjeként tudományos szempontból lényeges megállapításokat, kutatási eredményeket adaptált, illetve ezek alapján maga is jelentős mértékben gazdagította és korszerűsítette a hazai táj kutatást. A táj fogalommal kapcsolatban az emberi társadalom tájformáló szerepét hangsúlyozta és ezt építette be a definícióba is. PÉCSI M. (1972a) meghatározásában világosan megfogalmazódik, hogy a tájban természeti és „kultúr”-elemek ötvöződnek: ...”a táj hosszú természettörténeti és rövid, de igen hatékony gazdasági fejlődés együttes eredménye. A tájat tehát természeti és társadalomtörténeti kategóriaként, embercentrikusan kell tekinteni, értékelni”.

A tájfogalommal kapcsolatban tehát az volt az újdonság Pécsi szemléletében, hogy ő az akkori idők legkorszerűbb szemléletét adaptálta, amely szerint a táj egyáltalában nem tekinthető csupán természetföldrajzi területi egységnek, mivel annak fejlődését, alakulását az emberi társadalom tevékenysége döntő módon befolyásolja.

A tájfogalmat kiszorítja a környezetfogalom

Pécsi a múlt század hetvenes éveiben – amikor a környezetvédelem és a környezet kutatás jelentősége rohamosan nőtt – már szinte kizárólag a környezet szót használja, gyakran a táj fogalmához hasonló értelemben. 1976-ban született az első magyar környezetvédelmi törvény. Pécsi tehát helyes koncepciót követett, amikor a hazai földrajztudományt a környezetkutatás szolgálatába kívánta állítani.

A környezetfogalommal kapcsolatban PÉCSI M. (1979) rámutat, hogy az ember és környezete kifejezésen ma is többen az ember és természeti környezete közötti kapcsolatot értik. Mivel napjainkban a gyors ütemű gazdasági-társadalmi fejlődés folytán a természeti tényezők és a társadalmi-gazdasági szféra között állandó, bonyolult kölcsönhatások működnek, ezért a földrajzi környezet fogalma nem lehet azonos a természeti környezet fogalmával, hanem annál bővebb értelmű. PÉCSI M. (1972b, 1974) szerint a földrajzi környezet nemcsak a bennünket körülvevő élő és holt természeti anyagokat, a földi szubsztrátumot és az abban végbemenő folyamatokat foglalja magába, hanem a társadalmi-gazdasági tevékenység összehatását is, valamennyi létesítményével együtt.

A tájjal és a környezettel kapcsolatos elméleti munkásság megteremtí tehát a tájtan gyakorlati alkalmazásainak elméleti alapját is – amint azt az alábbiakban látni fogjuk.

A társadalom teljes földrajzi környezete

A múlt század derekán a környezetkutatás tárgyában számos elméleti-módszertani fejtegetés látott napvilágot. E munkák kezdetben az ember és (földrajzi) környezete kapcsolatát vizsgálták, majd a későbbiek folyamán az ember helyére a társadalom, ill. egyes

társadalmi csoportok kerültek (MAROSI S. 1980). Ilyen módon a társadalom teljes földrajzi környezetéről mint rendszerről beszélünk (PÉCSI M. 1979), amelyhez a természeti (geoszféra, ökoszféra), az átalakított természeti (technoszféra), a társadalmi-gazdasági (termelő szféra) és a politikai-kulturális (nem termelő szféra) környezet alrendszerai tartoznak.

A társadalom teljes földrajzi környezetének koncepciója a múlt század vége környezetkutatásának elméleti alapvetést nyújtott. Ezen az alapon elindulva jutott el Pécsi a környezetpotenciál fogalmához és meghatározásának módszeréhez. Ekkor már szinte kizárólag környezetpotenciálról beszél, pedig a tájpotenciál kifejezés használatára is szükség lett volna, hogy ezáltal a gyakorlati táj kutatásokban is nagyobb és fontosabb szerephez jusson az akkori geográfia.

A természeti környezetpotenciál fogalma

A társadalom teljes földrajzi környezetének értelmezése elvezetett tehát a környezetpotenciál fogalmához. A természeti környezet bizonyos hasznosítási lehetőségekkel (erőforrásokkal és adottságokkal) rendelkezik, amelyek bizonyos társadalmi igény kielégítésére nyújtanak lehetőséget. A természeti környezetnek ezt a teljesítőképességét a *természeti környezet potenciáljának* nevezzük (PÉCSI M. 1974). Az akkori idők egyik vezető német (NDK-beli) táj kutatója HAASE, G. (1978) – hasonló értelemben – a természeti tér potenciáljáról beszél.

Pécsi értelmezésében a környezetpotenciál fogalma két nézőpont figyelembevételével közelíthető meg. Felvethető tehát egyfelől az a kérdés, hogy természeti környezetünk milyen (további) hasznosítási lehetőségek forrása, ill. – másfelől – a környezet (túl)terhelésének, védelmének, állagmegóvásának kérdése. A két nézőpont egymással szorosan összefügg, egyik a másik nélkül nem létezhet. Egy adott pillanatban úgy tűnhet, hogy csak a közvetlen gazdasági érdek szolgálata lehet a cél (azaz a környezetben rejlő lehetőségek azonnali és minél intenzívebb hasznosítása), míg bizonyos idő elteltével a természeti környezet „kiszákmányolása” olyan ökológiai problémákhoz vezethet, amelyek a természeti környezet állagát – és ezáltal értékét is – lerontják, esetleg olyan mértékben, hogy az egyensúly a legnagyobb anyagi ráfordításokkal sem állítható helyre. Ebben a koncepcióban tehát a környezet védelme és hasznosítása egyaránt helyet kap.

A természeti környezetpotenciál fogalmánál bővebb és sokrétűbb valamely *terület integrált környezetpotenciáljának* fogalma. PÉCSI M. (1974) szerint ez utóbbi magába foglalja a „földtani erőforrásokat, természeti-földrajzi adottságokat, munkaerőforrásokat, összegzetten a ’termelési erőforrásokat’, a termelés tárgyi és személyi tényezői egységének, a termelőerőknek szintjét, és végül a környezet földrajzi helyzetét a termelőerők kedvező vagy kedvezőtlen területi elhelyezkedésének szempontjából”. A teljes földrajzi környezet potenciáljában nemcsak a természeti, hanem a mesterséges, átalakított természeti környezet potenciálja is benne foglaltatik, sőt a társadalmi-gazdasági, és a politikai-kulturális szféra erőforrásai és adottságai is ide tartoznak. Mindez természetesen az előző fejezetben definiált környezetfogalomból is következik.

A társadalom teljes földrajzi környezetét alkotó szférák között igen szoros a kapcsolat, amely bonyolult kölcsönhatások formájában nyilvánul meg. A természeti környezetpotenciál önálló vizsgálata éppen ezért igen nehéz feladat. Ahhoz azonban, hogy a társadalom teljes földrajzi környezetének integrált potenciálját meghatározhassuk, először a természeti környezetpotenciál vizsgálatára és meghatározására van szükség. Az alábbiakban röviden kitérünk erre, mivel a módszer ma is megállja a helyét.

A természeti környezetpotenciál meghatározása

A természeti környezetpotenciál meghatározása már gyakorlati táj kutatási feladat. A módszer szerint az első munkafázisban a vizsgált terület részpotenciáljait vizsgáljuk. A természeti környezet potenciáljának vizsgálatakor ez a domborzati, az éghajlat-, a talaj-stb. adottságok egyenkénti felmérését, minősítését jelenti. A részpotenciálok vizsgálata különböző módszerekkel történhet. Ma e vizsgálatok a térinformatika eszközeivel folynak.

A részpotenciálok vizsgálata kétféleképpen végezhető el. Az egyik módszer szerint a tájalkotó tényezőkből indulunk ki, azt a kérdést tesszük fel például, hogy az éghajlat milyen felhasználó ágazatnak milyen lehetőségeket nyújt. Megállapíthatjuk tehát, hogy a vizsgált terület éghajlati adottságai annak melyik terület részén, mely felhasználó ágazatnak milyen lehetőséget kínálnak.

A másik módszer lényege, hogy a részpotenciálokat valamilyen szempont, esetleg szempontok figyelembevételével elemezzük és értékeljük. Ezt ágazati módszernek nevezük, mivel valamely felhasználó ágazat (pl. mezőgazdaság vagy ezen belül: szántóföldi növénytermesztés stb.) nézőpontjából vizsgáljuk a részpotenciálokat.

Mindkét módszer használata indokolt lehet. Az adott kérdésfelvetés kell, hogy eldöntse, melyiket alkalmazzuk. Az általános szempont tulajdonképpen a környezetben rejlő hasznosítási lehetőségek felsorolását jelenti. Ilyen értelemben tehát kevésbé gyakorlati, inkább elméleti szemléletű – szemben a kifejezetten gyakorlatinak minősülő ágazati módszerrel. Annyiban azért az általános módszer is gyakorlati, hogy átfogó, regionális tervek készítésekor jól felhasználható. Megemlítjük, hogy MAROSI S.–SZILÁRD J. (1963) lényegében ugyanezt a két lehetséges utat említik, bár az elnevezés és a megfogalmazás eltérő.

A második munkafázis során az alrendszerek potenciálját határozzuk meg. Bár a koncepció szerint elméletileg mind a négy alrendszer szóba jöhet, valójában azonban csak a 2. alrendszer, tehát az átalakított természeti környezet alrendszerének potenciálját határozzuk meg. Ez már lényegesen bonyolultabb feladat, hiszen az egyes részpotenciálokat különböző mértékben kell figyelembe venni. Az első munkafázisnál említett két módszer elméletileg itt is alkalmazható. Az ágazati módszer – tehát pl. a mezőgazdaság szempontjai szerint végzett értékelés – könnyen érvényesíthető, míg az általános – valamilyeni felhasználó ágazat szempontjait szem előtt tartó – módszer felhasználása nehezebben megoldható feladatnak tűnik.

Itt említem meg, hogy a környezetpotenciál – jelen esetben a természeti környezet alrendszerének potenciálja – meghatározásának módszere mindig valaminek a szempontjából történő értékelés. A kérdésfeltevésnek tehát értelmezhetőnek kell lennie. Minél konkrétabb, kisebb területet felölelő az értékelés szempontja, annál könnyebben oldható meg a feladat. Könnyebb tehát a bűzatermesztés szempontjából vizsgálódnunk, mint a szántóföldi növénytermesztésre való alkalmasságot meghatározni. Ennek ellenére a legáltalánosabb kérdés is feltehető, például hogyan értékelhetjük Magyarország területét a mezőgazdasági hasznosításra való alkalmasság szempontjából. Tulajdonképpen, e módszer alkalmazásának tekinthető az ország területének minősítése a mezőgazdaság szempontjából, valamint a környezeti szempontból érzékeny területek meghatározása is. (ÁNGYÁN J. et al. 1998; ÁNGYÁN J. 2003).

PÉCSI M. (1971, 1972a, 1972b, 1974, 1979), PÉCSI M. et al. (1979), PÉCSI M.–RÉTVÁRI L. (1980, 1981), PÉCSI M. et al. (1980) elsőként mutatott rá a környezetkutatás és a környezetpotenciál jelentőségére és idézett munkáiban elméleti és gyakorlati útmutatást is adott. A föld- és agrártudományok szakembereiből munkaközösséget szervezett a hazai tájak,

ill. termelési körzetek környezetpotenciáljának értékelésére. Az ő kezdeményezésére több ilyen irányú munka született (PÉCSI M. et al. 1980; GÓCZÁN L. 1982).

Számos olyan művet, gyakorlati munkát idézhetnénk, amely a környezetpotenciál meghatározásának módszerével készült. Ilyen alkotások, disszertációk (GÓCZÁN L. 1982; KERTÉSZ Á. 1985) nem csupán az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetében készültek, hanem az ország számos intézményében. Sajnálatos tény, hogy többnyire elfeledkeztek Pécsi Márton ilyen irányú munkásságára hivatkozni.

Tájbeosztás és tájtípusok

Magyarország korszerű szemléletű tájbeosztási rendszerének kialakításában Pécsi Márton vezető szerepet játszott. A tájbeosztás, tehát a hierarchia különböző szintjén álló tájak rendszerének felépítése Magyarországon és külföldön egyaránt nagy múlttal rendelkezik. A korai tájbeosztási munkák tisztán tudományos célból készültek, semmiféle konkrét alkalmazási szempont nem merült fel velük kapcsolatban. Idézzük példaként a német tájbeosztást, amelynek célja az volt, hogy az ország természetföldrajzának korszerű megírásához tudományos megalapozottságú térképet produkáljanak, majd a természeti tájbeosztás elkészülte után társadalmi-gazdasági körzeteket különítsenek el.

Pécsi Márton felismerte, hogy a tájbeosztás a dolog mély elméleti tudományos megalapozottsági igénye mellett fontos gyakorlati, alkalmazott tudományos feladat. Például természetvédelmi, mezőgazdasági stb., tehát elsősorban természettudományos jellegű gyakorlati alkalmazásoknál a tájbeosztás területi rendszere igen jól alkalmazható, ezért ennek figyelembe vétele feltétlenül javasolható. Mivel a tájak egyben valamilyen tájpotenciált is képviselnek, általános értelemben vett tájpotenciál pedig nem létezik, csak valamilyen szempontból beszélhetünk a táj hasznosítási lehetőségeiről. Pécsi Mindezeket a szempontokat szem előtt tartotta, amikor elődei nyomdokain haladva részt vett az új magyar tájbeosztási rendszer kialakításában.

A Pécsi által vezetett MTA Földrajztudományi Kutató Intézetének kutatási tevékenységében központi szerepet játszott a tájkutatás és a tájföldrajz. A Börzsöny és a Mátra (LÁNG S. 1955), a Mezőföld (ÁDÁM L. et al. 1959), a Nyírség (BORSY Z. 1961), a Cserhát (LÁNG S. 1967) kötetei az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetének az Akadémiai Kiadónál kiadott „Földrajzi Monográfiák” sorozatában jelentek meg. A múlt század utolsó évtizedeiben az Intézet a „Magyarország tájföldrajza” sorozatban feldolgozta az egész országot, tehát valamennyi nagytáját – a nagytájak az akkori tájbeosztás szerint értendőek. Amint a sorozat első kötetének bevezetőjében a sorozatszerkesztő Pécsi Márton írja, ez az első rendszeres és komplex feldolgozás a jelenlegi országterületről. Az ezt megelőző feldolgozások ugyanis a történelmi Magyarországot osztották tájakra (PRINZ GY. – CHOLNOKY J. 1936; PRINZ GY. 1942). A Magyarország tájföldrajza sorozat annyiban is újat nyújt, hogy az ország más tájairól tájértékelést ad, értékeli tehát a gazdálkodás szempontjából kedvező, vagy kedvezőtlen táji adottságokat.

Az új szemléletű tájbeosztás lényege, hogy a valóban összetartozó területeket kezeli egységekként és igyekszik szabadulni attól a megrögződött szemlélettől, hogy a Duna és a Tisza, illetve a folyók egyáltalában tájhatárokat jelentenek. Nyilvánvaló ugyanis, hogy egy folyó jobb és bal oldalán elterülő térségek ugyanazon tájhoz tartoznak. Így tehát a Dunamenti síkság a folyó mindkét oldalát felöleli és hasonlóképpen van ez a többi folyó esetében is. A Mezőföld az Alföld része, függetlenül attól, hogy a Duna másik oldalán helyezkedik el.

Az ország tájtípus térképe három szerző közös munkájaként jelent meg (PÉCSI M. et al. 1972). A tájtípusok koncepciójának kialakítása, majd az ország tájtípus térképének meg-

rajzolás fontos mérföldkő volt a magyar táj kutatás történetében. PÉCSI M. et. al. (1972) Magyarország tájtipológiai térképének magyarázójában kiemelik, hogy az nemcsak a komplex regionális tájbeosztáshoz (PÉCSI M.–SOMOGYI S. 1967), hanem a földrajzi környezet optimális hasznosításához is jó alapot nyújt. Rámutatnak a tájtipológia és a regionális tervezés közötti kapcsolatra.

Fontos hangsúlyozni, hogy Magyarország tájbeosztási és táj típus térképeinek elkészítésében, koncepciójának kidolgozásában Marosi és Somogyi játszották a legfontosabb szerepet. Ezzel együtt fontos tény, hogy a kutató intézet táj földrajzi kutatási irányzatát igazgatóként és vezető kutatóként Pécsi indította el és irányította.

Összefoglalás

Pécsi Márton sokoldalú tudományos tevékenységére visszaemlékezve elmondhatjuk, hogy abban a táj kutatás igen fontos szerepet töltött be. A magát elsősorban negyedkor kutatónak, löszkutatónak és geomorfológusnak valló tudósnak tehát arra is futotta energiájából, hogy a múlt század derekán virágkorát élő táj tan területén is jelentőset alkosson.

Elméleti munkásságából kiemelendő a táj és környezet rendszer szemléletű megközelítése, valamint a társadalom teljes földrajzi környezete koncepciójának megalkotása és kifejtése. Az ország tájbeosztási és tájtipológiai térképének elkészítéséhez kapcsolódóan elméleti munkássága is kiemelendő.

Az imént említett elméleti munkássággal legalább egyenértékű, sőt talán fontosabb a táj tan gyakorlati alkalmazásainak területén kifejtett tevékenysége. A környezet és tájpotenciál értelmezése és módszerének kidolgozása a táj és környezetértékelést gazdagította. Saját tudományos munkássága mellett kiemelendő a tárgyban kifejtett tudományos szervezői tevékenysége, amelynek eredményeként számos publikáció, monográfia, térkép és diszsertáció született. Remélem, hogy az új tudományos nemzedék nem fog megfelelni arról, hogy Pécsi Márton munkáit felhasználja, idézze és módszereit alkalmazza.

KERTÉSZ ÁDÁM
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
EKF TTK Földrajz Tanszék, Eger
kertesza@helka.iif.hu

IRODALOM

- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. (Földrajzi monográfiák 2.) Akadémiai Kiadó, Budapest. 514 p.
- ÁNGYÁN J. 2003: MTA doktori értekezés. A környezet- és tájgazdálkodás agroökológiai, földhasználati alapozása (Magyarország integrált földhasználati zónarendszerének kialakítása). Szent István Egyetem, Környezet- és Tájgazdálkodási Intézet, Gödöllő. 163 p.
- ÁNGYÁN J.–DORGAI L. (szerk.)–HALÁSZ T.–JANOWSZKY J.–MAKOVÉNYI F.–ÓNODI G.–PODMANICZKY L.–SZENCI GY.–SZEPESI A.–VEÖRÖS GY. 1998: Az Országos Területrendezési Terv agrárvonatközelítésének megalapozása. Agrárgazdasági Tanulmányok 1998. 3. szám. Agrárgazdasági Kutató és Informatikai Intézet, Budapest. <https://www.aki.gov.hu/>
- BORSY Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. (Földrajzi monográfiák 5.) Akadémiai Kiadó, Budapest. 228 p.
- BULLA B.–MENDŐL T. 1947: A Kárpát-medence földrajza. Országos Köznevelési Tanács, Budapest. 611 p.
- BULLA B. 1962: Magyarország természeti tájai. Földrajzi Közlemények 10. 1. pp. 1–16.
- GÓCZÁN L. 1982: Mezőgazdasági területek értékelése és öko-geográfiai tipizálása. – Akadémiai doktori értekezés. Kézirat. Budapest. 139 p. + 71 p. melléklet.

- HAASE G. 1978: Struktur und Gliederung der Pedosphäre in der regionischen Dimension. Beiträge zur Geographie 29/3. Berlin. 250 p.
- KERTÉSZ Á. 1985: A Dunakanyar-hegyvidék természeti környezetpotenciáljának mezőgazdasági és idegenforgalmi szempontú értékelése. (Kandidátus). 152 p.
- LÁNG S. 1955: A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest. 512 p.
- LÁNG S. 1967: A Cserhát természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest. 376 p.
- MAROSI S. 1980: Tájéktudományi iránzatok, tájértékelés, tájtipológiai eredmények különböző nagyságú és adott-ságú hazai típusú területeken. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat, Budapest. 162 p.
- MAROSI S.–SZILÁRD J. 1963: A természeti földrajzi tájértékelés elvi-módszertani kérdéseiről. Földrajzi Értesítő 12. pp. 393–417.
- PÉCSI M. 1971: Geomorfológia mérnökök számára. A felszínformáló exogén erők dinamikája. Tankönyvkiadó, Budapest. 243 p.
- PÉCSI M. 1972a: A környezet komplex kutatásának földrajzi problémái. Földrajzi Közlemények 20. 2–3. pp. 127–132.
- PÉCSI M. 1972b: A (természeti) környezetkutatás földrajzi problémái. MTA X. Osztály Közleménye 5. 3–4. pp. 257–266.
- PÉCSI M. 1974: A környezetpotenciál integrált földtudományi értékelése. MTA X. Osztály Közleménye 7. p. 193–198.
- PÉCSI M. 1979: A földrajzi környezet új szemléletű regionális vizsgálata. Geonómia és bányászat. 12. pp. 163–175.
- PÉCSI M.–RÉTVÁRI L. 1980: A környezetminősítő térképezés problematikája. Földrajzi Közlemények 28. 4. pp. 295–307.
- PÉCSI M.–RÉTVÁRI L. 1981: A földrajzi környezetkutatás időszerű elvei, kérdései és kartográfiai módszerei. Földrajzi Értesítő 30. pp. 31–57.
- PÉCSI M.–SOMOGYI S. 1967: Magyarország természeti tájai és geomorfológiai körzetei. Földrajzi Közlemények 15. 4. pp. 285–304.
- PÉCSI M.–SOMOGYI S.–JAKUCS P. 1972: Magyarország táj típusai. Földrajzi Értesítő 21. pp. 5–12.
- PÉCSI M.–STEFANOVITS P.–MARTOS F. 1979: A társadalom környezetének hasznosítási lehetőségei. Magyar Tudomány 10. pp. 145–161.
- PÉCSI M.–STEFANOVITS P.–MARTOS F. 1980: A társadalom környezetének hasznosítási lehetőségei. Agrár-tudományi Közlemény 39. pp. 145–161.
- PRINZ GY. 1936: Magyar földrajz, Magyarország tájrajza. Magyar Föld – Magyar Faj I. Egyetemi Nyomda, Budapest. 394 p.
- PRINZ GY. 1942: Magyarország földrajza. Renaissance Könyvkiadó Vállalat, Budapest. 272 p.
- PRINZ GY.–CHOLNOKY J. 1936: Magyar Földrajz. Magyarország tájrajza. (Magyar Föld, Magyar Táj I.) Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest. 385 p.

A FOLYÓVÍZI TERASZOK HAZAI KUTATÁSÁNAK RÖVID ÁTTEKINTÉSE – A TERASZOK KIALAKULÁSÁNAK ÉS KORBEOSZTÁSÁNAK ÚJ MAGYARÁZATA

GÁBRIS GYULA

SHORT REVUE OF THE HUNGARIAN INVESTIGATIONS ON FLUVIAL
TERRACES AND NEW EXPLICATION
OF THE FORMATION AND TIME SCALE OF THE RIVER TERRACES

Abstract

Diverse analyses and results gained from studying ocean-floor and ice core samples brought revolutionary methodical and theoretical changes in Quaternary science during the 70's. It has become clear that Pleistocene climatic history, indeed, was punctuated by surprisingly frequent, intense, high-amplitude climatic fluctuations, which occurred only in a relatively short period of time. Currently, Pleistocene climate controlled phenomena are adjusted to the smaller scale periodicity fluctuations of Oxygen Isotope Stages (OIS). Scientists attempt to correlate events, sediments and other formations that are far from each other both in time and space. It would be important to adjust models of evolution of terraces to the numbers and lengths of recently confirmed episodes of climate change. In this case, it is not the alternating glacial-stadial and interstadial phases that are important but the rapid and frequent climatic fluctuations indicated and proved by analyses of ocean-floor and ice core samples. This study aims to review the causes of river terrace evolution, as well as, its chronology and the alternating mechanism that occurred during formation periods, called terminations. Based on data collected and published during decades of terrace research the author attempts to outline the evolution and chronology of Hungary's terrace system.

Keywords: oxygen isotope stratigraphy, terminations, river terrace formation and chronology, travertine, Hungary

Bevezetés

A Kárpát-medence folyóvölgyeiben régóta ismeretesek olyan teraszosan elhelyezkedő félsíkok – régies szóval párkányok – amelyek korán magukra vonták a természetbúvárok figyelmét (KÁSZONÚJFALVI SZABÓ J. 1804, in: HEVESI A. 1976). Folyóteraszaink kutatásával több nemzedék foglalkozott, s mindig a tudomány akkori állásának megfelelő magyarázatot dolgozott ki keletkezésére. CHOLNOKY JENŐ (1923, 1925) állította fel a völgyfejlődés első szintézisét, határozta meg nagy vonalakban a teraszkeletkezés mechanizmusát, melynek alapjaként a tektonikai mozgásokat jelölte meg. A harmincas évektől fokozatosan került előtérbe az éghajlat hatásainak figyelembevétele. Ennek nagyívű összefoglalása BULLA BÉLA nevéhez (1941) fűződik, aki KÉZ ANDORRAL (1934) együtt kidolgozta a teraszok klimatikus eredetének elméletét, s az akkori megfigyelések alapján leírta a hazai folyók teraszrendszerét, meghatározta kialakulási korukat. A két teraszképző ok együtthatásának felismerése alapozta meg PÉCSI MÁRTON szemléletét, és az általa kidolgozott elméletet. *A Duna völgyében felállított teraszrendszere határozta meg a következő, mintegy ötven éven át folyó kutatásokat, sőt ennek szellemében végezték a finomításokat, módosításokat és az átalakításokat is.*

Kutatási előzmények

A folyóteraszok kialakulását a folyók felszínalakító mechanizmusának (szakaszjellegének) időbeli változásával magyarázzuk, melynek indoklására Magyarországon gya-

korlatilag két elmélet érvrendszerét használják: a tektonikus mozgásokon és az éghajlat-változásokon alapuló magyarázatot (nem beszélve most a kettő ötvözéséről, amelynek létjogosultságát éppen PÉCSI M. [1959] bizonyította).

I. A teraszok *tektonikus* eredetét valló magyarázatok a szakaszjelleg átalakulására elégséges oknak tekintik a folyónak az *eséskülönbség* növekedéséből vagy csökkenéséből adódó munkaképesség-változásait. A folyamatot tektonikus emelkedés indítja el, amelyet aztán a bevágó (helyenként az oldalazó) erózió, majd a hordalék-lerakódás követ. Az egész rendszer újra indulhat a következő tektonikus fázisban, és zavartalanul játszódhat le, ha nem jön közbe ismételt kéregmozgás. Így minden mozgáshoz egy terasz kialakulása kapcsolódik.

II. A teraszok kialakulásáért felelős szakaszjelleg-változásokat *éghajlati* okokkal magyarázó elmélet nálunk a CHOLNOKY-féle „munkaképesség – elvégzendő munka” arányának eltérő alakulását *mindkét tényező változásával* világította meg. A munkaképesség a vízhozam növekedésével nő, csökkenésével gyengül. Az elvégzendő munka nagyságának módosulásai az aprózódás–mállás folyamatainak éghajlat-típusonként eltérő dominanciájából következően a folyóba kerülő hordalék mennyiségének és méretének változásából vezethetők le. Az éghajlati eredetű szakaszjelleg-változásnak lényege, hogy a folyónak a víz- és hordalékmenyisége változik meg. E kettő aránya szabja meg a folyó eróziós vagy akkumulációs tevékenységét. A folyók a jégkorszakok folyamán, völgyüket feltöltötték (alsószakasz-jellegűek voltak), anélkül, hogy esésük megváltozott volna. Viszont a jégkorszak utáni felmelegedés idején a folyók először völgyüket szélesítették, majd felsőszakasz-jelleggel bevágódtak és jégkorszaki árterüket teraszokká alakították.

A teraszok klimatikus eredetének magyarázatakor ezért természetesnek tűnt létrejöttüket a pleisztocén – esetünkben az Alpok – *glaciális–interglaciális változásaihoz* kapcsolni. Kezdetben a kormeghatározásuk főleg, vagy szinte kizárólag, paleontológiai bizonyítékok alapján történt, s csak később bővültek az eszközök (összefoglalóan I. PÉCSI M. 1959).

A negyedidőszak korai modelljei három, majd négy egyszerű glaciális szakaszt feltételeztek, amelyeket szintén egyszerű interglaciálisok választottak el. A teraszképződés menetét hasonlóan egyszerűnek tekintették: a völgytalp feltöltődését a környezeti (klimatikus) feltételek az egyik (glaciális), a völgybevágást pedig a másik (interglaciális) típus hatásának tulajdonították. A glaciális–interglaciális szakaszoknál finomabb elkülönítést meg nem engedő geomorfológiai módszerek használatából következett, hogy korábban négy (KÉZ A. 1934), majd hat (BULLA B. 1941) illetve nyolc (PÉCSI M. 1959) klimatikus eredetű pleisztocén teraszt írtak le a Kárpát-medencéből. A negyedidőszak egyre alaposabb megismerése következtében (felismerték a stadiális–interstadiális váltakozásokat) a legutolsó eljegesedésben két teraszszint (II/a és II/b) is elválasztható volt (MAROSI S. 1955, PÉCSI M. 1959).

Azon kívül, hogy a glaciálisok alatt felkavicsolást, az interglaciálisok alatt völgybevágást írtak le a klasszikus terasztanulmányokban, feltételezték, hogy a jelzett korszakok klimatikus maximuma egybeesett a felszínalakító folyamatok maximumával is. Később azonban felismerték, hogy morfológiai szempontból nem a jeges, illetve jégközi klímafázisok csúcsai a legfontosabbak, hanem az e fázisok közötti átmenetek időszaka (TREVISIAN, K. 1949; STARKEL, L. 1983).

A teraszkeletkezés mechanizmusának és időrendjének új felfogása

A fenti gondolat nyomán haladva a geomorfológia újabb kutatásai megállapították, hogy az éghajlatváltozás során rövid idő alatt nagymértékű átalakulás következik be a felszínalakító folyamatok munkájában, és e változások általában ugrásszerűen következ-

nek be a hosszú ideig tartó „nyugalmi” állapot után. A magyarázathoz a vízfolyásokat véve példaképpen, ez azt jelenti, hogy a tevékenységét szabályzó különböző folyamatok és erők között fenntartott *egyensúly* miatt a folyó hosszabb időre – az ún. *küszöbelmélet* nevezéktanát használva – *kiegyenlített állapotban* van, melyet gyors bevágódás vagy feltöltődés ugrásszerű változása követ.

A hazai geomorfológiában a *dinamikus egyensúly* fogalmának bevezetésével (KÁDÁR L. 1960; PÉCSI M. 1971) éppen azt hangsúlyozták, hogy az erózió és az akkumuláció hosszabb távon végül is kiegyensúlyozza egymás hatását. A „kiegyenlített állapot”, ahogy a dinamikus egyensúly fogalma sem passzivitásra, hanem éppen az *aktív folyamatok stabilitására* utal. A folyamatok működnek, és a rendszer erői a közöttük levő kapcsolat miatt egy bizonyos időszakban és egy bizonyos helyen egymás hatását kiegyenlítve egyensúlyba jutnak.

A kiegyenlített állapotú rendszer megváltoztatásához viszont nem elegendő egy-egy faktor bármely csekély mértékű módosulása, mert csak *kritikus* vagy *határviszonyok* elérésekor/meghaladásakor változhat meg az egész rendszer, de akkor radikálisan. A folyóvíz felszínalakító tevékenységének szabályozását az egyensúlyi állapotokat elválasztó *küszöbök* léte határozza meg (SCHUMM, S. A. 1979). Amikor a megváltozó környezeti feltételek ebben a modellben elérnek ilyen küszöböt, a folyóvízi rendszer gyorsan alkalmazkodik az új feltételekhez, és a völgy morfológiája jelentősen átalakul.

A klímaváltozás és a folyóvízi felszínalakítás folyamatai közötti szoros kapcsolat kutatásában az elméleti megfontolásokon túl a pleisztocén legvégére és a holocénra vonatkozó konkrét terepkutatási eredményekből (pl. VANDENBERGHE, J. 1987; KOZARSKI, S. 1991; VANDENBERGHE J. et al. 1994) kiindulva a következő magyarázatot adhatjuk:

A *klímarosszabbodás* a hőmérséklet azonnali csökkenésével jár, ami az evapotranspiráció gyengülését és – a csapadék mennyiségét változatlanul feltételezve – növekvő lefolyást eredményez. A mostohábbá váló feltételek ellenére egy ideig még kitartó növénytakaró védi a lejtők talaját és stabilizálja a folyópartokat is. Tehát a vízhozamnak a hordalékmenyiséghez viszonyított megnövekedett aránya rövid ideig a folyó *bevágódásához* vezet. Később a kedvezőtlené vált körülmények között a növényzet egyre jobban pusztul, egyre kevésbé védi meg a talajokat, ezért egyre több hordalék jut a folyóba. A vízhozam–hordalék aránya ismét romlik, a folyó vízjárása egyre szabálytalanabbá lesz: *lerakja* hordalékát, elágazóvá válik.

A *klímajavulás* következtében a növénytakaró kifejlődése fokozatosan megy végbe. A meleg, nedves szakasz kezdetén ezért az evapotranspiráció még gyenge, ami azt jelenti, hogy a folyók vízhozama erősen megnövekedik. Az erdős növényzet felújulása viszonylag megkésíki, de a füvesedés már elégséges a talajok megkötésére, a lejtők és a folyópartok bizonyos mértékű konszolidálására, tehát a törmelék folyóba jutásának gátlására. Egyrészt tehát a magas lefolyási érték, másrészt a folyók hordalékának csökkenése, valamint folyópartok stabilitása *bevágó*, majd a növényzet és az evapotranspiráció további erősödésére az egyensúly felé tartó vízhozam–hordalék arány következtében *oldalazó eróziót* eredményez. A fentiekből levonható néhány általános következtetés:

1. Bevágódás minden klímaszakasz-váltás elején lehetséges, de a hidegből a meleg szakaszba történő átmenet idején a folyamat erősebb.
2. A több tízezer évig tartó klímaszakasz lassú völgyfeltöltéséhez viszonyítva a változáskor bekövetkező bevágódás viszonylag gyors, és szántól pár ezer évig terjedő időszakra korlátozódik. Vagyis morfológiailag e szerint a terasz felkavicsolása hosszabb ideig tart, és a sokkal intenzívebb bevágódás a gyors éghajlati átmenet viszonylag rövid időszakára koncentrálódik.

A globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink

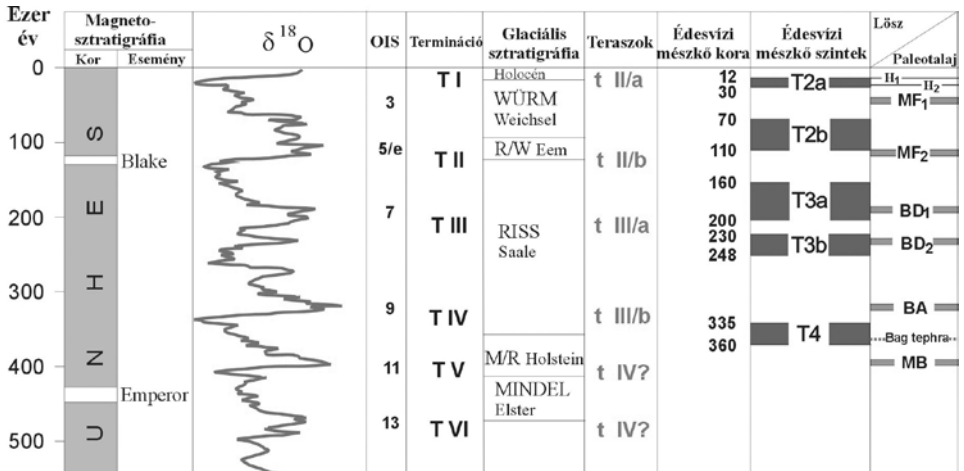
Könnyen belátható, hogy a teraszkeletkezés fenti mechanizmusa a pleisztocén éghajlat-ingadozásnak BROECKER, W. S.–VAN DONK, J. (1970) által felismert mintegy százezer éves ciklusaihoz igazítható. A ciklus hosszabb-rövidebb meleg interglaciálissal kezdődik, amelyből egyre gyengülő felmelegedésekkel tarkított fokozatos hűléssel jutunk el a leghidegebb időszakig. A ciklust „terminációnak” elnevezett erős felmelegedés, illetve ennek következtében beálló gyors olvadás (deglaciáció) zárja.

A folyók mechanizmusváltozásának fenti magyarázatát összekapcsolhatjuk a pleisztocén klímaváltozásoknak legutóbbi időkben megismert igen részletes menetével. A grönlandi és antarktisi jégmezők, valamint az óceánfenéki üledékek fűrészmagjaiból többféle, elsősorban oxigén-izotópos vizsgálatok során megismert éghajlat-ingadozások rendszere alkalmas arra, hogy magyarázza a teraszok kialakulásának menetét, s ugyanakkor szoros időrendet is sugall hozzá. A ciklus elejétől a tartós kiegyenlített állapotból – a fokozatos lehűlés felé vezető kisebb klímaingadozások következtében tendenciaszerűen – a feltöltődés felé toldott a folyók mechanizmusa. Ez az ún. felkavicsolás hosszú, több tízezer évig tartó időszaka! A változások a *terminációk kezdetén* a gyors és erős felmelegedés következtében érik el a *kritikus vagy határviszonyokat*, amikor a küszöbértéket átlépő hatásokra megindul a *bevágó erózió*, amely néhány ezer év alatt kivési a teraszt. Tehát a terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb bevágó eróziós szakasz, vagyis a teraszfelszín ármentessé válása, morfológiai képének kialakulása.

A római számokkal jelölt terminációk (pl. T I, T II, stb.) változó tulajdonságúak. Vannak közöttük erősebb és gyengébb, gyorsabb és lassúbb, hosszabb és rövidebb felmelegedést mutató szakaszok. Ezért morfológiai hatásuk mértékében eltérések lehettek. Az eltérő mértékű változások következtében a bevágódás mértéke is jelentősen különbözhet. Tudjuk, hogy ilyen szintek (I. „terasz”, alacsony és magas ártér) jöttek létre a holocén folyamán folyóink mentén, és biztosra vehetjük, hogy az idősebb teraszok esetén is képződhettek hasonló szintek, jóllehet a dolog természeténél fogva jelenlegi kutatási eszközeink ma még nem alkalmasak bizonyításukra – pontosabban: a kormeghatározásaink időbeli felbontása nem teszi ezt lehetővé.

A teraszok korának meghatározási módszerei

A teraszok kormeghatározására alkalmazott paleontológiai módszerek a fenti rendszer bizonyítására nem, vagy alig használhatók. Egyrészt a leletek szórványos volta, a régi meghatározási módszerek elégtelensége és a nagyemlősökre még kidolgozandó OIS rendszer hiánya miatt, másrészt mivel őslénytanilag csak az egyik momentum, vagyis a felkavicsolódás kora határozható meg. Szerencsére más módszerek, elsősorban a teraszokat fedő képződmények – futóhomok, lösz, édesvízi mészkő és tefra rétegek – újabb vizsgálati módszerei és ezek eredményei segítenek az eligazodásban. Korábbi tanulmányaimban (GABRIS GY. 2006a, 2007) részletesen bemutattam azokat a szakirodalmi adatokat, amelyek alkalmasak voltak a teraszokat fedő üledékek korának meghatározására. Az *I. ábra* összefoglalóan mutatja be a folyóteraszok, édesvízi mészkőképződmények és a paleotalajokkal illetve tefraszinttel tagolt löszfeltárások összekapcsolását az oxigén izotóp görbével és a szárazföldi glaciális–interglaciális kronológiával.



1. ábra A magyarországi folyóteraszok, édesvízi mészkőképződmények és paleotalajok összekapcsolása az oxigén izotóp görbével és a szárazföldi glaciális–interglaciális kronológiával
 Figure 1 Correlation between the river terraces, travertine layers, paleosols and the Oxygen Isotope Stratigraphy

A hazai folyóvízi teraszok kialakulásának időrendje

Folyóvízi teraszok Magyarországon azokat a volt ártéri szinteket nevezzük, amelyek a bevágó erózió következtében – a folyó vízjátékának figyelembevételével – ármentessé alakultak. Ez azt is jelenti, hogy rajtuk másféle, nem folyóvízi jellegű üledékképződés indult meg. Az előző szakaszban említett koradatok figyelembevételével időben behatárolható volt ez a – földtörténeti értelemben vett – pillanat, vagyis a terasz morfológiai értelemben vett kialakulása.

A teraszok anyagának lerakódása, a *felkavicsolás hosszú időszaka* – mint azt a paleontológiai kutatások bizonyították – a *glaciális ciklusok* lassú, visszaesésekkel terhelt *lehűlő ideje* volt. A terasz *formai létrehozását*, annak kivésését viszont, a *gyorsan melegedő terminációk idején* (ezeket római számokkal jelölik, pl. T I, T II, stb.) néhány ezer, esetleg tízezer évig tartó *mélyítő erózió* eredményezte. A nálunk hagyományosan római számokkal jelölt – és eddig csak a II-es terasz esetében bizonyított /a, illetve /b indexel ellátott megkettőződése (MAROSI S. 1955, PÉCSI M. 1959) – teraszokat a nemzetközi szakirodalomban hasonlóképpen római számokkal jelölt terminációkkal egybevetve, ismét a részletek mellőzésével – a fent említett tanulmányok tartalmazzák ezeket – sikerült a következőket megállapítani:

Az **I. termináció** az utolsó glaciális maximumot követően (LGM) 19 ezer cal BP körül kezdődött felmelegedéssel indult. Ez a Magyarországon Ságvár-Lascaux interstadiálisnak (SÜMEGI et al. 1998) nevezett igen rövid felmelegedés, majd a Bölling elejének újabb, még erősebb felmelegedése, mind szerepet játszott abban, hogy a Duna kiegyenlített állapotából a küszöbértéket meghaladó változásokba átlendülve, bevágó eróziót végezzen, s kivésse a II/a teraszt. A legfiatalabb ármentes szint tehát még a *pleisztocén legvégén bekövetkezett erős bevágódás* következtében vált terasszá.

A **II. termináció** a 6. oxigén izotóp szakaszból (a riss vége) az OIS 5e stádiumba, vagyis az utolsó interglaciálisba (Eem) átvezető gyors felmelegedés ideje (130-123), amely mintegy 7000 évig tarthatott (BROECKER & HENDERSON 1998). A gyors klímaváltozás következménye bevágódás volt, ami a *III/b terasz* kivésését eredményezte. Ezt a szintet

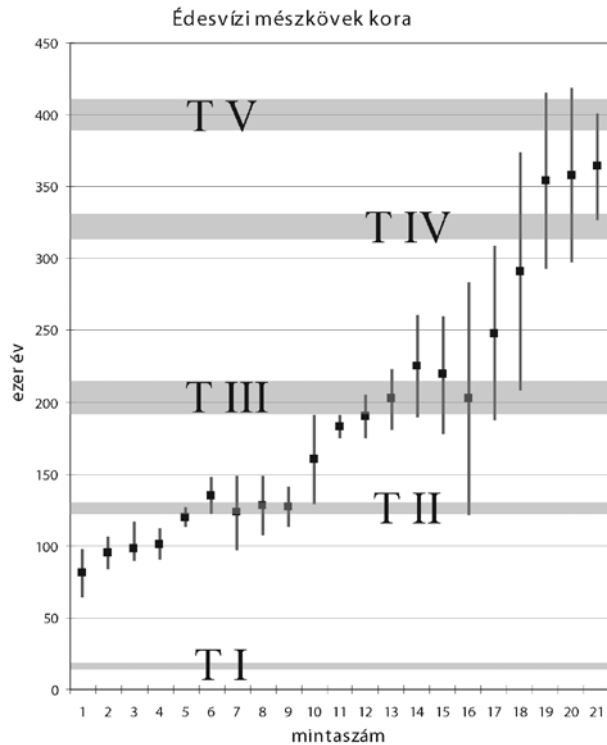
PÉCSI 1959-es munkájában riss végi, vagy würm eleji folyópárkánynak tartotta, paleontológiai bizonyítékok alapján ugyanis eldönthetetlennek bizonyult a felkavicsolódás ideje. A teraszt befedő későbbi képződmények korának meghatározásával a bevágódás, tehát a terasz kiformálódásának időpontja pontosabban becsülhető: *a terasz formai kialakulását rögzíthetjük a II. terminációra.*

A **III. termináció** a hideg 8. oxigén izotóp szakaszból a meleg OIS 7. szakaszba átvezető gyors klímaváltozás ideje, ami kb. 220-190 ezer évvel ezelőtt zajlott le. A modellünk szerint a III. terasz kialakulása lenne ehhez kapcsolható, de a korábban ide sorolt édesvízi mészkövel fedett teraszszintek radiometrikus meghatározással nyert *koradatai két csoportra oszthatók.* Az adatok értelmezése alapján – a II. terasz megkettőződésének mintájára – a III. szint duplázódását is feltételezhetjük. A III. termináció a *III/a terasz* kivésését eredményezte. A mintegy 330-315 ezer évvel ezelőtt végbement

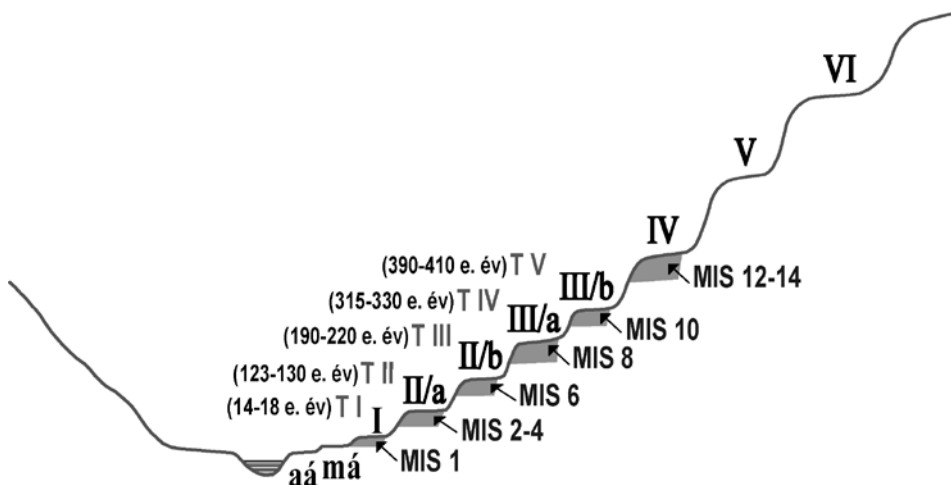
A mintegy 330-315 ezer évvel ezelőtt végbement **IV. termináció** a meleg 9. oxigén izotóp stádiumba vezető átmenet volt, ami szintén a folyók bevágódásával járt együtt. Az előzőekhez hasonlóan elsősorban a forrásmészkövek korának adatsora azt mutatja, hogy ezek a mészkövek a IV. termináció után, de a III. előtt rakódtak le. Ebből következtethetően a *IV. termináció idejére is tehető egy szint kialakulása, de ezt III/b terasznak kellene elismerni.*

A **V. termináció** a 11. izotóp szakaszba mintegy 410-390 ezer évvel ezelőtt átvezető felmelegedés és vele járó bevágódás kora volt, ami a *IV. számú terasz* kialakulását eredményezte. Az idősebb V. és VI. terasz korának e rendszerben történő kijelöléséhez jelenlegi adataink még nem elegendők.

A fenti időrend (2. és 3. ábra) részletes bizonyítása, valamint egyes teraszok általánosan elfogadott korbeosztását – a teraszokat fedő édesvízi mészkövek, a löszkötegek és



2. ábra A terminációkhoz kapcsolt mélyítő erózió és a teraszokat fedő édesvízi mészkövek összefüggését mutató grafikon
Figure 2 Relation between the river incision connected to the rapid climate changes and the travertine formation periods in the Danube valley



3. ábra A Dunateraszok általánosított szelvénye a felkavicsolás és a terasz kivésésének korával
 Figure 3 The generalized profile of the terrace system of the Danube valley in Hungary

tefra rétegek kormeghatározásai alapján – módosító javaslatok megtalálhatók GÁBRIS GY. (2006a és 2007) cikkeiben.

Összefoglalás

A negyedidőszak kutatásában a hetvenes évektől módszertani és szemléleti változást jelentett az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjainak vizsgálata alapján a pleisztocén klímaváltozásoknak – a Milanković görbéhez képest – meglepő gyakoriságú, s rövid időszakon belül is jelentős mértékű, sűrű ingadozásainak felismerése, amely elavulttá tette ismereteinket a pleisztocén korbeosztásáról. Jelenleg az *oxigén izotóp szakaszokhoz* (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítják a pleisztocén bárhol felismert, és klimatikus szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket. A geomorfológia számára fontos a teraszképződés modelljét hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozások epizódjainak nagy számához, azok hosszához és intenzitásához is. A tanulmányban az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó, a folyóteraszok kialakulására a klimatikus alapokból következő környezeti – mondhatom földrajzi – mozgatórugókat, valamint azok hatásait és konkrét időrendjének kérdését tekinti át, valamint értékeli a szerző, és mind a teraszok keletkezését, mind korbeosztását új rendszerbe foglalja.

GÁBRIS GYULA
 ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
 gabris@ttk.elte.hu

IRODALOM

- BROECKER, W. S. – VAN DONK, J. 1970: Insolation changes, ice volumes and the O^{18} record in deep-sea cores. – *Revue Geophysical Space Physics* 8. pp. 169–198.
 BULLA B. 1934: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. – *Földrajzi Közlemények* 62. pp. 136–149.

- BULLA B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. – *Földtani Közlöny* 69. pp. 199–230.
- CHOLNOKY J. 1923: Általános földrajz III. – Danubia kiadása, Pécs. 251 p.
- CHOLNOKY J. 1925: A folyóvölgyekről. – *MTA Mathematicai és Természetudományi Értesítő* pp. 101–108.
- GÁBRIS GY. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. – *Földrajzi Közlemények* 121. 1–2. pp. 3–16.
- GÁBRIS GY. 2006a: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigén-izotóp sztratigráfia tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 130 (54) pp. 123–133.
- GÁBRIS GY. 2006b: A hazai löszök és paleotalajok összevetése a pleisztocén globális időrendjével. – *Miskolci Egyetem Közleményei A* 69. pp. 57–68.
- GÁBRIS GY. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigén izotóp rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. – *Földtani Közlöny* 137. 4. pp. 515–540.
- GIBBARD, P.–VAN KOLFSCHOTEN, T. 2005: The Pleistocene and Holocene Epochs. In: GRADSTEIN, F. H.–OGG, J. G.–SMITH, A. G. (eds.): *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 441–452.
- GREEN, C. P.–MCGREGOR, D. F. M. 1987: River terraces: A stratigraphical record of environmental change. – In: GARDINER V. (ed): *Proceedings of the First International Geomorphology Conf. 1986. Part I.* – John Wiley & Sons Ltd. London. pp. 977–987.
- HEVESI A. 1976: Kászónújfalvi Szabó János (1767-1858) pályája és földrajzi munkássága. – *Földrajzi Értesítő* 25. pp. 417–430.
- KÉZ A. 1934: A Duna győr–budapesti szakaszának kialakulásáról. – *Földrajzi Közlemények* 62. 10–12. pp. 175–193.
- KOZARSKI, S. 1991: Wartha – a case study of a lowland river. In: STARKEL, L.–GREGORY, K.–THORNES, J. (eds): *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons Ltd, London. pp. 189–215.
- MAROSI S. 1955: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 279–300.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. – Akadémiai kiadó, Budapest. 345 p.
- SCHUMM, S. A. 1979: Geomorphic thresholds – concept and its applications. – *Transactions of the Institute of British Geographers* 4. pp. 485–515.
- STARKEL, L. 1983: Progress of research in the IGCP Project No. 158, Subproject A. Fluvial environment. – *Quaternary Studies in Poland* 4. pp. 9–18.
- SÜMEGI P.–KROLOPP E.–HERTELENDI E. (1998): Palaeoecological reconstruction of the Ságvár-Lascaux Interstadial. – *Acta Geographica Debrecina* 34. pp. 165–180.
- TRÉVISIAN, K. 1949: Genèse de terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. – *Compte Rendu du Congrès International de Géographie* Lisbon 2.
- UJHÁZY K.–GÁBRIS GY.–FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. – *Quaternary International* 111. pp. 91–100.
- VANDENBERGHE, J. 1987: Changing fluvial processes in small lowland valleys at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial. – *First International Conference on Geomorphology, Manchester, Proceedings*, John Wiley & Sons Ltd, London. pp. 731–744.
- VANDENBERGHE, J.–KASSE, C.–BOHNCKE, S.–KOZARSKI, S. 1994: Climate-related river activity at the Weichselian–Holocene transition: a comparative study of the Wartha and Maas rivers. – *Terra Nova* 6. pp. 476–485.

A JELENKORI TEKTONIKA HATÁSA A DUNA, A TISZA ÉS A DRÁVA HIDROLÓGIAI FOLYAMATAIRA

LOVÁSZ GYÖRGY

THE IMPACT OF HOLOCENE TECTONICS ON HYDROLOGICAL PROCESSES
ON THE DANUBE, TISZA AND DRAVA RIVERS

Abstract

The paper analyzes the impacts of Holocene tectonics on channel slope, on the spatial distribution of Holocene floodplain accumulation and on the centennial trends of annual maximum water stage and annual water-level amplitude. Also in the Holocene major knickpoints formed on the margin of subsiding basins, in the zone of deep structure cutting across the country in NE to SW direction as well as on the E and SE margin of the uplifting Hungarian Mountains. The less remarkable knickpoints, on the other hand, indicate very slight subsidence of basin lowlands in the Tisza and Drava valleys. The major area of Holocene accumulation on the active Danube floodplain is in the Paks-Mohács depression of prolonged subsidence in the Holocene, while in the Tisza Valley it coincides with the North-Hungarian fault zone of NE to SW direction.

Keywords: Holocene tectonics, channel slope, potential accumulation.

Bevezetés

A hazai geomorfológiai kutatások tradicionális területe a földtörténeti események, és a folyóhálózatunk fejlődése közötti kapcsolatok tanulmányozása. A vizsgálatok egyrészt a Duna a Tisza és a Dráva folyásirány változásainak feltárására, másrészt az őket kísérő teraszrendszerek megismerésére irányultak. Ezek a kérdések azonban nemcsak a geomorfológiai, de a földtani elemzések tárgyát is képezték.

A Duna folyásirány változásaival kapcsolatos eredményeket már a XIX. sz. végén publikálták. (HANUSZ I. 1898; CHOLNOKY J. 1910; KÉZ A. 1933, 1934; BULLA B. 1936; SZÁDECZKY KARDOSS. E 1938; SOMOGYI S. 1961 stb.). Az 1950-es évek elején Pécsi Márton kutatásai egyrészt szintetizálták, a korábbi eredményeket, másrészt már a fiatal tektonika szerepét is figyelembe vették a folyó fejlődésének folyamatában. Ennek során részletesen feltárták a teraszrendszer magassági viszonyait módosító fiatal (pleisztocén) szerkezeti mozgásokat. (PÉCSI M. 1950, 1953, 1956, 1957, 1959a, 1959b).

A Tisza folyásirányával, ill. annak pleisztocén változásával is foglalkozó tanulmányok kezdetben elsősorban a Felső-Tiszavidék vízhalózatának fejlődését elemezték. A későbbiekben pedig az alföldi folyószakaszon kimutatható holocén változásokat vizsgálták. (BULLA B. 1940; KÉZ A. 1940; LÁNG S. 1942; SÜMEGHY J. 1944; BORSY Z. 1961; SOMOGYI S. 1961; BORSY Z. 1969; BORSY Z. et al. 1989; GÁBRIS GY. 2002; FÉLEGYHÁZI E. et al. 2003 stb.).

A Dráva pleisztocén hidrográfiájának megismerése során egyrészt feltárták a völgy teraszrendszerét. Másrészt kimutatták a folyó holocén helyváltoztatásait, amelyek a nagy-szerkezeti árok részmedencéinek mozgására utalnak (SZABÓ P. Z. 1957; LOVÁSZ GY. 1964; BOGNÁR A.–SCHWEITZER F. 2003; BOGNÁR A. et al. 2009).

Az elmúlt évtizedek hazai folyóvízi geomorfológiai kutatásaiban tematikabővülésként a medermélyülés- és emelkedés tendenciáit, valamint a Duna- és a Tisza ártérfejlődését, akkumulációs folyamatait tanulmányozták (LOVÁSZ GY. 1972, 2001, 2005; SCHWEITZER F. 2001, 2003, 2005; GÁBRIS GY. et al. 2002; OROSZI V. et al. 2006; SÁNDOR A.–KISS T. 2006, 2007;

GÁBRIS GY. et al. 2008; SZABÓ SZ. et al. 2012; SZABÓ J. et al. 2013 stb.). Az elemzések a partél magasságának ismeretében adatokat szolgáltatnak az ártéri elöntés gyakoriságára, meghatározva ezzel az ártéri akkumuláció időbeliségét, annak szekuláris és szinguláris ingadozását. Legutóbb pedig az akkumuláció mértékének kapcsán módszereket dolgoztak ki, amelyekkel lehetséges meghatározni az egyes árhullámok után keletkező üledék-vastagságot.

A korábbi évek geológiai, geofizikai és geodéziai kutatásainak tükrében ma már lehetőség nyílik a PÉCSI MÁRTON által az 1950-es években végzett, és a Duna fejlődéstörténetével kapcsolatos geomorfológiai vizsgálatainak további tematikus bővítésére. Többek között annak elemzésére, hogy a jelenkori felszínfejlődési folyamatok miként befolyásolják nemcsak a Duna, hanem a Tisza, és a Dráva hazai hossz-szelvényében a meder esését, és néhány hidrológiai folyamatot.

Az 1970-es évek hidrológiai munkálatai során elkészült a folyók meder (hullámtér) kereszt-szelvényezése is, amelynek során a hazai folyás-szakaszon megismertük a medrek esését, és a hullámtér szélességét.

Módszerek

A jelenkori mozgásokra utaló geológiai–geofizikai információkat a hazánkról készült különböző méretarányú térképek, és a kutatási eredményeket publikáló elemzések szolgáltatják. Az alkalmazott módszer legfőképpen a korábbi geológiai–geofizikai kutatások által kimutatott szerkezeti mozgások, és az ennek hatására kialakult hidrológiai folyamatok térbeli azonosságán alapul.

A felhasznált hidrológiai adatok a VITUKI adatbázisából származnak. Ezek tükrében a korábbi elemzéseinknél árnyaltabban, ill., topográfiailag pontosabban lehet meghatározni az esés-lépcsőket.

A mederesés és a jelenkori tektonika kapcsolata

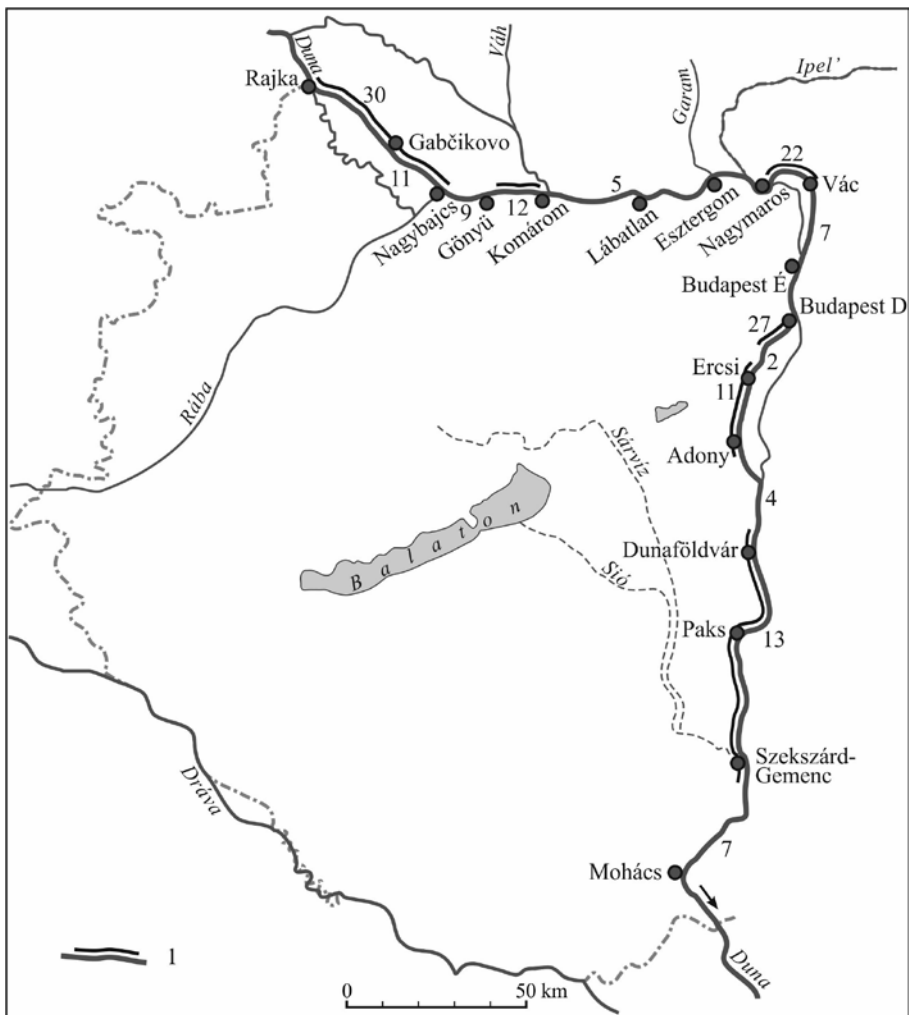
A Duna

A folyó mederesése, a jelenkorban is süllyedő Kisalföld Ny-i peremén 30 cm/km. (JOÓ I. 2003; BADA G. et al. 2007) (*I. ábra*). Térbeli azonosság látszik a mélyben feltételezett É–D-i csapású emelkedő szerkezeti egység (BENDEFY L. 1968) és az esésváltozás között Gönyű–Komárom térségében. A Ny-i előterében ugyanis a 9 cm/km a K-i peremen 22 cm/km-re növekedik. Komárom és Esztergom között a kezdetben 5 cm/km, Látatlanól már 0 cm/km-re csökken. Ez minden bizonnyal a Börzsöny, ill. Visegrádi-hegység szilárd közettömegének hatására utal. A geodéziai mérések szerint a közettömb nyugalmi helyzetű, ill. kismértékben emelkedik (BENDEFY L. 1968; JOÓ I. 2003).

A Nagymaros és Vác közötti 22 cm/km-ben a laza miocén–pliocén kőzet és a szerkezeti vonal együttes hatása tükröződik.

Budapest D-i előterében a folyó a jelenkorban is mobilis Közép-Magyarországi törésrendszert harántolja (KÓRÖSSY L. 1963; FÜLÖP J.–BREZSNYÁNSZKY K.–HAAS J. 1987). Az ebben kialakult kicsiny, de mély medence hatásával (FÜLÖP J.–DANK V. 1987) hozható kapcsolatba a markáns (11 cm/km) lépcső Adony közelében.

A Paks–mohácsi medence fiatal pleisztocén–holocén süllyedése geológiai, geodéziai, és geomorfológiai adatokkal bizonyított (PÉCSI M. 1959; SCHMIDT E. R. 1961; TÓTH G.–HORVÁTH F. 1998; JOÓ I. 2003 stb.). A mederesésre gyakorolt hatását a Dunaföldvár alatt



1. ábra A Duna mederesése (cm/km) Rajka–országhatár között.

Jelmagyarázat: 1 – esélépcső.

Figure 1 Channel slope of the Danube (cm/km) between Rajka and the national border.

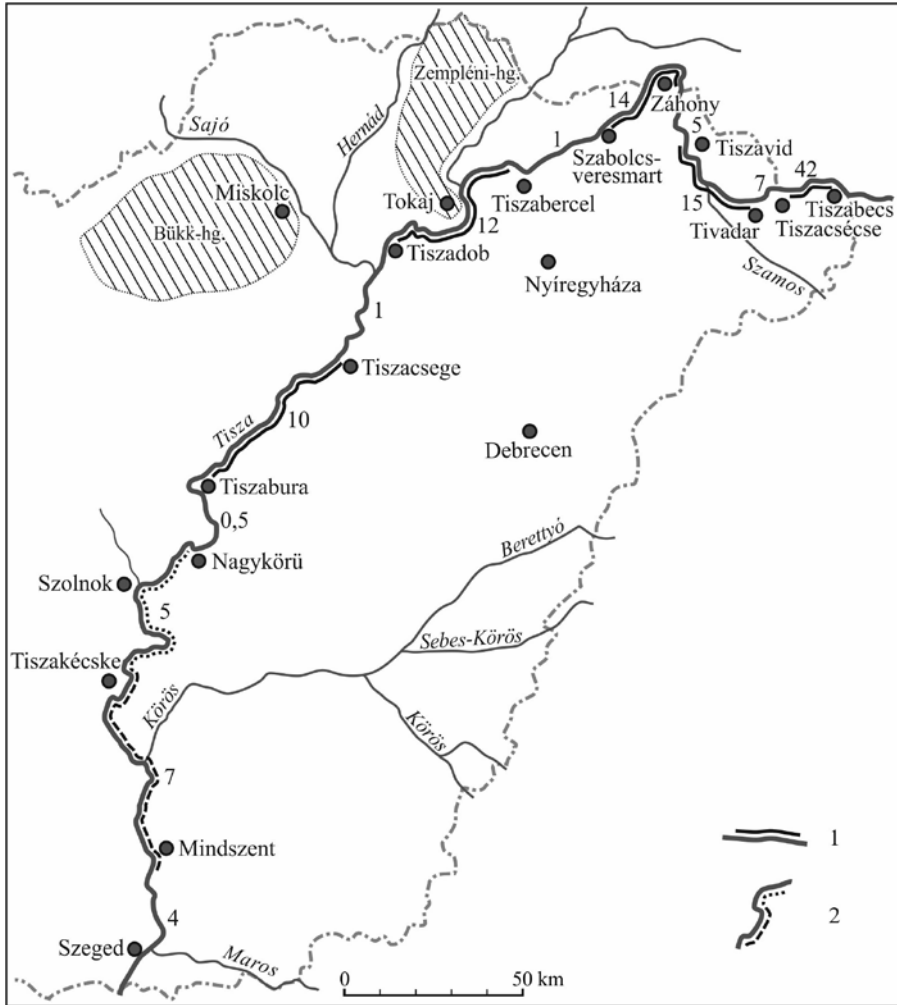
Legend: 1 – channel slope.

ti lépcső meggyőzően igazolja. A város feletti 4 cm/km ui. a várostól D-re 13 cm/km-re növekedik, a kavicsos-homokos rétegsor vastagsága által jelzett legmélyebb térségben pedig 7 cm/km-re mérséklődik.

A Tisza

A folyó a Közép-Magyarországi törés-öv ÉK-i szárnyának térségében érkezik hazánkba. A fiatal mozgásokról a jelenkorban is süllyedő területek (pl. Szatmári-medence, Bodrogköz) üledékei, és felszínsüllyedése (> 22 mm/100 év) tanúskodik (SCHMIDT E. R. 1961; BORSY Z. et al. 1989; JOÓ I. 2003). A Tiszabecs–Tiszacsécsé szakasz (42 cm/km), és a

Tivadar–Tiszavid (15 cm/km) valamint a Záhony–Szabolcsveresmart közötti esés lépcső (14 cm/km) ezzel a jelenkori folyamattal hozható összefüggésbe (2. ábra).



2. ábra A Tisza mederesése (cm/km) Tiszabecs – Szeged között.
 Jelmagyarázat: 1 – markáns eséslépcső; 2 – jellegtelen esésváltozás.
 Figure 2 Channel slope of the Tisza (cm/km) between Tiszabecs and Szeged.
 Legend: 1 – channel slope; 2 – insignificant change.

Tiszabercel alatt újabb változás regisztrálható, ahol az 1 cm/km 12 cm/km-re növekedik. Ezen a szakaszon harántolja ui. a folyó az Alföld É-i peremén a Közép-Magyarországi törésövet.

A Tisza Tiszadobtól – a jelenkori mozgások szempontjából – nyugodtabb térségben folytatja útját. A Tiszacsege – Tiszabura közötti markáns lépcső (10 cm/km) szoros térbeli azonosságot mutat a neogéntól holocénig fejlődő Jászsági-medencével (RÓNAI A. 1973; 1986; KÓRÖSSY L. 1985; JUHÁSZ GY. 1998), ill. a benne fekvő és a pleisztocénban DNy-felé mélyülő árkos süllyedéssel.

Szolnok térségében a mederesés jelentősen mérséklődik. A Tisza itt az É-i peremére érkezik az É–D-i csapású árok szerű medencének, amelyet a pleisztocén rétegek vastagsága jelez. (KÖRÖSSY L. 1985; FRANYÓ F. 1992). A várostól D-re a medence legmélyebb térségében a meder esése minimálisra (5–7 cm/km) csökken.

A fentiek tükrében megállapítható, hogy a Tisza hazai folyás-szakaszát a jelenkori tektonika két, egymástól jelentősen különböző részre osztja Tiszabura felett (194 fkm-en) a meder (súlyozott) átlagos esése 10 cm/km, és öt markáns lépcső tagolja. A Tiszabura alatti 237 fkm hosszúságú hossz-szelvényben a (súlyozott) átlagos esés csak 5 cm/km és a lépcsők igen gyengén rajzolódnak ki; a mérséklődés tehát 50%-nak számítható.

A Dráva

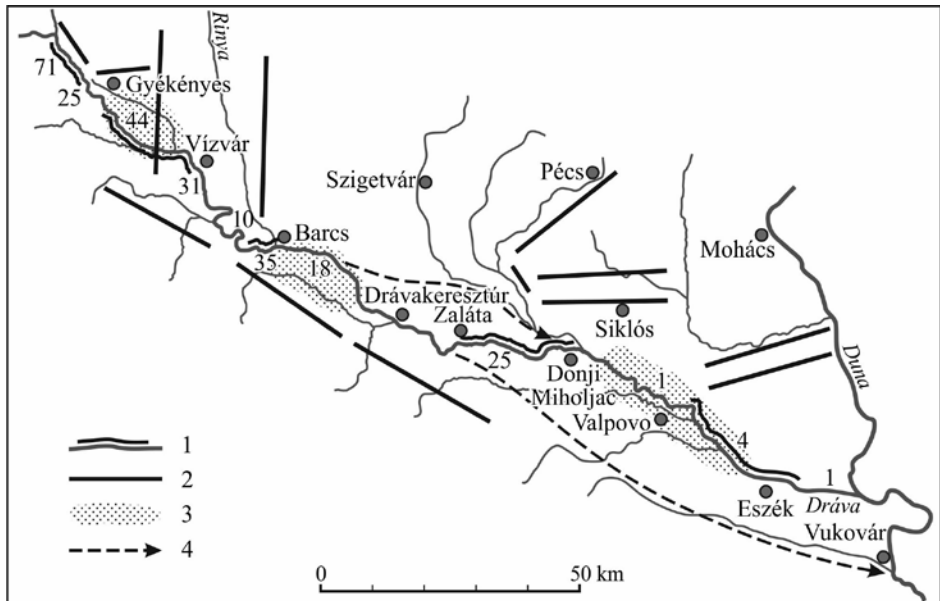
A folyó a Mura–Duna-torkolat közötti szakasza mélyszerkezeti árokban halad amelyben több kisebb részmedence alakult ki a pleisztocén végén, ill. a holocénban (5. ábra).

A Zalai-dombság D-i tektonikus határán fekvő Gyékényes–Gola-i holocén medencébe a Dráva 71 cm/km eséssel érkezik.

Markáns az eséslépcső (43 cm/km) ott, ahol a folyó a Zalai-dombság K-i határát képező É–D-i csapású nagyszerkezeti rendszert harántolja.

Ez a két lépcső a Közép-Magyarországi törés-övben, ill. nyírési zónában fekszik és kialakulásukban szerepe lehet holocén tektonikának.

Vízvár alatt a Dráva az árok legmélyebb részmedencéje felé fordul, amelyben az alaphegység 4000 m-ről 6000 m mélységbe süllyed (3. ábra). A Vízvár–Barcs közötti esésváltozások ennek a holocén süllyedését valószínűsítik.



3. ábra A Dráva-völgy szerkezete, és a folyó mederesése (cm/km) a Kárpát-medencében. Jelmagyarázat: 1 – eséslépcső, (cm/km); 2 – jelentősebb szerkezeti vonalak; 3 – részmedencék a szerkezeti árokban; 4 – a Dráva korábbi (holocén) folyásirányai.

Figure 3 Structure of the Drava Valley and the slope of the channel (cm/km) in the Carpathian Basin. Legend: 1 – channel slope (cm/km); 2 – major tectonic lines; 3 – partial basins in tectonic graben; 4 – earlier (Holocene) courses of rivers.

Az utolsó markáns eséslépcső (25 cm/km) Zaláta–Donji Mihojlec között alakult ki. Ezen a szakaszon a folyó a mélyszerkezeti árok legsekélyebb (3000 m) részmedencéjének a Ny-i peremén halad. Süllyedésének igen fiatal korát a térség fejlődéstörténetét elemző kutatások is igazolják. A mozgásra utal a korábbi Dráva D-re terelődése Zaláta szomszédságában (3. ábra). Akkor ui. a mai medrétől átlagosan 20–25 km-el D-re haladt és Vukovárnál torkolt a Dunába. A folyó az árok É-i peremén végbement süllyedő mozgások hatására helyeződött a mai helyére (BOGNÁR A. et al. 2009).

A Valpovo–Eszék közötti igen gyenge lépcső (4 cm/km), kialakulásában minden bizonynyal szerepe van a Báni-dombok DK-i határát képező és a mélyszerkezeti árkot harántoló fiatal szerkezeti mozgásoknak.

A fentiek összefoglalásaként igazolható, hogy a Dráva hazai hossz-szelvényében az egymástól jelentősen különböző esésű szakaszokat holocén mozgások alakították ki. Az alaphegység eltemetett domborzatában Barcsnál kirajzolódó legmélyebb (6000 m) medencétől Ny-ra fekvő 83 fkm-en, – azaz a Közép-Magyarországi törés öv, illetve nyírási zóna területén – a (súlyozott) átlagos mederesés (35 cm/km) és markánsak az eséslépcsők. A K-i 153 fkm-en pedig csak mindössze 10 cm/km, és a lépcsők K-felé egyre jellegtelenebbek.

A hullámtéri akkumuláció kapcsolata a holocén tektonikával

A gátak közötti távolságot – vonalazásuk során – a medencében szétterülő természetes állapotban lévő folyó meandereinek térbelisége jelentősen befolyásolta. Az akkumuláció feltételei természetesen az ártér szélességének is a függvénye. Az érkező víztömegből a szélesebb hullámtér peremén lassuló áramlás következtében nagyobb a kiüledés, mint a keskeny ártéren.

A Dunának a hullámtere Gönyű–Budapest között keskeny (1. táblázat). Legszenbetűnőbb a térbeli azonosság a gátszélesség és a medence alakulat között Szekszárd és a déli országhatár szakaszon, ahol a Paks–mohácsi-medencének a holocénban legjelentősebben süllyedő részén halad.

1. táblázat – Table 1

A Duna és a Tisza hullámterének szélesség-szakaszai
Segments of the active floodplan of the Danube and Tisza by width

Folyó/szakasz (től–ig)	Hossz ¹ fkm	Átl. szélesség ² km	Terület ³ km ²
Duna			
Palkovicovo–Gönyű	20	1,8	36
Gönyű–Budapest	137	0,9	128
Budapest–Szekszárd	156	1,6	255
Szekszárd–országhatár	68	3,5	245
Tisza			
Tiszabecs–Dombrád	151	1,5	231
Kisköre–Szolnok	66	1,8	121
Szolnok–Csongrád	81	0,8	64
Csongrád–országhatár	90	1,2	109

1: length; 2: average width; 3: area

A Paks–mohácsi pleisztocén végi–holocén medence területén alakult ki a hullámtéri akkumuláció legkedvezőbb és legnagyobb térsége, amely 75%-a a hazai folyóvízi akkumulációra alkalmas felszínnek.

A Tisza hullámtér-szélessége két részre tagolódik. A tektonikailag zavart Tiszabecs–Szolnok között nagyobb, mint a nyugodtabb Szolnok–országhatár szakasz (1. táblázat).

A hullámtér szélességének hossz-szelvénybeli változása egyértelműen igazolja, hogy az akkumuláció nagyobb területe a Közép-Magyarországi törés-öv zónájában alakult ki.

A folyó Szolnok tágabb É-i szomszédságában érkezik a holocénban is fejlődő É–D-i csapású szerkezeti árok É-i peremére, ahol a felső szakaszhoz képest 50%-al csökken a mederesése (2. ábra), és a védőgátak vonalazása következtében 44%-al a hullámtér szélessége.

Az 1878–2010 közötti időszak (133 év) évi legnagyobb vízállásai változásának trend vizsgálata igazolja, hogy Tiszafüred–Szolnok között, a felső szakasz átlagosan 42 cm/133 év, és az alsó szakasz 30 cm/133 évvel jellemezhető tendenciájával szemben, 126 cm/133 év emelkedő tendencia számítható. Ez a jelentős emelkedés a keskeny áteresztő képességű folyás-szakasz előtti víztömeg torlódására enged következtetni. Szolnok és az országhatár között a hullámtér átlagos szélessége mindössze 1000 m (1. táblázat).

Összefoglalás

Szerző a VITUKI meder kereszt-szelvényezését és a geológiai kutatások eredményeit felhasználva kimutatta a Duna, a Tisza, és a Dráva mederesés lépcsők és a folyókat keresztelő jelenkorban is aktív szerkezeti vonalak térbeli kapcsolatát (1.2.3. ábra). A markáns lépcsők a hegységperemekhez, és az országot ÉK–DNy-i irányban átszelő Közép-Magyarországi törésöv rendszerhez, a kevésbé jellegzetesek pedig a medencebeli térségekhez kötődnek. A hullámterek kiterjedése, a XIX. sz-i vízrendezések után is szoros kapcsolatot mutatnak a síkságon kialakult holocén medencékkel.

LOVÁSZ GYÖRGY

PTE TTK Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Pécs
gyuresz@gamma.ttk.pte.hu

IRODALOM

- BADA G.–DÖVÉNYI P.–WINDHOFFER G.–SZAFIAN P.–HORVÁTH F. 2007: A jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében, és alpi-kárpáti környezetében. – Földtani Közlöny 137. 3. pp. 327–357.
- BENDEFY L. 1968: Jelenkori kéregmozgások és szintváltozások a Magyar medencében. – In: LÁNG S. (szerk.): Válogatott fejezetek a természeti földrajzból. Tankönyv Kiadó. pp. 209–245.
- BOGNÁR A.–SCHWEITZER F. 2003: Geomorphological and tektonical problems of the Drava river plain in Croatia (right bank). – In: HALASI-KUN GY. (szerk.): Studies of Environmental Protection in the Carpatian Basin. pp. 339–351.
- BOGNÁR A.–LOVÁSZ GY.–NAGYVÁRADI L. 2009: A Dráva-völgy bilaterális geomorfológiai kutatásának legújabb eredményei. – In: SZABÓ–KOVÁCS B.–TÓTH J.–WILHELM Z. (szerk.): Környezetünk természeti-társadalmi dimenziói, Pécs. pp. 29–38.
- BORSY Z. 1969: A Felső-Tiszavidék kialakulása és mai képe. – In: PÉCSI M. (szerk.): A Tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza 2. pp. 27–37.
- BORSY Z.–FÉLEGYHÁZI E.–CSONGOR E. 1989: A Bodrogek kialakulása és vízhálózatának változásai. – Alföldi Tanulmányok 13. pp. 65–85.
- BULLA B. 1936: Teraszok és szintek a Duna jobbpartján Adony és Mohács között. – Az MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő 55. 139 p.

- BULLA B. 1940: A Nagyg, a Talabor, és a Tisza teraszai. – Földrajzi Közlemények 68. 4. pp. 270–300.
- CHOLNOKY J. 1910: Az Alföld felszíne. – Földrajzi Közlemények 38. 10. pp. 413–436.
- FÉLEGYHÁZI E.–LÓKI J.–SZABÓ J. 2003: A folyó őstörténete, a mai Tisza kialakulása az Alföldön. – In: TEPLÁN I. (szerk.): Magyarország az ezredfordulón. Stratégiai tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián III. program: A területfejlesztési program tudományos alapoása 4.alprogram: A Tisza, Magyar Tudományos Akadémia Társadalomkutató Központ. pp. 29–39.
- FRANYÓ F. 1992: Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagság térképe. 1:500000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÜLÖP J.–BREZSNYÁNSZKY K.–HAAS J. 1987: The new map of basin basement of Hungary. – Acta Geologica Hungarica pp. 3–20.
- FÜLÖP J.–DANK V. (főszerk.) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozóikum elhagyásával. – In: Magyarország Földtani Atlasza 1:500000. Magyar Állami Földtani Intézet kiadása, Budapest.
- GÁBRIS GY. 2002: A Tisza helyváltozásai. – In: MÉSZÁROS R.–SCHWEITZER F.–TÓTH J. (szerk.): Jakucs László. A tudós, az ismeretterjesztő és a művész. Tanulmánykötet Jakucs László professzor emlékére. – MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Pécsi Tudományegyetem. Szegedi Tudományegyetem, Pécs. pp. 91–106.
- GÁBRIS GY.–TELBISSZ T.–NAGY B.–BELLDEARDINELLEI E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. – Vízügyi Közlemények 3. pp. 305–322.
- GÁBRIS GY.–TELBISSZ T.–NAGY B. 2008: A tiszai hullámtér vizsgálata DDM segítségével. – In: KISS T.–MEZŐSI G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok II. – Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged. pp. 65–72.
- HANUSZ I. 1898: A Duna–Tisza köz vándorlása. – Földrajzi Közlemények 26. 7. pp. 218–225.
- JOÓ I. 2003: A Kárpát régió jelenkori függőleges irányú mozgása vizsgálatának eredményei és problémái. – Geodézia és Kartográfia 55. 1. pp. 12–15.
- JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztatigráfiája. – In: BÉRCI A.–JAMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL-MÁFI Kiadása, Budapest. pp. 469–494.
- KÉZ A. 1934: A Duna Győr – Budapest szakaszának kialakulásáról. – Földrajzi Közlemények 62. 10–12. pp. 175–192.
- KÉZ A. 1940: A Felső Tisza és a Tarac teraszai. – Földrajzi Közlemények 62. 10–12. pp. 158–193.
- KÓRÓSSY L. 1963: Magyarország medence területeinek összehasonlító földtani szerkezete. – Földtani Közöly 93. 3. pp. 153–172.
- KÓRÓSSY L. 1985: Az Alföld földtörténete a negyedidőszakig. – In: RÓNAI A. (szerk.): Az Alföld negyedidőszaki földtana. Geological Hungarica Series Geologica Tomus. 21. pp. 57–87.
- LÁNG S. 1942: A Huszti kapu és a Királyháza öböl teraszgeomorfológiája. – Földrajzi Közlemények 70. 4. pp. 169–193.
- LOVÁSZ GY. 1964: Geomorfológiai tanulmányok a Dráva-völgyében. – In: BABICS A. (szerk.): MTA Dunántúli Tudományos Intézet Értekezések. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 76–114.
- LOVÁSZ GY. 1972: A Duna és a Tisza Kárpát-medencei szakaszának medereróziós folyamatai. – Földrajzi Értesítő 20. 2–3. pp. 207–216.
- LOVÁSZ GY. 2001: Az ártéri feliszapolódás feltételei a Duna Szekszárd – Mohács közötti szakaszán. – In: FODOR I.–WILHELM Z. (szerk.): Ember és környezet – elmélet, gyakorlat, Tisztelet kötet Lehmann Antal professzor úr 65. születésnapjára Pécs, PTE TTK FI és a Duna Dráva Nemzeti Park Igazgatóság. pp. 45–54.
- LOVÁSZ GY. 2005: A hullámtéri akkumuláció gyakorisága a Tisza középső folyásszakaszán. – Földrajzi Közlemények 129. 1–2. pp. 125–132.
- LOVÁSZ GY. 1972: A Dráva–Mura vízrendszer vízjárási és lefolyási viszonyai. – Földrajzi Monográfiák IX. Akadémiai Kiadó, Budapest. Budapest. 158 p.
- OROSZI V.–SÁNDOR A.–KISS T. 2006: A 2005 tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltés a Maros és a Közép-Tisza egy rövid szakasza mentén. – In: KISS T.–MEZŐSI G.–SUMEGI Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. pp. 551–561.
- PÉCSI M. 1950: Völgyfejlődéstörténeti és teraszgeomorfológiai megfigyelések a Dunavölgy balpartján. – Hidrológiai Közöly 30. 7–8. pp. 260–266.
- PÉCSI M. 1953: Morfológiai megfigyelések a Duna völgyében Dunabogdány–Dunakeszi között. – Földrajzi Értesítő 2. pp. 140–175.
- PÉCSI M. 1956: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna völgy Bratislava–Budapest közötti szakaszáról. – Földrajzi Értesítő 5. 1. pp. 21–41.
- PÉCSI M. 1957: Adatok a fiatal kéregmozgások szerepére és mértékére a Duna völgyében. – Dunántúli Tudományos Gyűjtemény 4. – MTA Dunántúli Tudományos Intézet, Pécs. 9 p.
- PÉCSI M. 1959a: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. – Földrajzi Monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest. 346 p.
- PÉCSI M. 1959b: A negyedidőszaki tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. – Geofizikai Közlemények 8. 1–2. pp. 73–83.

- RÓNAI A. 1973: A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon. – MTA X. Osztály Közleményei. pp. 16–18.
- RÓNAI A. 1986: A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése, és szerkezeti helyzete. – Földtani Közlöny 116. 1. pp. 31–43.
- SÁNDOR A.–KISS T. 2006: A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és Alsó-Tiszán. – Hidrológiai Közlöny 86. 2. pp. 58–62.
- SÁNDOR A.–KISS T. 2007: A 2006 tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke, és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokon. – Hidrológiai Közlöny 87. 4. pp. 19–24.
- SCHWEITZER F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Folyóink hullámtérnek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvédelmi töltésekkel. – Földrajzi. Értesítő 49. 1. pp. 63–72.
- SCHWEITZER F. 2003: Folyóink hullámtereinek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvédelmi töltésekkel. – In: TEPLÁN I. (szerk.): Magyarország az ezredfordulón Stratégiai tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián III. program: A területfejlesztési program tudományos alapozása 4. alprogram: A Tisza. A Tisza és vízrendszere I. kötet. pp. 107–115.
- SCHWEITZER F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata. – Földrajzi Értesítő 54. 1. pp. 29–59.
- SCHMIDT E. R.–LÁNG G.–NÉMETH L. 1961: Magyarország fontosabb homokos-kavicsos hordalékkúpjainak átnézetes térképe 1 : 1 000 000. – In. SCHMIDT E. R. (szerk.): Magyarország vízföldtani Atlasza Magyar Állami Földtani Intézet kiadása, Budapest
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. – Földrajzi Közlemények 85. 1. pp. 25–50.
- SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. – Magyar tájak földtani leírása VI. Magyar Királyi Földtani Intézet kiadása. 208 p.
- SZABÓ J.–VASS R.–TÓTH Cs.–LÓKI J. 2013: Árvízvizsgálatok egy magyarországi Felső-Tisza menti példaterületen. – In: FRISNYÁK S.–GÁL A. (szerk.): Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság. Paper 1., Nyíregyházi Főiskola Turizmus és Földrajztudományi Intézete – Bocskai István Gimnázium és Közgazdasági Szakközépiskola, Nyíregyháza.
- SZABÓ P. Z. 1957: Délkelet Dunántúl felszínfejlődési kérdései. – Földrajzi Értesítő 6. 4. pp. 397–419.
- SZABÓ SZ.–VASS R.–SZABÓ J.–POSTA J. 2012: A hullámtéri feltöltődés mennyiségi és minőségi vizsgálata a Beregi-síkságon. – In: HORVÁTH E.–MARI L. (szerk.): Természetföldrajzi kutatások a XXI. század elején. Tiszteletkötet Gábris Gyula Professzor Úr 70. születésnapjára. ELTE TTK Földrajz és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék. pp. 139–147.
- SZÁDECZKY KARDOSS E. 1938: Geologie der rumpfungarislandischen kleinen Tiefebene. – Sopron, Röttig – Romwalter Kiadó, 158 p.
- TÓTH T.–HORVÁTH F. 1999: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén. – Földtani Közlöny 129. 1. pp. 109–124.

SUSAK-SZIGET FELSZÍNFORMÁLÓDÁSA

BOGNÁR ANDRÁS–KIS ÉVA
–SCHWEITZER FERENC

LANDSCAPE EVOLUTION OF SUSAK ISLAND

Abstract

The aim of our investigations was to explore the evolution of loess platform and the landforms on Susak Island in Kvarner Bay, North Adriatic basin. Special emphasis was put on the role of tectonic movements in the landscape evolution of the island. Landforms were displayed on geomorphological maps and their evolution was explained in details. The most characteristic landforms on Susak Island are as follows: partly exhumed landforms of the ancient terrain (scarps, limestone cliffs) emerging from loess sediments or becoming unburied by abrasion; special loess landforms formed on denudation-accumulation relief. We also highlighted the role of sand dune cave levels situated above the surface and under the sea level in indicating hiatus of paleo-soil series.

Keywords: Kvarner Bay archipelago in North Adriatic basin, loess platform, denudation-accumulation relief

Bevezetés

Tanulmányunkat PÉCSI MÁRTON akadémikus úr tiszteletére és megemlékezésére készítettük. A munka hosszú éveken át tartó, az Észak-adriai térség negyedidőszaki fejlődéstörténetét kutató vizsgálataink eredményeire épül (BOGNAR A. et al. 2003). A kutatási területen azóta is folyamatosan dolgozunk és a témát az új eredményekkel bővítjük. PÉCSI MÁRTON – aki élete utolsó éveiben ismerte kutatócsoportunk eredményeit – súlyos betegsége miatt azonban már nem tanulmányozhatta a helyszínen az észak-mediterrán löszképződés sajátosságait és a löszplatókon kialakult felszínformákat. Nagy álma már nem valósulhatott meg. Kvarner-öböl menti kutatásainkból ez alkalommal a susak-szigeti löszplatón kialakult főbb felszínformákról, ezen belül is különös tekintettel a korróziós és szuffóziós folyamatok által kialakított formákról adunk ízelítőt. E formák kialakulásának jellemzése PÉCSI MÁRTON igen kedvelt témáihoz tartozott. Reméljük, hogy a magyar nyelvű tanulmány ki fogja elégíteni mind a magyar geomorfológus, mind a geológus kutatóközösségek várt kíváncsiságát és érdeklődését.

Az Adriai-tenger melléke és a Pó-síkság kvarter képződményeit CREMASCHI M. (1987) ismerteti részletesen. A szerző behatóan foglalkozott a Mediterráneum ún. löszjellegű üledékeivel, térképvázlatai alapján nyomon követhetjük elterjedésüket és típusaikat. Véleménye szerint, a sziget üledékei a karsztpatára települt löszök genetikai csoportjába tartoznak.

A sziget és környezete negyedidőszaki képződményeinek legfontosabb komplex ásvány-kőzettani, geokémiai, geológiai, kronológiai és geomorfológiai vizsgálati eredményei: FORTIS A. 1771; MARCHESETTI C. 1882; KIŠPATIĆ M. 1990; MUTIĆ R. 1967; WEIN N. 1976; BOGNAR A. 1979; BOGNAR A. et al. 1989; BOGNAR A.–ZÁMBÓ L. 1993; BOGNAR A. 1998; KUK V. et al. 2000; BOGNAR A. et al. 2002; BOGNAR A. et al. 2003; LUŽAR-OBERRITER B. et al. 2008; MIKULČIČ-PAVLAKOVIĆ S. et al. 2001; WACHA L. et al. 2011.

A susak-szigeti löszök és löszszerű üledékek keletkezése

A susak-szigeti (1. kép) lösz a Földközi-tenger északi térségének löszelőfordulásaihoz tartozik. COUDÉ-GAUSSÉN G. (1991) szerint, míg az É-mediterrán löszök az európai periglaciális löszök helyi fáciesének tekinthetők, addig a D-mediterrán löszök – az afrikai löszök a Szahara peremén – már a sivatagi löszök családjához tartoznak. A Susak-szigeti löszös üledéksorozat a Dalmát-szigetek ritkán előforduló eolikus üledékeinek egyik legszebb kifejlődése. A Mediterráneum északi részén az ismétlődő üledékösszletek periglaciális körülmények között ülepedtek le, míg az észak-afrikaiak a sivatagok peremén pluviális időszakok alatt halmozódtak fel (COUDÉ-GAUSSÉN G. 1991).



1. kép Légifelvétel Susak-szigetéről (VOLARIĆ S. 1997)
Photo 1 Aerial photograph of Susak island (VOLARIĆ S. 1997)

Lösz és löszszerű üledékek az Adriai-tenger mindkét partvidékén előfordulnak egységes medencét alkotva. (Dalmát-szigetek, a horvát tengerpart, az Alpok előtere, a Pó-síkság, kisebb elterjedésben a Marche területén és az Appenninekben (CREMASCHI M. 1987).

Az Észak-adriai-medence peremvidékén és szigetein előforduló löszök és löszszerű üledékek poranyaga az Alpok és az Appenninek peremi térségéből, morénák és olvadékvíz-síkságok anyagaiból származik. Többszöri szállítással – eolikus, fluvio-glaciális és fluviális – (poligenetikus löszkeletkezési elmélet) jutott el a Pó-síkság területére, ahonnan a nyugatias irányú szelek szállították tovább a glaciálisok idején tengervíz nélküli száraz adriai völgyön át. A lösz a Pó-folyó üledékeinek kifúvásából származik. A legnagyobb eljegesedések idején az Adriai-tenger szintje kb. 100 m-rel alacsonyabb volt a jelenleginél (az Észak-adriai-medence térségében a víz mélysége ma sem haladja meg az 50 m-t). A Pó-alföld vízfolyásai és az alpi peremi gleccserek is jóval meghosszabbodtak a kiszáradt

Adriai-medencében. DE MARCHE (1922) szerint Susak-sziget környéke az utolsó interglaciális idején a Pó-alföld részét képezte, melynek területe a tengerszint csökkenésének megfelelően több száz kilométerrel megnövekedett a jelenlegi partvonalától DK-i irányban. GAZZI P. et al. (1973) CREMASCHI M. (1990) szerint a lösz a tulsó partról a DNy-i irányú szelek szállították a sziget felé. Az észak-adriai löszök – éppen a fent említett származási körülmények miatt – jóval mállottabbak, mint pl. a Kárpát-medenceiek, ezért nem teljesen felelnek meg a klasszikus lösz meghatározásnak.

Susakon és a Dalmát-szigeteken a lösz terra rossa típusú talajképződményeket fedő fosszilis homokdűnékre és tengeri abrúziós teraszokra (karsztplató, kréta rudista mészkő) települt. A Susak-szigeti lösz származása bizonyítékának tekintjük, hogy a forrásüledékek agyagásványai közül az illit (Alpok déli előtere) vagy a vermikulit (Appenninek előtere) van-e túlsúlyban. Az Alpok és Appenninek peremi savas és mésztelenített löszei a kilúgozás előtti alacsony meszségre utalnak. Ilyen alacsony CaCO_3 tartalmú a susaki lösz (ált. 10–14%) is, szemben a paksi löszök 20–38%-os értékeivel.

A tektonika szerepe a sziget felszínfejlődésében

A sziget (1. kép) a szomszédos Nagy- és Kis-Srakane, valamint Unie-szigetekkel együtt részét képezi a Kvarner-öböl szigetcsoportjának, amely egy mezogeomorfológiai régióknak tekinthető. Területüket nézve kisebb szigetek: Susak 3,76 km², Nagy-Srakane 1,17 km², Kis-Srakane 0,60 km² és közülük a legnagyobb Unie 16,8 km². Kontinentális típusú szigetek, amelyek csak az eljegesedéseket követő transzgressziók folytán váltak szigetekké.

A sziget igen alacsony (2. kép). Legmagasabb pontja 98 m-rel emelkedik a tenger szintje fölé. Tábla jellegű. Egy jól fejlett lépcsővel két részre tagolható, az ÉNy-i magasabb (60–98 m) és a DK-i alacsonyabb (30–50 m) részre (1. kép).



2. kép A sziget központi része. Felszínét egy jól kifejtett lépcső tagolja egy alacsonyabb (30–50 m) és egy magasabb (60–98 m) szintre (Fotó: Kis É.)

Photo 2 Central part of the island. The terrain consists of two scarps, a lower (30–50 m a.s.l.) and a higher one (60–98 m a.s.l.) (Photo by Kis É.)

Figyelembe véve a sziget alakját, ami megfelel az azt körülvevő tenger alatti domborzatnak, látható, hogy nemcsak arról van szó, hogy a sziget szárazföldi és tengeralatti részei egy morfológiai egységhez tartoznak, hanem arról is, hogy a tengeri transzgresszió miatt

Susak a horszt típus rejtett alaktani-szerkezeti egységéhez tartozik. A sziget neotektonikai és morfológiai sajátosságai szintén hozzájárultak ahhoz, hogy a lösz és a löszszerű üledékek viszonylag jó állapotban őrződtek meg.

Az ÉNy–DK-i fő csapásirány a szigettől ÉNy felé haladva zátonyt képező, sekély és keskeny tengeralatti plátón halad át. Itt a tenger átlagos mélysége 5–15 m között alakul. A sziget ÉK-i és DNy-i partja mentén elhelyezkedő zátonyoknál a 20, 30, 40 m-es izobátok összesűrűsödnek, meredek, tenger alatti lejtőre utalnak. Ez a meredek lejtő választja el a sekély zátonyt a szinte teljesen sík tengerfenéktől (40–50 m).

A sziget legmeredekebb része a DK-i parti övezet, amely egy ÉNy–DK-i csapásirányú, víz által elegyengetett lejtő. Ez a sziget DK-i részén lealacsonyodva folytatódik. A magasabb ÉNy-i lösz magaspartok azonban folytatódnak a tenger alatt lealacsonyodva és ellaposodva. Ez a kettősség magyarázza Susak-szigetének aszimmetriáját.

A meredek, partközeli, tenger alatti rész valószínűleg vetődéssel jött létre (1. kép). Ez mondható el az ÉK-DNy-i csapásirányú ívről is. A törés a szigetet kétfelé osztja, egy magasabb, nagyobb kiterjedésű ÉNy-i részre, és egy alacsonyabb, kisebb DK-i részre. Felszínalaktánát meghatározza a Vela Draga-i vízmosások intenzív bevágódása.

A lösz tábla – különösen az ÉNy-i magasabb részen – aprólékosan fel van szabdalva tektonikailag előre jelzett deráziós keresztvölgyek és igen sűrű vízmosások hálózatával. Csak a sziget tető szintjében maradt meg az igazi platójjelleg, amelyet a szintkülönbségek alacsony értékei is bizonyítanak (0–2 m, 2–5 m). A lösz tábla a tengerpart felé igen éles és magas peremmel érintkezik. A relatív relief DK-en csupán 5–30 m, a sziget ÉNy-i részén 30–100 m/km²-enként. Hasonló a helyzet a lejtőszög kategóriákkal: míg a sziget tetőszintje része majdnem ideális síkság (pl. a temető környékén lejtés 0–2°), addig a löszmagaspartokon, a nagyobb lejtésű vízmosásokban és deráziós völgyekben a lejtők szöge eléri a 30–40°-ot, sőt egyes esetekben meghaladja az 55°-os értéket is.

A sziget karsztos jellegű, denudációs tektonikai szerkezet-morfológiai egység. Kialakulása egy dinári reverz töréshez kapcsolódik, amely során pikkelyes szerkezet alakult ki.

Susak része a Külső-Dinaridáknak, határvonala azon egymásra toldott szerkezeteknek, amelyek az adriai mikrolemezt és az Isztriai-félszigetet választják el egymástól. A sziget általános morfológiai jellemzői, különösen a korróziós folyamatok által alakított, lösszel, löszszerű és homokos üledékekkel borított, mészkő fennsík arra utalnak, hogy Susak szerves része az Isztriai mészkőtáblának. Ezt a domborzati viszonyok is tükrözik a sziget tágabb környezetében.

A lapos, platószerű domborzati formák, amelyek oly jellemzőek az Isztriai-félszigetre, Susak-szigetén is dominánsak, valamint Unije-sziget délnyugati részén is, míg a paraautochton más részein hiányoznak. Ez arra utal, legalábbis geomorfológiai értelemben, hogy Susak-sziget és Unije DNy-i fele az isztriai mészkőtábla része. Az ÉNy–DK irányú törésvonal jelenti a határt az Adriai mikrolemez és a Dinaridák között. E törési zónában – Cres–Unije–Susak–Dugi Otok–Kornati-szigetek – bukik alá a mikrolemez a Dinaridák alá. A lemezek ütközésére utal a szeizmotektonika, pl. a hipocentrumok elhelyezkedése. Az említett törésvonaltól É-ra és ÉK-re, a hipocentrumok mélyebben helyezkednek el. A két nagy geotektonikai egység között határt képező törésvonal okozta a szomszédos Unije-sziget ívszerű meghajlását és mindkét sziget mikrotektonikai feldarabolódását.

Az Adriai-lemez – amely az Afrikai-lemez egyik idevándorolt része – ún. elsőrangú tektonikai vonal mentén bukik a Dinári-hegységrendszer alá kollíziós jellegű folyamatok következtében.

Az Adriai-lemez határait a Dinári-hegység felé a következő vonal jelzi: Isztria (a Csicsári- és az Ucska-hegység), Unie, Susak és Dugi-otok (Hosszú-sziget). Ezen vonal *szeizmotektonikai bizonyítékai a földrengésszések (a hipocentrumok) mélységi elrendeződései.*

Az említett vonaltól É-i és ÉK-i irányban a földrengések fészkei mindinkább mélyebben jelentkeznek (6–30 km-es mélységben). A Benioff-zóna elhajlása sajátos kollíziós folyamatokra utal. Isztriától D felé haladva ezen a területen vannak legközelebb a felszínhez a földrengéscsúcsok (kb. 6 km), ennél kisebb fészekmélységeket csupán DK-i irányban, Montenegró felé mértek, ahol értékeik még inkább közelítenek a felszínhez.

A legújabb neotektonikai és szerkezetmorfológiai kutatások szerint (MIHLJEVIC D. 1995) a pliocén-kvarter időszakaszban a nyomás ÉK–DNy-i irányból É–D-i irányba változott, ami az Adriai-lemez és a Dinaridák határmenti övezetében (tehát Susak-sziget környékén is) igen erőteljes domborzati átalakulást eredményezett. Ez a változás leginkább a szerkezet-morfológiai egységek tengelyeinek elhajlásában mutatkozik meg. Míg a neotektonikai mozgások korábbi fázisaiban a szerkezetek a klasszikus ÉNy–DK-i dinári vonalat követték, addig a nyomás irányának megváltozásával – amelyet a szerkezetek retrográd-rotációs folyamatai jeleznek – a domborzatban konvex jellegű íves formák alakultak ki. Ezek jól megfigyelhetők a szomszédos Cres, Lošinj és Unie-szigetek íves meghajlásában. A kőzetek ugyanakkor erősen összetöredeztek. Ez történt Susakkal is, amely ma egy tipikus izometrikus blokkszerkezet képét mutatja. A fenti geomorfológiai elemzésen alapuló feltételezés megerősíti, hogy Susak-sziget és Unije DNy-i része az Isztriai-táblához tartozik, annak paraautochton része.

A sziget a környező lapos felszínből emelkedett ki ÉNy–DK-i törésvonalak mentén. A töréses szerkezetet bizonyítják a tenger alatti lejtők folytatásai – különösen a sziget ÉNy-i és DNy-i részén – ahol a tenger alatti szintvonalak (izobátok) jelentősen megsűrűsödnek, jelezve a tenger alatti lejtő töréses eredetét.

A susaki mészkőtábla a sziget DNy-i részén erőteljesebben emelkedett ki, mint az ÉK-i részen, amelyet a lösz és löszszerű üledékek ÉK-i irányban való megvastagodása is bizonyít. Úgy tűnik, hogy a sajátos kibillenéssel párhuzamosan a blokk kisebb kereszt-törések mentén aprólékosan feldarabolódott. A mészkőben kialakult törések és repedések jelentős hatással voltak a deráziós völgyek és a vízmosságok hálózatának kialakulására.

A sziget főbb felszínalaktani jellemzői

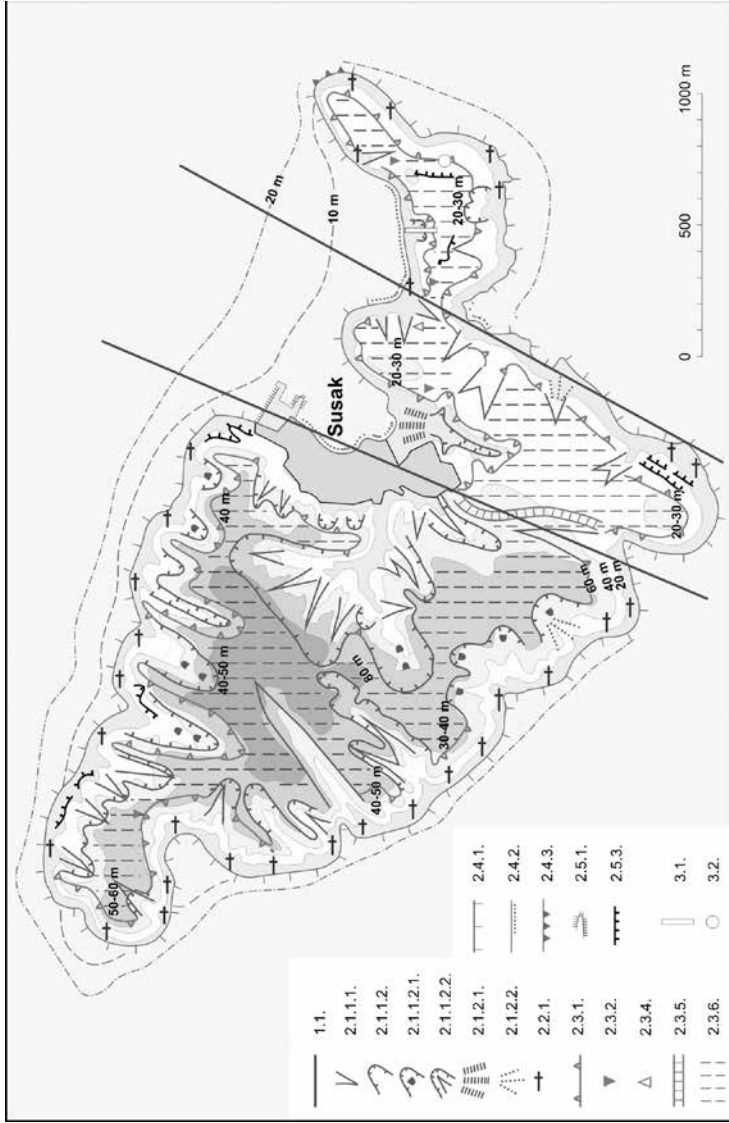
A mészkőtábla felszínén (1. ábra) a pleisztocén folyamán vastag homok- és főleg lösztakaró halmozódott fel (ált. 30–50 m). A sziget ÉNy-i részén a löszös és homokos üledékek vastagsága a fúrások alapján helyenként eléri a 90 métert.

A jelenlegi felszín morfológiai arculatát döntően az eredeti löszfelhalmozódás (lösz-tábla) és lepusztulás formái szabják meg.

A lösztakaró kialakulásának kettős szerepe volt. Egyrészt a vastag lösz- és homokréteg eltakarta a régi mészkőfelszín szerkezeti és karsztdenudációs formáit, másrészt pedig a felhalmozódott lösztakaró felszínén újabb formák, a lösz sajátos lepusztulásformái fejlődtek ki. Ez a magyarázata a Susak-sziget kétfajta formakincsének: a régi felszín eltakarta a formakincsének (szerkezeti lépcsők, abráziós mészkőpartok) – amelyek a lösztakarón is átütnek, vagy pedig abráziós eredetű lepusztulás folytán exhumálódtak – és a lösz speciális formakincsének.

A lösz-tábla morfológiai arculatát legszembetűnőbben a lösz pszeudokarsztos (korróziós-szuffóziós) lepusztulásformái jellemzik.

Susak-szigetén a lösz és löszszerű üledékeken két domborzati alaptípus fordul elő: akkumulációs és denudációs. A fennsíkokat borító lösz konkáv felszínével az akkumulációs formák közé tartozik. A denudációs formák általában kisebb méretűek, de Susak-szigetén az uralkodó formák közé tartoznak. A denudációs formák kialakulását befolyásolják a lösz



1. ábra Susak-sziget geomorfológiai térképe (BOGNAR A. 2003) – 1 endogenetikus felszín 1.1 tőrések 2 exogenetikus felszín 2.1 lejtos felszínforma (lejtő) 2.1.1 derázós felszínforma 2.1.1.1 eróziós árkok 2.1.1.2 derázós völgyek 2.1.1.2.1 csuszamlásos eredetű derázós völgyek 2.1.1.2.2 eróziós árkokból kialakult derázós völgyek 2.1.2 akkumulációs felszínformák 2.1.2.1 proluvialis hordalékkúp 2.1.2.2 kolluviális hordalékkúp 2.2 karstos felszínformák 2.2.1 csupasz karstfelszín 2.3 szuffóziós felszínformák 2.3.1 fősz magaspártok 2.3.2 loszkkutak 2.3.3 hiátus 2.3.4 loszpiramisok 2.3.5 antropogén eredetű eróziós árkok losz alapközeten 2.3.6 loszplató 2.4 tengerparti felszínformák 2.4.1 mészkő alapközzetű lapos tengerpart 2.4.2 iszapból felépült lapos tengerpart 2.4.3 földnyelv 2.5 antropogén felszínformák 2.5.1 móló 2.5.2 település 2.5.3 földművelés hatására kialakult teraszok 3.1 a susaki 1997-es szelvény (SCHWEITZER F. – BOGNAR A. – KIS É. – SZÓÓR Gy. – BALOGH J. – DI GLERIA M., In BOGNAR A. 2003) elhelyezkedése 3.2 paleolitikus tűzrakóhely nyomai

Figure 1 Geomorphological map of Susak Island (BOGNAR A. 2003) – 1 endogeneous relief 1.1 faults 2 exogeneous relief 2.1 slope landforms 2.1.1 derasional landforms 2.1.1.1 gullies 2.1.1.2 derasional valleys 2.1.1.2.1 derasional valleys f sliding origin 2.1.1.2.2 derasional valleys as remodelled gullies 2.1.2 accumulation landforms 2.1.2.1 proluvial fans 2.1.2.2 colluvial fans 2.2 karst landforms 2.2.1 bare karst 2.3 suffoational landforms 2.3.1 loess bluffs 2.3.2 loess wells 2.3.3 gaps 2.3.3 loess pyramids 2.3.5 anthropogeneous loess gullies 2.3.6 loess plateau 2.4 coastal landforms 2.4.1 flat shore built of limestone 2.4.2 flat shore built of mud 2.4.3 headland, spur 2.5 man-made landforms 2.5.1 pier 2.5.2 human settlement 2.5.3 slope steps of farming origin 3.1 position of Susak 1997 profile 3.2 traces of Paleolithic fireplace

és löszszerű üledékek közettani jellemzői, a lejtőviszonyok, a neotektonikai és a jelenlegi tektonikai mozgások, az éghajlat, a növényzeti borítás és az emberi tevékenység.

A vastagabb löszök jellemzésénél a korróziós-szuffóziós folyamatok (3. kép) a legfontosabb tényezők. Ezek a folyamatok határozzák meg a sziget akkumulációs domborzati jellegét. A CaCO_3 és a homokkő eloszlásának, a tektonikának, a lösz alatt elhelyezkedő kőzetek (homok, mészkő) porozitása mértékének, a talajvíz körforgásának, a denudációs folyamatoknak és a tengeri abrúzióknak a hatására főleg heterogén pszeudokarsztos szuffóziós domborzati formák fordulnak elő, pl. lösz kutak, lösz hiátusok, lösz barázdák, lösz szurdokok, meredek löszfalak, magaspartok.



3. kép Korróziós-szuffóziós bemélyedések a löszfelszínen (Fotó: Kis É.)
Photo 3 Corrosive-suffusive loess hollows (Photo by Kis É.)

A *lösz fennsíkok* és a *lösz kutak* kialakulása a meredek lösz magaspartokhoz kötődik. Keletkezésük komplex. Az intenzív esőzések hatására kialakult időszakos vízfolyások (torrensek) a lösz magaspartokat erősen pusztítják, lyukakat alakítanak ki, amelyek a korrózió és a szuffózió hatására tovább szélesednek. A kapillárisokat a CaCO_3 kilúgzása és a talajszemcsék kimosása szélesíti, ezáltal a lösz elveszti stabilitását és függőleges, félkör alakú, kútszerű lyukak alakulnak ki benne. A lösz kutak nem stabilak, mert a faluk időről-időre beomlik a víz intenzív eróziós tevékenysége miatt. A löszkutak vertikális fejlődése jellegzetes lehet, az egész löszszelvényre kiterjedve (20–30 m).

Eredetüket nézve, a *lösz hiátusok* is a lösz magaspartokhoz kötődnek. Vertikális fejlődésük a reliktum talajhorizont alatti üledékretegek vastagságának függvénye, ami arra is rámutat, hogy a lösz hiátusok fejlődése az impermeábilis rétegek elhelyezkedésétől és a felszínalatti vizek körforgásától függ. A beszivárgó csapadékvíz az impermeábilis réteg mentén folyva korróziós és szuffóziós tevékenységet folytat. Tevékenysége következményként fokozatosan szélesedő repedés jön létre a löszben. A felszínalatti repedés végig felhasad az impermeábilis réteg mentén a lösz kisebb stabilitásának köszönhetően. Így a

löss hiátusok stabilitása nagymértékben függ az 5–10 m, vagy még nagyobb vastagságot is elérő impermeabilis réteg alatt elhelyezkedő lösz vastagságától. A lösz hiátusok instabil képződmények, mivel a záporok, zivatarok során a repedéseket a torrensek szélesítik, oldaluk gyakran beomlik. Sok esetben meredek falú vízmosásokká fejlődnek tovább.

A *löss szurdokok* az emberi tevékenység, a korróziós-suffóziós folyamatok és az áradások együttes hatására alakulnak ki. Nagyon meredek és keskenyek, a tengerpartot a fennsíkkal összekötő gyakran földútként használják őket, de emellett a fennsíkokon is megtalálhatóak. Az emberek és állatok folyamatos taposása, a víz eróziós hatása mélyíti őket. A löszbe beszivárgó csapadék a kvarcsemcsék karbonátos kérgét leoldja, így szélesítve a kapillárisokat, amely aztán omlásokat okoz a löszben. Így mélyülnek a szurdokok. Intenzív esőzések idején a tengerpart felé haladó iszapfolyások jönnek létre.

Susak-szigetén a löszös üledékek magas homoktartalma miatt, az emberi tevékenység hatására, a fennsík peremén elhelyezkedő és a tengerpart irányába húzódó szurdokok alakjukat gyorsan változtatják és *vízmosásokká* fejlődnek.

A *magaspartok* kialakulása a tenger hullámainak abráziója és a löszös és löszszerű üledékek fizikai sajátosságainak eredménye. Mindenütt megtalálhatók. Meredekségük foka általában nagyobb, mint 55°, magasságuk a DK-i partokon 25–35 m, ÉNy-on elérik a 40–60 métert. A meredek *löss magaspartok* mentén felerősödnek a tömegmozgásos folyamatok. A magaspartok stabilitásának mértékét egyéb kisebb formák szerkezeti tulajdonságai is nagymértékben befolyásolják. Három típusa van a meredek lösz magaspartoknak:

- *tengeri abrázióval kialakult, meredek lösz magaspartok*
- *csuszamlásos lösz magaspartok kőtörmelékkel*
- *teraszos lösz magaspartok (antopogén hatás)*

Az első típusal gyakran találkozhatunk. A lejtők hajlásszöge általában meghaladja az 55 fokot.

Az abrázió a löszfal omlását, fokozatos hátrálását okozza. A partfalomlást gyakran csuszamlások okozzák, amelyek a lösz fizikai tulajdonságaival vannak összefüggésben. A főleg függőleges irányú kapillárisok miatt instabil löszben jellegzetes a szeletes csuszamlás Susakon. Leginkább ott jellemzőek, ahol a lösz abrációnak van kitéve.

Ott, ahol a magaspartok tövében kőtörmelék vagy csuszamlás anyaga található (Boköböl és Susak település öble), az abrázió mint kiváltó tényező jelentkezik, mivel a kőtörmelék-csuszamlásos kőzetanyag folyamatosan ki van téve a hullámok pusztító hatásának és az időszakos vízfolyásoknak, amely végeredményben rontja a meredek lösz magaspartok stabilitását.

Az *antopogén teraszok* megváltoztatják a lösz *hidrogeológiai* helyzetét. Legtöbbször negatív hatást gyakorolnak a lösz stabilitására. A lösz pusztulása felgyorsítja a lejtőleomosást, de okozója a vertikális kapillárisok nagymértékű elterjedésének is a korróziós és suffóziós folyamatok hatására. Ez a lösz üledékek roskadását, csuszamlások és tömegmozgásos folyamatok kialakulását okozza a meredek lösz magaspartok mentén. A lösz eredeti felhalmozódásformái mellett a *lössszakadékok*, a *lösskutak*, a *lösspiramisok*, a *korróziós-suffóziós* bemélyedések, a *lössmagaspartok* és a *lössmélyutak*, valamint a *lejtős folyamatok által kialakult deráziós völgyek és vízmosások*, illetve a másfél évezredes emberi tevékenység hatásának eredményeként kialakult *sajátos antopogén teraszok ezrei* határozzák meg a lösz morfológiai jellegét. A másfél évezredes szőlőművelés folytán *több mint 100 mélyút keletkezett* a part mente és a plató tetőszintje között. A lakosság nagyfokú kivándorlása miatt a *szőlőművelés el lett hanyagolva, így a mélyutak jó része vízmosássá alakult át*.

Morfogenetikailag *dominálnak a egyes denudációs formák: a löszszakadékok, a lösz-cirkuszok, a löszpiramisok, a löszkutak, a löszmagaspartok és löszmélyutak*.

Mivel a lösz vagy löszös üledékek többnyire homokosak, a szigeten *hiányoznak egyes pszeudokarsztos formák: a löszdolinák és a löszvölgyek*. Korrozíós-szuffóziós folyamatok eredményeként *típusosan kifejlődött ép löszkút egyáltalán nincs*. A magaspart környékén igen sok a *felszakadt löszkút*.

A kevert löszformák közül mind kialakulásuk, mint a későbbi „sorsuk” szempontjából a legérdekesebb formák a *löszszakadékok*. Keletkezésük – a repedések és törésvonalak mentén – földalatti vizek szuffóziós-eróziós működésével és pszeudokarsztosodási folyamatokkal hozható kapcsolatba. Amikor a lösz felszakad, a szakadék vízmosássá alakul át. A vízmosás omlásokkal és lejtőleöblítéssel gyorsan szélesedik. A vízmosások végeredményben deráziós völgyekké alakulnak át. A löszszakadékok leggyorsabban a lösztábla peremén – elsősorban a CaCO₃-ban gazdag löszben alakulnak ki, de a homokosabb löszben is előfordulnak.

A *deráziós folyamatok* a sziget peremi részein a legerőteljesebbek. Az *omlások, rogyások, a csuszamlások és a lejtőleöblítés vezető szerepet* játszik a magaspartok morfológiai fejlődésében. A mészkő alapszint – tektonikai feltöredezettsége miatt – előre jelzi a vízmosások és deráziós völgyek fejlődését.

A *deráziós völgyek* – morfofenetikájukat figyelembe véve – vagy denudáció által létrejött csuszamlásokkal (főleg szeletes jellegűek), vagy pedig a vízmosások továbbfejlődésével hozhatók kapcsolatba.

A löszmagaspartok és a tenger szintje között majdnem mindenütt *abráziós folyamatok által exhumálódott mészkőalapzat bukkan a felszínre*. A felső-kréta mészkőben a hullámok *viszonylag alacsony sziklapartot formáltak ki*, amelyet a tenger és a csapadékvíz korrozíója mikromorfológiailag sajátosan átformált: *a mészkőpart jelentős mértékben elkarsztosodott*.

A felszínfejlődés sajátos formáit képezik Susakon a *homokdűnék (4. kép)*. A szigeten körös-körül és a tenger szintje alatt is több rétegben, egymás fölött dűnesorok találhatók. Kis É. véleménye szerint azok a *paleodűnék* maradtak meg leginkább, amelyek két őstalaj



4. kép Homokdűnék (felső ívükben rizolitláblával, alsó részükben homokkőpadokkal) Susakon (Fotó: Kis É.)
Photo 4 Sand dunes (risolite surface at the bottom and sandstone benches at the top) on Susak island Photo by Kis É

között húzódnak. Ezeket a felső őstalaj homokdűnébe benyúló, megkövesedett gyökérzete – mint a homokdűne kemény felső rétege, a *hullámos formájú rizolittábla* – megvédte a lepusztulástól. A homokdűne alsó része karvastagságú mészkiválásokból egybenőtt, tenger felé lejtő, egymás fölött elhelyezkedő *homokpadsorozatokból* áll. Az alatta lévő talaj felett gyűlik össze és válik ki a dűne mésztartalma.

A homokdűne a két kemény – a megkövesedett felső gyökérrégiója és az alsó, többnyire összenőtt – homokpadrégiója közül a szél a későbbi lehülési időszakok során kifújta a homokot és „*homokdűne barlangok*” jöttek létre. A tektonikai mozgásoknak és a tengerszint ingadozásainak megfelelően e dűnebarlangok egy része többször is tengervíz alá kerülhet (pl. Susak Margarina fok (5. kép), Unije déli része, Kis-Srakane). E tenger alatti homokdűnesorok különböző mélységekből – 2–20 m – ismertek.



5. kép Tenger alatti homokdűne Susakon a Margarina-foknál 2 m-es mélységből.

A homokdűne oldalában római kori kikötő oszlopai találhatóak

Photo 5 Sand dunes under sea level on Susak island at Margarina cape at a depth of 2 m.

Columns of a Roman port can be found at the side of the sand dune

A felszínen található legalsó rizolitos-homokpados dűnesor aljzatát képező ez idáig kettős osztatúnak leírt terra rossa sorozat KIS É. véleménye szerint hármass osztatú. Ezt bizonyítja a hatalmas vastagságú három rétegű CaCO_3 kiválás. Amikor a felszínen lévő talajok lepusztulnak, egykori jelenlétüket még sokáig bizonyítják a megmaradt CaCO_3 rétegek. A susak-szigeti tenger alatti üledékek esetében a homokdűnesorok feletti talajok a CaCO_3 kiválásokkal együtt lepusztulnak, de jelenlétüket korrelatív üledékeként igazolják a talajok egykori megkövesedett gyökérrégióiból álló, a dűnebarlangok tetejét képező rizolittáblák. Tehát, míg a felszínen a CaCO_3 kiválások bizonyítják az egykori talajok lepusztulását, addig a tengerben a „dűnebarlangok” rizolit fedőszintjei. Ezek alap-

ján tudunk következtetni a lepusztult talajok számára. A jövő egyik legfontosabb kutatási kérdései közé fog tartozni, hogy meghatározzuk a jelenleg tengervízzel borított part menti területeken a lepusztult terra rossa őstalaj-sorozatokat viszonylagos helyét és rétegtani körülményeit. Ezen információk birtokában lehet csak egyre pontosabb jellemzést adni a jelenleg tengervízzel borított felszíni formák sajátosságairól.

Összefoglalás

Vizsgáltuk a tektonika és a tengerszint-ingadozás szerepét a sziget felszínfejlődésében. A szigettől kb. 6 km-re található az a határvonal, ahol az adriai lemez bukik a Külső-Dinaridák alá. Ez pikkelyes szerkezet sok keresztöréssel. A szigeten ezen körülményeknek megfelelően kétfajta formakincs az uralkodó: az egyik a régi felszín eltakart formakincse (szerkezeti lépcsők, abráziós mészkőpartok, amelyek a lösztakarón is átütnek, vagy pedig abráziós eredetű lepusztulás folytán exhumálódtak), a másik a lösztakaró felszínén a lösz speciális formakincse. Akkumulációs forma a fennsíkokat beborító konkáv löszfelszín. Susakon uralkodók a kisebb méretű denudációs formák. Különös figyelmet szenteltünk a „homokdűne barlangok” kialakulására. Feltételezzük, hogy a homokdűnék kialakulása a felmelegedési időszakokhoz köthető, míg belőlük a homok kifúvása és így a „homokdűne barlangok” kialakulása a lehülési időszakokhoz kapcsolódnak. A következő felmelegedési időszakban a transzgresszió hatására tengerelöntés alá kerül és a lepusztulási folyamatoknak lesz döntő szerepe felszínformálódásukban. Ahány tenger alatti „homokdűne barlang” rizolit szintje maradt meg, annyi terra rossa típusú többosztatú talajsorozatnak kellett lepusztulnia.

BOGNÁR ANDRÁS
Institute of Geography, University of Zagreb, Zagreb
bognar@zg.htnet.hr

KIS ÉVA
MTA CSFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest
kis.eva@csfk.mta.hu

SCHWEITZER FERENC
MTA CSFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest
schweitzer.ferenc@csfk.mta.hu

IRODALOM

- BOGNAR A. 1979: Distribution, properties and types of loess and loess-like sediments in Croatia. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. pp. 267–286.
- BOGNAR A. 1999. Some of Basic Geomorphologic Features of Kvarner Region. *Proceedings of the International Symposium "Geomorphology and Sea"*. Zagreb. pp. 5–11.
- BOGNAR A. 1998. The "Loess Islands" of the Kvarner Region. *Natural history researches of the Rijeka region. Natural History Museum, Rijeka*. pp. 303–321.
- BOGNAR A. – KLEIN V. – TONČIĆ-GREGL R. – ŠERCELJ A. – MAGDALENIĆ Z. – CULIBER M. 1989: Geomorphological and Quaternary – Geological Properties of the Island Susak. *Geographical Papers 7. Department of Geography, University of Zagreb, Zagreb*. pp. 7–24.
- BOGNAR A. – ZÁMBÓ L. 1992: Some new data of the loess genesis on Susak Island. *Proceedings of the international symposium „Geomorphology and sea”, Mali Lošinj, 1992. september 22–26, Zagreb*. pp. 65–72.

- BOGNAR A.–SCHWEITZER F.–KIS E. 2002: The reconstruction of the paleoenvironmental history of the Northern Adriatic Region using of the granulometric properties of loess deposits on Susak Island, Croatia. Special issue of the fifth International Conference on Geomorphology Loess and Eolian Dust. Transactions Japanese Geomorphological Union 23(5). pp. 795–810.
- BOGNAR A.–SCHWEITZER F.–SZÓR G. 2003: Susak – Environmental reconstruction of a loess island in the Adriatic. Geographical Research Institute, HAS, Budapest. 141 p.
- COUDÉ-GAUSSEN G. 1991. Effects of Dusts on Soils. John Libbey Publishing, New Barnet. 504 p.
- CREMASCHI M. 1987: Loess deposits of the Po plain and the adjoining Adriatic basin (Northern Italy) In: PÉCSI, M.–FRENCH, H.D. (eds): Loess and Periglacial Phenomena. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 125–140.
- CREMASCHI M. 1990. Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the loess deposits on Susak Island (Dalmatian archipelago). Quaternary International 5. pp. 97–106.
- DE MARCHI L. 1922: Variazioni del livello dell' Adriatico in corrispondenza delle espansioni glaciali. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentina-Istria, Padova. pp. 12–13.
- FORTIS A. 1771: Saggio d' osservazioni sopra l'isola di Cherso ed Osero. Venezia. 167 p.
- GAZZI P.–ZUFFA G.G.–GANDOLFI G.–PAGANELLI L. 1973: Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell' Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale. Memorie della Società Geologica Italiana 12. pp. 1–37.
- KIŠPATIĆ M. 1910: Der Sand von der Insel Sansego (Susak) bei Lussin und dessen Herkunft. Verhandlungen geologischer Reichsanstalt 13. Wien. pp. 294–305.
- KUK V.–PREGOLOVIĆ E.–DRAGIČEVIĆ I. 2000: Seismotectonically active zones in the Dinarides. Geologia Croatica 53(2). pp. 295–303.
- LUŽAR-ÖBERITER B.–MIKULČIĆ PAVLAKOVIĆ S.–CRNJAKOVIĆ M.–BABIĆ L. 2008: Variable sources of beach sands of north Adriatic islands: examples from Rab and Susak. Geologia Croatica 61(2–3). pp. 379–384.
- MARCHESETTI C. 1882: Cenni geologici sul'isola di Sansego. Bollettino della Società adriatica di Scienze Naturali 7. Trieste. pp. 289–304.
- MIHLJEVIĆ D. 1995: Relief reflection of structural rescaping during the recent tectonically active stage, in the north-western part of the outer Dinarides mountain range. Acta Geographica Croatica 30. GO PMF, Zagreb. pp. 5–16.
- MIKULČIĆ PAVLAKOVIĆ S.–CRNJAKOVIĆ M.–TIBLJAŠ D.–ŠOUFEK M.–WACHA L.–FRECHEN M.–LACKOVIĆ D. 2011: Mineralogical and Geochemical Characteristics of Quaternary Sediments from the Island of Susak (Northern Adriatic, Croatia). Quaternary International 234 (1–2). pp. 32–49.
- MUTIĆ R. 1967: Pijesak otoka Suska. Geoloski Vještnik 20. pp. 41–57.
- WEIN N. 1977: Die lössinsel Susak – eine naturgeographische Singularität in der jugoslawischen Inselwelt. Petermanns Geographische Mitteilungen 2. Gotha. pp. 123–133.
- WACHA L.–MIKULČIĆ PAVLAKOVIĆ S.–CRNJAKOVIĆ M.–FRECHEN M. 2011: The Loess Chronology of the Island of Susak, Croatia. Quaternary Science Journal 60(1). pp. 153–169.

AZ ALSÓ-TISZA MENTI ÁRTÉR ÉS A MAROS HORDALÉKKÚP KÉSŐ-PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

KISS TÍMEA – SÜMEGHY BORBÁLA – HERNESZ PÉTER
– SIPOS GYÖRGY – MEZŐSI GÁBOR

LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE EVOLUTION OF THE LOWER
TISZA FLOODPLAIN AND THE MAROS ALLUVIAL FAN

Abstract

The development and relationship between an alluvial plain and a neighboring alluvial fan was evaluated on the case of the Lower Tisza Region and the Maros alluvial fan. The paleo-channels on the surface differ in their size and channel-pattern, enabling us to reconstruct the paleo-direction changes and fluvial activity of the rivers. Based on the OSL dating the exact period of the fluvial activity could be determined, and the morphometric parameters of the channels refer to bankfull discharge values.

On the surface of the Maros alluvial fan the oldest paleo-channels (a-d) run towards north and northwest, and carried much higher discharge ($2\text{--}3500\text{ m}^3/\text{s}$), than of the present-day Maros. At the same time along the Tisza large meanders were developed, carrying also significant discharge ($10\text{--}15000\text{ m}^3/\text{s}$). At the boundary between the Pleistocene and the Holocene the Tisza incised and the floodplain became two-leveled. At the same time the discharge did not change, thus the incision was probably induced by tectonic activity. As the erosional base of the Maros lowered, the Maros had changed its course considerably, as 8.5 ± 1.1 ka ago it turned to south (e-f paleo-channels) towards the most intensively sinking lower floodplain section of the Tisza River. At this time due to the increased slope the pattern of the Maros became braided for a short time. During the Holocene the discharge of the rivers continuously decreased to the present values (Tisza: $1980\text{ m}^3/\text{s}$, Maros: $680\text{ m}^3/\text{s}$).

Key words: floodplain, alluvial fan, paleo-direction changes, Tisza, Maros, OSL dating

Bevezetés

A folyóvízi felszínfejlődéshez kapcsolódó kutatások egyik legfontosabb eleme a paleo-medrek és az ártéri formák vizsgálata. Az *alluviális síkságok* formái nagyrészt a medervándorláshoz és a hordalék lerakódásához köthetők. Az ártérfejlődés időszakában a folyó munkavégző képessége és a partok erodálhatósága között dinamikus egyensúly alakul ki (GÁBRIS GY. 2006). Mivel az árterek általában hosszú időn át fejlődnek, tükrözik az energiaviszonyokban és munkavégző képességben bekövetkező változásokat (PÉCSI M. 1991). Az erózióbázis szintjének, a klímának és a növényzetnek a változásai az egyensúlyi állapotú ártéri rendszerek átalakulásához vezethetnek (GÁBRIS GY. 2006), amelyre a folyórendszer feltöltéssel vagy bevágódással is válaszolhat, ami eltérő magasságú ártéri szintek vagy teraszok kialakulásához vezet (PÉCSI M. 1959, 1967).

A *hordalékkúpok* felszínén lévő medrek és árterek formálódására is – az alluviális síkságokhoz hasonlóan – a tektonizmus és a klímaváltozások vannak a legnagyobb hatással (KALLMEIER, E. et al. 2010). Míg az ártereken a meder futása leginkább laterális erózióval változhat, addig a hordalékkúpokon gyakran bekövetkezhetnek avulziók (TOOTH, S. et al. 2009). A folyók mintázatváltozása pedig az esésviszonyok és a klíma átalakulására is utalhat (MURKERJI, A. 1990).

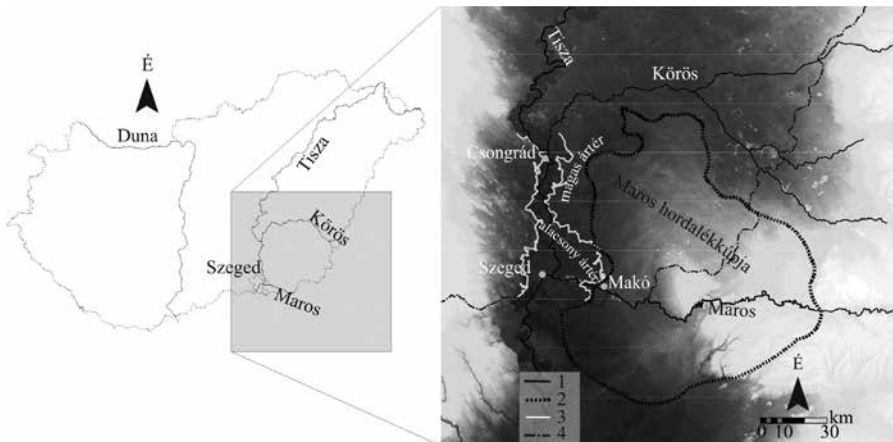
Az Alsó-Tisza mentén a Duna és a Maros hordalékkúpjai közötti keskeny (10–30 km) sávban volt csak lehetőség az ártérképződésre, amit az erre tartó folyók folyamatosan átdol-

gozhattak (SOMOGYI S. 1967). A késő-glaciálisban kialakult, majd a holocén kezdetén két-szintűvé vált és leszűkült (4-10 km) tiszai ártér fejlődését az itt a betorkolló Maros futásának és vízhozamának változásai is erősen befolyásolhatták. Vizsgálatunk célja a paleo-medrek segítségével feltárt fluviális környezet és az egykori klimatikus viszonyok összevetése, valamint az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros-hordalékkúp fejlődésének összekapcsolása.

A vizsgálati terület

Az *Alsó-Tisza* menti árterek és a Maros hordalékkúpjának fejlődése szorosan kapcsolódik egymáshoz, hiszen a Maros jelentős vízhozammal járult hozzá a Tisza felszínalakító munkájához. A mai Körös-torkolattól délre eső Tisza menti területen csupán két ártéri szint alakult ki (KISS T. et al. 2012), melyek között markáns perem húzódik. Az alacsonyabb szint létrejöttét (1. ábra) a kutatók részben klimatikus (MEZŐSI G. 1983), részben tektonikus okokkal magyarázzák (SOMOGYI S. 1967, KISS T. et al. 2012). A bevágódás elindulását egyes kutatók a holocén kezdetére teszik a (SIPOS Gy. et. al. 2009), ám a folyamat jóval későbbi kezdete sem zárható ki (GÁBRIS Gy. 1995). A korábbi, magasabb ártérfelszín csak a Tiszától keletre maradt meg, így a formák csak itt őrződtek meg.

A *Maros hordalékkúpjának* kialakulása a pleisztocén elején kezdődött (BORSY Z. 1989, MOLNÁR B. 2007). A hordalékkúp sugara 80-100 km, észak-északnyugati megnyúltságát (1. ábra) a Körös-medence süllyedése okozhatta (NÁDOR A. et al. 2007). A hordalékkúp felszíni formáinak korát KISS T. et al. (2013) határozták meg.



1. ábra A vizsgált terület: az Alsó-Tisza menti ártéri szintek és a Maros hordalékkúpja. 1 – jelenlegi folyóhálózat; 2 – Maros hordalékkúp pereme; 3 – tereplépcső; 4 – országhatár

Figure 1 The study area consists of the floodplain levels of the Lower Tisza River and the alluvial fan of the Maros River. 1 – present-day river system; 2 – margin of the Maros alluvial fan; 3 – rim of the floodplain; 4 – country border

Az alkalmazott módszerek

Medrek azonosítása és vízhozamaik számítása

Az egykori formákat és az ártéri szinteket a hazai területen 1 : 10000, míg a szerbiai és romániai részekben 1 : 25000 méretarányú topográfiai térképeken dolgoztunk fel ArcGIS

10 szoftvert használva. A meanderező paleo-medreknek meghatároztuk a horizontális kanyarulati paramétereit (W : szélesség; R_c : görbületi sugár; L : ívhossz és H : húr hossz), majd egykori mederkitöltő vízhozamuk becsléséhez LEOPOLD, L.–WOLMAN, M. (1957), DURY, G. (1976), MACKEY S. (1993), valamint SÜMEGHY B.–KISS T. (2011) képleteit használtuk fel. (Ezek előzetes adataink szerint túlbecslik a vízhozamokat, mivel a medrek igen sekélyek lehettek és a számításokhoz a már szabályozott medrek vízhozamát vehettük csak alapul.)

A medrek korának meghatározása

A felszínfejlődés rekonstrukciójához OSL kormeghatározást alkalmaztunk. A paleo-medrek övzónyorsorai alapján állapítottuk meg a fejlődési időszakokat. A Tisza menti árterek és a Maros hordalékkúpjának üledékei különböznek egymástól, így a kormeghatározáshoz finom és durva szemcsés módszert is alkalmaztunk.

Az inkább finom szemcsés tiszai üledékek 4–11 μm -es frakcióját desztillált vizes, illetve acetonos ülepités segítségével, a homokos marosi üledékek 90–150 μm -es, illetve 150–220 μm -es frakcióját szitálással szeparáltuk. A mész és a szervesanyag eltávolítása után elkülönítettük a minták kvarc tartalmát. Ehhez a finom frakciót egy héten át hexa-fluoro-szilícium savval marattuk, a durva frakciónál nehéz folyadékos elválasztást, illetve 50s HF-maratóást alkalmaztunk. Az OSL mérésekhez a finomszemcsés mintákat alumínium, a durva szemcsés mintákat acél korongokra vittük fel.

Az OSL mérések RISØ DA-15 típusú TL/OSL műszerrel történtek. A minták hőkezelése szempontjából legalkalmasabb előmelegítési hőmérsékleteket plató tesztek segítségével határoztuk meg, végül az OSL méréseket 200–220 °C-os előmelegítés mellett végeztük.

A minták által elnyelt dózis – paleodózis vagy egyenérték dózis – (D_e) nagyságát az ún. egymintás regenerációs (SAR) mérési protokoll segítségével határoztuk meg (WINTLE, A. G.–MURRAY, A. S. 2006). A méréseket Analyst 3.24 (2007) szoftverrel értékeltük ki. A finom szemcsés mintáknál a méréseket 18–24 korongon végeztük el, és az eredmények átlagát és standard hibáját vettük alapul a további számításokhoz. A durva szemcsés mintáknál a mérések 48–96 korongon történtek, ez esetben az adatok szóródásának megfelelően minimumkor elemzést használtunk a helyes egyenérték dózis meghatározásához.

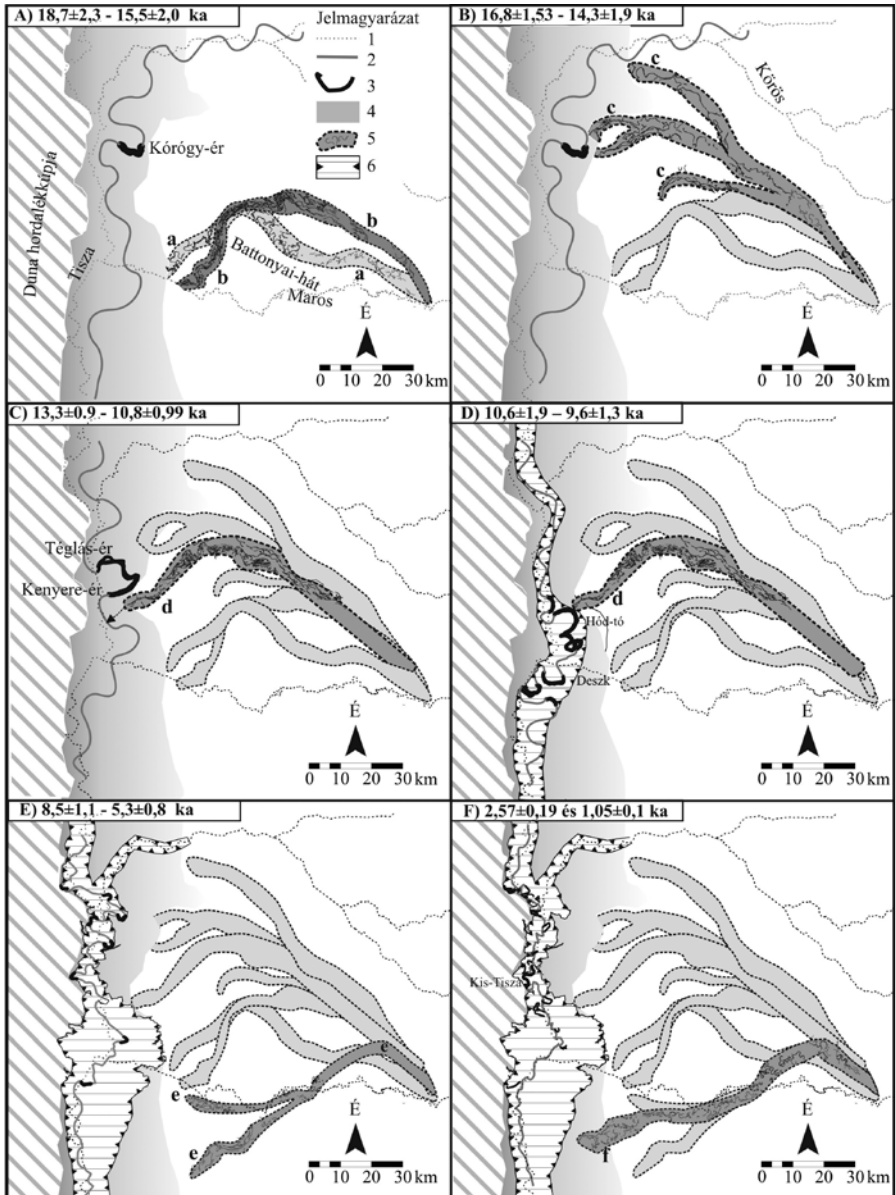
A környezeti dózisteljesítményt (D^*) a mintákat befoglaló kiszáritott üledék nagy felbontású gamma spektroszkópiás elemzésével, a bennük lévő ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és K (%) koncentráció alapján határoztuk meg, ADAMIEC, G.–AITKEN, M. (1998) konverziós együtthatói alapján. A nedves közegre vonatkozó dózisteljesítményt a nedvességtartalmat és a talajvíz szintjét figyelembe véve adtuk meg. A kozmikus sugárzás intenzitását PRESCOTT, J.–HUTTON, J. (1994) módszerével számítottuk ki.

A kutatási eredmények

A Maros hordalékkúpján a felső-pleniglaciális óta végbement fluvialis folyamatok térben és időben is összekapcsolhatók az Alsó-Tisza mentén kialakult ártéri szintek formálódásával. Összesen hat (A–F) fejlődési időszakot különítettünk el (2. ábra), azonban mivel a Tisza ártere szűk, ezért a legidősebb (a–c) Maros futásvonalak idejéből csak egyetlen Tisza meder maradt fenn, a többi eltemetődött vagy megsemmisült.

A legidősebb felszíni Maros meder a hordalékkúp középső részén található és a felső-pleniglaciálisban ($18,7 \pm 2,3$ – $16,3 \pm 1,9$ ka) volt aktív (2A. ábra, **a-futásvonal**). Ekkor a meanderező Maros az Alföldre lépve először északra tartott, majd megkerülve a Battonyai-hátat délnyugat felé fordult. A kanyarulatok átlagos görbületi sugara 285 m ($R_c = 80$ -

735 m), átlagos ívhossza 1180 m ($L=245-3875$ m), míg átlagos húrhossza 700 m ($H=160-1805$ m). Ezen paraméterek alapján a Maros mederkitöltő vízhozama $2200 \text{ m}^3/\text{s}$ lehetett, ami mai vízhozamának nagyjából háromszorosa.



2. ábra A Maros és a Tisza futásának változásai a felső-pleniglaciálitól napjainkig (A-F).

1 – a folyók mai vonala; 2 – a Tisza egykori futásiránya; 3 – adott időszakban aktív Tisza meder; 4 – magasabban elhelyezkedő ártér; 5 – adott időszakban aktív Maros futásvonal; 6 – bevágódó alacsonyabb helyzetben lévő ártér

Figure 2 Channel changes of the Tisza and Maros Rivers since the Upper Pleniglacial (A-F). 1 – present-day course

of the rivers; 2 – former course of the Tisza; 3 – active Tisza channel at the given period;

4 – upper floodplain level; 5 – active Maros channel at the given period; 6 – incised lower floodplain level

A hordalékkúp felszínén azonosítható következő futásvonal kora ($15,5 \pm 2,0$ ka) közel áll a legidősebb *a*-futásirányhoz, azonban fonatos mintázata és iránya alapján elkülöníthető (2A. *ábra*, *b*-futásvonal). Ekkor a hordalékkúp csúcsi részén a Maros északabbra tolódott, majd a Battonyai-hátat északról megkerülve, az előző vízfolyás medreit részben átdolgozva a Maros mai torkolata környékén érte el a Tiszát.

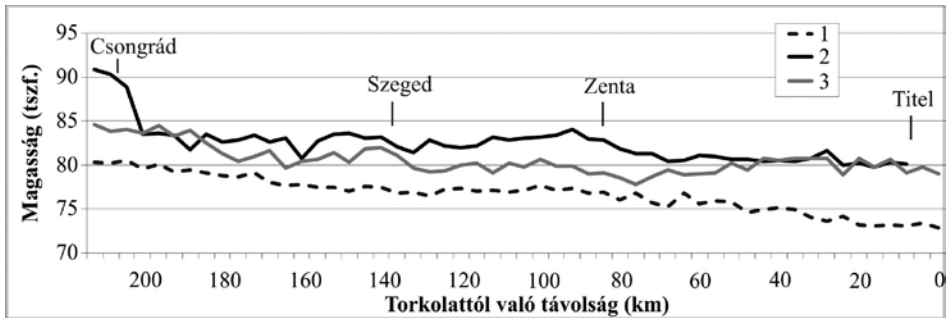
Ezt követően ($15,2 \pm 2,0$ – $14,3 \pm 1,9$ ka) a Maros északabbra tolódott, és létrehozta a három különböző folyásirányú *c*-futásvonalat (2B. *ábra*). A három jórészt meanderező (és anasztomizáló) futásvonal kanyarulatai nőttek: átlagos görbületi sugaruk 450 m ($R_c = 100$ – 1730 m), átlagos ívhosszuk 1475 m ($L = 320$ – 4920 m), és átlagos húr hosszuk 990 m ($H = 257$ – 3479 m), így mederkitöltő vízhozamuk 2000 – 2500 m³/s lehetett (KISS T. et al. 2013). A futásvonalak ekkor valószínűleg egyszerre is aktívak lehettek, vagy a folyó sűrűn változtatta a medrét (KISS T. et al. 2013).

A Maros felső-pleniglaciális korú *a-c* futásvonalával egyidőben a Tisza a mai magasabb árteret formálta (2A-B. *ábra*). Ebből az időből csak egy meander maradt fenn (Kórógy-ér: $16,8 \pm 1,53$ ka), mely kanyarulati paramétereit alapján ($R_c = 2880$ m, $L = 5900$ m, $H = 5500$ m) igen jelentős vízhozammal rendelkezett ($11,1$ – $12,5$ ezer m³/s – a mai érték 5–7-szerese). A nagy vízhozamhoz már a betorkolló Maros is hozzájárult, hiszen amikor a Maros a hordalékkúp északi-északkeleti részét építette, a Tiszába az Alsó-Tisza vidék északi részén, illetve a Körösök mentén csatlakozhatott. A legészakabbra tartó Maros meder is a Tiszába torkollott, hiszen aktivitása idején ($15,1 \pm 1,9$ éve) a Tisza még a Körösök süllyedéke felé tartott, és ekkortájt (ca. 14 – 16 ezer éve) tevődött át a Bodroghözbe (NÁDOR A. et al. 2007).

A Maros megközelítőleg $12,4 \pm 2,1$ ezer éve délebbre tevődött, a hordalékkúp középső részére (2C. *ábra*, *d*-futásvonal). Ekkor csupán egy medret táplált, mely a hordalékkúp csúcsi részén anasztomizáló, majd a hordalékkúp középső részén fonatos. Ezt a mintázatot felülírta egy meanderező vízfolyás a peremi részeken, majd az előtéri, enyhe lejtésű területeken ismét fonatos mintázat alakult ki. A mintázat sűrű váltását a hordalék hozamában és szemcseméretében, illetve az esésben bekövetkező változás okozhatta (KATONA O. et al. 2012). A meanderező szakasz $12,4 \pm 2,1$ – $9,6 \pm 1,3$ ka között aktív lehetett. A Maros méretei tovább nőttek, így átlagos görbületi sugara 590 m ($R_c = 129$ – 1460 m), átlagos ívhossza 2395 m ($L = 345$ – 7859 m), míg átlagos húr hosszba 1400 m ($H = 195$ – 3557 m). A fonatos szakaszok szélessége $1,1$ – $3,4$ km között változott. Ekkor a Maros vízhozama igen magas lehetett, hiszen a *d*-futásvonalon kívül a legidősebb *a*-futásvonal ismét aktív vá válhatott és az egykori mederben kialakult, hasonló korú ($12,9 \pm 1,4$ ka és $11,4 \pm 1,7$ ka) misfit vízfolyás is szállíthatott vizet. Így az egy időben létező két meder együttes mederkitöltő vízhozama megközelíthette a 3200 – 3500 m³/s-ot (KISS T. et al. 2013).

A Maros *d*-futásvonalának medre az Alsó-Tisza-vidék középső részén torkollhatott a Tiszába, melynek ebből az időből fennmaradt medrei mindkét ártéri szint területén megtalálhatóak. A magas ártéren fekvő Kenyere-ér kora $13,3 \pm 0,9$ – $10,8 \pm 0,99$ ka (SIPOS GY. et al. 2009, HERNESZ P.–KISS T. 2013), míg a Téglás-ér $12,21 \pm 1,53$ ka éves. Ezek a paleo-medrek viszont a korabeli Maros torkolatától északabbra helyezkednek el, amit a mederfenék iszapos-agyagos üledékei is bizonyítanak, ugyanis a Maros homokanyagát nem találtuk meg a Tisza fenéküledékeiben. A Tiszának ugyanakkor nagy mennyiségű, a lösz lepusztulásából származó lebegtetett üledéke lehetett (RÓNAI A. 1985, KASSE, C. et al. 2010). A magasabb ártér területén fennmaradt egykori Tisza-medrek hatalmas méretűek voltak ($L = 7$ – 14 km, $H = 5$ – 12 km), amely 10 – 15 ezer m³/s-os mederkitöltő vízhozamot jelez. Tehát a késő-glaciális idején mind a Tisza, mind a Maros vízrendszerében nagymértékű lehetett a lefolyás. Míg a Maros *d*-folyásiránya több ezer éven keresztül csaknem változatlan volt, addig a Tisza bevágódott az árterébe és létrehozta az alacsonyabb ártéri szintet (2D. *ábra*). A pleisztocén-holocén határán elinduló bevágódási folyamat tektonikai

okokkal is magyarázható (Kiss T. et al. 2012). Ezt támasztja alá a két ártéri szint divergens futása, hiszen magasságkülönbségük a dunai torkolatánál 6,3–7,5 m, míg az Alsó-Tisza vidék északi felében már csak 3,7–4,8 m (3. ábra). A kialakult alacsonyabb ártéri szint területén is hatalmas Tisza medrek maradtak fenn (Hód-tó: $R_c=3,6$ km, $L=12,1$ km, $H=7,4$ km; Deszk: $R_c=2,8$ km, $L=7$ km, $H=5,6$ km). Ezek közül az északabbra lévő Hód-tavi paleo-mederbe érkezett a Maros *d*-futásvonala. A délebbre elhelyezkedő deszki meder kora $10,6 \pm 1,9 - 8,0 \pm 0,7$ ka, melynek magas vízhozama (10–13 ezer m^3/s) már a betorkolt Maros vizét is tartalmazhatta.



3. ábra Az alacsonyabb (1) és magasabb ártéri szintek (2 – nyugati oldal; 3 – keleti oldal) magasság különbsége Csongrád és a Tisza dunai torkolata között.
 Figure 3 Elevation differences between the lower (1) and higher floodplain levels (2 – western side; 3 – eastern side) from Csongrád to the conjunction of the Tisza and Danube

A Maros folyásiránya jelentősen átrendeződött a holocén elején, hiszen kb. 8 ezer éve délről került meg a Battonyai-hátat és a hordalékkúp déli, romániai részét kezdte építeni (2E. ábra, *e*-futásvonal). Ennek a jelentős átrendeződésnek a hátterében az a süllyedés állhat, ami az alacsonyabb ártér kialakulásához vezetett a Tisza mentén, és amely észak felé egyre kisebb bevágódást okozott. Ugyanis ez a Maros erózióbázisának erőteljes süllyedését is jelentette, így egy avulzió révén a Maros $8,5 \pm 1,1$ ka ezelőtt délre fordult. A medrek kora egyidejűleg két, nyugat felé tartó folyásirányt is jelez (*e*-futásvonal; Horia: $8,0 \pm 1,1$ ka, Sânpaul: $8,5 \pm 0,9$ és $5,3 \pm 0,8$ ka). Az avulzióval kialakult idősebb meder (Lovrin: $7,1 \pm 1,1$ ka) fonatos mintázatú, amit a hirtelen megnövekedett esés okozhatott. Ennek vízhozamát KATONA O. et al. (2012) kb. $1970 m^3/s$ -re becsülte. Ugyanezen folyásirányhoz tartozó, fiatalabb (Sânnicolau Mare: $6,1 \pm 1,1 - 3,5 \pm 0,4$ ka) meanderező meder már kissé északabbra folyt. A meder kanyarulatai nagyok, hiszen az átlagos görbületi sugár 560 m ($R_c = 375-745$), átlagos ívhossz 2070 m ($L = 1800-2340$) és az átlagos húr hossz 925 m ($H = 610-1240$). Ezek az értékek arra utalnak, hogy ekkor a Maros a fonatos mederhez hasonló vízhozamot (kb. $2000 m^3/s$) szállított. Ekkor a Maros torkolata a mai torkolattól délebbre (10–60 km) lehetett, és a megnövekedett esés és a nagy vízhozam szerepet játszhatott a Tisza menti alacsonyabb ártér déli részének kiszélesítésében. A Maros torkolattól északabbra, a Tisza alacsony árterén a mai Tisza vonalától távolabb eső, tehát idősebb Tisza medrek mérete kisebb ($R_c = 650-1000$ m, $L = 2500-5000$ m, $H = 1200-2000$ m), mint a holocén eleji medreké (pl. Deszk, Hód-tó), tehát a Tisza mederkitöltő vízhozama 2–4 ezer m^3/s -ra csökkent (70–80%-al). Ez jelentősebb, mint a Maroson tapasztalt (30%) csökkenés, ami a vízgyűjtők eltérő aktivitására utal.

A Maros legfiatalabb ($1,9 \pm 0,3 - 1,6 \pm 1,3$ ka) *f*-futásvonalában jelenleg az Aranka fut (2F. ábra). Ennek a meanderező medernek az átlagos görbületi sugara 450 m ($R_c = 350-550$ m), átlagos ívhossza 1960 m ($L = 1500-2650$ m), míg átlagos húr hossza csupán 680 m ($H = 540-$

820 m), ami csökkenő vízhozamra utal (kb. 1400 m³/s). Tehát a Maros csupán 2–3 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét a hordalékkúp középső tengelyében. A Maros vízhozam-csökkenésével egy időben a Tisza vízhozama is csökkent, és ekkor jöttek létre az alacsony ártéren előforduló legkisebb medrek ($R_b = 300\text{--}650$ m, $L = 1500\text{--}2500$ m, $H = 600\text{--}1200$ m, amelyek mederkitöltő vízhozama 800–2000 m³/s). Nagyobb árvizek alkalmával a Tisza menti központi sávban a meder gyors áthelyeződése könnyen végbemehetett, amit bizonyít egy 360 ± 40 évvel ezelőtti bekövetkezett avulzió is (HERNESZ P. – KISS T. 2013).

Összefoglalás

A felszíni paleo-medrek arra utalnak, hogy a pleisztocén végén és a holocén elején (kb. 18-8 ezer éve) a Tisza és a Maros is a jelenleginél jóval nagyobb mederkitöltő vízhozammal rendelkezett (Tisza: 10–15 ezer m³/s – a mai 5–8-szorosa, Maros: 2–3500 m³/s – a mai 3–5-szöröse). A meanderek méretei a vízhozam fokozatos csökkenését mutatják a holocénben, s végül a szubatlantikus fázisban alakultak ki a legkisebb, jelenlegi vízhozamot tükröző medrek (Tisza: 1980 m³/s, Maros: 680 m³/s).

A víz- és hordalékhozamban bekövetkezett változások a Tiszán nem okoztak mintázatváltást, csupán a meanderek mérete változott. A Maros hordalékkúpján azonban ugyanazon futásvonal mentén is megfigyelhető mintázatváltozás, amit az esésben és a parti növényzetben bekövetkezett változások okozhattak.

Az alacsonyabb ártéri szint kialakulása a Tisza mentén északra haladó, holocén eleji tektonikus eredetű bevágódáshoz köthető, amit az ártéri szintek divergens futása is bizonyít (3. ábra). A Tiszának, mint erózióbázisnak a süllyedése hozzájárult a Maros 8,5 ± 1,1 ezer éve bekövetkezett avulziójához is (e-futásvonal), ami a megnövekedett esés miatt fonatos mintázatot eredményezett. Ez példázza, hogy az ártéren zajló folyamatok hogyan képesek visszahatni a magasabb fekvésű hordalékkúpok fejlődésére.

Az Alsó-Tisza mentén csupán két ártéri szint elkülönítése lehetséges, míg a Közép-Tiszán négy ártéri szint alakult ki (KASSE, H. et al. 2010., GÁBRIS GY. et al. 2012), és csak a legfiatalabb, szubboreális korú, tektonikus eredetű bevágódást követte markáns perem kialakulása, míg a korábbi bevágódásokat a klíma és a növényzet megváltozásához kötik. A Tisza vajdasági szakaszától északra ható, tektonikus eredetű bevágódás a késő-glaciális és a holocén határán érte el az Alsó-Tisza környékét és járult hozzá (a klimatikus viszonyok mellett) az alacsonyabb ártéri szint kialakulásához. A folyamat a holocén közepén (kb. 4-5 ezer éve) jelentkezhetett a Közép-Tisza területén, kiformálva a legfiatalabb ártérperemet, így a két ártéri szint kialakulását tekintve talán rokonítható egymással.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást támogatta az OTKA 83455 sz. pályázata, az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj programja, és az EU és Magyarország TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 sz. „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program”-ja, és a HURO/1101/126/2.2.1. „EnviArch” projekt.

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

SÜMEGHY BORBÁLA
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
sunbori@gmail.com

HERNESZ PÉTER
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
herneszeti@gmail.com

SIPOS GYÖRGY
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
gysipos@geo.u-szeged.hu

MEZŐSI GÁBOR
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
mezosi@geo.u-szeged.hu

IRODALOM

- ADAMIEC, G. – AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. – *Ancient TL* 16. 2. pp. 37–49.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* 38. 3–4. pp. 211–224.
- DURY G. 1976: Change prediction, present and former, from channel dimensions. – *J. Hydrology* 30. pp. 219–245.
- GÁBRIS Gy. 1995: A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén ökoszféra változásainak tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 119. 1. pp. 3–10.
- GÁBRIS Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigén-izotóp-sztratigráfiai tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 130. 3–4. pp. 123–133.
- GÁBRIS Gy. – HORVÁTH E. – NOVOTHNY Á. – RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. – *Netherlands Journal of Geosciences* 91. 1–2. pp. 111–128.
- HERNESZ P. – KISS T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. – *Hidrológiai Közöny* 93. 2. pp. 13–19.
- KASSE, C. – BOHNCKE, SJP. – VANDENBERGHE, J. – GÁBRIS, Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). – *Pro. of the Geol. Ass.* 121. 2. pp. 180–194.
- KATONA O. – SIPOS, Gy. – ONACA, A. – ARDELEAN, F. 2012: Reconstruction of water discharge and investigation of fluvial architecture at the Orosháza paleochannel by the means of geophysical methods, preliminary. – *Journal of Env. Geo.* 5. 1–2. pp. 29–38.
- KISS T. – HERNESZ P. 2011: Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. – *Földrajzi Közlemények* 135. 3. pp. 261–275.
- KISS T. – HERNESZ P. – SIPOS Gy. 2012: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. – *J. of Env. Geo.* 5. 1–2. pp. 1–10.
- KISS T. – SÜMEGHY B. – SIPOS Gy. 2013: Late Quaternary paleodrainage reconstruction of the Maros River alluvial fan. – *Geomorphology* 204. 49–60.
- LEOPOLD, L.B. – WOLMAN, M.G. 1957: River Channel patterns: braided, meandering and straight. – *Geological Survey Professional Paper* 282-B. United States Government Printing Office, Washington.
- MACKEY, S.D. 1993: Theoretical modeling of alluvial architecture. PhD thesis, State University of New York, Binghamton, NY.
- MEZŐSI G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. – *Alföldi Tanulmányok* 7. pp. 59–74.
- MOLNÁR B. 2007: A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése. – *Hidrológiai Közöny* 87. 2. pp. 27–30.
- MURKERIJ, A.B. 1990. The Chandigarh Dun alluvial fans: an analysis of the process–form relationship. In: RACHOCKI, A. – CHURCH, M. (eds.): *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester. pp. 131–149.
- NÁDOR A. – THAMÓ-BOZSÓ E. – MAGYARI Á. – BABINSZKI, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Sedimentary Geology* 202. 1–2. pp. 174–192.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. Akadémiai Kiadó, Budapest. 346 p.
- PÉCSI M. 1967. Dunamenti-síkság. A domborzat kialakulása és mai képe. – In: *A dunai Alföld* (szerk. MAROSI S. – SZILÁRD J.) Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 165–176.
- PÉCSI M. 1991. Geomorfológia és Domborzatminősítés – MTA-FKI kiadása, Budapest, 296 p.

- PRESCOTT, J. R.–HUTTON, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements* 23. pp. 497–500.
- RITTENOUR, T.M. 2008: Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. – *Boreas* 37. pp. 613–635.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 21. 446 p.
- SIPOS GY.–KISS T.–KOROKNAI L.–HORVÁTH Zs. 2009: Pleisztocén és holocén medrek vizsgálata az Alsó-Tiszavidéken. Tudományos Konferencia, PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs.
- SOMOGYI S. 1967: Ósföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. – *Földrajzi Értesítő* 16. pp. 319–337.
- SÜMEGHY B.–KISS T. 2011: Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. – *J. of Env. Geo.* 4. 1–4. pp. 11–17.
- TOOTH, S.–RODNIIGHT, H.–MCCARTHY, T.S.–DULLER, G.A.T.–GRUNDLING, A.T. 2009: Late Quaternary dynamics of a South African floodplain wetland and the implications for assessing recent human impacts. – *Geomorphology* 106. 3–4. pp. 278–291.
- WINTLE, A.G.–MURRAY, A.S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single – aliquot regeneration dating protocols. – *Radiation Measurements* 41. pp. 369–391.

A JÓ IDŐBEN A JÓ HELYEN: DUNA-MENTI ÁRTÉRFEJLŐDÉS ÉS A RÓMAI KORI BRIGETIO

NAGY BALÁZS – DEÁK MÁRTON – VICZIÁN ISTVÁN
– JÁMBOR ZSÓFIA – RUPNIK LÁSZLÓ

IN GOOD TIME, GOOD PLACE: FLOODPLAIN EVOLUTION ALONG THE DANUBE
AND THE ROMAN BRIGETIO

Abstract

The birth and thriving of Brigetio is directly connected to the geomorphological surface evolution of Danube's valley and the alteration of floodplains. Present study aims to create a synthesis for the natural and anthropogenic environment of the Roman center. Brigetio was a base for one of the Pannonian legions that had to be defended from attacks, therefore the romans created an artificial lake (the later swamp) damming the Fényes-patak and the Danube's floodwaters into an already inactive Danube-subchannel. The city had to be built where the town of Szőny is today: to the highest regions, the levees of the former "Brigetio Island".

Romans built their legionary camp and settlements in good time, good place. Before the Romans the higher floodplain surface of the „Brigetio Island” was frequently inundated by the Danube. But the thriving of the city brought such human environmental impact (large swampy area caused by embankment, channel-crossing road), which made the Brigetio area less suitable for habitation again following the Roman era – until the river- and floodplain regulations of the 18th century.

Keywords: Brigetio, Danube floodplain, levee, Roman embankment construction, GIS

Bevezetés

A római határvédelmi rendszer menti települések egyik legfontosabbika Brigetio volt. Különleges helyen fekszik: egy egykori dunai szigeten, ami azonban nem volt állandóan lakott – sem a rómaiak előtt, Brigetio helyén pedig még a rómaiak után másfél évezredig. Vajon miért épp a római időkben népesedett be, mi segítette és mi korlátozta az itteni megtelepedést? Milyen természeti és antropogén folyamatok határozták meg a térség birtokbavételét majd kiürülését?

A vizsgált terület a Győr–Tatai-teraszvidék kistájhoz tartozik, itt állt Brigetio legiotáborra és Azaum/Odiavum (Almásfüzitő) segédcsoport tábora. Mellettük polgári települések, temetők, ipari jellegű létesítmények (vízvezeték, fazekastelepek), őrtornyok és egy menettábor helyezkedett el (BARKÓCZI L. 1944-51; BORHY L. 2006; BORHY L. et al. 2011; SZABÓ M. 2011; SZABÓ M. – VISY ZS. 2011).

Brigetio településrendszere a Duna jobb partján létesült a Kr. u. 1. század közepétől kezdődően. Fénykorát a Kr. u. 3. század elején élte, ám ezt követően fokozatos hanyatlásnak indult. A lakosság nagyobb részben elmenekült, részben pedig a legiotábor közvetlen közelébe, majd azon belülre húzódott vissza (BARKÓCZI L. 1944-51; BORHY L. 2006). A Kr. u. 5-6. századból még szórványosan hun és longobárd kori tárgyak ismertek a területről, de a település kontinuitására nincs régészeti adat (KISS A. 1981; BORHY L. 2011).

A csak mintegy 200-250 éves időtartamú intenzív benépesülés, ill. az ezt megelőző érintetlenség, majd az azt követő elhagyatottság magyarázata feltevésünk szerint geomorfológiai és hidrográfiai tényezőkben keresendő. A térséggel korábban legrészletesebben foglalkozó elemzés (PÉCSI M. 1959), a kérdéses területet pleisztocén teraszszigetként értelmezi: a II/a teraszba mélyülő Ős-Duna meder az óholocén folyamán választotta le ezt a déli háttérte-

rületről. Ám mindez nem ad választ a településtörténeti sajátosságok felvetette kérdésekre. Feltételezhető azonban, hogy egy különleges ártéri-, ill. mederfejlődési folyamatsorban rejlik a római kori megtelepedés-, majd Brigetio későbbi elnéptelenedés-magyarázata.

Módszerek

1:10000-es méretarányú topográfiai térképek alapján elkészítettük a térség digitális domborzatmodelljét. Ennek felhasználásával, valamint légifotók és űrfelvételek támogatásával, de alapvetően terepi vizsgálatok alapján részletes geomorfológiai térkép született. A terasz-ártér elemzések során a domborzatmodellből levezetett sávszelvények segítettek a domborzati egységek elhatárolását. A Brigetiótól délre fekvő ős-Duna-ág területén szisztematikus fúrásorozatot végeztünk (max. 420 cm mélységig), a mederkitöltések felső 2 méteréről szelvényeket elemeztünk. A megtelepedés, ill. területhasználat szempontjából alapvető fontosságú vízelöntéseket több időszakban modelleztük, térinformatikai elemzéseinket elsősorban ArcGIS 10.0-s környezetben végeztük. A régészeti feltárások területi adatait az ELTE BTK Ókori Régészeti Tanszéke, valamint az MTA-ELTE Interdiszciplináris Régészettudományi Kutatócsoportja bocsátotta rendelkezésünkre.

Kétarcú terep: teraszvidékek és árterek

A római kori Brigetiónak helyet adó egykori folyami szigetet egy ma is kirajzolódó, ám már feltöltődött ősi Duna-mellékág választja el a déli háttérterületektől (ma ebben halad a Szőny–Füzitői-csatorna). Választójellegén túl e mellékág fontos gyűjtő szereppel is rendelkezik: Almásfüzitőtől keletre ebbe torkollik Tata felől az Által-ér ill. Fényes-patak völgye, ami a Gerecse patakjait és az Által-ér ill. Fényes-patak völgyében fakadó bővizű karsztforrások vizeit gyűjti össze.

E medertől közvetlenül délre fekvő területet a Duna II/b és II/a teraszszintjei alkotják (HORVÁTH A. 2000, 2002). A magasabb II/b terasz futóhomokformák, deflációs mélyedések és maradékgerincek teszik változatosá. A terasz testébe eróziós völgyek vágódnak, a teraszperemen gyakoriak a lejtős tömegmozgásokra utaló formák, illetve a peremen deráziós völgyek is mélyülnek. A II/a terazon a futóhomokformák előfordulása szintén gyakori.

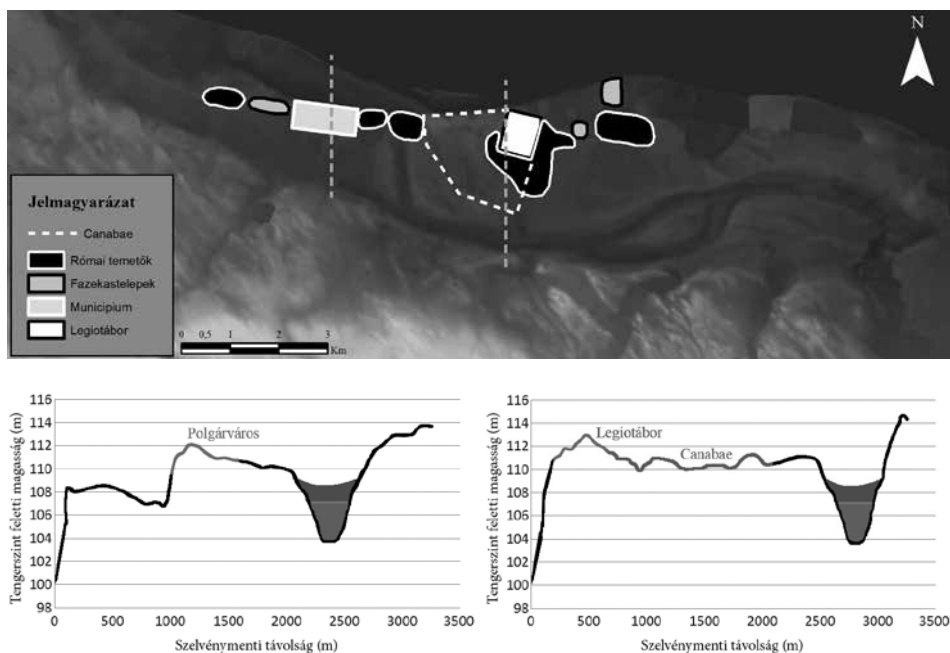
E fentiekhez képest az ősi Duna-melléktől északra, az egykori szigeten az eolikus formakincset ártéri váltja fel: zátonyok, ártéri átfolyási medrek és egy markáns folyóhátrendszer. Az eróziós kapukkal tagolt folyóhától északra egy alacsonyabb szint rajzolódik ki, melyet szintén zátonyok alkotnak.

Az elhagyott medertől délre fekvő terület tehát mind tengerszint feletti magasságában, mind morfológiájában jelentősen elüt a feltöltődött meder és az élő Duna-ág által közbezárt területtől. A II/a teraszszint átlagos tengerszint feletti magassága 115 m, de azokon a területeken, ahol homokbuckák jöttek létre, elérheti a 120 métert is. Ezzel szemben a medertől északra az átlagos tengerszint feletti magasság 109 m, ennél 2-3 méterrel magasabb értékek csak a folyóhátakon adódnak.

A területről készített sávszelvény is alátámasztja, hogy egyértelműen elkülönül az ősi Duna-melléktől délre és északra eső terület, mivel a minimum, az átlagos, és a maximum magasság értékekben egyaránt öt méteres különbség figyelhető meg. Mindezek alapján az alacsonyabb területet részben folyóhátal megemelt holocén magasártéri szintnek, részben alacsony ártérnek tekinthetjük.

Régészeti lelőhelyek és a mai települések elhelyezkedése

A rómaiakat megelőző megtelepülés az egykori sziget területéről nem ismert. A későbbi lelőhelyek többsége a sziget északi felén, a folyóháton, és a központban dél felé húzódva található (1. a, b, c ábra). A legiotábort körülvevő temető, illetve a *canabae* (táborváros) a dél felé tartó, átfolyási medrek közötti hátakon épült ki (a temető túlzott déli kiterjedése 20. század közepi becslést adhat pontatlanságából fakad).



1. a. ábra „Brigetioi-sziget” domborzatmodelljén kijelölt két keresztmetszet elhelyezkedése: a nyugatabbi a polgárvárosra, a keleti a *canabae* területén halad át. A domborzatmodell segítségével készült keresztmetszelveken (1. b, 1.c) jól látszik, hogy mind a legiotábor, mind pedig a polgárváros az egykori sziget legmagasabb részén, a folyóháton terült el, 2-3 m-es szintkülönbséget hagyva az árvizek számára. A déli mederben jelöltük az egykori mederalj mélységét, a mai feltöltődés mértékét és vízszintes vonal mutatja a római út szintjét

Figure 1. a-b-c Cross-profiles of the „Brigetio Island” – through the Roman *municipium* and *canabae*. These inhabited places were built on the highest terrains, on the levées of this high floodplain area. The cross profiles show the southern channel bed, the current channel surface and the uppermost layer of the Roman (now buried) channel-crossing road

A mai települések – Komárom és Szőny, valamint részben Almásfüzitő – ráépültek a római kori romokra. Az építkezések során a római falak többségét elbontották, a köveket pedig felhasználták az épületekhez, ám a modern korban is a folyóhátak és a hozzájuk kapcsolódó, dél felé nyúló magasabb térszínek települtek be: Szőny központi része, a *canabae* és a polgárváros közé eső terület, illetve a komáromi rév környéke. A települések legidősebb részei a legmagasabb területeken helyezkednek el, és az Esztergom, illetve Tata felől érkező országút is évszázadok óta ugyanazon a nyomvonalon, a folyóháton halad. A legmélyebb területek azonban ma sincsenek beépítve, még a települések központjában sem. Jól kirajzolódik ez Szőny belső részén, ahol a dél felé nyúló, akár íves utcák kiválóan jelölik a magasabb térszinek futását. A közbeeső területeken, ahol a folyóhát keskenyebb, a település egyutcás.

A rómaiak megjelenése előtt

A térség használatbavétele szempontjából döntő jelentőségű az általunk „Brigetiói szigetnek” nevezett terület fejlődéstörténete. Ennek feltárását a holocén második felére jellemző folyómechanizmus-változások, valamint a régészeti lelőhelyek elhelyezkedésében bekövetkezett változások segítik.

A korai neolitikum idején (az atlanti klímafázis elején) befejeződött utolsó terasz kivésődést követően a térség benépesülése még igen sokáig váratott magára. A magas ártér anyagának felhalmozódása az atlantikum végére és a szubboreális első felére tehető, majd a szubboreális fázis utolsó harmadában zajlott a magas ártér képződése, vagyis a Duna bevágódása és a magas ártér szigetszerű „kiemelkedése” (GÁBRIS GY. 1995, 1997; HORVÁTH A. 2000, 2002).

Ekkorra datálható a Brigetióinak későbbi helyet adó szigettől délre fekvő mederág kialakulása is (DEÁK M. et al 2013), ám a brigetiói térségből semmi nem utal a lakhatóságra: a Duna árvizei még rendszeresen átjárták a szigetet, tovább halmozták az ártéri üledékeket.

A szubboreális fázis legvégén megemelkedő árvízszintek – a Süttő környéki terület lelőhely-elhelyezkedésének elemzése alapján – a korábbi településeket magasabbra kényszerítették: új bevágódás kezdődött (HORVÁTH A. 2002), és ekkorra tehető a vizsgált „Brigetiói sziget” északi peremén a folyóbevágódás, ill. a folyóhát építése, valamint a szigettől délre futó ág inaktívvá válása, nyugati kezdetének malágy-jellegű betömődése.

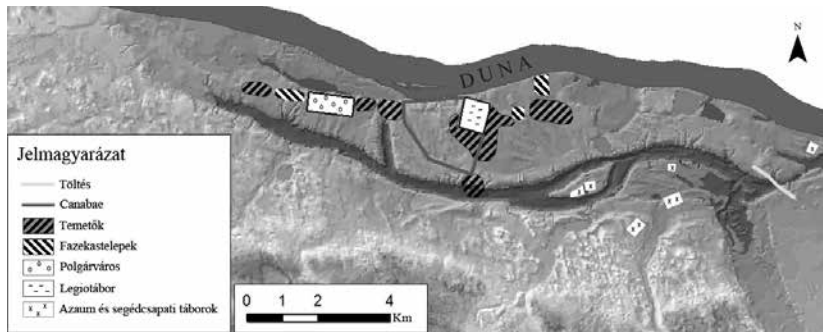
A meder méretére ebben az időszakban a következő adatok utalnak: a kavicsos mederaljat a legmélyebb mederrészen 103,8 mBf szinten értük el, a mai felszín alatt 4,1, a római útszint alatt is kb. 3 méterrel. Ekkortól halmozódtak fel a kavicsos mederalj felett elhelyezkedő ártéri, illetve pangóvízre utaló üledékek.

Az atlantikum végi és szubboreális üledékekből álló korábbi sziget benépesülése csak ezt követően indulhatott meg. A késő-vaskortól az éghajlat kedvezőbbre fordult, a Kárpát-medence területén mediterrán-szubmediterrán jellegű klíma uralkodott, a csapadék mennyisége jelentősen lecsökkent (RÁCZ L. 1993, GRYNÆUS A. 1999., VADAS A. – RÁCZ L. 2010). Az árvízszintek csökkenésével a szubatlantikum letelepülésén (a késő vaskor végén, ill. a római császárkor első két századában) a közvetlen Duna-melléki folyóhátak már lakhatóak voltak. Alacsonyabb vízszint vált uralkodóvá, amit az ekkori, dunaparti telepök gyorsan növekvő száma is mutat.

Brigetio településrendszere így már nem szigeten épült ki: az egykori szigetet délről határoló ős-Duna ág – a malágyon és a folyóhátak között átjutó árvizek hatására – már feltöltődésben volt (fúrásaink és feltárásaink adatai szerint a medermélység mintegy felét ekkor már ártéri üledék töltötte ki, s az ágon átvezető római út alapozása erre települt). A rómaiak töltésépítése, s e déli meder duzzasztott vízzel történő elárasztása azonban az egykori Duna-mellékág feltöltődésének antropogén fejezetét nyitotta meg (2. ábra).

Az egykori szigetet leválasztó Duna-mellékág

A meder kavicsos alját 410 cm-el a felszín (107,9 mBf.) alatt értük el. A fölötte elhelyezkedő üledékösszetétel változatos feltöltődésre utal: pangóvízes állapotok, kiszáradás, dunai hordaléklerakás, eolikus homokszállítás és vastag, mocsári üledékképződés nyomai is feltárnak. Ez utóbbi jó egyezést mutat a történelmi feljegyzésekkel: a térképek és egyéb dokumentumok egy nagy kiterjedésű, járhatatlan, mocsaras területet említenek. Mikoviny Sámuel leírásai szerint kiterjedése 2 mérföld (15,2 km) hosszú és negyed mérföld (1,9 km) széles (DEÁK A. A. 1995).



2. ábra A vizsgált terület domborzatmodellje a 106 mBf-en húzódó szimulált vízelöntéssel, amely a római kori, töltés-építést követő vízborítás lehetett. A déli medren átvezető római út járószintje 1 m-rel e fölött húzódtott. Ez az út az ábra közepén jelölt, feltételezett temető mentén fut. E temető a valóságban nem húzódik rá a mederre, a pontatlanság a Barkóczi László által közölt térképekről digitalizált adatok kisebb pontatlanságával magyarázható.

Figure 2 DDM with the simulated water level at 106 m asl. Due to the Roman embankment, this significant level was 1 m lower than the surface of the main southern channel-crossing road

E meder a római korban és azt követően egészen 1747-ig szinte áthatolhatatlan mocsaras-tavas terület volt. Mikovinyi ekkor rombolta le a mai Fényes-patakon áthaladó vasúti híd helyén állt római, kváderkövekből épült kettős kifolyójú létesítményt. A római töltés-építmény a limes úttöltése volt, ma a Tata–Komárom vasútvonal megy rajta. A felduzzadó víz a Fényes-patak széles völgytalpán elterülve egész Tatáig tavas területet alkotott, nyugati irányban kitöltötte a „Brigetiói sziget”-től délre húzódó régi Duna-mellékágat. Így védelmet nyújthatott a római táboroknak és településeknek. A rómaiak elvonulása után azonban a kezelés nélküli töltés és átfolyó, valamint a medren átfutó, alapozott római út erős mocsarasodáshoz vezetett: 1500 év alatt mintegy 150-200 cm-nyi üledék rakódott a korábban felhalmozódott anyagokra.

Mikoviny szerint: *a vízzel borított síkság könnyen, sőt szükségképpen mocsárrá változott. Ennek nyomait is lehet látni. Mikor csatornát ásnak, a puha sár alatt egy ölnyi mélységben egy más, kemény földtömeget találnak, mely sok helyen kavicssal vagy gyepel van borítva* (BARANYAI J. 1928).

Míndez eltüntette például a Brigetio déli elérését lehetővé tevő, rómaiak által épített, holtmedren átvezető utat is, amelynek járószintje ma 80-100 cm mélyen húzódik a felszín alatt. Fúrásaink és szelvényeink révén azonban előkerült a feltöltődő mederben futó átkelőút töltésanyaga is: a medren keresztül mintegy 1 méter vastagságú és 10 métert meghaladó szélességű homokos agyagsávot terítettek. Erre 20-25 cm vastag, sűrű, sóderes réteg került. Fölötte az egymáshoz illesztett kőlapos réteg már a római út járószintjét jelzi.

A „Brigetiói sziget” a római korban

A rómaiak megtelepedésekor a déli mederágban már nem történt élővíz-áramlás: a nyugati része már korábban malágy szerűen eltömődött. Kisebb patakok ugyan még szálíthattak bele vizet a teraszvidékről, de a mederkeresztmetszet alapján a római időkben a legmélyebb részein már mintegy két méter vastag ártéri üledéksor töltötte ki.

Napjainkban a folyóhát legmagasabb részei 7-8 méterrel magasodnak a Duna mai közép-vízszintje fölé, ráadásul a rómaiak a magas szintek közül is a legkiemelkedőbbeket népesítették be: a lelőhelyek többsége egyaránt 110 mBf felett helyezkednek el. Ez mindenképp magasan az árvízszint fölött volt, tekintve, hogy a Brigetióba délről vezető út holtmedren átvezető járószintje kb. 107 mBf-en futott.

Ám a rómaiak a mai Almásfüzitő térségében a Duna menti utat hordozó töltéspítésbe kezdtek, ami igen nagy előntésekhez, majd a rómaiak utáni elmocsarasodás során az egykor Brigetiónak otthont adó térség hasznavehetetlenné válásához vezettek.

20. századi topográfiai térképeket felhasználva elkészítettük a terület természetes felszínének domborzatmodelljét – az antropogén felszínformálás, tehát mai a kőolaj-finomító, az erődök és lehetőség szerint a vörösiszap-tározók térségének eredeti állapotát mutatva.

A feltöltődött ősi Duna-mellékágban és környezetében, valamint a Fényes-patak völgyében terepi vizsgálatok során elvégzett 28 sekélyfúrásunk során felmértük a különböző rétegsorok vastagságát, a medrek mélységét. Ezek ismeretében modelleztük az egykori mederparamétereket és lehetséges elöntési állapotokat, így megkaptunk további két elméleti, felszínt. Az egyik azt az állapotot mutatja, amelyet a rómaiak birtokba vettek (részlegesen feltöltődött mederrel), a másik a későbbi, immár mocsarasodott felszínt ábrázolja.

A római kori vízrajzi viszonyok rekonstruálása során a töltés mögött felduzzasztott víz szintje vált kulcskérdéssé. Erre vonatkozóan a római töltés és az áteresz méreteinek MIKOVINY féle (in BARANYAI J. 1928) leírását (*almási síkságon át egész a kelet felé kezdődő hegyekig húzódott, 1330 öl hosszú, 20 öl széles, 4 öl magas volt, legnagyobb részét kockakövekkel volt borítva*) és a római kori járószint adatokat vettük alapul. A város, valamint a római töltés és utak magasságát figyelembe véve a (mai) tengerszint feletti 108 m-es magasságot tekinthetjük a római kori legmagasabb duzzasztásnak (3. ábra). Ha ezt vesszük a maximális időszakos, például védelmi elöntésnek, akkor Brigetiotól délre egy legalább 1 km széles, és több mint 10 km hosszán elnyúló tó húzódott, melynek vízmélysége helyenként elérhette a 2-3 métert (de ekkor a déli brigetiói átkelőút is víz alá került).

A folyóhártól északra is jó indikátor ez a vízszint: jelzi, hogy a város még ilyen magas Duna-vízszint esetén is védett maradt az áradások ellen. (A Duna mai középvízszintje Komáromnál kb. 105 mBf, ennél a melegebb és szárazabb, mediterrán jellegű római kori klímán sem feltételezhetjük, hogy magasabb volt: jelzik ezt a fazekastelepek és temetők, melyek nagyobb vízszint esetén már víz alá kerültek volna.)

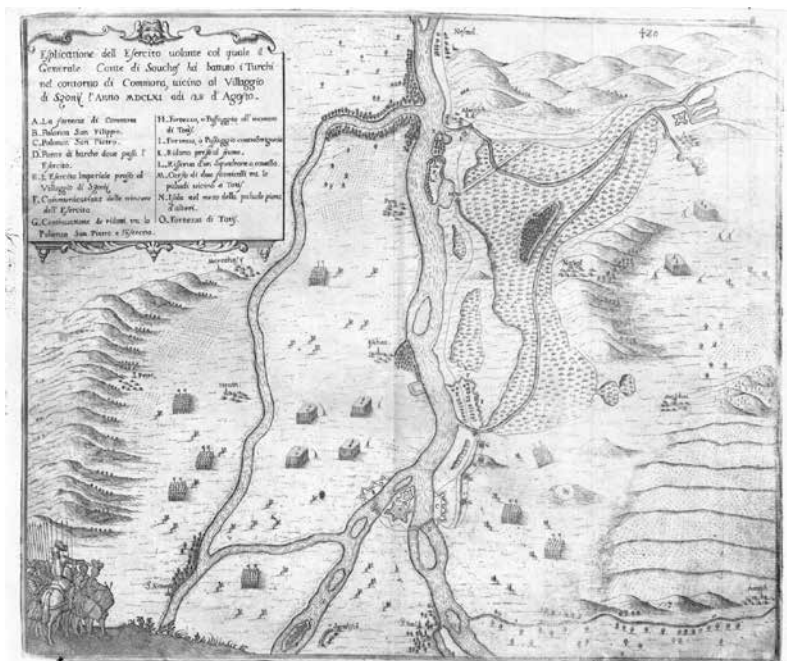


3. ábra A Brigetio környéki maximális vízelöntés 108 mBf-en. Ez a lakott területeket még épp nem érte el, ám a déli megközelítési útvonalat már elöntötte. A római töltéssel megoldható volt e vízduzzasztás – védelmi okokból

Figure 3 The maximum artificial (dammed, protective) water level at 108 m asl. The inhabited terrain was situated just above the flood level

Elmocsarasodó környezet

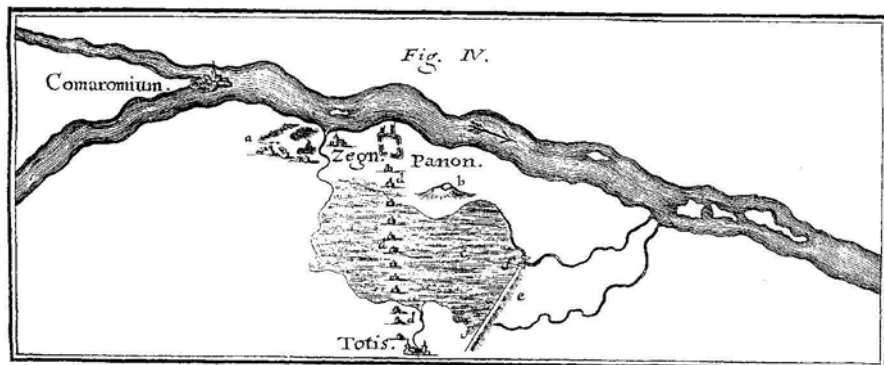
A töltés mögötti üledékfelhalmozódás eredményeként a római kor után a tó fokozatosan feltöltődött, elmocsarasodott, a legkorábbi térképi források (VICZIAN I. 2009.) már ezt az állapotot örökítették meg (4. a, b ábra).



4. a. ábra PRIORATO (1672) térképe az egyik első és ugyanakkor egyik legrészletesebb ábrázolás, amely a mocsaras terület kiterjedésére is utal. Komárom 1661-es ostromát örökíti meg, mutatja a Duna, a mocsár és a Zsitva akkori nyugat-keleti mederszakasza (Komárom–Zsitvató) jelentőségét egy háborús időszakban.

Figure 4.a The map of Priorato (1672) is one of the first detailed sources providing an exact view of the marsh.

It shows the siege of Komárom in 1661. With the help of this map we can understand the importance of the wetlands in wartime and the defensive role of marshes, rivers, and streams



4. b. ábra A vizsgált területtel foglalkozó történeti, régészeti irodalom előszeretettel hivatkozik MARSIGLI (1726) térképére és leírására. Az olasz hadmérnök, térképész és utazó a 17. század végén járt itt és készített térképeket a területről, amin számos akkor még látható római építményt (vízvezeték, római erőd, gát és zsilipek) is feltüntetett.

Mellettük egy nagy mocsaras területet is ábrázolt. Comaromium – Komárom, Zegn – Szöny, Totis – Tata, a – szőnyi római romok, b – ember által épített domb, tetején kisebb erőddel, c – mocsár, amit egy Tatáról jövő patak táplál, d – vízvezeték romjai, e – vízduzzasztó gát, f – zsilipek

Figure 4.b The map of Marsigli (1726) is well known in the archaeological literature. The Italian military engineer and traveller depicts a number of constructions from the Roman period in the environs of Komárom.

Several Roman ruins such as fortresses, a water conduit, even a marsh or lake fed by a stream and a dam with flood-gates could be seen. Comaromium – Komárom, Zegn – Szöny, Totis – Tata, a – Roman ruins at Szöny, b – artificial mound with a small fortress on top, c – marsh fed by a stream flowing from Tata, d – ruins of a water-conduit, e – dam, f – flood-gates

BÉL MÁTYÁS (1735) így ír a Tatáról a Duna felé tartó vízfolyásról: *Zugó néven Naszal (Naszály) falu felé siet. De mivel mindmáig ismét feltartóztatja az a bámulatra méltó partfalú gát, amellyel egykor királyi költségen megfékeztek, egy halastóba ömlik, amely mérföld hosszú, és körülbelül fél mérföld széles. Mert egészen Szőnyig szétterül, és éppen három levezető csatornán ömlik a Dunába, egyiken ugyanannál a Szőny falunál, a másikon Almásnál és a harmadikon, amely a négyyszögletes kövek miatt, amelyekkel kiépítették, a legfőbbik, Füzítőnél.*” A pontosan nem ismert eredetű zsilipek 1747-ig biztosan álltak, ekkor rombolták le: MIKOVINY-t 1746-ban bízták meg a mocsár lecsapolásával és a terület vízmentesítésével (DEÁK A. A. 1995, VICZIÁN I.–HORVÁTH F. 2006). *Két hatalmas zsilipet emeltek tömör kockakövekből, melyek ma is épségben emelkednek ki a vízből* (BARANYAI J. 1928).

Mikoviny elbontotta a zsilipet és két csatornát ásatott a vizek levezetésére. Valójában innentől számíthatjuk az egykori Brigetio vidékének újkeletű használatbavételét: másfél ezer évvel a rómaiak után újra benépesíthetővé és értékesé vált e Duna-menti terület.

Összefoglalás

A „Brigetiói sziget” területe – mint folyóhátal emelt magasáttér – a szubatlanti fázis elejétől volt csak alkalmas a megtelepedésre. Ekkor, mintegy két évszázadig igen fontos római település jött létre a legmagasabb terepszinteken. Brigetio ekkor már félszigeten állt, s a déli határt alkotó ős-Duna-mellékág fontos védelmi szerepkört kaphatott: a feltöltődő holtmedren ugyan utat vezettek át, de szükség esetén mindez elárasztható volt. A rómaiak ugyanis jól használták ki a földrajzi adottságokban rejlő védelmi lehetőségeket és a nagy úttöltéssel vissza tudták duzzasztani a régi Duna-mellékágban és a Fényes-patak völgyében lévő vizeket. Az így kialakult tó vagy mocsár a mai Komárom, Tata és Dunaalmás között terült el. Brigetio hanyatlása után a töltés és a brigetiói déli mederátkelő út – kezelés híján – gyors ütemű mocsarasodást és feltöltődést segítettek elő, mindez pedig alapjaiban gátolta az egykori római település-együttes környezetének lakhatóságát.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA K108667-es pályázata támogatta.

NAGY BALÁZS
ELTE FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
balazs@afoldgomb.hu

DEÁK MÁRTON
ELTE FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
dmarton42@gmail.com

JÁMBOR ZSÓFIA
ELTE FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
zsafiajambor90@gmail.com

VICZIÁN ISTVÁN
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
iviczian@gmail.com

IRODALOM

- BARANYAI J. 1928: Régi utazások Komárom vármegyében: a legrégebb időktől a múlt század közepéig. – Különlenyomat a Komáromi Lapokból, Spitzer S. Ny. pp. 33–95.
- BARKÓCZI L. 1944–51: Brigetio. Dissertationes Pannonicae, Budapest.
- BÉL M. 1735: Descriptio comitatus Comaromiensis. Kézirat, – In: VILMSZY L. (ford.) 1989: Bél Mátyás: Az újkori Magyarország földrajzi-történelmi ismertetése, Komárom vármegye. pp. 1–83.
- BORHY L. – BARTUS, D. – CZAJLIK Z. – RUPNIK L. – SZÁMADÓ E. 2011: Tábor-város a Duna mellett. Brigetio (Komárom/Szőny). Fortress/City next to the Danube. – In: VISY Zs. (szerk.): Rómaiak a Dunánál. A Ripa Pannonica Magyarországon mint világörökségi helyszín, Pécs. pp. 42–51.
- BORHY L. 2011: Das Legionslager Brigetio und sein ziviles und militärisches Umfeld in der Spätantike. In: (hrsg. KONRAD, M. – WITSCHEL, CH.) Römische Legionslager in den Rhein – und Donauprovinzen – Nuclei spätantik-frühmittelalterlichen Lebens? München. pp. 533–547.
- BORHY, L. 2006: Brigetio/Komárom-szőny, Komárno. In: HUMER, F. (hrsg.), Legionsadler und Druidenstab. Vom Legionslager zur Donaumetropole. Textband, Carnuntum-Wien. pp. 152–153.
- DEÁK M. – NAGY B. – VICZIÁN I. 2013: A római-kori Brigetio településviszonyainak térinformatikai elemzése. – In: LÓKI J. (szerk.) Az elmélet és gyakorlat találkozása a térinformatikában IV. Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen. pp. 181–188.
- DEÁK A. A. 1995: Mikoviny Sámuel és a Tata környéki „posványságok” lecsapolása. – Hidrológiai Közöny 75. 5. pp. 289–294.
- GÁBRIS GY. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. – Földrajzi Értesítő 44. pp. 101–109.
- GÁBRIS GY. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. – Földrajzi Közlemények 121. 1–2. pp. 3–16.
- GRYNAEUS A. 1999: Éghajlat Pannoniában. – História 21. 5–6. pp. 4–5.
- HORVÁTH A. 2000: Hazai újholocén klíma és környezetváltozások vizsgálata régészeti adatok segítségével. – Földrajzi Közlemények 124. 1–4. pp. 149–158.
- HORVÁTH A. 2002: Újholocén klíma- és folyóvízi környezetváltozások vizsgálata hazai régészeti adatok segítségével – http://geogr.elte.hu/PHD_konferencia_ELTE_2002/doktori_konferencia_anyagai_2002/horvathaniko.pdf
- KISS, A. 1981: Funde aus dem 5-6. Jahrhundert im Gebiet von Brigetio (V-VI. századi leletek Brigetio területtől). – Folia Archaeologica 32. pp. 191–210.
- MARSIGLI, L. F. 1726: Danubius Pannonico-Mysicus observationibus Geographicis, Astronomicis, Hydrographicis, Historicis, Physicis perlustratus. Amsterdam.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkotása. – Földrajzi Monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest. 345 p.
- RÁCZ L. 1993.: Éghajlati változások a középkori és a kora újkori Európában. – In: R. VÁRKONYI Á. – KÓSA L. (szerk.): Európa híres kertje. Történelmi ökológiai tanulmányok Magyarországról, Budapest. pp. 67–86.
- SZABÓ M. 2011: Élet a hadsereg árnyékában – Life in the shadow of the army. In: VISY Zs. (szerk.) Rómaiak a Dunánál. A Ripa Pannonica Magyarországon mint világörökségi helyszín. Pécs. pp. 89–93.
- SZABÓ, M. – VISY Zs. 2011: Menettáborok Brigetio környékén – Marching camps in the vicinity of Brigetio. In: VISY Zs. – SZABÓ M. – PRISKIN A. – LÓKI R. (szerk.), A Danube limes program régészeti kutatásai 2008–2011 között. Pécs. pp. 107–112.
- VADAS A. – RÁCZ L. 2010: Éghajlati változások a Kárpát-medencében a középkor idején. – Agrártörténelmi Szemle 51. pp 39–62.
- VICZIÁN I. – HORVÁTH F. 2006: A tatai mocsarak a római korban és Mikoviny Sámuel lecsapoló munkája. – Földrajzi Értesítő 55. 3–4. pp. 257–272.
- VICZIÁN I. 2009: Az ember környezetformáló tevékenységének történelmi változásai a Komárom–Esztergomi-síkság és a Nyugati-Gerecse területén – doktori (PhD) értekezés, PTE TTK, Kézirat, 129 p.

MEZŐGAZDASÁGI KÖRNYEZETMINŐSÍTÉS FOLYAMI ÁRTÉREN HELYREÁLLÍTÁSI CÉLLAL

LÓCZY DÉNES

AGRICULTURAL LAND EVALUATION IN A RIVER FLOODPLAIN
FOR REHABILITATION

Abstract

In addition to being a challenge for land evaluation, the assessment of the physical environment of protected floodplains for agriculture is an important step towards the foundation of regional development from the aspect of natural potentials and the optimization of land use. In the paper a new practical land capability assessment procedure is tested for two embayments of the Lower Kapos floodplain, where the topography, soil and groundwater conditions have been surveyed. This assessment is supplemented with land suitability analyses focusing on some crops, of moderate significance nationally but still potentially important locally (in the case of the Kapos floodplain: horseradish, garden valerian and marshmallow). In comparison to the changes in the pattern of agricultural land use proposed here on the basis of the assessment, a complex floodplain rehabilitation project is a more desirable, though more expensive, alternative on the longer term. Such a project would involve numerous benefits: it would provide more space for seminatural vegetation, restrict arable land to higher-lying terrains and result in a higher geo- and biodiversity of the floodplain.

Keywords: floodplain land use, land capability, land suitability, alluvial soils, medicinal plants, Kapos

Bevezetés

Magyarország számára az árterek mezőgazdasági hasznosítása lényeges kérdés. Nem csupán az alföldek széles alluviális síkságai, hanem a dombosági és hegyvidéki területek folyóinak árterei is értékes termőterületek. A domborzat minősítéséből kiindulva, a magyar természetföldrajzi kutatások is jelentősen hozzájárultak az egyes tájak agroökológiai potenciáljának feltáráshoz (GÓCZÁN L. 1980; PÉCSI M. 1991). A domborzatminősítő térképek a részletes topográfiai térképek információiból (szintvonalak, a felszint tagoló vonalás elemek stb.) szerkesztett tematikus térképek, amelyek a természeti környezet talajtani, vízrajzi, mikroklimatikus, növényzeti és egyéb tényezői térbeli elterjedésének felmérését, majd értékelését is nagyban elősegítik (GÓCZÁN L. et al. 1984).

Az árterek termőképességének minősítése

Az általános termőképesség (angolul: land capability) a táj általános mezőgazdasági (esetleg erdőgazdasági) értékét, agroökológiai potenciálját hivatott feltárni (MCRÆE, S.G. & BURNHAM, C.P. 1981; LÓCZY D. 2002). Világszerte az ilyen célú felmérések alapozzák meg a területfejlesztési politikát, a földhasználat optimalizálását. Az értékelés alapja elsősorban a talaj típusa vagy fizikai-félesége; a pontrendszerű relatív értékelést másodlagos paraméterek finomítják. A talaj tápanyagszolgáltató képessége és egyéb funkcióinak teljesülése mellett döntő szempont, hogy a termesztett növények milyen tartós előntést (ill. aszályt) képesek elviselni. Ártéri környezetben a vízellátottságnak (árvíz- és aszály-veszélyeztetettségnek)

különösen kiemelkedő szerepe van a minősítésben (LÓCZY D. 2011, LÓCZY D.–DEZSŐ J. 2013). A talajok eloszlását és még számos tényező érvényesülését befolyásoló domborzati tényező mezőgazdasági szempontú minősítésének elveit Magyarországon PÉCSI MÁRTON (1979, 1984, 1991) fektette le.

A D-e-meter földminősítés

A Magyarországon kidolgozott D-e-meter földminősítési rendszerben kiemelt jelentőségű tényező a domborzat, a talajok víz- és tápanyag-ellátottsága, komplex tulajdonságai, valamint a művelés módja (TÓTH G. 2009). Az ártéri talajok az intenzív változatban 30–70, az extenzívben 20–50 közötti pontértékekkel szerepelnek. Ezen kívül az éghajlatot is figyelembe veszik a következő módon: Magyarország 75 agrometeorológiai alkörzetében a növények termésmennyisége szerint háromféle évjárat határozható meg:

- I. optimális évjárat (amely maximális produkciót eredményez);
- II. ún. várható évjárat (amely átlagos produkcióval jár) és
- III. rossz évjárat (jelentősen gyengébb terméssel).

A D-e-meter módszerrel az ártér termőképességéről megbízható képet lehet alkotni. Alkalmazása azonban a művelési módok és a terméseredmények részletes adatbázisának feldolgozását tette volna szükségessé (HERMANN T. et al. 2007), amire a jelen kutatásban nem volt lehetőség.

„Gyakorlati földminősítés”

Gyorsabb és viszonylag kevés alapadatot megkövetelő eljárás az ún. „gyakorlati földminősítés” (DÖMSÖDI J. 2011), melynek nyolc tényező az alapja (*1. táblázat*). A mentesített ártereken előforduló, mezőgazdasági hasznosítású talajok genetikai típusait négy minőségi kategóriába sorolja:

- I. Réti csernozjom, csernozjom réti talajok.
- II. Lejtőhordalék talajok (az árterek peremén).
- III. Réi talajok, öntés réti talajok, szolonyeces réti talajok, lápos réti talajok, pszeudoglejes barna erdőtalajok, nyers öntéstalajok.
- IV. Nyers öntéstalajok és humuszos öntéstalajok (mindkettő homokon).

Az első két kategória jól megfelel szántóföldi művelés céljára, a két utóbbi legcélszerűbb földhasználata inkább a rét- vagy a nádgazdálkodás. Az összesített termőhelyi értékszám szerint a termőképesség minősítése: kiváló: 86–100 pont; jó (71–85 pont); közepes (51–70 pont); gyenge (< 50 pont).

Az általános termőképességi felmérés pontszámai csak nagy vonalakban tájékoztatnak a terület hasznosítási lehetőségeiről. A legkedvezőbb földhasználat megtervezéséhez, hosszabb távra pedig a természetközeli ártéri viszonyok helyreállításához pontosabb célok megfogalmazására, és ennek megfelelően részletesebb vizsgálatokra van szükség.

Az ártéri szántóföldeken rendszerint sorban vetett („kapás”) növényeket termesztnek. A Kapos árterén elterjedt a kukorica, napraforgó és a takarmánynövények termesztése, míg a cukorrépa – az ismert felvásárlási gondok miatt – innen is visszaszorult.

Lényeges kritérium az, hogy az egyes növények milyen tartós tavaszi-nyári eleji elöntést képesek elviselni súlyos terméscsökkenés nélkül (PETRASOVITS I.–BALOGH J. 1975). A napraforgó természetűsége mellett szól, hogy áprilisban egyhetes elöntés csak kb. 20%-kal rontja a várható termésmennyiséget (bár a kéthetes elöntés kb. 80%-os terméskiesést okoz).

A gyakorlati célú földminősítés főbb tényezői
(DÖMSÖDI J. 2011 nyomán, átdolgozva)
Main factors in land evaluation for practical agricultural purposes
(revised after DÖMSÖDI, J. 2011)

sorszám	földminőségi tényező	maximális termő- helyi értékszám
1	domborzat (domborzati helyzet, lejtés, a talajvíz közepes szintje, erózió- és deflációveszély), helyi klíma (kitettség)	18
2	genetikai talajtípus (Magyarország genetikai talajterképe alapján)	9
3	a feltalaj kémiai tulajdonságai (pH, mészállapot, sótartalom)	10
4	a talaj fizikai félesége, kötöttsége (fajlagos ellenállás), szerkezete	9
5	az altalaj minőségrontó tulajdonságai (vízvezető képessége, talajhibák 150 cm-ig)	18
6	a humuszos réteg és a termőréteg vastagsága	9
7	alkalmasság földhasználati ágakra (szántó és egyéb földhasználati minőségi osztály)	9
8	növényi alkalmasság (hány növény termeszthető sikeresen)	18
	Összesen	100

A kukorica esetében már egyhetes elöntés is 80% veszteséggel jár. A napraforgó a májusi vízborítást is valamivel jobban elviseli. Ugyanilyen fontos a talajvíztükör helyzete is.

Növényi alkalmasság vizsgálatok

Az általános termőképességi minősítésnél nagyobb gyakorlati jelentősége van annak, hogy kiválasszuk azokat a jellegzetes haszonnövényeket, amelyek termesztésére – a természeti adottságok alapján – különösen kedvező lehetőségek nyílnak a kutatási területen. Az egyes növények termesztésére való, *specifikus területi alkalmasságot* (land suitability) a legegyszerűbben alkalmassági táblázatokkal, pontozással lehet felmérni (LÓCZY D. 2002).

Zöldségtermesztésre való alkalmasság

Ha a termények választékát bővíteni kívánjuk, kevésbé gyakori, speciális termények előállíthatóságával is érdemes foglalkozni. Laza talajú ártereken ilyen lehet a torma, a rebarbara vagy a spárga. Tekintettel a hazai termesztési hagyományokra és a fogyasztói szokásokra, a – Kapos árterén régóta termesztett – torma területi alkalmasságát érdemes megvizsgálni.

A torma (*Armoracia lapathifolia Usteri*) – a szakirodalom alapján (GÉCZI L. 1998) – alacsony hőigényű növény, hazánknál hűvösebb éghajlaton is megterem. Az évelő torma a száraz, kemény fagyokat takarás nélkül is elviseli, tehát a keskeny, mély völgyek talpának fagyzugaiban is termesztendő. Levelei csak mínusz 4–5 °C-on fagynak el, gyökerei pedig különösen fagyállóak. A levegő megfelelő páratartalma esetén forró időben is szépen díszlik. Félárnyékos helyen is fejlődik, de az ízanyagok kialakulásához sok napfényre (legalább évi 1400–1500 napsütéses órára) van szüksége. Jó minőséget csak nyílt terepen, napsütötte helyen lehet elérni – az árterek ilyenekkel is tudnak szolgálni.

A környezeti tényezők közül a talajjal szembeni igénye a legjelentősebb. A talaj kedvező kémhatása tekintetében a szakirodalomban meglehetősen eltérő véleményekkel lehet találkozni: GÉCZI LÁSZLÓ (1998) szerint az enyhén savanyú, 5,5 és 6,8 pH közötti, LENCHÉS OTTÓ (2006) szerint a semleges (pH 6,2–7,5) talajokat kedveli. Vitathatatlan azonban, hogy gyors növekedése közben sok vizet párologtat, erősen vízigényes, vadon is csak ártereken, mocsaras helyeken fordul elő. Termőhelyi alkalmasság szempontjából elsősorban a talajok vízgazdálkodását kell minősíteni. Pangóvízes talajokon nem fejlődik jól. Ideális termőhelye a jó vízellátású, állandóan nyirkos, humuszban gazdag, laza szerkezetű öntéstalaj, kotus láptalaj vagy lápföld. Az agyagos talajokon gyorsan megfásodik, túl csípős lesz, ugyanakkor sovány homokon ízetlen és kevés termést ad. A talaj vízgazdálkodását bakhátas műveléssel (30–40 cm magas háta, 80–100 cm-es sortávolsággal) lehet javítani. Száraz időszakban a bakhátak közé vizet lehet vezetni, a torma minősége öntözéssel kedvezően befolyásolható. A 60–70 cm mély forgatás azért is szükséges lehet, hogy a gyökerek hosszúak és egyenesek legyenek. A tormaföldek szomszédságában előnytelen a gyomvegetáció, mert a gyomokról a vírusbetegségek bogarakkal átterjedhetnek a tormára.

Gyógynövények termesztésére való alkalmasság

Az ártéri mezőgazdálkodás terményválasztékának bővítésére további lehetőségek is kínálkoznak. A dísnövények, díszfák nevelésére ott van lehetőség, ahol közel a felvevőpiac. Az ártereken, vizenyős területeken sokféle higrofil gyógynövény fordul elő, de ezeket nagyrészt nem termesztik, hanem begyűjtik. (Tulajdonképpen a torma is gyógyhatású növénynek számít, hiszen kedvező egészségügyi hatásai vannak, fogyasztását légúti, emésztési és húgyúti gondok ellen ajánlják.) Még két, nedves élőhelyet kedvelő drognövényt szokás nagyobb mennyiségben termesztani, hogy hatóanyagukat megbízható minőségben lehessen előállítani: a macskagyökeret vagy fehérmályvát (*Valeriana officinalis*) és az orvosi zilízt (*Althaea officinalis*) (BERNÁTH J. 2006). Az árterek – az öntözési lehetőségek miatt is – kedvezőek termesztésükre.

A macskagyökér a kaszálórétek, ártéri ligeterdők, láperdők növénye (LENCHÉS O. – PETHEÓ F. 2006). Nagy vízigénye (évi 600–700 mm csapadékmennyiség) miatt csak Magyarország nedvesebb éghajlatú vidékein termesztik (pl. Tolna megyében is), mély rétegű, középkötött, homok vagy homokos vályog fizikai féleségű, jó víz- és tápanyagellátottságú talajokon. A túl nedves talajokon lassan fejlődik. Gyökere, gyöktörzse nyugtató, szorongáscsökkentő, enyhe görcsoldó hatású gyógyszer, valamint – illóanyag-tartalmának köszönhetően – illatszertartalmának alapanyaga.

Az orvosi zilíz folyók menti, mély fekvésű vizes élőhelyeken tenyésző, évelő növény (NÉMETH É. 2006). A laza öntéstalajokat kedveli, de a szikes talajt is tűri, gyomtársulásokban gyakori. Hőigénye nagy, 20°C feletti hőmérsékleten kezd csírázni, ezért tenyészideje hosszú. Áprilisban (télire augusztus-november között) vetik, ill. palántáról június elején ültetik. A gyökereből vagy leveléből készített teát köhögés ellen fogyasztják, légúti vagy gyomor-, bélhurut ellen is alkalmazzák.

A gyógynövények ökológiájáról kevesebb szakirodalmi adat áll rendelkezésre. A botanikai vizsgálatok eredményeként kidolgozott ökológiai mutatók (BORHIDI A. 1993) azonban tájékoztatnak a gyógynövények hő-, víz-, pH- és nitrogén-igényéről.

Termőterületeik az alkalmassági követelmények („kereslet” oldal) és a talajterképezés eredményei („kínálat” oldal) összevetésével, földértékeléssel határozhatók meg. A Kapos árterén ugyanakkor egyéb növények (pl. mák, majoránna, bazsalikom – BERNÁTH J. 2006) is eredményesen termesztethetők lennének. Növényvédelmüket ezen a környezeti szempontból érzékeny területen agrotechnikai módszerekkel kell megoldani, vegyszeres kezelésük nem ajánlott.

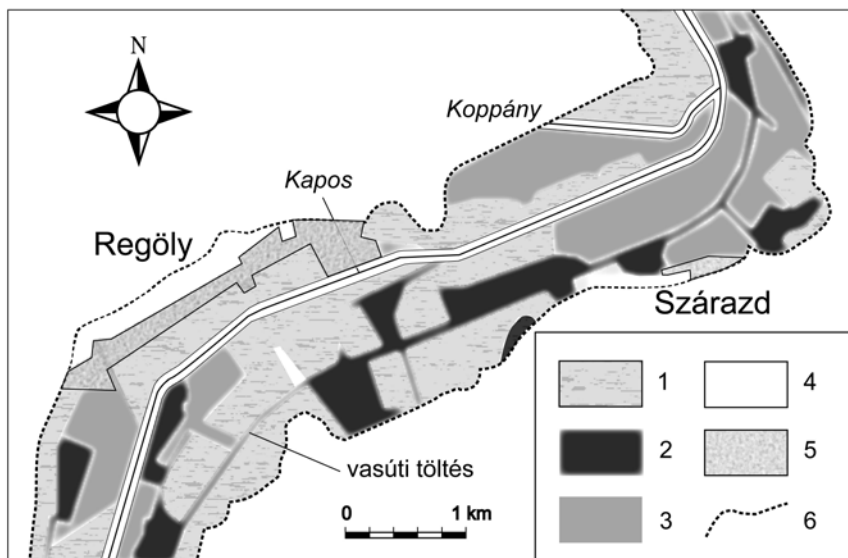
Gyepgazdálkodásra való alkalmasság

A legtöbb magyarországi mentesített ártér – így a Kapos ártere is – nyilvánvalóan szinte mindenütt alkalmas *kaszálórét*ként vagy (szarvasmarha- és juh-) *legelő*ként történő hasznosításra. Kivételek a tartósan vízállásos területek, amelyeket a savanyú füvek, sásos növények emésztésére képes állatok, pl. szürke marha vagy bivaly tartásával célszerű hasznosítani (GERGELY E. et al. 2000). Az árvízvédelmi töltések kaszálása minden szempontból kívánatos. A mélyebb fekvésű kaszálóréteken a vízborítottság megakadályozhatja a gépi kaszálást, a legeltetés nehézségét pedig az állatállomány – társadalmi okokból fakadó – fokozatos csökkenése jelenti. Legeltetési korlátozást tulajdonképpen csak természetvédelmi okokból, időszakosan kellene érvényesíteni, ha azt a védett növények és állatok megóvása megköveteli. A gyephasználatot a vadgazdálkodás (fácán, fogoly, őz) szempontjaihoz is hozzá kell igazítani.

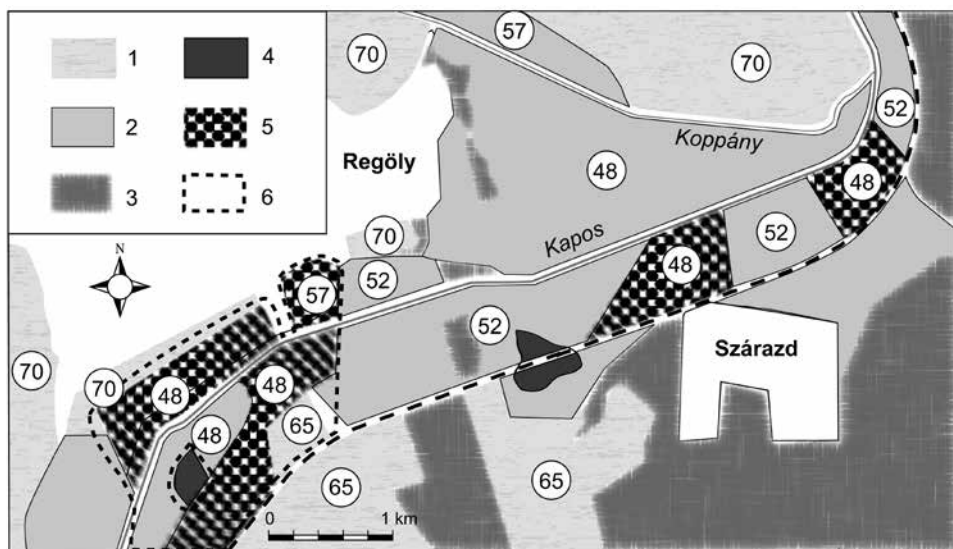
A gyepgazdálkodási célú földminősítésben a FAO követelmény-rendszerét alkalmaztam a Kapos árterére. Egyebek között felhasználtam a talajoknak az Anglia és Wales területére vonatkozó vízgazdálkodási osztályozását is (McRAE, S.G.–BURNHAM, C.P. 1981).

Eredmények

A Kapos-ártér vizsgált szakaszának földhasználatában jelentős szerepe van a szántóföldi művelésnek (1. ábra). Természetvédelmi szempontból az ártereken általában – a relatív minősítő térkép (2. ábra) szerint pedig a Kapos-ártér vizsgált öblözeteiben is – a gyepgazdálkodás a leginkább megfelelő földhasználati forma. Helyenként a kisparcellás, *kertszerű*



1. ábra A Kapos-ártér Regöly környéki szakaszának földhasználati térképe (2010) (GYENIZSE P.). – 1 = szántó; 2 = erdő, erdőültetvény; 3 = rét, legelő; 4 = beépített terület; 5 = kert; 6 = az ártér határa
Figure 1 Land use map of the Kapos floodplain segment around Regöly, 2010 (by GYENIZSE, P.). – 1 = arable; 2 = forest, tree plantation; 3 = grassland; 4 = built-up area; 5 = horticulture; 6 = floodplain boundary



2. ábra Földminősítő térkép a Kapos-völgy Regöly környéki szakaszáról (LÓCZY D.). – A körökbe írt számok a termőhelyi értékszámok (1-től 100-ig terjedő skálán – DÖMSÖDI J. 2011 szerint). A földhasználati kategóriák alkalmassági sorrendjei: 1 = elsősorban szántó, másodsorban gyepek; 2 = elsősorban gyepek, másodsorban szántók; 3 = erdő, erdőültetvény; 4 = nádas, sásos, magaskórós növényzet; 5 = elsősorban gyógynövény, másodsorban gyepek; 6 = torma termesztésére is alkalmas terület

Figure 2 Land evaluation map for the Regöly segment of the Kapos River valley (by LÓCZY, D.). – The numbers in the circles are site scores (ranging from 1 to 100 – after DÖMSÖDI, J. 2011). Land capability classes expressed by land use priorities: 1 = primary: arable, secondary: grassland; 2 = primary: grassland, secondary: arable; 3 = forest, tree plantation; 4 = reed and sedge beds, high-forb vegetation; 5 = primary: medicinal plants, secondary: grassland; 6 = area suitable for horseradish cultivation

művelésben folytatott *zöldségtermesztés* felel meg a legjobban az adottságoknak. Ennek vezető növénye a már ma is széles körben – a tartós belvízelőtés elleni védekezésűl bak-hátas műveléssel – termelt torma lehet. A parcellák kialakításakor a mikrodomborzatot és a gépi művelés igényeit is figyelembe kell venni. A Dömsödi-féle rendszerben készített földminősítés is a felszínformák jelentőségét hangsúlyozza (2. táblázat). A Dombóvár alatti szakaszon kiválasztott, és részletesen vizsgált három öblötzetben a termőképesség a 100 pontos skálán közepes (48–67) értékeket ér el. (Kivétel az ártérszegély termékenyebb, löszös sávja.) A különbségek a talajképző kőzet szemcseméretével és a vízborítás gyakoriságával magyarázhatók.

A fentebb bemutatott ökológiai igények figyelembevételével készített térkép (2. ábra) feltünteti azokat a területeket, ahol a speciális kultúrák (pl. torma és gyógynövények) elterjesztése a talajadottságok alapján javasolható. Természetesen az egyes kultúrák nem zárják ki egymást, ezért a földminősítő térkép csupán prioritási sorrendet állít fel az egyes mezőgazdasági táblákra. Az ökológiai alkalmasság minősítése a földhasználat tervezésének természetesen csupán az első lépése, a leggazdaságosabban termesztendő növények kiválasztását a társadalmi adottságok és a piaci kereslet határozzák meg véglegesen.

Az ártéri földhasználat ésszerűsítése és az ártérrehabilitáció

A nagy folyószabályozások után, még az 1960–1980-as években is a szántók területének növelése (25–30%-kal), a nagy (akár 300 ha-os) táblák kialakítása volt a vízrende-

Az általános termőképesség minősítése a Kapos-ártér alsó szakaszának két öblözetében (LÓCZY D. DÖMSÖDI J. módszere alapján).

A. Döbrököz–Csibrák között. B. Regöly környékén

Assessment of overall land capability in the major embayments of the Kapos floodplain (by LÓCZY, D., relying on DÖMSÖDI, J. 2011)

A. Döbrököz–Csibrák embayment. B. around Regöly

talajtípus, -változat	ártéri felszínforma	a legfontosabb jellemzők	talajértékszám	
			A.	B.
csernozjom réti talaj	peremi löszleomosódás	enyhe lejtés, mélyebb talajvíz, löszös talajképző kőzet	70	70
humuszkarbonát homokon	folyóhát	nagyobb relief, mélyebb talajvíz, homok talajképző kőzet	50	52
régi talaj, régi öntéstalaj	ártér középszintje	sík, időnként vízállásos, finomhomok talajképző kőzet	67	65
lápos réti talaj	morotva	vízállásos, meszes, iszapos, kotus	48	48
lápfield	ártéri lapály	vízállásos, agyagos	58	57

zések fő célja. Az 1980-as évek második felétől kapnak hangsúlyt a környezetvédelmi, tájökölógiai igények.

A Kapos ártérének *komplex rehabilitációja* jóformán csak az öblözetekben (kiszélesedő szakaszokon) lehetséges (LÓCZY D. 2011). Itt a mentesített ártér szegélyén – intenzív mezőgazdasági művelés helyett – tompító övként és ökológiai folyosóként egyaránt működő, összetett szerkezetű, azaz fás, bokros és füves sávot is tartalmazó *parti növényzetzónának* (FORMAN, R.T.T. & GODRON, M. 1986) kellene helyet biztosítani. Különösen a szántóföldi táblák és a gátak közé szükséges kellő szélességű, tehát komplex ökológiai szerep betöltésére is alkalmas (legalább 30–50 m széles) összetett szerkezetű parti sávot beiktatni. Szántóföldeket csak ott szabad kialakítani, ahol a belvízelöntés kockázata csekély. Ez nem csupán a terméskiesés megakadályozása érdekében fontos, hanem azért is, nehogy a csapadékos időszak elmúltával a bevetetlen, nyirkos talajokon elterjednek az özönnövények. Az árvizek kiszámíthatatlansága miatt a szántóföldi művelést az ártérszegélyi löszös és a magasabb fekvésű, a folyómedertől távolabb eső térszínre kell korlátozni. A Kapos alsó szakasza mentén, az ártéri öblözetek morotvainak és ártéri lapályainak területén a *természetvédelem*ek kell prioritást kapnia.

A helyreállítás megtervezésekor hangsúlyosan figyelembe kell venni a Kapos-ártér *geomorfológiai* (öblözetek/ szűkületek, völgy- és ártéraszimmetria, összetett medrek) és *tájszerkezeti sajátosságait* (LÓCZY D. 2011). Az ártéri gazdálkodás (mezőgazdálkodás, halastavak, esetleg lápfield kitermelése) összehangolandó a környezetvédelmi szempontokkal.

Következtetések

Az ártér hasznosításában bekövetkező változások *hatásai* már rövid távon érzékelhetők lennének. Fokozódna az ártéri vízvisszatartás, csökkenne az árvízveszély. A folyó- és ártér rehabilitáció a rekreáció számára is új lehetőségeket nyitna: a természetközeli vízfelületek és a völgyszűkületek váltakozása nagy látványértékű ártérszakaszokat hozna létre. Szántók helyett a lapályokban az ökológiai hálózatba bekapcsolható rétek válhatnak uralkodóvá a folyó mentén nagy biodiverzitású *galériaerdőkkel* (GERGELY E. et al. 2000). A szántó-

földi művelés (esetleg biogazdálkodás) a teraszszerű magasabb felszínre korlátozódna, ahol minimális a belvízveszély, de a talaj- és a vízellátottsági viszonyok igen kedvezőek. A gyenge termőhelyi adottságú szántók gabonafélék helyett energianövények termesztésére, a mély fekvésűek gyepként vagy erdősítve hasznosíthatók – mindig a tájökológiai szempontok figyelembevételével.

LÓCZY DÉNES
PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs
loczyd@gamma.ttk.pte.hu

IRODALOM

- BERNÁTH J. (szerk.) 2006: Gyógy- és aromanövények. 4. átdolgozott kiadás. – Mezőgazda Kiadó, Budapest. 667 p.
- BORHIDI A. 1993: A magyar flóra szociális magartás típusai, természetességi és relatív ökológiai értékszámai. – Janus Pannonius Tudományegyetem, Pécs. 95 p.
- DME 1995: Land Suitability Assessment Techniques. Queensland Department of Minerals and Energy, Brisbane. 16 p. <http://www.derm.qld.gov.au/register/p01206ae.pdf>
- DÖMSÖDI J. 2011: Földminősítés és földértékelés. – Szent Gellért Kiadó, Budapest. 155 p.
- FORMAN, R.T.T. – GODRON, M. 1986: Landscape Ecology. – John Wiley and Sons, New York. 620 p.
- GÉCZI L. 1998: A torma termesztése. – Szaktudás Kiadó Ház, Budapest. 95 p.
- GERGELY E. – GÉCZI CS. – HORVÁTH J. – JAKAB A. – JÓNÁS GY.-NÉ – KÁROLYI Z.-NÉ – MATTÁNYI ZS. – SZALAI Z. – SZABÓ I. – RESS S. 2000: Kapos folyóvölgy – Lehetőségterv. Öko Zrt. Budapest. 157 p.
- GÓCZÁN L. 1980: Mezőgazdasági területek agroökoгеográfiai kutatása, tipizálása és értékelése. – Földrajzi Tanulmányok 18, Akadémiai Kiadó, Budapest. 125 p.
- GÓCZÁN L. – LÓCZY D. – PÉCSI M. 1984: A természeti környezet tényezőinek relatív értékelése. – MTA Földrajz-tudományi Kutató Intézet, Budapest. 95 p. (Elmélet – Módszertan – Gyakorlat 31)
- HERMANN T. – SPEISER F. – TÓTH G. – MAKÓ A. 2007: A D-e-meter földminősítés gyakorlati alkalmazhatósága. – In: TÓTH T. – TÓTH G. – NÉMETH T. – GAÁL F. (szerk.): Földminősítés, földértékelés és földhasználati információ a környezetbarát gazdálkodás versenyképességének javításáért. Konferenciakötet. Keszthely, 2007. november 22-23. MTA TAKI, Budapest. pp. 31–38.
- LENCHÉS O. 2006: A torma. – In: BERNÁTH J. (szerk.) 2006. Gyógy- és aromanövények. 4. átdolgozott kiadás. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 193–196.
- LENCHÉS O. – PETHEÓ F. 2006: Valeriana officinalis (orvosi macskagyökér). – In: BERNÁTH J. (szerk.): Gyógy- és aromanövények. 4. átdolgozott kiadás. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 572–575.
- LÓCZY D. 2002: Tájéértékelés, földértékelés. – Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs. 307 p.
- LÓCZY D. 2011: A Kapos árterének hidromorfológiai és tájökológiai értékelése. – MTA Doktori értekezés, Pécs. 166 p.
- LÓCZY D. – DEZSŐ J. 2013: Groundwater flooding hazard in river valleys of hill regions: example of the Kapos River, Southwest-Hungary. – Hungarian Geographical Bulletin 62. 2. 157–174.
- NÉMETH É. 2006: Althaea officinalis (orvosi zilíz). – In: BERNÁTH J. (szerk.): Gyógy- és aromanövények. 4. átdolgozott kiadás. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 176–178.
- MCRAE, S.G. – BURNHAM, C.P. 1981: Land Evaluation. – Monographs of Soil Survey 7, Clarendon Press, Oxford. 239 p.
- PÉCSI M. 1979: A földrajzi környezet új szemléletű értelmezése és értékelése. – Földrajzi Közlemények 103. 1–3. pp. 17–27.
- PÉCSI M. 1984: Magyarország domborzati formáinak minősítése. – Földrajzi Közlemények 108. 2. pp. 81–94.
- PÉCSI M. 1991: Domborzatminősítés és tematikus térképezés. – In: PÉCSI M.: Geomorfológia és domborzatminősítés. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. pp. 184–235.
- PETRASOVITS I. – BALOGH J. 1975: Növénytermesztés és vízgazdálkodás. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 316 p.
- SIMON T. 1988: A hazai edényes flóra természetvédelmi érték-besorolása. – Abstracta Botanica 12. pp. 1–23.
- TÓTH G. 2009: Hazai szántóink földminősítése a D-e-meter rendszerrel. – Agrokémia és Talajtan 58. pp. 227–242.

VALAMIT A CSERNELY-PATAK (UPPONYI-HEGYSÉG) ÁTÖRÖKLÖTT VÖLGYÉRŐL

HEVESI ATTILA

SOMETHING ABOUT THE EPIGENETIC VALLEY OF CSERNELY CREEK
(UPPONY MOUNTAINS)

Abstract

The western part of the Uppony Mountains consists of mainly Palaeozoic (Ordovician-Permian) rock. At the lower parts of the Mountains, where the Csernely Creek springs, the rock is of unconsolidated sea deposits from the Lower Miocene age. In present days the Csernely Creek cuts into the higher relief Palaeozoic rock and crosses it through a narrow gorge. There is one explanation for this. The Palaeozoic rocks must have been covered with the Lower Miocene rocks. On the top of these unconsolidated sea deposits started the development of the valley of the Csernely Creek at the end of the Lower Miocene and in the Middle Miocene age. In the meanwhile the Palaeozoic rocks under these Miocene deposits had been lifted by tectonic movements and all the Miocene cover eroded. This disinterred surface (between Nekézseny and Uppony) inherited the meandering valley of the Csernely Creek.

Keywords: Csernely Creek, epigenetic valley, stream, gorge

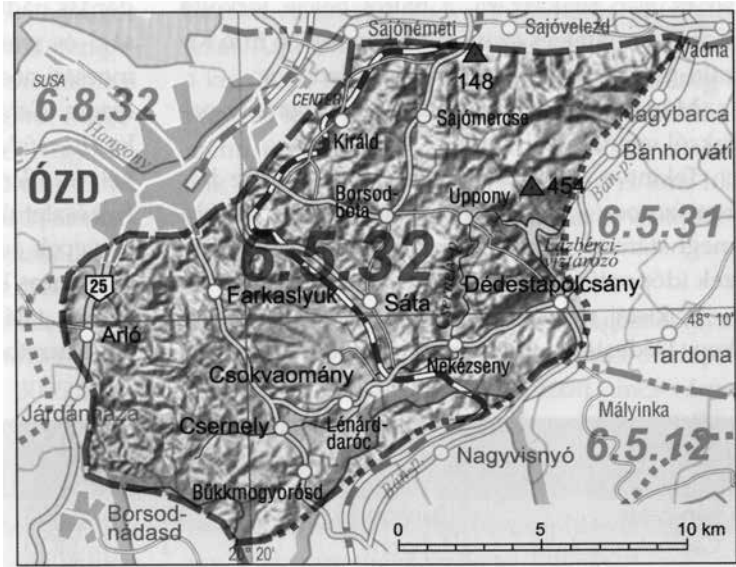
Bevezetés

A Bükkvidék ún. „középtáj csoport”-ja két „kistáj csoport”-ra, a Bükkre és az É-i szomszédságában húzódó Upponyi-hegyhátra tagolódik (HEVESI A., 1986). Kőzetfömlépítését tekintve az utóbbi az előbbinek, idősebb lévén, kissé összezugsorodott bátyja. Mint a természetföldrajzi tájtagolásban némileg jártas (HEVESI A. 2013), leírom az Upponyi-hegyhát határait. Előrebocsátom, hogy magam elsődlegesnek a *természetföldrajzi* táj fogalmát tartom, mert belefoglaltatik annak szerkezeti és kőzetfömlépítése – tehát összegzett földtörténete –, domborzata–felszínalaklata, éghajlata, természetes növény- és talajtakarója, állatvilága, vízrajza, vagyis minden természetes környezettani (ökológiai) sajátossága. A társadalomföldrajzi jellemzők java ezek által meghatározva épül rá. Szoktunk ugyan emlegetni kultúr-, ipari-, sőt földtani tájat is, ezek azonban rátelepültek vagy benne vannak a természetföldrajzi tájban (HEVESI A. 2013)!

Az Upponyi-hegység helyzete és határai

Az Upponyi-hegységet ÉNy-ról a Hódos-patak, ÉÉK-en a Sajó, DNy-on a Szilvás, majd D-en, DK-en befogadja, a Bán-patak völgye fogja közre. Mindezt azért köll pontosítani, mert pl. Szalai K. (2004) az Upponyi-hegységről szóló doktori (PhD) értekezésének tudományos tételeiben a következők (is) olvashatóak: „A terület lehatárolása során megállapítottuk, hogy a Magyarország kistájainak katasztere c. kötetben meghatározott kistáj határok meghúzdása nem minden esetben indokolt és a nevezéktan is vitákra adhat okot.” (3. o.) Ez sajnos igaz. De az Upponyi-hegység esetében éppen nem (1. ábra)! És SZALAI K. (2004) így folytatja: „Az Upponyi-hegység elnevezést – földtani, ill. domborzati egységekben gondolkodva célszerű lenne csak a paleo-mezősós rög felszínére alkalmazni.” (3. o.) Domborzati egységekben gondolkodva? Tehát az Uppony K-ÉK-i határában

emelkedő upponyi Három-kő meg a Kőbölic-tető és K-i szomszédságuk, vagyis a hegység legmagasabb (!) része – nem tartoznak az Upponyi-hegységhez, csak azért mert ott az ó- és középidői kőzeteket harmadidőszakiak födik? Az idézett Szerző szerint nem. Mert így folytatja: „Az Upponyi rög miocén kőzetekből felépülő előtere már a Tardonai-dombság szerves részét képezik.” (3. o.) Annak ellenére persze, hogy a Tardonai-dombság a Bükkhát része, amelyet a Bán-völgy domborzatilag határozottan elválaszt az Upponyi-hegységtől! Ilyen elvek szerint a Kab-hegy és környéke csak azért, mert ott a Bakony középidői kőzeteit fiatal, pliocén korú bazalt takarja, nem a Bakonyban van. Hanem hol?



1. ábra Az Upponyi-hegység (6.5.32) határai (DÖVÉNYI Z. 2010)
Figure 1 The borders of Uppony-Mts. (DÖVÉNYI Z. 2010)

Mindezekben azért is érdemes elgondolkodni, mert a Bükk-vidék legújabb és egyéb tekintetben kiváló, 1 : 50000-es léptékű térképe (felelős szerk. LESS GY. 2005) az Upponyi-hegység K-i szárnyának csupán DNy-i töredékét, vagyis a Lázberci-víztároló közvetlen K-i szomszédságát ábrázolja, és nincs rajta a Bükkalja DNy-i, Eger-patakon túli része, ahogy ÉK-en a miskolci Avas sem...

A Csernely-patak völgyének kialakulása

A Bükk-vidék mai víz- és völgyhálózatának kialakulása a késő-miocén késő-szarmata – pannon korszakára tehető (HEVESI A. 1986, 1990). Körülbelül ekkor kezdődhetett meg a Szilvás- és a Bán-patak szerkezetileg előrejelzett völgyének kialakulása révén a Bükk és az Upponyi-hegység negyedidőszakra kiteljesedő domborzati elkülönülése. A kora-miocén eggenburgi korszakában ugyanis a mai Bükkhát és a mai Upponyi-hegység a Bükk É-i oldalának összefüggő hegyláfelszíne (pedimentje) volt. Ezt tanúsítják azok a Bán-völgy bal oldalán, Nagyvisnyó és a Dédestapolcsány ÉÉNy-i határában fölhagyott kőbányák föltárta, néhány 10 m vastag ottngai-kárpáti korú fűrőkagylós, osztrigás (ostreás) hullámvérési (abráziós) kavics és homok rétegsorai, amelyeknek nyersanyagai az Északi-Bükk

perm- és triász időszi kőzeteiből hordódtak le az előrenyomuló ottngangi-kárpáti tengerbe. Ez pedig csak úgy lehetett lehetséges, ha a középső-miocén előtt a Szilvás- és Bán-patak – szerkezetileg előrejelzett – völgye nem létezett. És ha összehasonlítjuk a Bükkhát É-i és az Upponyi-hegység D-i sávja tetőszintjeinek tszf-i magasságát, az is az egykor szélesebb hegyláb felszín nagyságát bizonyítja.

A Bükk-vidék mai völgy- és vízhalózatának legvénebb szakaszai a szarmata korszakban kezdhettek kialakulni (HEVESI A. 1986, 1990). Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a Szilvás- és Bán-patak völgye létrejöttének kezdete is ekkorra tehető (szarmata korszak). Ennek oka a mai Sajó-völgy medence alsó szakaszának szerkezeti süllyedése lehetett. A Sajó és a Bán-patak torkolata ekkor – még külön-külön – az előrenyomuló Pannon-tengerbe Vadna É-i határában lehetett.

A késő-miocénra tehető a Csernely-patak víz- és völgyrendszerének kialakulása is. A patak szülőágai (Úszó-patak jobbról, Cinakó-völgy és Mecske árnyék-völgy patakja balról), Bükkmogyorósd Ny-i és D-i, valamint Csernely község Ny-i határában fakadnak 315-370 m tszf-i magasságban. Forrásvidékükön kora- és középső-miocén kőzetek hordozzák a felszínt [koramiocén: apoka (Garábi Slír Formáció); kavics, homok és agyag (Egyházasgergei Formáció), továbbá szenes tengeri üledékek (Salgótarjáni Barnakőszén Formáció); ill. középső-miocén kevert vízi agyag és homok (Kozárdi Formáció), tufitok (Felnémeti Riolituffa Formáció) s kis foltokban andezit salak és tufa (Dubicsányi Andezit Formáció); (LESS GY. 2005)]. A Csernely legfőbb táplálói – Csokva-, Ományi-, Sátai-patak – vele a Csokvaományi-medencében egyesülnek. A medence K-i végére érkező baloldali mellékvizek legalsó szakaszukon közép-, ill. óidei kőzeteket szelnek át, ahogy onnan már a Csernely is. A Sátai-patak torkolata után a Csernely kréta korú homok- és kavicskővek és triász mészkő közé „szorul”. Nekézseny K-i felében az addig KÉK-nek tartó patak hirtelen É-nak fordul, és átszeli az Upponyi-hegység keményebb óidei kőzeteit. A mai helyzetet látva szinte „fejjel megy a falnak” (2. ábra), ugyanúgy, ahogy az Eger- és a Villő-patak meg a Laskó a DNy-i-Bükk legnyugatibb végén a jura-korú óbazaltoknak (diabáz) és gabbróknak.



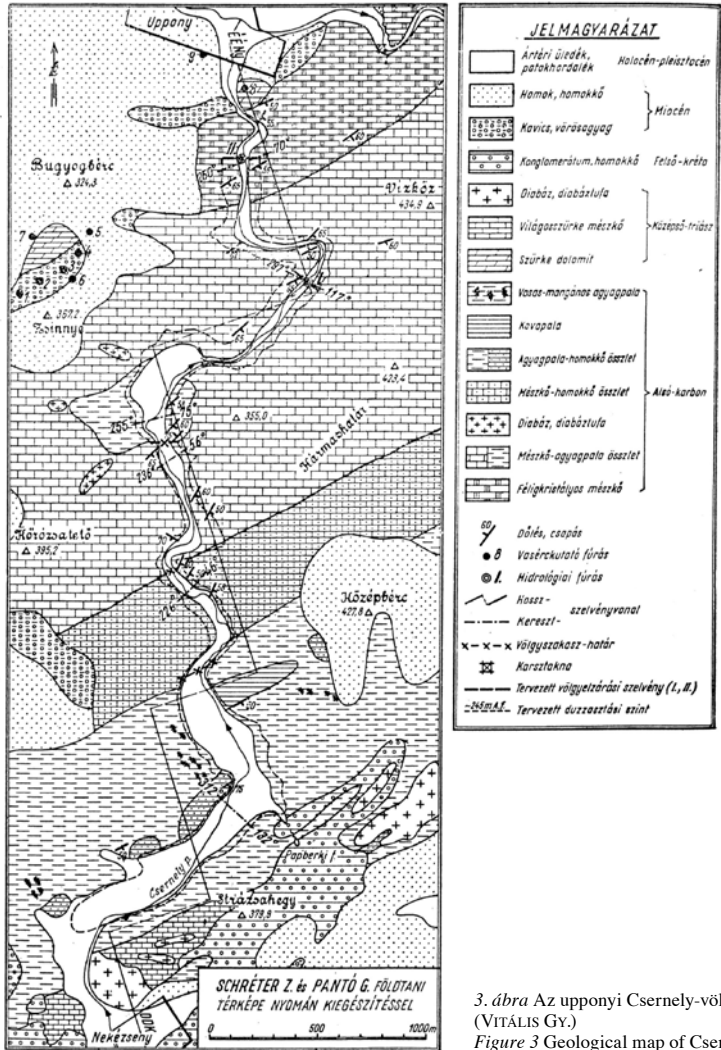
2. ábra A Csernely-patak Nekézseny É-i határában indul el az óidei kőzetek felé.

A nyíl a patak folyásirányát mutatja (HEVESI A. felvétele)

Figure 2 The Csernely-creek running towards paleozoic rock in the northern area of Nekézseny.

The arrow is showing the direction of the creek (photo: A. HEVESI)

A Csernely Nekézseny É-i határában, a késő-kréta időszaki kavicskövek (Nekézsenyi Homokkő Formáció) után 260-250 m tszf-i magasságban É-nak kanyarodva kora-devon korú tufitos mészköveken (Abodi Formáció) vágja át magát (3. ábra), majd ordóvíciumi homokköveken (Csernelyvölgyi Formáció), szilur időszakos agyag- és kovapalákon (Tapolcsányi Formáció), karbon korú mészköveken (Lázberci Formáció) és az utóbbi kettőt újra átszelve kora-triász mészköveken (Gerennavári és Steinalmi Formáció) keresztül jut ki a kora-miocén és negyedidőszaki üledékek bélelte (födte) Upponyi-medencébe (3. ábra). Ott a Borsodbóta felől érkező patakka szövetkezve újra nekivág a kemény óidei kőzet-sávnak, és nagyszerű szorossal szeli át annak karbon, majd devon korú összleteit (LESS Gy. 2005). Ennek derenneki mészkőbe (karbon) vésett szakasza a látványos, őslénytani leleteiről nevezetes barlangok és kőfülkék lyuggatta Upponyi-szoros (4. ábra), amelyből kifutva a Csernely eredetileg a Bán-patakba torkollott, ma a Láz-berci-víztárolóba.



3. ábra Az upponyi Csernely-völgy vázlatos földtani térképe (VITÁLIS Gy.)
Figure 3 Geological map of Csernely-creek (VITÁLIS Gy.)



4. ábra A Csernely-patak Upponyi-szorosának bal oldala (karbon időszaki mészkő) (HEVESI A. felvétele)
Figure 4 Carboniferous limestone slope of Uppony-gorge along the Csernely-creek (photo: A. HEVESI)

A fönnírtakból a Csernely völgyének fejlődéstörténetét illetően az alábbiakra következtethetünk:

1. Kialakulásának kezdete kora- és középső-miocén kőzeteken (lásd előbb) a késő-miocénra tehető, amikor az említett, főleg üledékes összletek az ún. alaphegységi kőzeteket e térségben még mindenütt befödtek, éppúgy, mint a mai Bükk ÉNy-i előterét. Ezt tanúsítják a Csernely- és a Bán-patak völgye között, a Lipóc (406 m) és a Közép-bérc (426 m) közötti mélyületben, valamint a Hármashatár (387 m) környékén mindmáig megmaradt kora-miocén homokos-agyagos üledékek (Egyházasgergei Formáció; LESS GY. 2005). Ami egyúttal azt is jelenti, hogy elkülönült Upponyi-hegység akkor még nem létezett!

2. E hegyláb felszín már valószínűleg a középső-miocén tengerelöntések idején jelentékeny nagyságú szerkezeti egységekre kezdett tagolódni, s e földarabolódás a késő-miocénban, a tenger-visszahúzódások-előrenyomulások idején, tovább folytatódott. A kor végére a Szilvás-Bán-patak szerkezetileg előrejelzett völgye, a Sajó-völgymedencéjének erős süllyedése következtében már elválasztja egymástól a Bükköt és az Upponyi-hegységet. Ezzel csaknem egyidejűleg kezdődik meg a Csokvaományi-medence süllyedése, amely a Csernely-patak fő forrásait magához vonzza. S szinte ugyanekkor indulhatott meg az Upponyi-medence lassú bezökkenése is. A két medence között a süllyedésből kimaradt a mai Upponyi-hegység Ny-i szárnya, ahonnan ezért a fedőhegység kőzetei – kora- és késő-miocén, zömmel üledékes kőzetek – fokozatosan lehordódtak. Az így kihantolt közép- és őidei kőzetekbe kényszerült bevágni átöröklött völgyét Nekézseny és Uppony között a Csernely-patak.

Miután a Csernely az Upponyi-medencéből még egyszer nekifordul az alaphegységi kőzeteknek (Upponyi-szoros) föltételezni köll, hogy mind a Csokvaományi-, mind az Upponyi-medence süllyedése lassúbb és kisebb mértékű lehetett, mint a Szilvás-Bán-patakat magához vonzó Sajó-völgymedencéé. (A Csokvaományi-medence tszf-i magassága ma 259 m, az Upponyié 232 m; a Bán-patak 141 m tszf-i magasságban ömlik a Sajóba.) A Sajó borsodi völgymedencéjének gyorsabb süllyedése minden bizonnyal markáns vetőrendszerek mentén történt, ezek egyik ága eredményezhette azt, hogy ma Dédestapolcsány ÉÉK-i határában a Bán-patak É-nak szintén nekimegy az alaphegységi kőzeteknek, majd miután átfűrészelte rétegeiket, élesen KDK felé fordulva elhagyja azokat. A Bán-patak völgyének e szakasza azt bizonyítja, hogy a völgy java szintén átöröklődéssel keletkezett. E Bán-patakat irányváltoztatásra kényszerítő vető egyik ága kényszeríthette a Csernely-patakat, hogy az óidei kőzeteket – rövid szakaszon – újra keresztülvéssze.

A Csernely völgyének fejlődéstörténetét röviden összefoglalva hangsúlyozom, hogy véleményem szerint a mai futását kialakító, a Bükk egységes, É-i kora-miocén hegyláb-felszínét lassan széttagoló szerkezeti folyamatok mindenképpen a kora-miocén végén és a középső-miocénban indulhattak meg. A Csernely-patak völgye a Csokvaományi-medence kijáratától torkolatáig átöröklött (epigenetikus), éppúgy, mint az Eger- és a Villó-patak meg a Laskó DNy-i-Bükköt átszelő völgyszakasza.

A Csernely völgyrendszerének néhány jellemző felszínalaktani sajátossága

A Csernely és forráságai (Csokva-, Ományi-, Sátai-patak) széles, kis-közepes mélységű völgygel érkeznek a Csokvaományi-medencébe. A forrásvidék kőzetcsoportjainak (kora- és középső-miocén laza, többnyire agyagos tengeri üledékek) megfelelően völgyoldalaikat gyakran negyedidőszaki talaj- és lejtőcsuszamlások sebhelyei és nyelvei hullámosítják. Ilyen folyamatok napjainkban is előfordulnak. A medence bejáratú kapuinál esésük csökken, szélességük és mélységük aránya tovább növekszik az előbbieik javára. A medencét már egyedül elhagyó Csernely völgye szűkülni, esése növekedni kezd, oldalain ugyancsak a kőzetminőségnek megfelelően (főleg kréta kavics- és homokkő, kevés triász mészkő), egyre ritkábbak a csuszamlásnyomok, s miután Nekézseny K-i felében a patak élesen É-ra fordul, és a föntiekben már felsorolt óidei kőzetek között völgye tovább keskenyedik és mélyül, esése növekszik. Meredek oldalain durva kőfolyások sorakoznak, amelyek jobb oldalán, a Strázs-hegy aljától lefelé, összefüggő törmelékletéjévé nőnek össze. „Lejebb” a devonból és karbonból való kőzetek között az egyre meredekebb mészkőfalakon a törmelékletéjévé ritka kőfolyásokká szakadoznak, és az Upponyi-medencéig a völgy „végképp” mély szurdokká szűkül.

Nekézseny és Uppony között a völgy átöröklött voltát a fönnebbieken kívül helyenként a patak tekergetése is jelzi, kanyarulatai helyenként a legkeményebb kőzetekbe, mint kényyszerformák, mélyen bevágódtak (5. ábra).

Összefoglalás

Íme, példája annak, hogy az újharmad- és negyedidőszaki szerkezeti mozgások hatására egy kora-miocén hegyláb felszín javából hogyan válik napjainkra önálló hegység. S „*Órölnék csendesen tovább az Isten malmai.*” (Juhász Gyula).



5. ábra Átöröklött kanyar a Csernely-patak átöröklött völgyében (HEVESI A. felvétele)
Figure 5 Epigenetic meander in the epigenetic valley of Csernely-brook (photo: A. HEVESI)

HEVESI ATTILA
ME MFK FI Természetföldrajz-Környezettan Intézeti Tanszék, Miskolc
ecoheves@uni-miskolc.hu

IRODALOM

- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. – MTA FKI, Budapest. pp. 748–755.
- HEVESI A. 1986: A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja, különös tekintettel a természetvédelem szempontjaira. Kandidátusi értekezés, – MTA FKI, Budapest. 317 p.
- HEVESI A. 1990: A Bükk felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra. – Magyar Földrajzi Társaság, Budapest. 67 p.
- HEVESI A. 2013: Az Upponyi-hegység ismert és kevésbé ismert tájértékei. – In: FRISNYÁK S.–GÁL A. (szerk.): Kárpát-medence természet, társadalom, gazdaság; Nyíregyháza – Szerencs. pp. 97–111.
- LESS GY. (felelős szerk.) 2002: A Bükk hegység földtani térképe 1 : 50000. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MAROSI S.–SOMOGYI S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere II.köt. – MTA FKI, Budapest. pp. 864–868.
- SZALAI K. 2004: Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-sziget-hegységben és előterein, különös tekintettel a földtani adottságok szerepére. Doktori (PhD) értekezés tézisei. – Debreceni Egyetem, Természettudományi Kar. 22 p.

A SÜTTŐI LÖSZ-PALEOTALAJ SOROZAT KOMPLEX VIZSGÁLATA

HORVÁTH ERZSÉBET – NOVOTHNY ÁGNES – BARTA GABRIELLA

COMPLEX INVESTIGATION
OF THE SÜTTŐ LOESS-PALEOSOL SEQUENCE

Abstract

The Süttő loess-paleosol sequence is the most investigated Late Pleistocene sequence in Hungary. The sediment succession is deposited next to the right bank of the river Danube and covers the travertine of the Hegyháti Quarry in 20 meter thickness. Various investigations and methods were applied on the sequence in order to get chronological and paleoenvironmental informations. Detailed infrared stimulated luminescence (IRSL) dating, high-resolution grain size and magnetic susceptibility analyses were carried out. The MIS5e paleosol is identified by different independent methods in an infilling of a paleovalley. The high resolution results of the stable isotope composition of secondary carbonates provided a quasi-continuous record for the penultimate and ultimate glacial cycles (MIS6-2) and helped to get finer paleoenvironmental signals. Grain-size distribution and magnetic susceptibility data showed similarities with the other European loess-paleosol sequences, as well as the marine oxygen isotope stages. The Süttő sequence is of great importance, because of its intermediate character between the more arid areas of the Southern Carpathian Basin and the moister Western European part of the loess belt.

Keywords: Quaternary, Loess stratigraphy, paleoenvironmental changes

Bevezetés

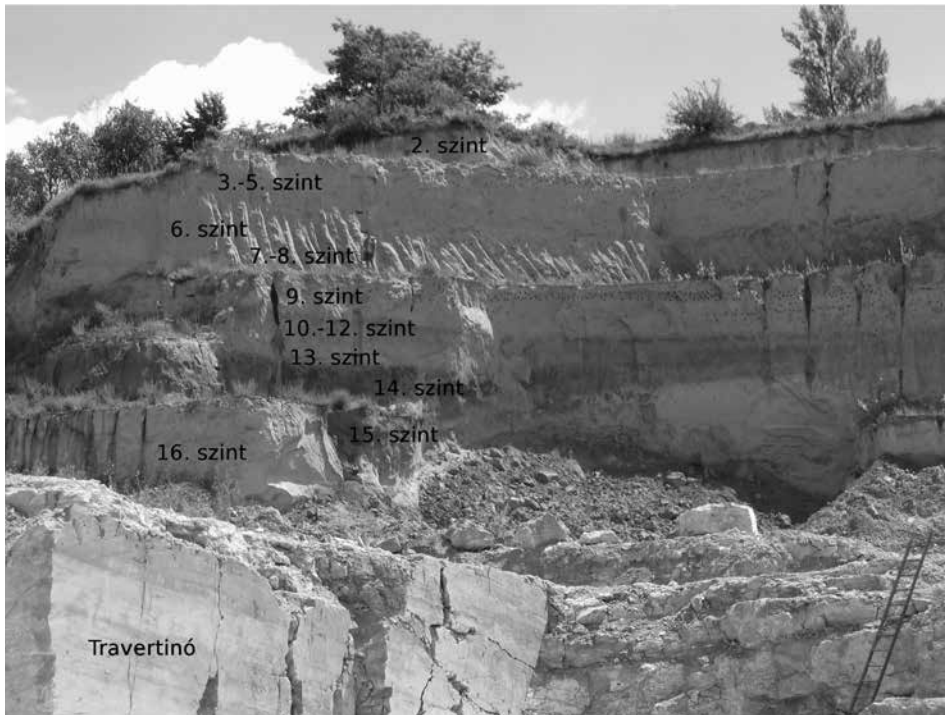
A magyarországi löszkutatás története a XIX. század végéig nyúlik vissza, de csak a XX. század közepétől vannak mérési adataink a löszök képződési koráról, holott enélkül a felismert jelenségek értelmezése is nehézségekbe ütközik.

A löszkeletkezési elméletek elterjedésével párhuzamosan korábban a rétegsorok tagolását a fosszilis talajszintek alapján végezték (relatív kronológiát alakítottak ki), többnyire az erdőtalajokat az interglaciálisokkal, a mezőségi típusú talajokat pedig a rövidebb és kevésbé meleg, csapadékos interstadiálisokkal párhuzamosították, míg a löszöket a hidegebb szakaszok periglaciális klímájához kapcsolták (BULLA B. 1938, PÉCSI M. 1965, 1993). PÉCSI M. (1965) a nagy vastagságú (40 m) rétegsorokat talajtani, kőzettani vizsgálatok és elméleti megfontolások alapján 2 nagy egységre bontotta: a Fiatal és az Idős löszök összletére. Közöttük a Mende Bázis (MB) paleotalaj komplexum jelentette a határt, amelynek felső része (MB1) mezőségi jellegű, az alsó (MB2) barna erdőtalaj jellegű. Az utóbbiról PÉCSI M. (1965) azt feltételezte, hogy az utolsó interglaciális során, mintegy 125 ezer évvel ezelőtt képződött. A kezdeti ún. abszolút kormeghatározások (radiokarbon és lumineszcens vizsgálatok) alátámasztották ezt az elképzelést (PÉCSI M. 1993), azonban az eredményeket különféle hibák terhelték, és a későbbiek nem igazolták (WINTLE, A.G. – PACKMAN, S.C. 1988, ZÖLLER, L. – WAGNER, G. A. 1990, FRECHEN, M. et al. 1997, HORVÁTH, E. 2001, NOVOTHNY, Á. et al. 2002). A mostanra kikristályosodott, és több, egymástól független módszerrel is megtámogatott elképzelés szerint az utolsó előtti glaciális (riss) magában foglaló 6. oxigénizotóp stádium (MIS6) a Mende Felső talajkomplexum alsó tagja (MF2) alatt, a MIS3 az MF1 felett található. Arra a kérdésre azonban még a legújabb vizsgálatokkal sem sikerült egyértelmű választ adni, hogy az utolsó interglaciális jelentő MIS5e

párhuzamosítható-e a MF2 fosszilis talajjal. A bizonytalanság oka az, hogy a klasszikus magyarországi feltárások lumineszcens eredményei alapján a MIS6 és a MIS4 (130-70 ka) között mintegy 50-60 ka időhiánnyal kell számolni (FRECHEN, M. et al. 1997). Az albertirsai löszfeltárás lumineszcens korai azt sugallták, hogy a MIS5 (benne az utolsó interglaciálissal) csaknem teljesen hiányzik, mivel a MIS6 löszre közvetlenül egy 65 ± 10 ka fosszilis talaj települ (NOVOTHNY, Á. et al. 2002). A kérdés megválaszolására olyan löszfeltárás alkalmas, amely nagy vastagságban megőrizte az utolsó 130 ka üledékeit.

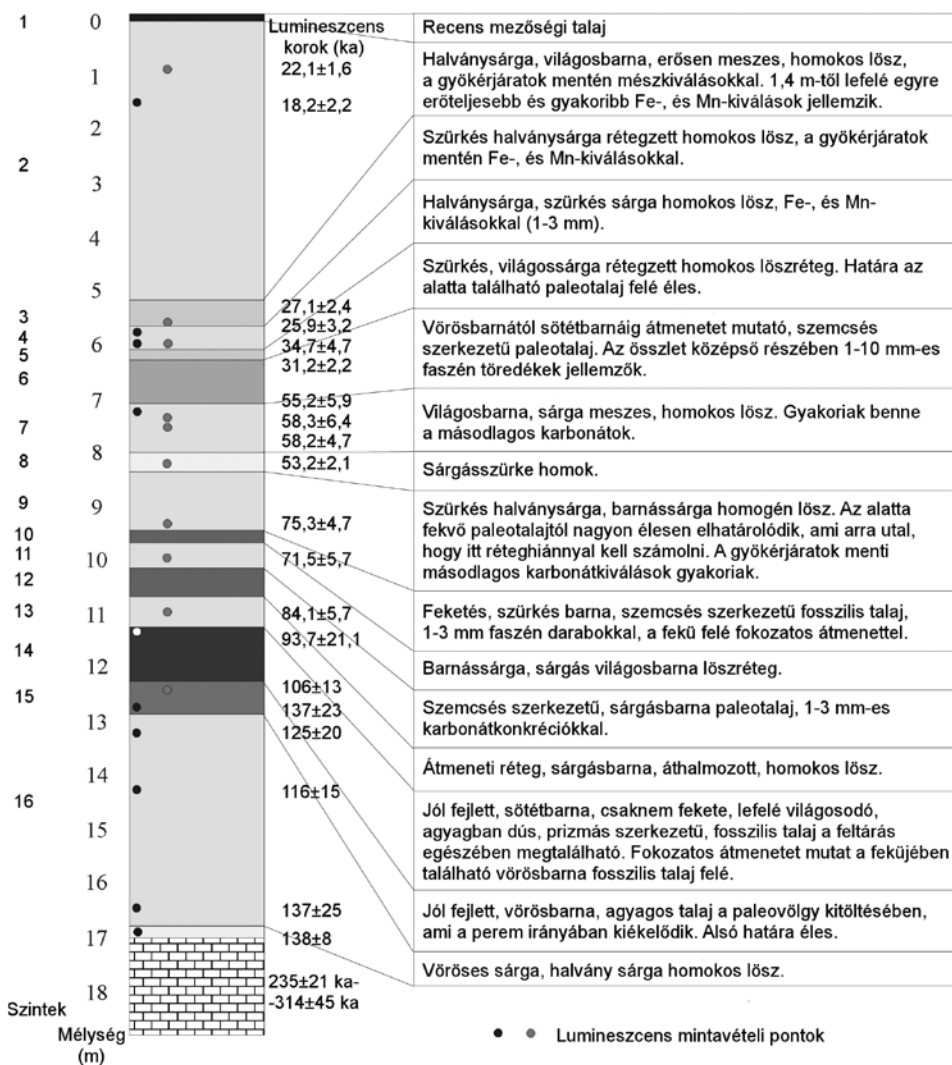
A feltárás bemutatása

A lösz-paleotalaj sorozat a Gerecse északi lábánál Süttőn, a nagy kiterjedésű édesvízi mészkőbánya Hegyháti kőfejtőjében (É.sz. $47^{\circ}144,26'$, K.h. $18^{\circ}126,87'$) 256 m tszf. magasságban, forrásokból származó travertinóra települ; geomorfológiai helyzete szerint ez a Duna V. teraszának tekinthető (SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1988). PAZONYI, P. et al. (2013) paleontológiai eredményei viszont arra utalnak, hogy a süttői travertinó néhol egészen idős lehet (pliocén-kora-pleisztocén), míg a bánya más feltárásaiban jellemzően fiatalabb (középső-pleisztocén). A lösz fektűjében található édesvízi mészkő kora uránsorozatos ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) kormeghatározás alapján középső pleisztocén, azaz $235,7 \pm 21$ ka és $314,7 \pm 45$ ka (MIS7–MIS8) közötti (SIERRALTA, M. et al. 2010), vagyis a fedő lösz ennél fiatalabb, tehát a MIS6-ba sorolható (1., 2. ábra). A csaknem 20 méteres, több paleotalaj szinttel tagolt löszrétegsor fektűjében homok és kavics települ, ami folyóvíz jelenlétére utal.



1. ábra A süttői travertinót fedő lösz-paleotalaj szelvény.

Figure 1 The travertine and the loess-paleosol sequence under study at the Süttő section.



2. ábra A süttői löszfeltárás szintjei a lumineszcens minták helyének jelölésével és a korokkal.
 Figure 2 Stratigraphic logs of the loess profile at Süttő, showing major sedimentological units, luminescence sample positions and ages.

A több részletben vizsgált lösz-paleotalaj sorozatot jellegzetes, egyértelműen azonosítható szintek alapján kapcsoltuk össze. A DNy-i falban 7,6 m vastagságban 7 szintet tudtunk elkülöníteni a recens talajtól a legfelső barna paleotalaj alatti löszig. A csaknem 11 m vastag É-ÉNy-i fal az idősebb rétegeket tárja fel. A feltárás jellegzetessége a homokos löszbe mélyülő paleovölgy, amely kitöltésként megőrizte a legalsó, vörösarna fosszilis talajt (15. szint). Ez a paleovölgy pereme felé elvékonyodik, majd ki is ékelődik, és csak mélyebb paleomorfológiai helyzetekben jelenik meg újra – mint például a Bikol-patak völgytalpának közelében, a lejtő aljában. A talajkomplexum felső, sötétbarna tagja (14. szint) ezzel szemben az egész bányaudvarban jól követhető (1. ábra).

Vizsgálati módszerek

A szelvényből az itt bemutatottak mellett további vizsgálatok is készültek, amelyek eredményeit részben már publikáltuk (paleomágnesesség: a ROLF, C. et al. 2013; AAR: NOVOTHNY, Á. et al. 2009), részben még folyamatban vannak (paleotalajtan).

Lumineszcens kormeghatározás

A lumineszcens kormeghatározásra alkalmas ásványok – pl. a kvarc, a földpátok és esetleg a cirkon – természetes doziméterekként funkcionálnak, mivel eltemetődésük után (a kőzetekből, vagy a kozmoszból érkező) természetes ionizáló sugárzás révén, az eltelt idővel arányosan csapdába esett töltéseket tárolják, amik a laboratóriumi gerjesztéssel (mérés) kiszabadulnak, lumineszcens centrumokban rekombinálódnak, fény szabadul fel, aminek nagysága arányos a csapdába esett töltések mennyiségével. Így a felszabaduló fény intenzitásának mérésével, illetve a természetes ionizáló sugárzás meghatározásával ki tudjuk számítani, hogy az adott ásvány mennyi ideje van eltemetődve, tehát mennyi ideje ülededett le. A módszer sikerességének előfeltétele, hogy az adott ásvány a betemetődése pillanatában lumineszcens szempontból „le legyen nullázódva”, vagyis üres csapdákkal rendelkezzen. Ez legegyszerűbben néhány perces napfénynek való kitettséggel érhető el, tehát az eolikus üledékek tökéletesen alkalmasak lumineszcens kormeghatározásra. A kvarcon végzett méréseknél a gerjesztéshez kék fényt használnak, amit optikailag stimulált lumineszcenciának neveznek (OSL), a földpátokon az infravörös tartományt alkalmazzák, így ezt infravörös sugárzás által stimulált lumineszcenciának (IRSL) nevezzük (WINTLE, A.G. 2008). A módszer mérési határai jelenleg 0-tól ~300 000 évig terjednek. (LIAN, O.B. –ROBERTS, R.G. 2006, SIPOS GY. 2010, THAMÓ BOZSÓ E. –NAGY A. 2010).

A süttői löszökből a több éves mintavételezés során összesen 21 lumineszcens mintát használtunk fel. Egy minta kivételével földpátokon mértünk, (IRSL), mivel csak a homokrétegből sikerült megfelelő érzékenységgű kvarc frakciót leválasztani az OSL vizsgálatokhoz (NOVOTHNY, Á. et al. 2009, 2010, 2011).

Mágneses szuszceptibilitás (MS)

A lösz-paleotalaj rétegsorok képződése során bekövetkező környezeti változásokat jól nyomon lehet követni az MS értékeinek változásával, ami a mágnesezhető ásványok koncentrációját méri. Az alacsonyabb MS értékek ($0,2 \times 10^{-3}$ – $0,4 \times 10^{-3}$ SI) általában a löszökre, a magasabbak ($0,5 \times 10^{-3}$ – $1,1 \times 10^{-3}$ SI) a paleotalajokra jellemzők (HELLER, F. –LIU, T.S. 1986). Így folytonos rétegsor esetében az MS mélység szerinti görbéje alkalmas lehet arra, hogy korreláljuk a negyedidőszaki klímaciklusok görbéivel, pl. mélytengeri oxigénizotóp görbével.

A mérések egy AGICO “KLF3 Minikappa” mérőműszerrel történtek a süttői rétegsor minden 10 cm-éből (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

Szemcseméret meghatározás

A lösz-paleotalaj sorozat szemcseméret-összetételének változása a leülepedés idejének éghajlati tényezőiről ad információt. Egy mintában a finomabb vagy a durvább tartomány felé való eltolódás, vagy a szemcseméret-tartomány szűkebb vagy szélesebb volta öskörnyezeti folyamatok (uralkodó szél erősség, markáns változások a szélirányban) változására

utal. A szemcseméret-eloszlási görbék alakjának vizsgálatával a különböző forrásokból származó részecskék (pl. helyi forrásból származó durvább szemcsék, vagy globális cirkulációban részt vevő finom por) különíthetők el (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

A szemcseméret vizsgálatokhoz a teljes rétegsort 2 cm-enként mintáztuk meg, így ~1000 minta mérése alapján lehetővé vált az eredmények finom skálán történő értelmezése. A méréseket Beckman-Coulter LS 13320 PIDS típusú lézer diffraktométerrel végeztük, amely a 0,02-2000 μm -es tartományban mér. A 40 reprezentatív mintán elvégzett teszt-mérések alapján kidolgozott mérési protokollal mértük végig a mintákat, minden esetben ötször megismételve a méréseket (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).

Másodlagos karbonátok vizsgálata

Másodlagos karbonátok arid és szubhumid körülmények között képződnek, miközben a talaj pH értéke 7-nél nagyobb és az évi átlagos csapadékmennyiség 750 mm alatt marad (CERLING, T.E. 1984). A kicsapódó másodlagos karbonátok és a talajban lévő CO_2 között végbemenő gázdifúziós folyamatok és az izotóp frakcionáció a talaj szerves anyagához képest magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékeket okoznak (CERLING, T.E. 1984). A karbonátok kristályrácsába beépülő C-izotópok a cementálódás és újrakristályosodás folyamán mélységfüggő és regionális eltéréseket mutató $\delta^{13}\text{C}$ értékeket adnak (BOGUCKYJ, A.B. et al. 2006). A $\delta^{18}\text{O}$ értékek a helyi csapadék oxigén izotóp összetételét tükrözik és hőmérséklet-függést is mutatnak (QUADE, J. et al. 1989, DWORKIN, S.I. et al. 2005).

A másodlagos karbonátok altípusai a következők: meszesedett gyökérsejtek (CRC); felület alatti bevonatok (HC); felületi bevonatok (CC) és altípusuk (CC2); HC+CC kombinált forma; földigiliszta bioszferoidok (EBS). Bővebb leírás található róluk BARTA G. (2013) munkájában.

Eredmények

Lumineszcens kormeghatározás

A 21 lumineszcens minta koradatai többnyire szisztematikus növekedést mutatnak a mélységgel. Kivételt képez a löszrétegsor legalsó 4 métere (16. szint), ahol a korok stagnálnak (125 ± 20 ka, 116 ± 15 ka, 137 ± 25 ka, 138 ± 8 ka; 2. ábra). Ez arra utal, hogy az IRSL módszer elérte a mérési határát, ennél idősebb korokat mérni ezzel a módszerrel nem lehet. Így nyitott kérdés marad, hogy ezek a rétegek a MIS6-on belül pontosan mikor rakódtak le. A kiegészítő infravörös-radiofluoreszcens (IR-RF) mérések arra utalnak, hogy inkább a MIS6 elején keletkezettek, azonban ennél a módszernél figyelembe kell vennünk a kor felülbecslésének veszélyét (NOVOTHNY, Á. et al. 2010).

A 11 és 13 m közötti talajkomplexum kora jól mérhető, és ezek alapján az alsó, vörösebb talaj (15. szint) anyagának leülepedése (106 ± 13 ka, 137 ± 23 ka) a MIS5e-re lenne tehető. Ennek azonban ellentmondanak PAZONYI P. et al. (2013) vizsgálatai, akik a gerinces fauna vizsgálatai alapján úgy vélik, hogy ez a réteg inkább a száraz és hűvösebb MIS5d idején fejlődhetett ki. A talajkomplexum felső tagja (14. szint), a MIS5c-be ($93,6 \pm 21,1$ ka) tartozhat (NOVOTHNY, Á. et al. 2011), amit alátámasztanak PAZONYI P. et al. (2013) eredményei is. A talajkomplexum fölötti (9-13. szintek) löszrétegek lumineszcens korai alapján ($75,3 \pm 4,7$ ka, $71,5 \pm 5,7$ ka, $84,1 \pm 5,7$ ka) a két barna erdőtalaj feltehetőleg a melegebb, de kissé száraz MIS5a idején képződött.

Az alsó paleotalajok feletti lösz és homok rétegek (7-9. szint) kora nagy valószínűséggel MIS4 (OSL kor a 8. egységből: $53,2 \pm 2,1$ ka, IRSL korok a 7. és 9. szintből: $55,2 \pm 5,9$ ka

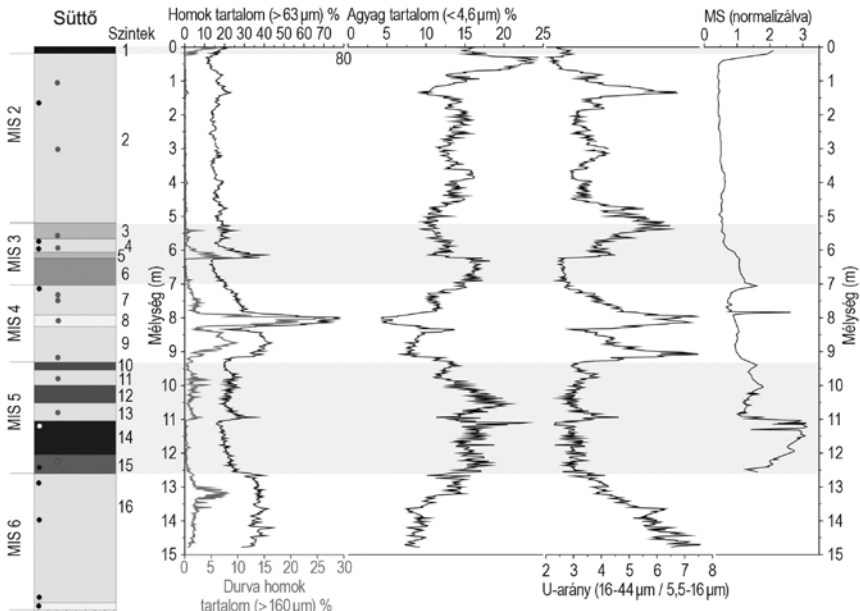
58,3 ± 6,4 ka, 58,2 ± 4,6 ka és 75,3 ± 4,7 ka). A 7. szint IRSL korainak nagy hasonlósága (55,2 ± 5,9 ka 58,3 ± 6,4 ka, 58,2 ± 4,6 ka) arra utal, hogy a különálló szelvényeket helyesen sikerült összeilleszteni. A homokrétegből mért OSL kor ugyan egy kicsit alacsonyabb (53,2 ± 2,1 ka) a felette fekvő löszrétegből mért IRSL koroknál, de a hibahatárokat figyelembe véve még így is összhangban vannak, ami arra utal, hogy a homokréteg a felette található löszréteggel nagyjából egy időben keletkezett, valószínűleg egy-két jelentősebb, rövid ideig tartó esemény (homokvihár) eredményeképpen.

A lumineszcens korok alapján (27,1 ± 2,4 ka – 3. szint; 25,9 ± 3,2 ka, 31,2 ± 2,2 ka és 34,7 ± 4,7 ka – 4. szint) a MIS3 melegebb, kicsit csapadékosabb időszakát egy világosabb barna erdőtalaj, két vízszintesen rétegzett szürkés árnyalatú szint és az általuk közrefogott löszréteg reprezentálja (3-6. szint).

A rétegsor legfelső 5 méterét (2. szint) egy többé-kevésbé homogén, homokos löszösszlet alkotja. Az eredményekből látszik (22,1 ± 1,6 ka, 18,0 ± 2,2 ka és 29,6 ± 1,5 ka), hogy viszonylag rövid idő alatt nagy vastagságú üledék halmozódott fel, tehát a MIS2 során a porfelhalmozódás aránya jóval magasabb lehetett, mint azt megelőzően. A porhullás és a löszképződés befejeződését Süttő környékén ~20 ezer évre tehetjük.

Mágneses szuszceptibilitás (MS)

Az MS értékek 186×10^{-6} [SI] és 1350×10^{-6} [SI] között változnak a rétegsorban (3. ábra). A legalacsonyabbak a feltárás legfelső, homogén löszében (2. szint), a középső részen (7-9. szint) már kissé magasabbak. A legalsó négy paleotalaj (10-15. szint) MS értékei a legmagasabbak, azonban a felső két paleotalajban (10. és 12. szint) az alsókénál (14-15. szint) jóval alacsonyabb értékeket mértünk, ami az eltérő képződési körülményekkel függ össze (NOVOTHNY, Á. et al. 2011).



3. ábra A süttői löszszelvény szemcseméret elemzésének eredményei

Figure 3 Stratigraphic logs of the loess profile at Süttő, showing variations of grain size parameters

Forrás/Source: NOVOTHNY, Á. et al., 2011.

Szemcseméret eloszlások

A minták szemcseméret-eloszlása megfelel a tipikus lösz-paleotalaj mintákénak, többmódusú, jobbra ferde, balra elnyúló eloszlást mutat, domináns a durva közetliszt és a finomhomok frakció. A homoktartalom, a homokrétég kivételével 10% és 40% között ingadozik, a szelvényben lefelé kissé emelkedő tendenciát mutat (3. ábra). Lokális maximumait a szelvény legalsó részében (16. szint), közvetlenül a homokrétég alatt, valamint az alsó, szürkés, finoman rétegzett szintben (5. szint) éri el. A löszrétegek agyagtartalma (<4,6 μm) 7% és 15% között váltakozik, míg a paleotalajokban ennél magasabb, 15-20%-os. A legmagasabb agyagtartalma a recens talajnak van.

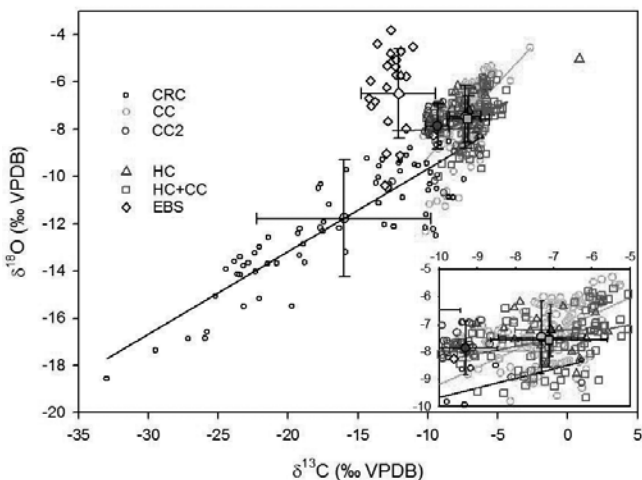
A löszszelvény egészére kiszámítottuk a homok (>63 μm), a durva homok (>160 μm), az agyagtartalom (<4,6 μm) és az U-arány (16-44 μm / 5,5-16 μm) (VANDENBERGHE, J. F. et al. 1993) változását. Ezek segítségével nyomon követhetjük az éghajlat ingadozásait napjainkig (MIS2-ig), ugyanis a szemcseméret-eloszlások változásai tükrözik a szélrendszer változását (erősség, irány, forrástól való távolság). A hűvösebb időszakok üledékeiben az erősebb szelek miatt a durvább szemcseméretetek jellemzőek, a finomabb frakció dominanciája pedig a melegebb periódusokra utal. Ennek a változásnak a felismerésére használják az U-arányt, melynek magasabb értékei a hidegebb, alacsonyabb értékei pedig a melegebb idősziakra utalnak (VANDENBERGHE, J.F. et al. 1985), figyelmen kívül hagyva a másodlagosan képződött agyagásványokat és az esetlegesen szaltációval mozgatott homok frakciót. A süttői szelvényben az U-arány görbéjén a maximumokat mindig a glaciálisok / stadiálisoknál láthatjuk. A MIS6 és MIS4 maximumai nagyjából egyformák. A MIS6 során fokozatosan csökkenő tendencia figyelhető meg, ami az éghajlat fokozatos melegedésére és nedvesebbé válására utalhat. Hasonló folyamat játszódott le – bár rövidebb idő alatt – a MIS4 időszak második felében is. A MIS2 során az U-arány értékei meglehetősen nagy ingadozást mutatnak, amiben bizonyos ciklikusság is felfedezhető, feltehetően az ezen időszak alatt lejátszódó éghajlat ingadozások (hűvösebb–enyhébb, ill. szárazabb–kicsit nedvesebb periódusok) következményeként.

A homokfrakció is jelentős információt szolgáltat a szél erősség hirtelen, „eseményszerű” megváltozásairól, vagy a szél erősség és/vagy -irány hosszú távú megváltozásáról. Erre példát mutatnak a szelvényben a MIS6, 4 és 2 közötti homoktartalombeli különbségek, melyből jól látszik a homok- és durva homoktartalom lassú, de folyamatos csökkenése (10-15%-ról 5-10%-ra). Ezekben az időszakokban elvileg hasonlóan hideg, száraz éghajlat uralkodott, de a homoktartalom csökkenése rávilágít arra a változásra, hogy a szél erőssége egyre csökkenhetett és/vagy a szélirány változhatott meg az idők folyamán, így az eltérő forrásterületről kissé eltérő szemcseösszetételű (kevesebb homokfrakciót tartalmazó) anyagot szállított a szél.

Az agyagásványok leginkább a talajképződés során keletkeznek, így ennek megnövekedett értékei a meleg és csapadékos, talajképződésre alkalmas időszakok (MIS3, 5) markerei (3. ábra). A glaciálisok / stadiálisok üledékeiben nagyon lecsökken az agyagtartalom aránya, azonban összehasonlítva a MIS6, 4 és 2 időszakokat, kismértékű, fokozatos emelkedés figyelhető meg. A MIS2-n belül az agyagtartalom kismértékű ciklikus ingadozását tapasztalhatjuk az U-arány ciklikusságához hasonlóan, ami az utolsó stadiális hűvösebb, szárazabb, illetve enyhébb, kissé nedvesebb periódusaira utalhat (Heinrich események – DO ciklusok). Ezek a mikrociklusok ugyan nem tartottak olyan sokáig, hogy szabad szemmel jól látható talajosodás mehessen végbe, de a szemcseméret-eloszlásokból látszik, hogy megindult az agyagásványok képződése, felhalmozódása.

Másodlagos karbonátok stabil izotóp összetétele

A másodlagos karbonátok három jellegzetes klasztert képeznek (4. ábra). Biomineralizációs folyamatokat tükröz a CRC és a legnegatívabb $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeket mutatja. Az értékek között fennálló pozitív korreláció utalhat arra, hogy a biomineralizációs hatások a klíma befolyása alatt álltak (KOENIGER, P. et al. 2012). Különálló csoportot képez az EBS, melyre valószínűleg nagy befolyással voltak a tápanyagfelvétel és feldolgozás sajátosságai, így a szerves szén megemésztéséhez kapcsolódó izotóp frakcionáció, illetve a beszivárgó csapadékvíz izotóp összetétele (részletesen lásd: in KOENIGER, P. et al. 2012). A harmadik csoportba tartoznak a hidrogénkarbonátos oldatokból közvetlen kicsapódással létrejött típusok (HC, HC+CC, CC2). A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek HC esetében általában pozitívabbak, mint a többi típusnál. A legnegatívabb értékeket a CC2 mutatja. A különbségek a HC és CC értékek esetén valószínűleg az eltérő genetikából adódhatnak: míg a HC kialakulása egyidejűnek feltételezett az üledékképződéssel (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997), addig CC bármikor kiválhat az oldatvándorlások során (HORVÁTH, E. et al. 2007). Általánosságban a másodlagos karbonátok stabilizotóp értékei eltérő mintázatokat mutattak lösz, homokos lösz és paleotalaj horizontokban (KOENIGER, P. et al. 2012).



4. ábra A másodlagos karbonátok stabilizotóp értékeinek megoszlása ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$)

Figure 4 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ plot of the stable isotope composition of secondary carbonates

Forrás/Source: KOENIGER, P. et al., 2012.

Összefoglalás

A süttői lösz-paleotalaj sorozat a legrészletesebben feldolgozott késő-pleisztocén rétegsor Magyarországon, amely több mint 150000 év klímátörténetét öleli fel. A szemcseméret-eloszlási és mágneses szuszceptibilitás adatok alapján a szelvény hasonlatosságot mutat több európai feltárás mintázatával, így pl. a szerbiai Surduk és Titel szelvényekkel. A MIS6-4 periódusban lerakódott durva szemcseméretű anyagok azonban kisebb eltéréseket rajzolnak ki az említett feltárásokhoz képest és jóval intenzívebb porfelhalmozódásra utalnak.

A stabilizotóp értékek a klímajelek finomabb értelmezésében segítenek. A süttői feltárás különös jelentőségű, hiszen átmenetet képez a nedvesebb éghajlaton fejlődött nyugat-európai és a szárazabb környezetet képviselő dél-kárpát-medencei lösz-szelvények között.

HORVÁTH ERZSÉBET

ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
erzsebet.horvath@ttk.elte.hu

NOVOTHNY ÁGNES

ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
agnes.novothny@gmail.com

BARTA GABRIELLA

ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
gabriellabarta86@googlemail.com

IRODALOM

- BARTA G. 2013: Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2013.08.019
- BECZE-DEÁK, J. – LANGOHR, R. – VERRECCHIA, E. P. 1997: Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. – *Geoderma* 76 pp. 221–252.
- BOGUCKYJ, A.B. – LANZONT, M. – ŁAĆKA, B. – MADEYSKA, T. – ZAWIDZKI, P. 2006: Stable isotopic composition of carbonates in Quaternary sediments of the Skala Podil'ska sequence (Ukraine). – *Quaternary International* 152–153. pp. 3–13. doi:10.1016/j.quaint.2005.12.016.
- BULLA B. 1938: Pleisztocén lösz a Kárpát-medencében – In: Válogatott természeti földrajzi tanulmányok. – Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 18–60.
- DWORKIN, S.I. – NORDT, L. – ATCHLEY, S. 2005: Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. – *Earth and Planetary Science Letters* 237. 1–2. pp. 56–68. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.054.
- FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – GÁBRIS, GY. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* 48. pp. 291–312.
- HELLER, F. – LIU, T. S. 1986: Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. – *Geophysical Research Letters* 13. 11. pp. 1169–1172.
- HORVÁTH E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. – *Quaternary International* 76–77. pp. 157–163.
- HORVÁTH, E. – BRADÁK, B. – NOVOTHNY, Á. – FRECHEN, M. 2007: A löszök paleotalajainak rétegtani és környezetrekonstrukciós jelentősége. – *Földrajzi Közlemények* 131. 4. pp. 389–406.
- KOENIGER, P. – BARTA, G. – THIEL, C. – BAJNÓCZI, B. – NOVOTHNY, Á. – HORVÁTH, E. – TECHMER, A. – FRECHEN, M. 2012: Stable isotope composition of bulk and secondary carbonates from the Quaternary loess-paleosol sequence in Süttő, Hungary. – *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2012.06.038.
- LIAN, O.B. – ROBERTS, R.G. 2006: Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. – *Quaternary Science Reviews* 25. pp. 2449–2468.
- NOVOTHNY, Á. – HORVÁTH, E. – FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary—improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. – *Quaternary International* 95–96. pp. 155–163.
- NOVOTHNY, Á. – FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – BRADÁK, B. – OCHES, E.A. – MCCOY, W.D. – STEVENS, T. 2009: Luminescence and amino acid racemisation chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – *Quaternary International* 198. pp. 62–76.
- NOVOTHNY, Á. – FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – KRIBETSCHKE, M. – TSUKAMOTO, S. 2010: Infrared stimulated luminescence and infrared-radiofluorescence dating of quaternary sediments in Hungary. – *Quaternary Geochronology* 5. pp. 114–119.
- NOVOTHNY, Á. – FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – WACHA, L. – ROLF, C. 2011: Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. – *Quaternary International* 234. 1–2. pp. 75–85.

- PAZONYI P.–KORDOS L.–MAGYARI E.–MARINOVA, E.–FÜKÓH L.–VENCZEL M. 2013: Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő Travertine Complex (Hungary). – *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2013.02.031
- PÉCSI M. 1965: Zur Fragen der Löss- und lössartigen Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. – *Földrajzi Közlemények* 89. pp. 305–323.
- PÉCSI M. 1975: Stratigraphical subdivision of the Hungarian loess sections. – *Földrajzi Közlemények* 99. 3–4. pp. 217–230
- ROLF, C.–HAMBACH, U.–NOVOTHNY Á.–HORVÁTH E.–SCHNEPP, E. 2013. Dating of a Last Glacial loess sequence by relative geomagnetic palaeointensity: A case study from the Middle Danube Basin (Süttő, Hungary). – *Quaternary International* in press
- PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, Budapest. 420 p.
- SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1988: Freshwater limestones of the Gerecse and Buda Hills (in Hungarian). – *Földrajzi Tanulmányok*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 129 p.
- SIERRALTA, M.–KELE, S.–MELCHER, F.–HAMBACH, U.–REINDERS, J.–VAN GELDERN, R.–FRECHEN, M. 2010: Uranium-series dating of travertine from Süttő: implications for reconstruction of environmental change in Hungary. – *Quaternary International* 222. pp. 178–193.
- SIPOS GY. 2010: A lumineszcens kormeghatározás régészeti és művészettörténeti alkalmazása I. – *Természet Világa* 141. 6. pp. 279–282.
- THAMÓ BOZSÓ E.–NAGY A. 2010: Üledékes kőzetek betemetődési korának meghatározása kvarc szemcsék fotolumineszcens (OSL) vizsgálatával. – *Földtani Közlöny* 141. pp. 41–56.
- VANDENBERGHE, J.F.–MÜCHER, H.J.–ROEBROEKS, W.–GEMKE, D. 1985: Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, The Netherlands. – *Mededelingen Rijks geologische Dienst* 39. 1. pp. 7–29.
- VANDENBERGHE, J.–MOMMERSTEEG, H.–EDELMAAN, D. 1993: Lithogenesis and geomorphological processes of the Pleistocene deposits at Belvédère. – *Mededelingen-Rijks Geologische Dienst* 47. pp. 7–18.
- WINTLE, A.G.–PACKMAN, S.C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. – *Quaternary Science Reviews* 7. pp. 315–320.
- WINTLE, A. G. 2008: Luminescence dating: where it has been and where it is going. – *Boreas*, 37. pp. 471–482.
- ZÖLLER, L.–WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess – recent developments. – *Quaternary International* 7–8. pp. 119–128.

LOKÁLIS TALAJVÁLTOZATOK A VERŐCEI TÉGLAGYÁR KÖRNYEZETÉBEN – A PÉCSI-FÉLE LŐSZRÉTEGTAN NYITOTT KÉRDÉSEI

**BRADÁK BALÁZS – KISS KLAUDIA – BARTA GABRIELLA
– VARGA GYÖRGY – SZEBERÉNYI JÓZSEF
– NOVOTHNY ÁGNES – SZALAI ZOLTÁN – MÉSZÁROS ERZSÉBET
– MARKÓ ANDRÁS**

**LOCAL VARIANTS OF PALEOSOLS IN THE BRICK-YARD OF VERŐCE
– QUESTIONS OF PÉCSI'S LOESS-STRATIGRAPHY**

Abstract

One of the most outstanding parts of Márton Pécsi's scientific achievement is related to the investigation of loess-paleosol series. With the detailed stratigraphic partitioning of the most important sequences and complex characterization of certain units, he initiated the lithostratigraphic subdivision of Plio-Pleistocene terrestrial deposits in Hungary. Paleosols, intercalating the loess sediments are important segments of this lithostratigraphic subdivision, as they serve as marker horizons.

Based on their soil-genetic levels, paleosols have been set against recent soils; this comparison was the ground of paleoenvironmental reconstructions. However, different paleogeomorphological position and its various processes can lead to the formation of different soil-types. At the boundary of distinct facieses, beside the general effects of climatic forcing of climate-cycles, the smaller amplitude variations within the given cycle could play important role in soil-formation (e.g. sediment-accretion, redeposition, pedogenic overprinting). These processes can well be traced in the sections of the abandoned brick-yard at Verőce.

Keywords: loess, paleosol, paleoenvironment

Bevezetés

PÉCSI MÁRTON sokoldalú munkásságának egyik legkiemelkedőbb részét képezik a lösz-paleotalaj sorozatokhoz kapcsolódó kutatások. Vizsgálatai során mára típusszelvényekké váló rétegsorok részletes rétegtani felosztásával, az egyes egységek összetett jellemzésével az MTA X. osztálya Földtani Bizottságának Rétegtani Albizottsága által használatos litosztratigráfiai tagolás alapjait teremtette meg (PÉCSI, M. 1975; PÉCSI, M. 1985; PÉCSI, M. 1995). A rétegtani besorolás fontos részét képezik a löszkötegeket tagoló, rétegtani vezetősíntként szolgáló paleotalaj horizontok.

A paleotalajokat, beazonosított talajgenetikai szintjeik alapján, leggyakrabban recens talajokhoz hasonlították, ez képezte egyben az őskörnyezet rekonstrukciók kiindulási pontját is (PÉCSI M. et al. 1977). Azonban lokális szinten különböző talajváltozatok kialakulását eredményezheti az eltérő paleogeomorfológiai helyzet, különböző felszínalakító folyamatok. A különböző fáciesek határán fekvő területeken, a klímaciklusokhoz kapcsolható éghajlatváltozások általánosan működő hatása mellett a talajképződés során jelentős szerep jut az adott klímacikluson belül megjelenő hatásoknak (pl. geomorfológiai folyamatok során bekövetkező üledékhozzáadódás, áthalmazódás és újratalajosodás). Ezeknek a folyamatoknak a hatása jól nyomon követhető a verőcei elhagyott téglagyár területén kialakított szelvényekben leírt talajváltozatok esetén.

Szelvények elhelyezkedése, leírása, terepi megfigyelések

A verőcei téglagyár területen, a fő bányaudvar „lépcsőin” és a kisebb udvarokban sikerült több, összetett geomorfológiai helyzetben kialakult szelvényt kialakítani (*1. ábra*). Az alábbiakban a bemutatott szelvények közül a P4 paleotalaj-változatokra vonatkozó leírásokat közöljük részletesen.

A *D feltáráson* belül a P4 talaj a D3 és D2 szelvényekben jelenik meg. A D2 szelvényben a talaj az elvétve karbonátkonkréciókkal és meszesedett gyökérsejtekkel illetve felület alatti bevonatokkal jellemezhető sárga, homogén löszös rétegből (L5) fejlődik ki. A löszréteg felső szakaszában megnő a karbonátkonkréciók száma (L5-P4) és közvetlenül a fedő paleotalaj réteg legalsó átmeneti szintje alatt, a mikroméretű karbonát kiválások száma (P4, D3-2).

A D2 feltárást, egy paleodepresszió kitöltéseként, erőteljes kifejlődésű P4 paleotalaj uralja (D2, P4). A paleotalaj legalsó, átmeneti szakaszát vörös (D2-8), majd egy újabb átmeneti szinttel (D2-7) csatlakozó barna (D2-6,5) és legfelső talajgenetikai szintként egy fekete szint (D2-4) követi. A barna szintet egy alsó, vörös anyagkitöltésű biogalériákban gazdag és egy fedő agyaghártyás, poliédeses-nagy szemcsés talajszerkezetű, kvarctörédekeket tartalmazó alszint alkotja. Erre a barna színű szintre települ egy markáns, gyökérjáratokat kitöltő karbonátokat tartalmazó, szemcsés talajszerkezetű fekete talajszint.

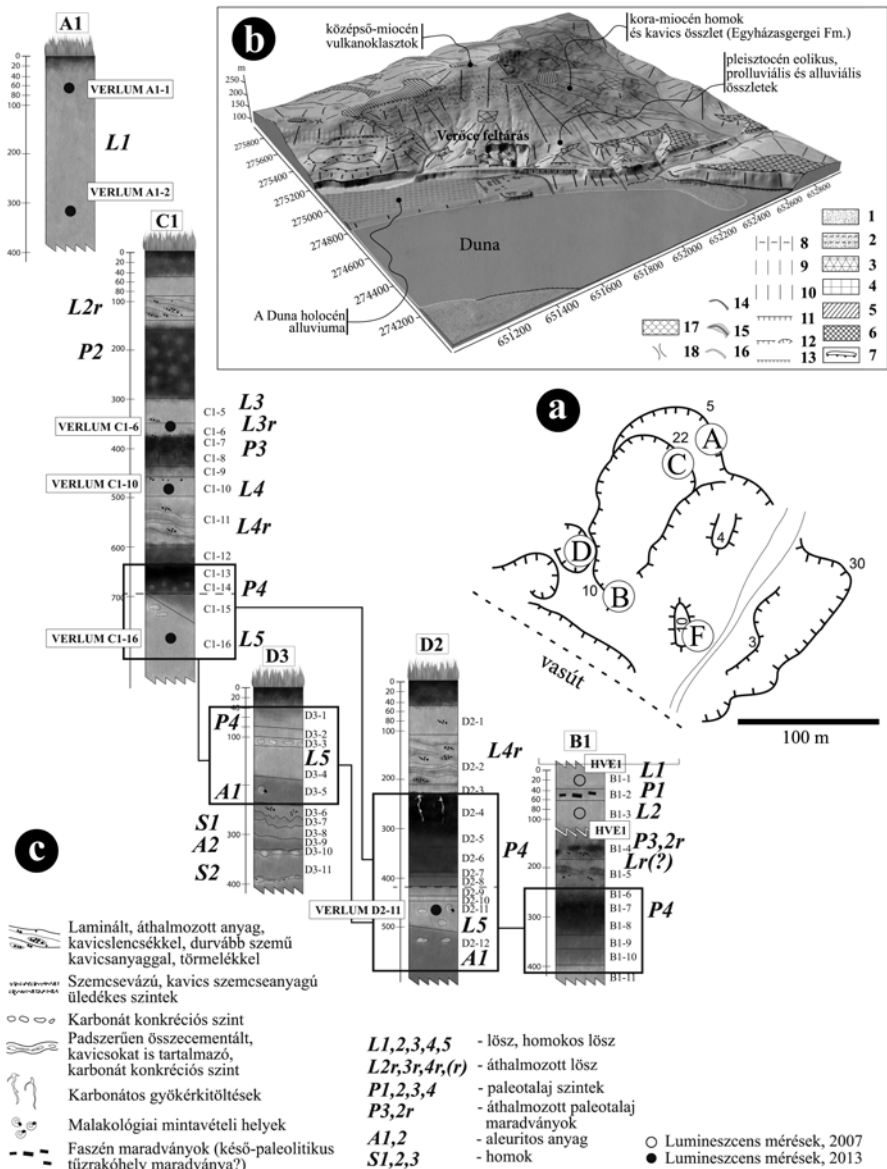
A *C1 szelvény* legalsó rétegét alkotó L5 löszben (C1-16) kialakult mélyedés kezdő szakaszát azonosítottuk, melyben a fedő P4 paleotalaj átmeneti szintje jelent meg (C1-15 és C1-15b). Az átmeneti szintre folyamatosan települ egy vörösesbarna gyökérjáratokkal tarkított (C1-14) és egy fekete paleotalaj szint (C1-13). Maga a C feltáráshoz azonosított P4 paleotalaj réteg azonban, a D feltáráshoz leírt két méteres kifejlődéshez képest is alig haladja meg az 1 métert és a fekete és a barna szint vastagsága is mindössze 60 cm!

A *B1 szelvényt*, követve a régészeti irodalom leírásait (GÁBORI, M. – GÁBORI, V. 1957), a tűzrakó helyként azonosított faszenes rétegeknél alakítottuk ki. A szelvény alsó szakaszában szintén megjelent a P4 paleotalaj horizont. A szelvény fekjét az L5 löszréteg alkotta (B1-11), melyen vörösesbarna átmeneti szakasszal (B1-10) egy paleotalaj horizont (P4) fejlődött ki (B1-10, 9, 8,7, 6). A paleotalaj 4 genetikai szintre tagolható: az alsó átmeneti (B1-10), az azt követő barnászvörös, kevés biogalériát tartalmazó (B1-9), a sötétbarna színű (B1-8) és a záró, legfelső, fekete színű (B1-7) talajszintre. A paleotalaj horizont a terepi megfigyelések alapján a D és C feltárások alsó P4 talajszintjével párhuzamosítható. A fekete szint átmenetes szakasszal (B1-6) kapcsolódik a fedő, szürkésbarna, helyenként finoman rétegzett, kavicszinórokat tartalmazó réteghez (B1-5) (*1. ábra*).

Terepi mintavétel és a kutatási módszerek rövid ismertetése

A felvett szelvényekből rétegtani egységenként begyűjtött lösz, paleotalaj és egyéb löszszerű üledékminták *szemcseméret vizsgálatait* a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetében Fritsch Analysette 22 Compact lézeres szemcseanalizátorral végeztük el. A lézeres diffrakció elvén működő szemcseelemzéshez szükséges előkészítést KONERT, M. – VANDENBERGHE, J. (1997) alapján végeztük el, melyet a nemzetközi gyakorlatban is gyakran alkalmaznak, így a más szerzők eredményeivel való összehasonlítás is megbízhatóbb.

A *szerves anyag tartalom* (TOC, teljes szerves széntartalom) mennyiségi meghatározását non-diszperzív infravörös (NDIR) spektroszkópiával végeztük Tekmar Apollo 9000 TOC analizátorral, 800°C-on.



1. ábra (a) A verőcei bánya alaprajza a szelvényekkel; (b) A terület digitális domborzatmodellje, fő geológiai és geomorfológiai képződményei: 1 – alacsonyártér (103-104 tszfm), 2 – magasártér (105-106 tszfm), 3 – hegylábi előtéri felszín (140-150 tszfm), 4 – hegyláb felszín 160-180 tszfm magasságban, 5 – magas helyzetű felszín (210 tszfm felett), 6 – tetőfelszín, 7 – csuszamlások, 8 – csuszamlásra hajlamos lejtő, 9 – kis lejtésű normál lejtő (dőlés 2,5–5°), 10 – normál lejtő (dőlés 5° <), 11 – meredek lejtő, természetes bevágás, 12 – mesterséges bevágás, bányafal, 13 – csuszamlás szakadási felület, 14 – eróziós völgy, 15 – eróziós-deráziós völgy, 16 – eróziós vízmosás, 17 – völgyközi hát, 18 – nyereg; (c) A vizsgált szelvények részletes rétegtani felépítése.

Figure 1 (a) The map of the abandoned brickyard; (b) The digital elevation model and geomorphology of the area: 1 – lower alluvial plain (103-104 m a.s.l.), 2 – higher alluvial plain (105-106 m a.s.l.), 3, 4, 5 – pediments in different levels 140-150 m a.s.l., 160-180 m a.s.l and above 210 m a.s.l., 6 – top, 7 – landslides, 8 – slope with the possibility of mass movements, 9 – slope (2,5-5°), 10 – slope (5° <), 11 – natural outcrop, 12 – artificial outcrop, brickyard wall, 13 – wall of landslides, 14 – erosional valley, 15 – valley with erosion and derasion, 16 – erosional gully, 17 – interfluvium, 18 – col; (c) The detailed description of the investigated profiles.

A *spektrofotometriás vizsgálatokat* Shimadzu UV-3600 spektrofotométeren 240-2400 nm hullámhossz-tartományban, 1,0 nm-es felbontással végeztük, LISR-3100 integráló gömb feltétellel, diffúz reflektancia módban. Standardként BaSO₄ port használtunk, amelynek reflektanciája a teljes hullámhossz-tartományban 100%. A reflektancia görbék előfeldolgozásához Shimadzu UVProbe 2.42 szoftvert használtunk.

A *termogravimetriás méréseket* Derivatograph-Q 1500-D típusú műszerrel, 20-1000°C tartományban végeztük. A mérési eredmények feldolgozásához MOM Winder 6.0 szoftvert használtunk. A hőmérséklet-növekedés hatására bekövetkező tömegcsökkenés a termogravimetriás (TG) görbe és első deriváltja alapján számítható (FÖLDVÁRI, M. 2011). A DTA (differenciál termikus analízis) görbén észlelhető exoterm és endoterm csúcsok a minta fizikai és kémiai tulajdonságaiban különböző hőmérsékleteken bekövetkező változásokra utalnak.

Másodlagos karbonátok vizsgálatához összesen 117 teljes minta került kivételre (100-120 g) 10 cm-es függőleges felbontással a B, C és D2 profilokból. Nedves szitálás (500 μm) után minták szeparálása binokuláris mikroszkóp alatt történt.

A terepi leírásokat a *Harden-teszt* szempontrendszer alapján bővítettük ki (HARDEN, J. 1982), mely lehetőséget adhat az egyes terepen megfigyelhető jellegzetességek félkvantitatív feldolgozására. A számszerűsített, normalizált értékekből képzett „*horizont-index*” az egyes talajgenetikai szintek összehasonlítását-párhuzamosítását segítik, az egész talajra vonatkozó „*fejlettség-index*” pedig a talajképződés korára adhat becslést.

A *mikromorfológiai vizsgálatokhoz* irányított mintavételezés történt a völgykitöltésként megjelenő P4 paleotalaj horizont egyes talajszintjeiből. A mintákból kialakított 6×9 cm méretű csiszolatok elemzése adta az eredményeket.

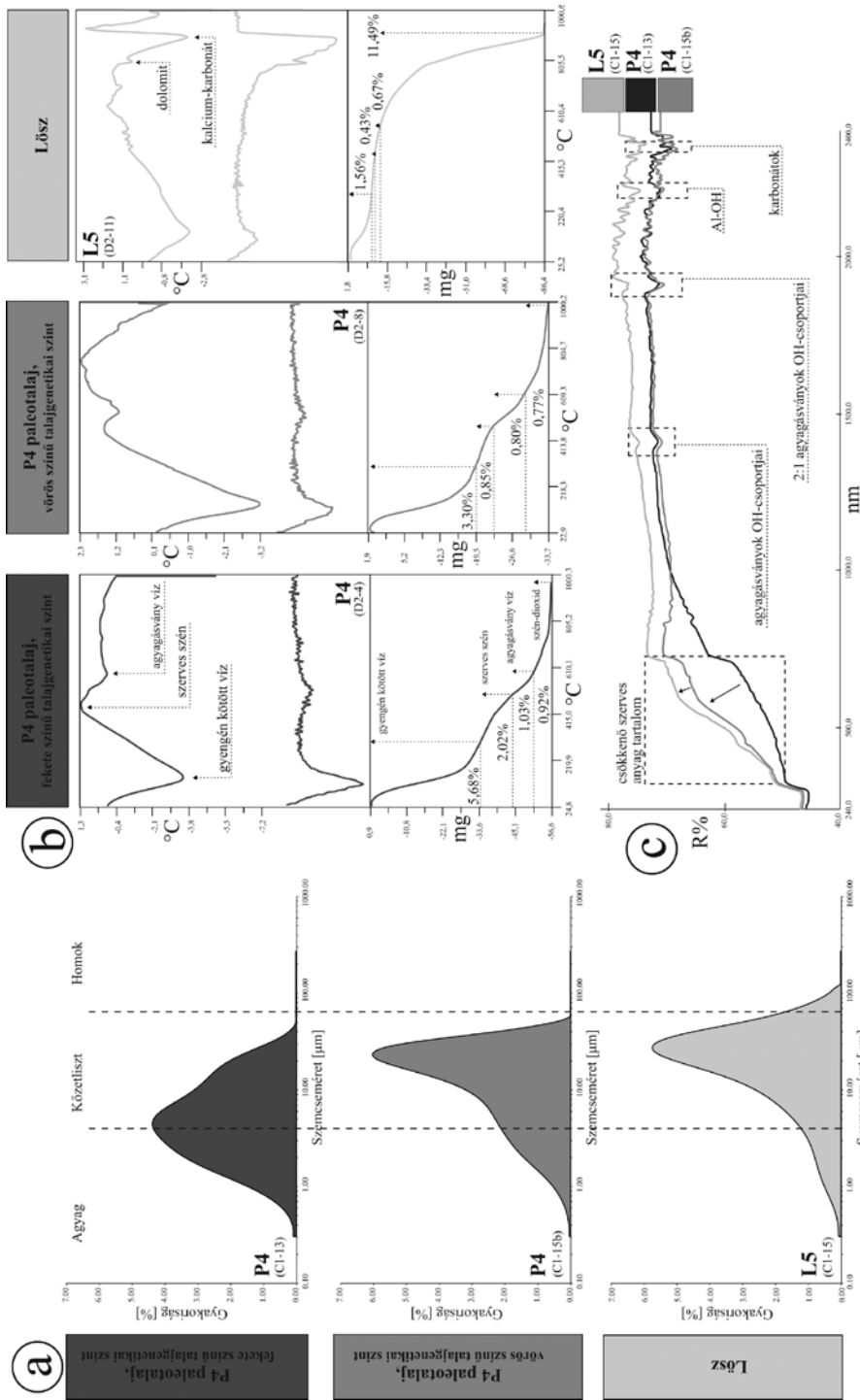
Eredmények összegzése

A *szemcseeloszlás mérések* során kapott eloszlásgörbék döntő többsége nagyfokú hasonlóságot mutatott. A minták szemcséinek nagy része kőzetliszt- és agyagfrakciójú volt, esetenként kismennyiségű finomhomokkal kiegészítve. Az eloszlásgörbék többségére az egyértelmű jobboldali (durvább szemcsék irányába hajló) aszimmetria, az egymódusú (esetenként másodlagos „*finomszemcsés hát*” megjelenésével rejtett bimodalitású) lefutás, valamint leptokurtikus csúcsosság volt jellemző. Egyes esetekben nagyobb fokú változatoság volt megfigyelhető, két-, illetve hárommaximumú eloszlásgörbéket, mezokurtikus csúcsosságokat, valamint negatívba áthajló aszimmetriát lehetett felismerni. Jellemzően a „B” szelvényből származó minták esetében okozott további gondot a döntően finom kőzetliszt- és agyagfrakciójú szemcsékből összeállt homok méretű aggregátumok megjelenése, melyeket a hosszabb ideig tartó ultrahangos kezeléssel sem lehetett diszpergálni (2. *ábra*).

A P4 paleotalaj különböző horizontjainak meglétét a *szerves anyag tartalom eredmények* is alátámasztották. A felső, jól fejlett fekete talajszintek (C1-13, D2-4, B1-7) szerves anyag tartalma (0,50-0,84 TOC%) minden rétegsorban legalább kétszerese, ill. háromszorosa volt az alattuk fekvő barna (0,20-0,25%) ill. vöröses színű (0,08-0,19%) horizontoknak. Összehasonlításuképpen, a fekvő löszrétegek 0,06-0,10 TOC% szerves anyagot tartalmaztak.

Az egymással párhuzamosítható fekete, barna, vörös paleotalaj szintek szerves anyag tartalma a vizsgált rétegsorokban (B1, C1, D2, D3) eltérő volt, ami alátámasztja, hogy a verőcei téglagyárban a P4 paleotalaj eltérő paleogeomorfológiai helyzetekben létrejött, különböző változataival találkoztunk. A legfejlettebb változat az összes paleotalaj szint szerves anyag mennyisége alapján a D2 szelvény több mint 200 cm vastagságú paleotalaja.

Általánosságban megállapítható, hogy a P4 paleotalaj-szelvényen belül felülről lefelé haladva a *reflektancia spektrumok* intenzitás-értékei nőttek. A fekete horizont esetében a



2. ábra Jellegetes üledékek és a P4 paleosolaj genetikai színjének (a) szemcseeloszlás vizsgálata; (b) termogravimetriás és (c) spektrofotometriás mérések eredményei
 Figure 2 Results of (a) grain-size; (b) thermogravimetric and (c) spectrophotometric measurements of typical sediments and P4 paleosol horizons

magasabb szerves anyag tartalom (DEMATTE, J.M. et al 2004) és az ebből adódó magasabb nedvességtartalom miatt az intenzitásértékek alacsonyabbnak adódtak, mint a löszök és a vörös paleotalaj szint esetében (2. ábra).

A DTA görbéken 150-160°C között látható endoterm csúcs a szerves anyagok és agyag-ásványok gyengén kötött vizét mutatta. A nagyobb mennyiségű szerves anyag tartalom és annak víztartalma miatt a paleotalajok tömegvesztései 200-600 °C között nagyobbak (0,75-2,02%), TG és DTA görbéi meredekebbek voltak a löszös üledékekénél.

A paleotalajokban és a lösz üledékekben egyaránt 500-600 °C között markáns endoterm agyagásvány csúcs látszott. Egyes löszös, lösz-aleuritos mintákban a 220°C környékén jelentkező másodlagos csúcs szmektit típusú és/vagy kevert szerkezetű agyagásványok jelenlétére utalt.

A legtöbb löszminta esetén a 700-1000 °C tartományban két éles endoterm csúcsot láttunk, ami a CaCO₃ mellett nagyobb mennyiségű dolomit CaMg(CO₃)₂ jelenlétére utalt (CO₂%-ban kifejezve 6-7% körüli). A paleotalaj szintek TG görbéi pedig alacsony (0,6-1,0 CO₂%) karbonát tartalmat mutattak (2. ábra).

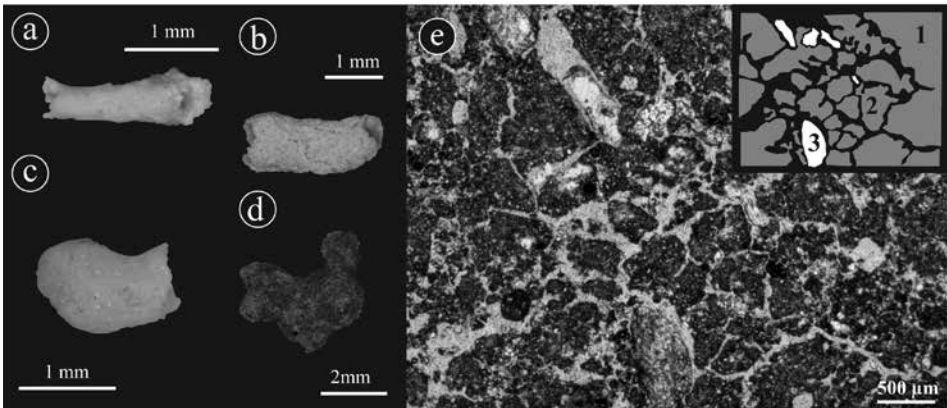
A különböző másodlagos karbonáttípusok megjelenését a verőcei feltárásban az 1. táblázat jelöli. A következő altípusok különíthetők el: felület alatti bevonatok (HC); mesze-

1. táblázat – Table 1

A másodlagos karbonátok eloszlása a vizsgált mintákban
Distribution of secondary carbonates in the investigated samples

		HC	CRC	EBS	NFC	CC	Konkrécio
D2-4	P4	nagy mennyiségben	1 db	∅	∅	főtípus	∅
D2-5		nagy mennyiségben, 340 cm-ig	normál + ol- dódásos; 3 db	∅	HC belső csa- tornájában	főtípus	∅
D2-6		∅	∅	∅	∅	főtípus	∅
D2-7		∅	∅	∅	∅	∅	∅
D2-8		∅	∅	∅	∅	főtípus	∅
D2-9		HC+CC	∅	∅	∅	főtípus	∅
D2-10	L5	HC+CC	∅	1 db	∅	∅	10 db
D2-11		HC+CC	28 db	125 db	HC belső csa- tornájában	főtípus + kiprepará- lódott kal- citesövek	∅
D2-12	A1	HC	7 db	128 db	∅	∅	5 db
C1-12	átmenet	üledékes és talajos HC nagy mennyiségben	∅	∅	∅	∅	∅
C1-13	P4	HC	∅	∅	∅	∅	∅
C1-14		HC	∅	∅	∅	∅	∅
C1-16	L5	üledékes és talajos HC	149 db (eb- ből 44 db ép)	125 db	∅	∅	4 db
B1-6	átmenet	HC	∅	∅	∅	∅	∅
B1-7	P4	HC: 225-245 cm között	∅	∅	∅	főtípus	∅
B1-8		∅	∅	∅	∅	főtípus	∅
B1-9		HC: 295-305 cm között	∅	∅	∅	∅	∅
B1-10		HC: 325-355 cm között	∅	∅	∅	∅	∅

sedett gyökérsejtek (CRC); földigiliszta bioszferoidok (EBS); tús-rostos kalcit (NFC); felületi bevonatok (CC); HC+CC kombinált forma; mészkonkréciók. Bővebb leírás található róluK BARTA G. (2011a, 2011b, megjelenés alatt) munkáiban. Az egyes típusok ismeretében különböző öskörnyezeti információkat szűrhetünk le. CRC és HC nagy mennyiségű jelenléte a porfelhalmozódás mértékének csökkenését (esetleg egy beálló szünetet) és stabilabb környezetet jelez, a nagy mennyiségű EBS is az egykori környezet stabilitásával függ össze (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997) (3. ábra).



3. ábra A vizsgált üledékekben és talajgenetikai szintekben előforduló másodlagos karbonátok jellegzetes típusai: (a) CRC: megnyúlt és szögletes kalcitkristályok csőformában összekapcsolódva, (b) HC: sűrű mikrites szövedék, üledékes megjelenéssel, (c) EBS: lekerekített kalcitkristály aggregátumok, (d) HC: talajos megjelenéssel; (e) illetve a P4 (D-szelvény) fekete szintjének mikromorfológiai sajátosságai: 1-mátrix vázú szövetrész, 2-aggregátumok, 3-durva szemcseméretű vázrész

Figure 3 HC: dense micritic growth with a) sedimentary and b) pedogenic appearance; c) CRC: elongated and angular calcite crystals fusing into a tube; d) EBS: rounded calcite crystal aggregates; e) the micromorphological feature of the black pedological horizon of P4 soil (D-section): 1-matrix fabric, 2-aggregates, 3-coarser grained material

A táblázatból hiányzó makroforma, a mészerek jelenléte a P4 paleotalaj D2-4 egységének felső egy méterére volt jellemző.

A Harden-teszt során részletes terepi vizsgálatokkal olyan talajtani bélyegeket határoztunk meg, amelyek különböző, a talaj fejlődésével, fejlettségével kapcsolatos információt hordozhatnak (HARDEN, J. 1982). HARDEN, J. (1982) egy alluviális kronoszekvencia azonos geomorfológiai környezetben kifejlődő talajait vizsgálta, amellyel szemben a verőcei szelvényekben megjelenő P4 szintek más és más öskörnyezeti rendszerben fejlődtek, így lehetőséget adtak a Harden-teszt korlátainak és előnyeinek a feltárására, adott területre alkalmazva.

A vizsgálat során a P4 három kifejlődésének horizont-indexét és talajfejlettségi-indexét vetettük össze. A P4 paleotalaj egyes szintjei nagyjából azonos horizont-indexekkel jellemezhetőek. Karbonátfelhalmozódási szint: 0,08 (C1-15 és D2-10 szintek, a B feltárás P4 talajában nem jelentkezett markáns karbonát-felhalmozódási szint). Vörös-vörösesbarna talajszint: 0,15 és 0,27 (B1-9, B1-10), 0,19 (C1-15b), illetve 0,17 és 0,23 (D2-7, D2-8). Sötétbarna-barna talajgenetikai szint: 0,32 (B1-8), 0,48 (C1-14), illetve 0,56 és 0,54 (D2-5 és D2-6). A legmagasabb horizont-index értékeket a fekete, felső talajszint adta: 0,53 (B1-7), 0,61 (C1-13) és 0,67 (D2-4). A nem egyértelmű talajgenetikai szintekkel rendelkező P3 és P2 paleotalajok változatos eredményeket adtak 0,07 és 0,31 horizont-index értékek között.

A fejlettségi-index szempontjából a legmagasabb értéket a paleovölgyben kifejlődött P4 talaj adta (112,9), ezt követik a B és C feltárásban leírt P4 paleotalajok (50,93 és 52,06).

A mikromorfológiai vizsgálatok során a P4 talajhorizontok közül a legvastagabb, a paleovölgyet kitöltő talaj markáns talajszintjeit STOOPS, G. et. al. (2010) alapján:

A P4 legfelső, fekete színű szintjének szövete mérsékelten osztályozott, melyet döntően agyagos, kőzetlisztes anyag alkotott. A szövetben elszórta durvább, kavics szemcseméretű alkotórész is keveredett, egy részük helyben széttöredezett. A közepesen görgetett és lekerekített szemcsék jól elhatárolhatóak a sötétbarna-barnászvörös anyagú, finomszemcséjű mátrix anyagtól és egymástól.

A részlegesen kialakuló aggregátumok, nem teljesen létrejövő ped-struktúra alapján töréses, illetve szubanguláris szerkezet jellemző a szövetre. A durva és finomszemű alkotórészek aránya alapján pedig (C/F eloszlás) „nyílt porfiros” szövettel jellemezhető az egység (3. ábra).

A P4 fekete szintje jelentős mennyiségű, különböző megjelenésű szerves anyagot tartalmazott: szemcsék között, amorf, finomszemű; illetve pedeket határoló törések falán.

A P4 barna horizontja közepesen osztályozott, döntően finomszemű mátrixból, illetve homokos és kőzetlisztes elegyrészekből állt. A nem irányított, közepesen lekerekített szemcsék közti mátrixot sötétbarna, illetve szürke, szürkésbarna finom szemű anyag töltötte ki. A szemcsék között nagy gyakorisággal előforduló kvarc ásványok felülete számos esetben „mart”, illetve „gödörös” volt. A szövet részlegesen összeálló aggregátumokat tartalmaz, gyengén talajos szerkezetű. A mikroszerkezet tömeges, repedezett jellegű, a durva- és finomszemű anyagok aránya „nyílt porfiros” szövetet mutatott.

A barna szintben is jelentős volt a szerves anyag megjelenése pl.: monomorf, amorf finom szerves anyag, impregnációk, szemcsék körüli szerves anyag.

A vörös horizont anyaga is mérsékelten osztályozott volt. A közepesen görgetett és lekerekített szemcsék jól elhatárolhatóak a mátrix anyagtól és egymástól. A finom szemcsés anyag barna, illetve szürke árnyalatú, a durvább szemű elegyrészek döntően számos esetben gödörös felületű kvarc, illetve biotit, muszkovit voltak.

Helyenként gyenge talajfejlődési bélyegek, „szimpla térközű”, illetve „zárt porfiros/„gefuric” C/F eloszlás és „szemcsék közti mikroaggregátumokkal” jellemzett mikroszövet volt megfigyelhető.

A szerves anyag előfordulási formái közül, jóval szerényebb mennyiségben, mint a barna, illetve a fekete szintben, leginkább a szemcsék körüli, illetve szemcsék között híd-ként megjelenő formák voltak jellemzőek.

A P4 paleotalaj változatainak kialakulási körülményei

A terepi rétegtani megfigyelések által azonosnak tartott, bár más-más kifejlődésű P4 szintek a különböző vizsgálatok alapján is azonosnak bizonyultak, illetve különbségeik mibenléte is világosabbá vált. A P4 talajváltozatok jellegzetességei az alábbi módon foglalhatóak össze:

A granulometriai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az eloszlás görbék karaktere hasonló származására utal, jól elkülönítve őket más genetikájú, például folyóvízi, tavi vagy egyéb hidraulikus eredetű üledékektől. A közepes és durva kőzetliszt méretű móduszok, valamint az agyag és nagyon finom kőzetliszt méretű másodlagos maximum vagy „hát” megjelenése a hullóporos eredetű görbékre jellemző.

A terepi megfigyelések során löszként leírt üledékek, jelen esetben a P4 talajképző kőzete (pl. B1-11; C1-15; D2-10,11 megerősítést nyertek a mérések során. A szelvényekben a szemcseeloszlási adatok alapján jól párhuzamosítható volt az L5 lösz és a fedőjében található P4 paleotalaj. A P4 talaj alsó, vörös rétegei (B1-9,10; C1-15b; D2-8) egyértelműen jelzik (átlagos és modális szemcseméret csökkenése, agyagtartalom megnövekedése,

a görbe aszimmetriájának és csúcsosságának mérséklődése), hogy a talaj a fekü löszből alakult ki, in-situ talajosodási folyamatok következtében. A P4 talaj felsőbb horizontjai esetében a talajgenetikai megítélést további folyamatok teszik bonyolulttá; feltehetően a lejtős tömegmozgások, a lemosódás során bekövetkező jelentős áthalmazódás, illetve újratalajosodás (?) jellemzi ezeket a szinteket. Különösen a P4 talaj legfelső, fekete sávjaiban (B1-7; C1-13; D2-4) figyelhető meg mindez, ahol az agyagfrakciójú szemcsék részaránya jelentősen megnő a fekihöz képest, míg a közepes és durva kőzetliszt méretű frakciók csaknem eltűnnek a mintákból.

A *másodlagos karbonátok* egyes típusai is alátámasztották a P4 paleotalaj változatainak kapcsolatát, illetve további információval szolgáltak az egyes változatok kialakulását illetően:

EBS a legnagyobb mennyiségben az L5 egységben fordult elő. Jelenléte és különösen a hasonlitos mennyiségi eloszlása is összeköti a D2-11 és C1-16 egységeket. Az *EBS* nagyszámú jelenléte stabil képződési körülményekkel hozható összefüggésbe az üledékképződés során (BECZE-DEÁK, J. et al. 1997). Ezekben az egységekben a *CRC* száma is igen magas, illetve *talajos HC* is találhatóak. A jelenségek összekapcsolva felvethetik a képződési környezet nagyfokú stabilitását, a porfelhalmazódás ütemének lassulását, illetve esetleg gyenge talajképződést.

HC bevonatok nagy mennyiségben jelennek meg a P4 talaj felső átmeneti zónájában (C1-12). E szerint a klímaváltozás során a talajképződési fázis után újból a porhullás vált dominánssá. A por leülepedése során azonban a talaj mikroökoszisztémája még mindig aktív maradt és igyekezett lépést tartani a porhullás mértékével – így talajképződési folyamatok még mindig zajlottak bizonyos mértékben (CATT, J.A. 1990; BECZE-DEÁK, J. et al. 1997).

A *Harden-teszt*, a horizont-index segítségével is jól összekapcsolhatóak voltak a P4 paleotalaj szintek. A *fejlettségi-index* segítségével a talaj fejlődésének a korát is megpróbálhatjuk becsülni. A korbecslés alapján a völgykitöltő P4 talaj 50-100 ka; a B és C feltárás P4 talaja 10 ka. A P4 paleotalajok 10 ka környéki fejlődési kora interglaciális periódust feltételezhet. A völgykitöltő P4 talaj hosszú fejlődési korának részben a Harden-féle fejlődési-index metodikai hibája lehet az oka, de nem zárható ki, hogy geomorfológiai helyzete miatt, maga a paleotalaj többszöri újratalajosodáson esett át az interglaciális követő rövidebb talajképződési szakaszokon keresztül.

A *mikromorfológiai elemzések* szintén alátámasztották egy huzamosabb ideig tartó talajképződési ciklus, illetve a cikluson belüli esetleges áthalmazódási, illetve újratalajosodási időszakok meglétét. A D-2 szelvény talajának felső, fekete színű genetikai szintjében nagyobb, kavics szemcseméretű anyag is előfordul (felületi leöblítéssel a völgytalpba mosódó anyag), illetve a talajképződésre jellemző pedek, talajagregátumok is megfigyelhetőek.

Összefoglalás

Mintaterületünkön, a verőcei fejtő rétegsorában, a paleomorfológiai helyzet és felszínalakító folyamatok hatására a vizsgált paleotalaj szint három változatban jelenik meg:

- (1) Hozzáadott üledékes anyaggal átkeveredő, „felhígult”, gyengén fejlett genetikai szintekkel rendelkező, felszínalakító folyamatok által bolygatott lejtőn fejlődő talajváltozat (B-1 szelv.)
- (2) Erózióknak kitett, de lokális tető helyzetben elhelyezkedő, vékony kifejlődésű (erodált?) talaj (C-1 szelv.);
- (3) Paleovölgyben kialakuló, extrém vastag kifejlődésű, felső szakaszában újratalajosodott paleotalaj (D-1 szelv.),

A vizsgálatok eredményei lehetőséget adnak a terület adott talajképződési (interglaciális/interstadiális) periódusában megjelenő lokális öskörnyezeti különbségeknek, illetve a területen működő felszínalakító folyamatok kapcsolatrendszerének feltárására. A verőcei feltárás P4 paleotalaj variációinak vizsgálata az öskörnyezeti rekonstrukciók mellett a paleotalajok rétegtani besorolásakor jelentkező veszélyekre is felhívják a figyelmet.

Köszönetnyilvánítás

Varga György kutatásait az OTKA PD108708 számú projektje támogatta.

BRADÁK BALÁZS
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
bradak.balazs@csfk.mta.hu

KISS KLAUDIA
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
kiss.klaudia@csfk.mta.hu

BARTA GABRIELLA
ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
gabriellabarta86@goolemail.com

VARGA GYÖRGY
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
varga.gyorgy@csfk.mta.hu

SZEBERÉNYI JÓZSEF
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu

NOVOTHNY ÁGNES
ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, Budapest
agnes.novothny@gmail.com

SZALAI ZOLTÁN
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
szalai.zoltan@csfk.mta.hu

MÉSZÁROS ERZSÉBET
MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest
meszaros.erszebet@csfk.mta.hu

MARKÓ ANDRÁS
Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest
marko.andras@hnm.hu

IRODALOM

BARTA, G. 2011a: Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. – Central European Journal of Geosciences 3. pp. 129–146.

- BARTA, G. 2011b: The structure and origin of loess dolls – a case study from the loess-paleosol sequence of Süttő, Hungary. – *Journal of Environmental Geography* 4. pp. 1–10.
- BARTA, G. (in Press): Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2013.08.019
- BECZE-DEÁK, J. – LANGOHR, R. – VERRECCHIA, E. P. 1997: Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. – *Geoderma* 76. pp. 221–252.
- CATT, J.A. 1990: Paleopedology manual. – *Quaternary International* 6. pp. 1–95.
- DEMATTÉ, J. M. – CAMPOS, R.C. – ALVES, M.C. – FIORIO, P.R. – NANNI, M.R. 2004: Visible-NIR reflectance: a new approach on soil evaluation – *Geoderma* 121. pp. 95–112.
- FÖLDVÁRI, M. 2011: Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 213. Budapest, 180 p.
- GÁBORI, M. – GÁBORI, V. (1957): Études archéologiques et stratigraphiques dans les stations de loess paléolithiques de Hongrie. – *Acta Archaeologica Hungarica* 8. pp. 3–117.
- HARDEN, J. 1982: A quantitative index of soil development from field description: examples from a chronosequence in Central California. – *Geoderma* 28. pp. 1–28.
- KONERT, M. – VANDENBERGHE, J. 1997: Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. – *Sedimentology* 44. pp. 523–535.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. – *Földrajzi Közlemények* 99. pp. 217–230.
- PÉCSI M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. – In: PÉCSI M. (ed.): *Loess and the Quaternary Chinese and Hungarian case studies*. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 33–49.
- PÉCSI M. 1995: Loess stratigraphy and quaternary climatic change. – *Loess inForm* 3, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, Budapest. pp. 23–30.
- PÉCSI, M. – PÉCSI-DONÁTH, É. – SZEBÉNYI E. – HAHN, GY. – SCHWEITZER, F. – PEVZNER, M. A. 1977: Paleogeographical reconstruction of fossil soils in hungarian loess. – *Földrajzi közlemények* 101. pp. 94–137.
- STOOPS, G. – MARCELINO, V. – MEES, F. 2010: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. – Elsevier. 720 p.

KRÓNIKA

100 éve született LÁNG SÁNDOR

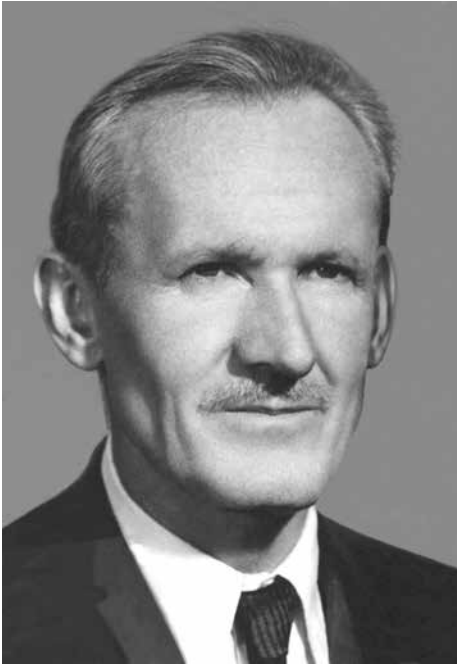
Jeles évfordulót ünnepelhet idén a magyar földrajztudomány: egyik legkiemelkedőbb alakja, LÁNG SÁNDOR 100 évvel ezelőtt látta meg a napvilágot. Mivel halála óta nem jelent meg életét és tevékenységét részletesebben elemző írás, ezért az évforduló arra kötelez, hogy kissé elfelejtett munkásságát felidézjük.

1913. július 29-én született Rákosszentmihályon, ahol édesapja lakatosként dolgozott. Ahogy ezt egy róla szóló, önéletrajzi ihletésű írásban az újságírónak elmondta, „...édesapám és... édesanyám már egészen kicsiny koromtól figyelésre és tanulásra biztatott... csakhamar kiderült, hogy van egy különös képességem: már akkor kitűnően tudtam tájékozódni, s meglehetősen jól emlékeztem arra, amit láttam”. Elképesztő emlékezőtehetségről később kollégáinak, tanítványainak serege szerezhettek tanúbizonyságot. Különleges „produkciója” volt az, hogy egy találmásra bemondott földrajzi koordináta 5 foknyi környezetében felsorolta a fontosabb hegyeket, folyókat, városokat, amelyeket egy kéznél levő atlaszban azonnal ellenőrizni is lehetett. De fejből tudta Magyarország vasútvonalainak teljes menetrendjét, beleértve az általa „madzagvasútnak” becézett szárnyvonalakét is, így a kirándulás végén megmondta, hogy a legközelebbi vasútállomásraól percre pontosan mikor indul és érkezik haza a vonat.

A természeti jelenségek iránt már fiatal korában érdeklődött, így nem véletlen, hogy megnyerte a középiskolások földrajzi tanulmányi versenyét. Miután Budapesten jeles eredményrel érettségizett a Kemény Zsigmond Általános Reáliskolában, beiratkozott a Pázmány Péter Tudományegyetemre. Egyetemi éveire visszaemlékezve így írt első utazásairól: „Rengeteg vidám utat tettünk... CHOLNOKY professzor irányításával végigjártuk Itáliát. Láttuk a működő Vezúvot. Éjszaka föl is kapaszkodtunk rá, mondván: akkor legalább jól ki lesz világítva. Nem is csalódtunk: megcsodáltuk a kráterekből kilövellt izzó lapillik... millióit. Megnéztük

a felsőolasz tavak vidékét, az Appennineket, s láttuk a műemlékek sokaságát. Észrevettük az ezer-, kétezer éves alkotásokon, hogy az ember hogyan próbálta mind jobban és jobban uralni a természeti erőket. Jártunk persze közelebb is: valósággal végigvizslattuk például a Kárpátokat, s a még közelebbi hegyeket...”.

1936-ban földrajz-termeszetrjaz szakon tanári oklevelet szerzett, sőt alig két évvel később CHOLNOKY JENŐNél már doktorált is Buda környéki folyóterasz tanulmányaiból. Tanári karrierjét Egerben, a Dobó István Gimnáziumban kezdte, majd Budapesten, a Toldy Ferenc Gimnáziumban folytatta. Ezekre az évekre így emlékezett vissza: „...intenzív tanítási gyakorlatot szereztem, s volt időm tudományos munkára is. Egerből indulva főleg a Bükköt cserkésztem be, a fővárosból pedig a Bakonyt, a Duna-kanyart, a Balaton-vidéket. Így aztán élhettem legszűkebb érdeklődési körömmek, a geomorfológiának, a földfelszíni alakzatoknak, vagyis annak a váznak, melyre az egész földrajztudomány épül. Hiszen az alaktól és a formától függ úgyszólván minden természeti jelenség, sőt, bizonyos fokig az emberi társadalom is. Ezért gyalogoltam mindenfelé, ezért kellett a kőzetanyagokat is megvizsgálnom. Vittem tehát minden tudományos célzatú kirándulásra a különböző gyűjtőeszközöket, a közettörő kalapácsot, a pontos helymeghatározáshoz, formarögzítéshez szükséges térképeket, a magasság- és lejtőszögmérőt, a különféle vegyszereket (főleg a sósavat, a legegyszerűbb minőségi elemzéshez), vittem a laza kőzetek apró szemcséinek meghatározásához a szemcsenagymérőt, a nagyítóüveget, s mindezekhez még a megfelelő turista felszereléseket is, az esti vihar ellen. Mentünk a hegyekben nyáron és télen. Még a hó formáját is tanulmányoztam. Ekkoriban találkoztam a pár centis hazai hórétgebe gútyazott szaharai vörös porral... Egyszóval kutatás közben mind nyilvánvalóbbá vált, hogy a formák és a jelenségek összefüggnek, s komplex vizsgálódás és szemlélet nélkül munkánkknak



nincs semmilyen gyakorlati jelentősége. Célunk viszont az volt, hogy a társadalom természeti környezetét mind hatékonyabban megismerjük, s a tudást felhasználjuk. Hiszen minden természeti tényező bizonyos fokig energiaforrás, melyet a társadalom hasznosítani kíván...”.

Ez a négy év igen termékenynek bizonyult, főleg ha azt nézzük, hogy középiskolai kötelezettségei közben végezte terepmunkáját. Ezalatt vizsgálta végig a felvidéki folyók teraszrendszerét: tanulmányai jelentek meg a Sajó és a Hernád (beleértve az akkor Szlovákiában maradt szakaszaikat is), a Bódva és a visszatért Felső-Tisza vidékéről.

A budapesti egyetemen frissen alakult Természetföldrajzi Tanszék vezetője, BULLA BÉLA 1942-ben meghívta tanársegédnek. Ekkor kezdett kiteljesedni szakmai pályája, amit azonban a háború rövid időre megszakított. Erre így emlékezett: „1944-ben – épp légiriadó közben – megtartottam magántanári előadásomat a karsztmorfológia tárgyköréből – egy pincében... Jöttek a háború végnapjai, s katona lettem... Szakmámhoz illően: meteorológus. Rövid ideig tartott az egész, s szerencsével jártam: noha vagy tízszer körülbombáztak, mindig a szomszéd ház dőlt össze. Még egy akna is becsapott melém, de engem egy téglakerítés megóvott. 1945.

január 19-én elmentem a Múzeum körútra, az egyetemre, romokat takarítani. Mindenfelé törmelék, ágaskodó vastravercek. Hát nekifogtunk. Vagy öten kezdtük, s én a dékán megbízásából újjáépítési főbiztos lettem”.

A háború után végre minden energiáját az oktató- és kutatómunkájának szentelhette. Ezek voltak a legtermékenyebb évei. Kedvenc tudományterülete a teraszok és a karsztok kutatása volt, emellett a hidrometeorológiától az ősföldrajzi jelenségekig számos további témával foglalkozott. Magyarország tájait kutatva a fentiek túl különösen az Északi-középhegység vidékeinek felszínalaktani és vízföldrajzi kérdései foglalkoztatták. Tanulmányaiiban, majd az azokat összegző, a Börzsönyt, a Mátrát és a Cserhátot feldolgozó tájfeldrajzi monográfiákban máig megszívlelendő példát mutatott a komplex tájelemzés szempontjaira és módszertanára. Ő még a klasszikus terepkutatások híve volt, a vizsgált területek szinte minden négyzetcentiméterét bejárta, naponta 20-30 km-eket gyalogolt, rendkívül szerény körülmények között szállt meg és étkezett. Az a szó járta a tanszéken, hogy LÁNG SÁNDOR gyűjtötte össze annak a hatalmas terepi megfigyelési adattömegnek a nagy részét, amely a trópusi tönkösödés elméletének hazai bizonyítékául szolgált és BULLA klimatikus morfológiai elméletének alapját képezte. Az ötvenes években végzett terepmunkáinak eredményeként számos rövidebb írása jelent meg, amelyek közül véletlenszerűen kiemelve megemlíthetők a Budapest környéki hegyekről (Gerecse, Pilis, Visegrádi-hegység), a Bakonyról, a Bükkről, valamint az Aggteleki-karsztról írt rövidebb munkái. De nemcsak a hegyeket vizsgálta, a Szekszárdi-dombságról, a Sárközről, a DK-Alföldről, vagy a Rába vidékéről írt dolgozatai is mutatják, hogy vitathatatlanul Ő volt a földrajzosok között, aki a legjobban ismerte, sőt kutatta Magyarország tájait. Egyéniségéhez az analitikus kutatások álltak közel, amit a csaknem 300 tudományos közleménye bizonyít. Emellett számos tankönyvet és egyetemi jegyzetet is írt; témakörük a földrajz alapfogalmaitól a térképészetten és a matematikai földrajzra, valamint az általános természetföldrajzra át a távoli kontinensek (akkor még leírónak nevezett) regionális természetföldrajzáig terjedt.

Pályájában átmeneti változást jelentett, hogy 1958 és 1963 között a budapesti egyetemi katedrát öt évre fel kellett cserélnie a szegedi egyetemével: a nyugdíjba vonult PRINZ GYULA helyét vette át tanszékvezetőként és ingázott a két

város között. Majd mestere, BULLA BÉLA korai halála után visszatért Budapestre, ahol csaknem egy évtizedig (1965-től professzorként) vezette az Általános Természeti Földrajzi Tanszéket. Ezekről az éveiről szerényen így beszélt: „Az esztendőik során jó néhány tudományos munkát publikáltam, s írtam vagy tíz egyetemi jegyzetet. Mind e közben szenvedélyesen tanítottam, mert valósággal bolondja vagyok e hivatásnak. Gyakran kiviszem a hallgatóságot a hegyek közé, hogy végigjárjunk bizonyos útvonalakat. Ilyenkor már a vonatkerékek kattogásából megmondom, hogy merre járunk. Amikor pedig leszállunk, pár forduló után átadom diákjaimnak a karmesteri pálcát: vezessenek...”. Alapelve volt, hogy a természeti jelenségeket legalaposabban, legrészletesebben a terepen lehet megismertetni a hallgatókkal. Nagyon szeretett utazni, külföldi tájakat is bejárni. Sajnos élete legnagyobb részében az akkori politikai viszonyok miatt a Föld számos térsége elérhetetlen volt számára, de a hatvanas éveket követően Európa egy részét és különösen az egykori Szovjetuniót alaposan felfedezhette. Ezeknek az utaknak a tapasztalatai nagyon sokban hozzájárultak tankönyvei megírásához.

1978-ban vonult nyugdíjba, de sajnos egészsége megromlott és 1982-ben váratlanul elhunyt. Január 5-én koradélután, befejezve a vizsgáztatást, szokatlan módon fáradtságra panaszkodott és mielőtt hazaindult volna, leült a titkárságon, egy teát kért a titkárnőtől, majd azzal búcsúzott, holnap folytatja. A reggelt már nem érte meg. Halálát nemcsak a földrajztudomány képviselői fogadták megrendüléssel, mert a földtudományoknak szinte minden ágát tudósi szinten ismerte és művelte. Ahogy RÓNAI ANDRÁS, a fiatalon geográfusként maradandót alkotó, majd kényszerű pályaváltása után jó hírnevet szerző geológusunk mondta megemlékező beszédében: „Különleges érdeklődést mutatott a társudományok iránt. Nemcsak érdeklődő, hanem aktív dolgozó tagja volt sok társadalmi és tudományos egyesületnek, szerkesztőbizottságnak. A Magyar Földrajzi Társaságnak választmányi tagja, egy időben társelnöke, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társaságnak elnöke, a Magyar Hidrológiai Társaságnak, Meteorológiai Társaságnak és a Magyarhoni Földtani

Társulatnak is választmányi tagja volt”. És valóban, bár LÁNG SÁNDOR alapvetően geográfus, a természetföldrajz kiemelkedő művelője volt, de egészében több volt annál; nyugodtan nevezhetjük a földtudományok polihistorának, aki személyében megtestesítette a földtudományok egységét. Tudása, eredményei alapján lehetett volna a közzettannak vagy az éghajlattannak a professzora is. Munkásságának éppen ez az egyik legmaradandóbb tanulsága számunkra: igazi tudást csak az adhat át a tanítványoknak, aki maga is széleskörű, átfogó ismeretekkel rendelkezik.

Nemcsak kiváló tudós volt, hanem szeretetreméltó személyiség is. Akik még ismerték, tanúsíthatják, de ez tükröződik kortársai visszaemlékezéseiből is. Jól kifejezte ezt a halálakor a barlangászok és karsztkutatók nevében írt búcsúztatóban DÉNES GYÖRGY: „...szelleme közöttünk él tovább... Derűs és mélyen emberi egyéniségét... a magyar karszt- és barlangkutatók egész nemzedéke zárta szívébe”. RÓNAI ANDRÁS pedig így jellemezte: „Egyszerű tiszta lélek volt, akire az egyetemi tanári szép karrier sem rakott sem díszet, cicomát, sem hivalkodást, dolyföt, sem a beérkezett ember lusta kényelemszeretét. Jellemével is példaadónak, tanítónak, tanárnak született s végig az is maradt”. Egy fennhéjázó adjunktus kollégánk egyszer megróttá a hivatalsegédet (aki társa volt a terepmunkák során tett nagy gyaloglásokban), mert nem professzornak szólította a folyosón. Sanyi bácsi erre azt mondta: „Imre nem tud nekem megtisztelőbbet mondani annál, hogy tanár úr”.

A tudomány fejlődik, az újabb kutatások gyakran felülírják a korábbi megállapításokat. A tudós sorsa, hogy munkássága idővel kisebb-nagyobb mértékben elfelejtődik. Bár LÁNG SÁNDORT is ritkábban idézik már a mai munkákban, születésének jubileumán mégis elmondhatjuk, hogy tudásvágya, tökéletességre való törekvése, a tudományhoz, oktatáshoz, hallgatókhoz, tudóstársakhoz és az egyszerű emberekhez való viszonya, a hívságokról való lemondásának képessége, maradandó kutatási eredményei, a szakma iránti alázata a mai napig példa lehet minden földrajzos számára.

GÁBRIS GYULA–HORVÁTH GERGELY

ALFÖLDI LÁSZLÓ 85 éves

ALFÖLDI LÁSZLÓ professzor, a nemzetközi hírnű hidrogeológus tudós az idén töltötte be 85. életévét. A magyar hidrológia kiemelkedő személyisége 1928-ban Tiszadobon született. 1952-ben az ELTE geológiai szakán diplomázott, majd 1958-ban egyetemi doktori fokozatot szerzett. Tisztségekben gazdag szakmai pályája során a geológia és a hidrológia valamennyi jelentősebb hazai intézményében tevékenykedett. 1952 és 1956 között az Országos Tervhivatal Bányászati Szakosztályát vezette, ezt követően két éven át a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatóhelyettese volt. 1958 és 1964 között mint hidrológus a Góbi sivatagban végzett vízföldtani kutatásokat. Tudományos tevékenysége 1964-től főként a VITUKI-hoz kapcsolódott, ahol több mint két évtizedes szakmai karriert futott be. Életének ebben az időszakában szerezte meg a földtudományok kandidátusa (1979), majd doktora (1989) címet is. Kiváló szakmai vezetői képességeit is itt kamatoztatta: 1985 és 1990 között ő töltötte be az intézet főigazgatói tisztét.

Alföldi professzor egyre szélesebb területre kiterjedő szakmai tevékenységét a szénbányászat hidrológiai elemzésével kezdte, majd az eoecén szénkutatás karsztvízszint problémáinak, továbbá az ár- és a belvizek okainak vizsgálatával folytatta. Jelentős nemzetközi visszhangot kiváltó kutatási eredményei révén az 1970-es években ALFÖLDI LÁSZLÓT már a hidrogeológia kiemelkedő szaktekintélyei között tartották számon. Nevéhez fűződik a hazai felszín alatti vizek környezeti állapotának első átfogó felmérése, a budapesti hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszer modelljének kidolgozása, továbbá annak feltárása, hogy az áramlási rendszereknek milyen fontos szerepe van a vízkészletek megújulásában. Vezetői tisztségeinek ellátása mellett Alföldi professzor a sokrétű tudományos munkára is nagy hangsúlyt fektetett. Alkotói korszakának leggazdagabb időszaka 1965 és 1982 közé esett, ekkor láttak napvilágot legjelentősebb tanulmányai: Thermal waters of Budapest (1966); Az eoecén szénbányászat víztelenítésének vízföldtani kérdései (1973); A budapesti meleg források áramlási rendszere és kapcsolata a szénbányászat során létesített megcsapolásokkal (1975); Budapesti hévizek (1979); A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje (1981); A layered thermal water twin flow system (1982).

Tudományos munkásságának kiemelendő értéke, hogy kutatásait mindvégig az elmélet és a gyakorlat szoros kapcsolata jellemezte, ami rend-

re kiegészült a hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdéseinek tárgyalásával, valamint mindezek tudománypolitikai vonatkozásaival. Szemléletes bizonyítékai voltak ennek a Duna-Tisza köze vízpótlásának kérdésével foglalkozó munkái, valamint a Hidrogeológia (1971); a Felszín alatti vizek környezetvédelmi problémái Magyarországon (1980); a Víz, víz, víz – A magyar vízgazdálkodásról (1998); a felszíni és a felszín alatti vizekről írt könyvfejezete a Magyar Tudománytár I. kötetében (2002), továbbá a „Vízügy Trianonja” (2010) című tanulmányai. Alföldi professzor kiemelkedő szakmai tudását kormányzati szinten is igénybe vették: meghívták a Hágai Nemzetközi Bíróság Dunával kapcsolatos tanácsadó testületébe.

Alföldi professzor nyugdíjba vonulása után is megőrizte szakmai aktivitását. Az utóbbi években elsősorban a karsztvízszint alatti bányászat történetének feltárásával foglalkozik, emellett erejéhez mérten igyekszik tanácsadói, szakmai bírálati és felsőoktatási feladatokat is ellátni. Számos miniszterelnöki, MTA elnöki és osztályközi bizottság aktív tagja, tanítványokat nevel, doktorandusz hallgatókkal konzultál, tudományos műveket opponál. Hatalmas szakmai tudásával évtizedeken át segítette az ELTE-n folyó geológusképzést, a Budapesti Műszaki Egyetemen a hidrológus mérnökök továbbképzését, a Nyugat-magyarországi Egyetemen vízügyi szakemberek képzését.

Alföldi László tudományos pályája során sokrétű tudományszervezői tevékenységet fejtett ki. Hosszabb ideig volt aktív tagja, majd többször is megválasztott elnöke az MTA Hidrológiai Tudományos Bizottságnak, tiszteletbeli tagja a Mezőgazdasági Vízgazdálkodási Tudományos Bizottságnak, a Hidrológia Társaságnak és a Magyarhoni Földtani Társulatnak. Kiemelkedő munkásságát számos kitüntetéssel ismerték el. 1984-ben megkapta a Munka Érdemrend ezüst fokozatát, 1990-ben a Magyar Köztárság Csillagrendjét, 1998-ban a Kvassay Jenő-díjat, 2002-ben a Magyar Köztársasági Érdemrend középkeresztjét, valamint az MTA egyik legrangosabb kitüntetését, az Eötvös József koszorút.

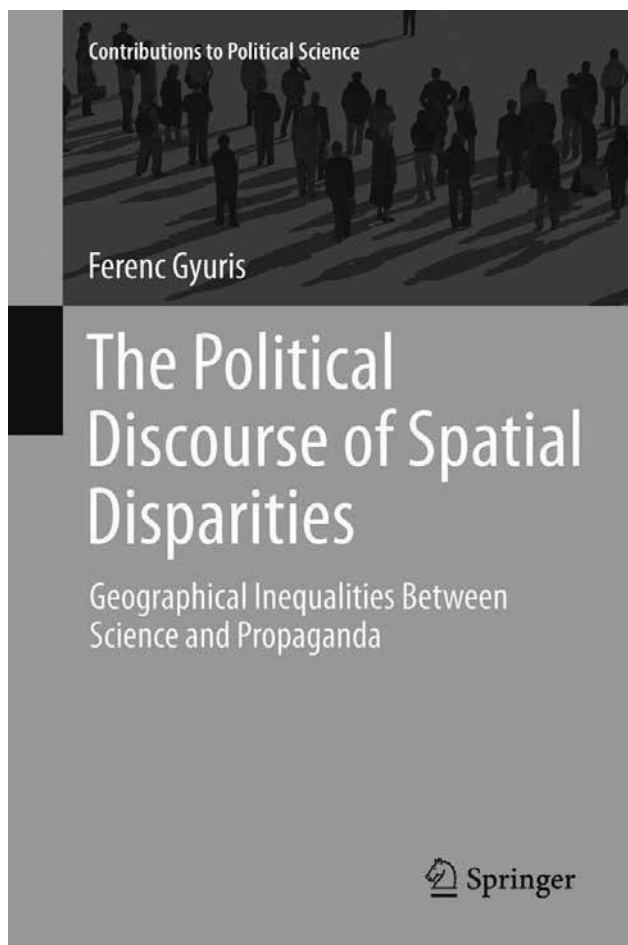
A hazai és nemzetközi geográfus társadalom ezúton fejezi ki tiszteletét ALFÖLDI LÁSZLÓNAK! Barátok, kollégák és tanítványok mindannyian gratulálunk neki azért, amit a hidrológiáért és általában a földtudományokért tett. Szívből kívánunk neki erőt, jó egészséget és még sok tudományos sikert!

SCHWEITZER FERENC

Kitüntetés

FRISNYÁK SÁNDOR emeritus professzort a Kárpát-medence történeti földrajza tudományos kutatása terén elért eredményeinek elismeréseként a Magyar Állami Földtani Intézet *Geofil-díj* kitüntetésben részesítette. (A *Geofil-díj*at F. Tóth Géza miskolci geológus javaslatára 2010-ben Kordos László professzor, az intézet akkori igazgatója alapította. A Földet ábrázoló és a Szeleta-barlangból előkerült kovácseszköz másolatával díszített, porcelánból készített díj Radics Mária keramikus művész alkotása. A díjat évente egy geológusnak, vagy geográfusnak ítéli meg az öt fős kuratórium.) Frisnyák professzor a kitüntetést 2013. május 11-én a Miskolci Nemzeti Színházban tartott városi ünnepségen vette át Izsó István megyei bányakapitánytól és Kriza János polgármestertől.





GYURIS FERENC:
The Political Discourse of Spatial Disparities.
Geographical Inequalities Between Science and Propaganda
Propaganda–Springer, Berlin–Heidelberg–New York, 2013, 380 p.

A területi egyenlőtlenségek vizsgálata régóta a geográfia érdeklődésének homlokterében áll. A könyv az egyenlőtlenségek kialakulását és újratermelődését magyarázó társadalomtudományi, közgazdasági elméletek egyedülállóan teljes körű, összehasonlító kritikai elemzését adja, rámutatva létrejöttük és hatásuk politikai összefüggéseire. Újdonságai közül kiemelhető a Williamson-hipotézis sokrétű empirikus tesztelése, valamint az egyenlőtlen fejlődés Harvey-féle neomarxista koncepciójának egybevetése a „létező szocializmus” társadalmi-gazdasági folyamataival. A hatalmas szakirodalmi alapra támaszkodó, multidiszciplináris jellegű mű komoly nemzetközi érdeklődésre tarthat számot, egyben a magyar társadalomföldrajz hírnevét is öregbíti.

További információ: www.springer.com

IRODALOM

DÖVÉNYI ZOLTÁN (főszerk.):

A Kárpát-medence földrajza

Akadémiai Kiadó, Budapest, 2012, 1352 p.

Az Akadémiai Kézikönyvek című, nagy népszerűségnek örvendő sorozat 12. tagjaként jelent meg „A Kárpát-medence földrajza”. Ez a kötet a Világföldrajz mellett a második földrajzi témájú kiadvány a sorban, ami akár egyfajta elismerést is jelenthet tudományterületünknek. Hiánypótló a kötet, hiszen az 1947-ben kiadott BULLA BÉLA és MENDÖL TIBOR által írt „A Kárpát-medence földrajza” kötet óta nem készült ehhez hasonló összefoglaló mű a Kárpát-medence földrajzáról. Azért is fontos a kötet elkészítése, mert az elmúlt 65 évben nagyon sok markáns, 1989 után pedig szinte forradalmi változások mentek végbe Európa ezen részében. Ilyen hosszú idő alatt a természet földrajza is változott, hiszen a földtani és geofizikai felfedezések is szükségessé tették a korábban írottak „újragondolását”.

A jelenlegi kötet nemcsak tartalmában, terjedelmében, hanem formai kivitelezésében is igazodott a modern kor követelményeihez. A 2012-es kiadás csaknem azonos méretű az 1947-essel, azonban terjedelme több mint a duplája a korábbi kiadásnak. Szerkezeti felépítésében is különbözik a két kiadás: az újabb négy fő fejezetből áll, a régebbi háromból, viszont logikai felépítésük közel egyező. Mindkettő tartalmazza – ha eltérő fejezetcímekkel illetve is – a természeti adottságokat, a gazdaság és a társadalom jellemzőit, valamint az egyes nagytájak, régiók részletes bemutatását. Ugyanakkor az újabb kötet kiegészül egy olyan fő bevezető fejezettel, amely a Kárpát-medence tudományos megismerésére helyezi a hangsúlyt.

A főfejezeteken belül számos alfejezet található, amelyek gyakran további egységekre tagolódnak. Így kissé nehezen követhető és zavaró az ötszintű címrendszer (pl. 4.1.1.4.3. al-alfejezet). A könyv így helyenként szükségtelenül túltagolt, nem beszélve arról, hogy ezek az al-alfejezetek gyakran csak egy-két oldalasak. Másfelől viszont azt a célt kiválóan szolgálja, hogy könnyebben tájékozódjon az olvasó a vaskos kötetben. Bár az egyes részek kidolgozottsága nagyon elté-

rő, egészében véve azonban arra alkalmasak, hogy – az eredeti szándék szerint – „a művelt nagyközönség” érdeklődését kielégítsék, illetve felkeltsék bizonyos témakörök, kérdések iránt. Az elmélyüléshez és a továbbgondoláshoz az alfejezetek végén található irodalomjegyzék nyújt támpontokat.

A két kiadvány szerzőinek számában is jelentős különbség van. A jó 65 évvel ezelőtti könyv esetében a kor két kitűnő geográfusa vállalkozott a Kárpát-medence sokoldalú bemutatására. A mostanit viszont 71 szerző jegyzi, akik korukat, szakmai tudásukat, ismertségüket és elismertségüket tekintve nagyon széles palettát képviselnek. Betudható ez annak, ahogyan azt a munkát összefogó és irányító főszerkesztő, DÖVÉNYI ZOLTÁN megfogalmazta, hogy „...igyekeztünk kitérni a kaput, s mindenkit bevonni a munkába a magyar geográfiából, illetve földtudományból, akinek van érdemi mondanivalója a témában.” Sok olyan kolléga kimaradt a szerzők közül, akinek lett volna mondanivalója az egyes témákban, de sajnos valamilyen oknál fogva kimaradtak a szerzőgárdából. Valószínűleg az az oka ennek, hogy egy bizonyos létszám felett kezelhetetlenné vált volna a szerzők köre. Ezért is dicsérendő a főszerkesztő munkája, akinek nem kis része volt a kötet végső formába öntésében és létrejöttében.

A kötet első és egyben legrövidebb fejezete, amely „A Kárpát-medence tudományos megismerése” címet kapta, két nagyobb egységre tagolódik. Az egyik fele a Kárpát-medence földrajzi megismerésének a történetét tekinti át a kezdetektől napjainkig, a másik fele pedig a Kárpát-medence térképi ábrázolásának fejlődését követi nyomon, megkülönböztetett figyelmet fordítva az 1989 utáni térképészetre.

A bő 300 oldalas második fejezetet a „Természeti viszonyok” főcímmel illeték. Számos alfejezetre tagolódik és terjedelmében mintegy négyszerese, így sokkal részletesebb, mint az 1947-ben megjelent kötet hasonló fejezete.

A fejezetben nemcsak a Kárpát-medence kialakulásának és fejlődésének lemeztektonikai magyarázatát ismerhetjük meg, hanem például a jövőre vonatkozó éghajlatváltozási scénáriókat is. A hőmérséklet emelkedése és a csapadékösszegek változása a gazdaságot is nagyon érzékenyen érintheti majd, aminek előjeleit már napjainkban is tapasztaljuk. Arra is fény derül, hogy mióta létezik a Kárpát-medence és melyek a főbb sajátosságai talajának, vizeinek, növény- és állatvilágának, valamint geomorfológiájának. Az eltelt 65 évben a természetben és a környezetben is óriási változások zajlottak le, ami elengedhetetlenné tette vizsgálatukat és önálló fejezetbe foglalásukat. Ez szintén új a korábbi kiadáshoz képest. A természeti értékek mellett a védelmük érdekében tett intézkedések is az olvasó elé tárulnak, csakúgy, mint a környezet állapotát befolyásoló tényezőké. A harmadik főfejezet 362 oldalas és tíz alfejezetből áll. Ezeket az alfejezeteket általában az adott szakterület jeles képviselői írták eltérő terjedelemben és alapossággal. Mindegyik részben igyekeztek a szerzők az adott jelenséget időben nyomon követni és térben is ábrázolni. A rendkívül sokszínű és ismeretekben gazdag fejezetet lehetetlen – éppúgy, mint a kötet egészét – részletesen bemutatni, ezért csak „szemezgetünk” belőle, s néhány érdekesebb megállapítást emelünk ki, helyt adva kritikai észrevételeinknek is.

A Kárpát-medencében, mint kultúrtájban a 20. században kettős periféria jött létre és a regionális különbségek is felerősödtek. Jó lett volna azonban az 1990 utáni fejlődési tendenciákról is olvasni. A népességföldrajzi részből megtudhatjuk, hogy milyen tényezők és hogyan alakították a Kárpát-medence népesedését. Az itt élők száma az 1980-as évek közepén tetőzött 31 millió fövel, s azóta folyamatosan csökken. A jövőbeli kitekintés is „borús képet fest”, ugyanis 2100-ra 24 millióra fog csökkenni a népesség száma, ami a mostanihoz viszonyítva legalább 20%-os népességfogyást jelent. Ez azt eredményezi majd, hogy „...a Kárpát-medence egyre kevésbé látszik a világ népesedési térképén”. A népességcsökkenés az etnikai-vallási összetételt és térszerkezetet sem hagyja érintetlenül: az „...elnemzetlenedés és a szekularizáció folyamatának növekedése, a népesség etnikai identitásának, a történelmi egyházakhoz való kötődésének további gyengülése...”, valamint a roma népesség további gyarapodása várható. A Kárpát-medence településviszonyaiban a 20. század nagy, szinte viharos átrendeződéseket

hozott, amelyeket követően – a szerzőpáros, BELUSZKY PÁL és KOVÁCS ZOLTÁN úgy ítélik meg, hogy – „...egy sokkal kiegyensúlyozottabb időszak elé nézünk, ahol a településfejlődésben ismét a helyi adottságoknak (földrajzi helyzet, humán tőke) nő meg a szerepük”.

Bár a harmadik fejezet címében a gazdaság szó szerepel először, ennek ellenére csak a főfejezet második fele foglalkozik azzal. Az élelmiszergazdaság és az ipar tárgyalási módja hasonló: általános, történeti, ágazati és regionális földrajzi szemlélet egyaránt érvényesül. Az agrárgazdaság és az élelmiszeripar jövőjét a vizsgált terület nagyobb részén az EU közös agrárpolitikája határozza meg. „A Kárpát-medence agrárgazdaságában jelentkező legfőbb gondok és problémák sorban megegyeznek az Európa más országaiiban megoldásra váró feladatokkal.” Ugyanakkor az EU-n kívüli Kárpát-medencei területeken a mezőgazdaságot a lemaradás fogja jellemezni. A Kárpát-medence ipara ma már sok szállal kapcsolódik a globális gazdasághoz és abba eltérő mértékben integrálódott. Mindezek részben a függés, a kiszolgáltatottság fokozódását hozták magukkal, miközben új ágazatok is megjelentek és az ipar térszerkeztúrája is számottevő változásokon ment át regionális és lokális szinten egyaránt. „A Kárpát-medence a legerősebb nemzetközi távolsági (közúti/vasúti) személyközlekedési kapcsolatot a tágabb értelemben vett Nyugat-Európával alakította ki, s „legintenzívebb a forgalom a medence keleti, délkeleti és déli perifériái felől érkezőket összegyűjtő, Budapesttől Bécs és München felé tartó folyosón és a Prágán keresztül Hamburg/Skandinávia felé vezető útjain.” „A Kárpát-medence Európa más jelentősebb kiterjedésű tájegységeivel összehasonlítva nem jelent a kontinens turizmusában önálló arculatú, az utazási döntéshez elengedhetetlenül szükséges, pozitív asszociációkat kiváltó célterületet”, mégis a turizmus számos fajtáját megtaláljuk a területen. „A Kárpát-medence államtörténeti folyamatai, s annak következtében a közigazgatási területszervezési beosztásai rendkívül bonyolultan alakultak.”, és „...feltehetően a jövőben is befolyásolja majd a térségen belüli közigazgatási folyamatok és határok változását...” az államok fejlődéstörténete, határ- és területi változásai.

A kötet legerjedelmesebb, több mint 500 oldalas negyedik főfejezete a Kárpát-medence régióit (Dunántúl, Kelet-Magyarország, Felvidék, Kárpátalja, Erdély, Vajdaság, Pannon-Horvátország, Órvidék és Muravidék, Budapest) veszi

sorra egy-egy alfejezetben. Mindegyik tájegységet azonos (természeti, társadalmi, gazdasági) szempontok szerint mutatják be a szerzők. Közülük kiemelendő a Kárpát-medence fővárosa Budapest, amely egy több mint 300 ezer km²-es nagytérség központja és kisugárzása az egész medencében érezhető. Centrummá válását, fejlődését helyi és helyzeti energiák egyaránt segítették.

A tizedik alfejezetben TÓTH JÓZSEF a földrajzi tér regionális tagolódásának kérdéseiről elmélkedik. A Kárpát-medencére koncentrálva arra keresi a választ, hogy az valóban entitás-e és hogy „...mi maradt a szekuláris fejlődés, a viharos történelmi múlt után ebből az egységből, a sok tagolási törekvés mellett volt-e, van-e tagolódása...”. Arra is rámutat, hogy az András-kereszt „...nagy valószínűséggel garancia arra, hogy dinamikus térség lehet a Kárpát-medence és azon belül különösen a középső rész”.

A kötet végén földrajzinév-mutató és tárgymutató található. Az előbbiben a régi földrajzi név mellett az esetleges újat is feltüntették, illetve azt is jelezték, hogy melyik országhoz tartozik. Az utóbbiban a kötetben előforduló tárgyszavakat gyűjtötték csokorba, ami a tárgyszó szerinti keresést gyorsítja meg. Az egyes fejezeteket több táblázat és ábra „illusztrálja, amelyek fekete-fehér minőségük ellenére jól kiegészítik a mondanivalót még akkor is, ha a 2011-es népszámlálási

adatok hiánya miatt néhol nem friss adatokkal dolgoztak a szerzők.

A könyv végén levő kód segítségével az interneten megtekinthető egy virtuális melléklet is, amely 11 részből áll. A bevezetőt követően 10 csoportba rendezve az egyes régiókhoz kapcsolódó, főleg a Kárpát-medence különböző tájairól és településeiről készült fotók találhatóak. A 9 régió mellett még a Szentendrei Skanzen képei is láthatók, ami nyilván nem véletlen, hiszen a kiállítás a magyar tájak jellemző építészetét mutatja be. Az egyes csoportokba tartozó képek száma igen eltérő, ami abból is fakad, hogy egy már meglévő állományból válogatta őket a főszerkesztő.

Az a mondás, hogy jó munkához idő kell, ezen kötet esetében is igaz. Előnyére vált, hiszen a többéves előkészület meghozta a gyümölcsét: egy igen színvonalas könyv született. S egy másik népi bölcsességgel folytatva, amit a főszerkesztő is idézett az Előszóban: „Minden jó, ha jó a vége”. Ez is megállja a helyét a könyvvel kapcsolatban, hiszen a munka nehézségeit, viszontagságait feledteti a kész mű és annak kedvező fogadtatása. Ezt a nagyszerű, a maga nemében egyedülálló kiadványt sokan és sokféleképpen használhatják idehaza, de a határon túl is, mert a Kárpát-medence, mint tágabb lakóhelyünk földrajzáról készült kézikönyv szinte mindannyiunk számára nyújt hasznos és új ismereteket.

KISS ÉVA



TÓTH GÉZA:
Az elérhetőség és alkalmazása a regionális vizsgálatokban
Központi Statisztikai Hivatal, Budapest, 2013, 146 p.

A Műhelytanulmányok sorozat 1. köteteként megjelent kiadvány az elérhetőség fogalmával, annak társadalmi-gazdasági jelentőséggel foglalkozik. Bemutatja az elérhetőségi modellezés módszertani alapjait és a szakirodalomban egyedülálló módon törekszik az azonos mintán számított modellek eredményeinek összevetésére. Ismerteti az elérhetőségi potenciálmodell tényezőit és ismerteti az analitikus forgalombecslés módszertani hátterét. Közúti hálózati hányados számításával rávilágít a hazai közúthálózat kiépítettségi problémáira. Végül konkrét esettanulmányokon keresztül világít rá az elérhetőségi számítások társadalomföldrajzi jelentőségére.

További információ: geza.toth@ksh.hu

MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG

ALAPÍTVÁ: 1872

Tisztikar

Elnök: GÁBRIS GYULA ny. egyetemi tanár

Tiszteletbeli elnök: PAPP-VÁRY ÁRPÁD ny. egyetemi tanár

Alelnökök: KOVÁCS ZOLTÁN tszv. egyetemi tanár;

MICHALKÓ GÁBOR tudományos tanácsadó, egyetemi tanár

Főtitkár: MARI LÁSZLÓ egyetemi docens

Titkár: ERŐSS ÁGNES geográfus

Titkárságvezető: SEKOULOPOULU MÁRTA

Könyv- és térképtáros: PÉTERVÁRI LÁSZLÓ

Felügyelőbizottság elnöke: ÜTÖNÉ VISI JUDIT főiskolai docens, OKI főmunkatárs

Választmány

ARDAY ISTVÁN középiskolai tanár

AUBERT ANTAL szakosztályelnök,
intézetigazgató

BAKOS MÁRIA középiskolai tanár

CSAPÓ TAMÁS osztályelnök, tszv. főiskolai
tanár

DÁVID ÁRPÁD osztályelnök, főiskolai docens

DÁVID LÓRÁNT osztályelnök, tszv. főiskolai
tanár

DOROGI LÁSZLÓNÉ középiskolai tanár

EGEDY TAMÁS tudományos főmunkatárs

FRISNYÁK SÁNDOR ny. egyetemi tanár,
osztályelnök

GADÁNYI PÉTER egyetemi docens

GERHARDTNÉ RUGLI ILONA szerkesztő

GRUBER LÁSZLÓ középiskolai tanár

GYURICZA LÁSZLÓ osztályelnök, egyetemi
docens

HANUSZ ÁRPÁD egyetemi tanár

HEVESI ATTILA osztályelnök, egyetemi tanár

HORVÁTH GERGELY főiskolai tanár

HUSZTI ZSOLT osztályelnök, intézetigazgató

ILLÉS SÁNDOR egyetemi docens

JANKÓ ANNAMÁRIA térképész, igazgató

KARANCSI ZOLTÁN tszv. főiskolai docens

KARÁTSZON DÁVID tszv. egyetemi tanár

KIS ÉVA tudományos főmunkatárs

KIS JÁNOS középiskolai tanár

KISS EDIT ÉVA tudományos tanácsadó,
egyetemi tanár

KLINGHAMMER ISTVÁN szakosztályelnök,
akadémikus

KOCSIS KÁROLY intézetigazgató, akadémikus

KÓKAI SÁNDOR tszv. főiskolai tanár

KOROMPAI ATTILA egyetemi docens

KOZMA GÁBOR tszv. egyetemi docens

KUBA GÁBOR iskolaigazgató

KUBASSEK JÁNOS múzeumigazgató

KUNOS GÁBOR szakosztályelnök,
villamosmérnök

KÜRTI GYÖRGY iskolaigazgató

LÓCZY DÉNES tszv. egyetemi docens

MAKÁDI MARIANN szakosztályelnök,
főiskolai docens

MUCSI LÁSZLÓ osztályelnök, egyetemi docens

NAGY BALÁZS egyetemi docens

NAGY GÁBOR tudományos főmunkatárs

NYÍRI ZSOLT középiskolai tanár

PAP NORBERT osztályelnök, tszv. egyetemi
docens

PÁL VIKTOR egyetemi adjunktus

PETE JÓZSEF középiskolai tanár

SISKÁNÉ SZILASI BEÁTA egyetemi docens

SMIGERNÉ HUBER GABRIELLA középiskolai
tanár

SUBA JÁNOS szakosztályelnök, térképész

SÜTŐ LÁSZLÓ főiskolai adjunktus

SZALAI KATALIN főiskolai docens

SZÖRÉNYINÉ KUKORELLI IRÉN osztályelnök,
tudományos tanácsadó, egyetemi tanár

TÁTRAI PATRIK szakosztálytitkár, tudományos
főmunkatárs

TEPERICS KÁROLY osztályelnök, egyetemi
adjunktus

TIMÁR JUDIT osztályelnök, tudományos
főmunkatárs

TÓTH ANTAL szakosztálytitkár, főiskolai docens

TRÓCSÁNYI ANDRÁS szakosztályelnök,
egyetemi docens

VIZI ISTVÁN osztályelnök

WILHELM ZOLTÁN osztályelnök, tszv. egyetemi
docens

**A Közgyűlés által megválasztott tiszteleti tagok a Magyar Földrajzi Társaság
Választmányának örökös tagjai.**

LÓCZY DÉNES: Mezőgazdasági környezetminősítés folyami ártéren helyreállítási céllal / Agricultural land evaluation in a river floodplain for rehabilitation	287
HEVESI ATTILA: Valamit a Csernely-patak (Upponyi-hegység) átöröklött völgyéről / Something about the epigenetic valley of Csernely creek (Uppony mountains)	295
HORVÁTH ERZSÉBET–NOVOTHNY ÁGNES–BARTA GABRIELLA: A süttői lösz-paleotalaj sorozat komplex vizsgálata / Complex investigation of the Süttő loess-paleosol sequence	302
BRADÁK BALÁZS–KISS KLAUDIA–BARTA GABRIELLA–VARGA GYÖRGY–SZEBERÉNYI JÓZSEF –NOVOTHNY ÁGNES–SZALAI ZOLTÁN–MÉSZÁROS ERZSÉBET–MARKÓ ANDRÁS: Lokális talajváltozatok a verőcei téglagyár környezetében – a Pécsi-féle löszrétegtan nyitott kérdései / Local variants of paleosols in the brick-yard of Verőce – questions of Pécsi's loess-stratigraphy	312
Krónika	
100 éve született Láng Sándor – GÁBRIS GYULA–HORVÁTH GERGELY	323
Alföldi László 85 éves – SCHWEITZER FERENC	326
Kitüntetés	327
Irodalom	
Dövényi Zoltán (főszerk.): A Kárpát-medence földrajza – KISS ÉVA	329

TÁMOGATÓINK:



Kiadja a MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG
A Nemzeti Kulturális Alap és a Magyar Tudományos Akadémia támogatásával
A kiadásért felel: Michalkó Gábor
Tördelés és nyomdai előkészítés: Graphisto Kft.
Borítóterv: Liszi János
Telefon: (20) 971-6922, e-mail: bela.graphisto@gmail.com
Készült 600 példányban
Nyomdai kivitelezés: Heiling Media Kiadó Kft.
Telefon: (06-1) 231-4040
HU ISSN 0015-5411