

A szélrózió szerepe a Dunántúl negyedidőszaki felszínfejlődésében

CSILLAG Gábor¹, FODOR László¹, SEBE Krisztina², MÜLLER Pál¹, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia³,
THAMÓNÉ BOZSÓ Edit¹, BADA Gábor⁴

¹ Magyar Állami Földtani Intézet

² Pécsi Tudományegyetem TTK, Földtani Tanszék

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK, Természetföldrajzi Tanszék

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK, Geofizikai Tanszék

The role of wind erosion in the surface development of Transdanubia during the Quaternary

Abstract

The role of deflation in the Pliocene–Quaternary evolution of Transdanubia (western Pannonian Basin) is one of the long-debated questions of earth sciences in Hungary. The present paper investigates the importance of wind erosion in shaping the topography of the area using data collected from existing literature, field records and digital elevation models. With respect to the morphology of the fan-shaped system of N–S to NNW–SSE striking linear (“meridional”) valleys, the basaltic buttes of the Little Hungarian Plain and of the Tapolca and Kál Basins, the deflation hollows together with the relatively abundant ventifacts in the Transdanubian Range. In other words, from the Keszthely to the Vértes Hills and in the foreland of the Mecsek Mountains the morphology indicates the significance of deflation. Analogies from the Sahara suggest that deflation could have played an important role in the formation of the row of depressions now partly filled with shallow lakes in the south-eastern, lee-side foreland of the Transdanubian Range. Furthermore, the “meridional” ridges can be considered to be yardangs, while the valleys between them are wind channels. Naturally, during intervals with a climate similar to that in the Holocene, fluvial erosion, slope processes and, in the case of lakes, wave abrasion were also important factors in forming the present-day topography. The minimum exposure ages of wind-polished rock surfaces and OSL ages of the accumulated aeolian sands were used to date wind erosion. Chronological data indicate that in Transdanubia deflation must have caused considerable denudation in several phases at least during the last 1.5 million years and sand movement recurred as late as the early Holocene.

Keywords: wind erosion, yardang, Pannonian Basin, Transdanubia, Quaternary

Összefoglalás

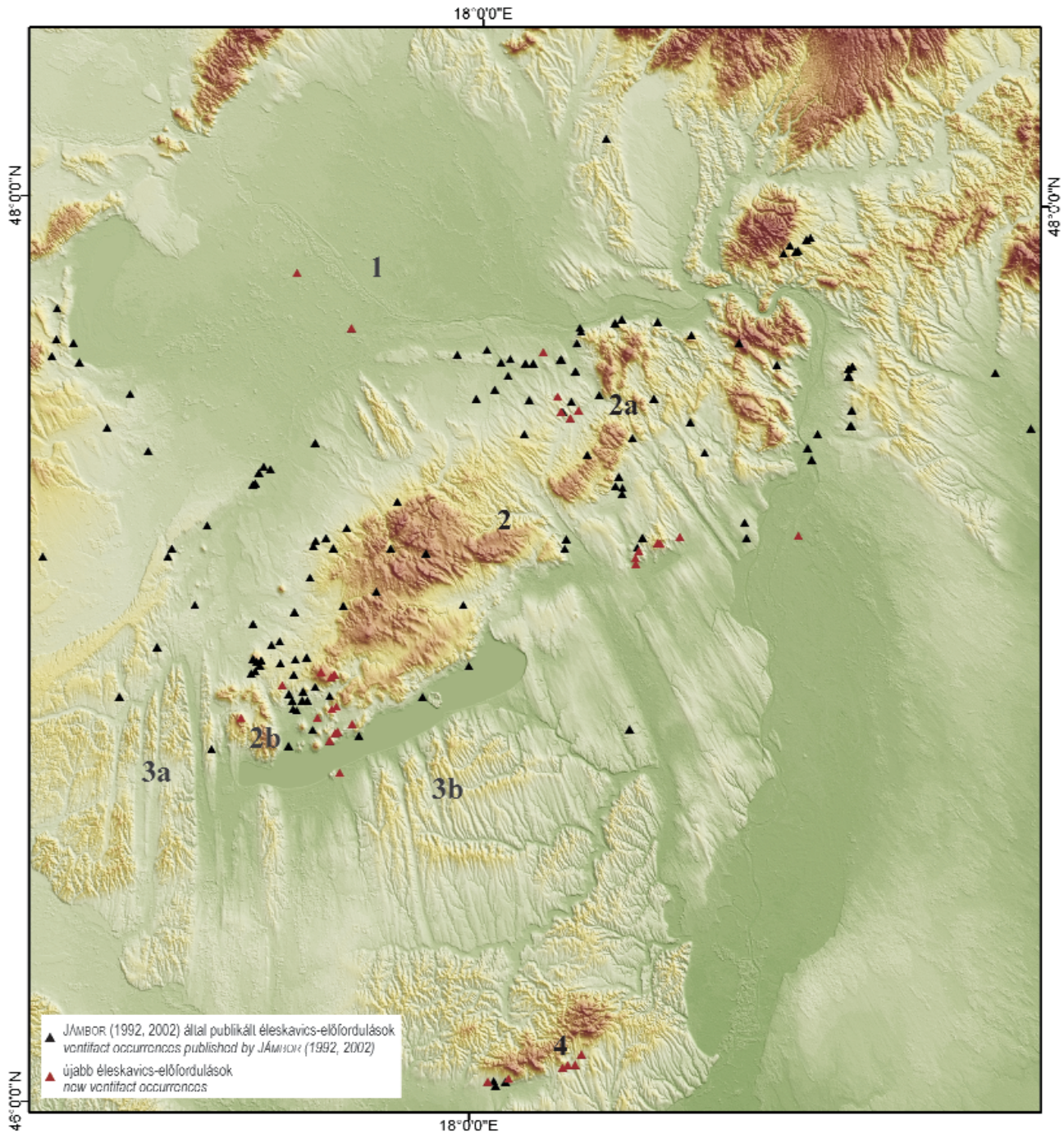
A defláció szerepe a Dunántúl területének pliocén–negyedidőszaki fejlődéstörténetében a hazai földtudomány régóta vitatott kérdése. Jelen tanulmány az irodalmi adatokat, a terepi észleléseket és a digitális domborzatmodell nyújtotta vizsgálati lehetőségeket kiaknázva tárja fel a szélrózió jelentőségét a terület felszínformálásában. A szélrózió jelentőségét igazolja a zalai és somogyi É–D és ÉÉNy–DDK-i csapású, legyezőszerű rajzolatot mutató „meridionális” völgyrendszer morfológiája, a Tapolcai- és Káli-medence, valamint a Kisalföld tanúhegyei, a területen megfigyelt deflációs mélyedések, valamint a szélcsiszolta kőzetfelszínek és sarkos kavicsok relatíve nagy gyakorisága a Dunántúli-középhegységben a Keszthelyi-hegységtől a Vértesig és a Mecsek előterében. Szaharai analógia alapján a szélrózió komoly szerepet játszott a Dunántúli-középhegység DK-i, szél alatti előterében húzódó, ma részben sekély tavakkal kitöltött mélyedéssorozat és a „meridionális” hátak, geomorfológiailag deflációs maradékkerincek (yardangok) kialakításában, míg a hátak között levő völgyek a nemzetközi szakirodalom szóhasználatával szélcsatornáknak, CHOLNOKY eredeti kifejezésével szélbarázdáknak tekinthetők. A maihoz hasonló klímájú időszakok során természetesen a folyóvízi erózió, a lejtőfolyamatok, ill. a tavak esetében az abrázio is jelentős tényezője volt a jelenlegi domborzat kialakításának. A szélrózió időbeliségének meghatározására a szélcsiszolta kőzetfelszínek kozmogén izotópos kitétségi korát és a felhalmozódott eolikus homok OSL korát használtuk fel. Kronológiai adataink alapján a defláció domborzatformáló szerepe a Dunántúlon legalább az utolsó mintegy 1,5 millió év során több fázisban jelentős lepusztulást eredményezett és kisebb mértékű homokmozgással még az óholocén során is számolhatunk.

Tárgyszavak: szélrózió, yardang, Pannon-medence, Dunántúl, negyedidőszak

Bevezetés

A szél eróziós szerepe a Kárpát-medence domborzatának (1. ábra) kialakításában a hazai geomorfológia egyik legrégebben vitatott kérdése. A defláció felismerése, nyomainak hatásának kimutatása már a 19. század végi, 20. század eleji hazai publikációkban megtörtént (PAPP 1899, TAEGER 1909). Máig érvényes hatása azonban elsősorban LÓCZY Lajos és CHOLNOKY Jenő munkásságának volt.

LÓCZY (1913) monográfiájában számos bizonyítékát mutatja be a dunántúli-középhegységi szélerózióznak. CHOLNOKY munkái (CHOLNOKY 1918, é.n. a, é.n. b) ugyancsak megerősítik a szél felszínalakító hatásának jelenlétét a Dunántúlon és a Balaton tómedencéjének kialakításában. Az általuk felismert deflációs formákat a pliocén kori meleg sivatagi klíma nyomaként értelmezték mindketten. Az irodalomban általában használt meridionális völgy elnevezés ebből az időszakból származik. A későbbiekben



1. ábra. A kutatási terület áttekintő domborzati térképe

1 – Kisalföld; 2 – Dunántúli-középhegység (DKH); 2a – Vértes és Gerecse; 2b – Keszthelyi-hegység; 3a – Zala; 3b – Külső-Somogy; 4 – Mecsek

Figure 1. Topography of the Transdanubian part of the Pannonian Basin

1 – Little Hungarian Plain; 2 – Transdanubian Range; 2a – Vértes-Gerecse Hills; 2b – Keszthely Hills; 3a – Zala Hills; 3b – Külső-Somogy Hills; 4 – Mecsek Mts

ERDÉLYI (1961, 1962) a Bakony, illetve a Balaton tengelyével párhuzamos völgyekre a hosszanti, az ezekre gyakorlatilag merőleges völgyekre a keresztvölgy kifejezést használta. MAGYARI et al. (2004) a meridionális völgyekre a haránt- vagy sugárirányú völgy kifejezést használták. Cikünkben a meridionális völgy, keresztvölgy, harántvölgy, sugárirányú völgy tehát szinonimák, a hosszanti völgy kifejezést az ERDÉLYI-féle (1961, 1962) értelemben használjuk. A Tapolcai-medence tanúhegyeit, a zalai és somogyi meridionális völgyeket LÓCZY és CHOLNOKY egyaránt a deflációs folyamatok eredményeként kialakult formáknak tartották. CHOLNOKY (é.n. b) a zalai és somogyi völgyek közötti hátaikat (*I. abra 3a, b*) yardangként értelmezte, de fontosnak tartotta azok tektonikai preformáltságát (lásd HORSVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet).

A későbbiekben a klimatikus geomorfológiai irányzat térhódításával párhuzamosan jelentősen háttérbe szorultak a defláció szerepét elismerő munkák a hazai geomorfológiai szakirodalomban. A pannóniai üledékképződés lezárulását követő, pliocén sivatagra vonatkozó bizonyítékok is erősen vitathatók voltak, noha szórványos paleontológiai leletek megerősítették egy meleg, száraz időszak létét a pliocén során (pl. HABLY & KVAČEK 1998). A Pannon-tó feltöltődését követő, de a pliocén megelőző időszakban JUSSI & ROOK (2004) 400 mm/év alatti csapadékmennyiséget feltételez az MN11 időszakában, a késő-miocénben a Kárpát-medence Ny-i részén, míg kisémlősökre alapozott becslések 600 mm/év értéknél több csapadékot tételeznek fel (DAM 2006).

A pleisztocénre vonatkozóan a folyóvízi erózióknak a kutatók sokkal nagyobb szerepet tulajdonítottak a deflációnál. A legtöbb vélemény szerint a szél hatása a pleisztocénben elsősorban a löszképződésre, másodsorban a jelentőségében igen alárendeltnek vélt futóhomok-képződésre szorítkozott. Erre a szemléletváltozásra jó példa a Vértes környezetének esete. TAEGER (1909) munkájában még kiemeli a szél deflációs szerepét, az éleskavicsok jelenlétét a vizsgált területen, azonban ÁDÁM (1988) összefoglaló munkájában a szél szerepét mindössze a löszképződésre redukálja.

A szél eróziós és akkumulációs szerepének vizsgálata az alföldi futóhomok-területeken folytatódott, valamint MAROSI (1970) és LÓKI (1981) belső-somogyi kutatásaihoz kapcsolódott. Itt BORSY (1977, 1993), BORSY et al. (1982), KÁDÁR (1956, 1966), ÚJHÁZY (2002), ÚJHÁZY et al. (2003), GÁBRIS (2003) és NYÁRI & KISS (2005) munkáit kell említeni; eredményeik nagyban hozzájárultak a homokmozgások folyamatának és korának megismeréséhez.

A Dunántúli-középhegységben (DKH) a földtani térképezés során sok helyen megfigyelhetők voltak a szél hatásának nyomai: szélcsiszolta kavicsok, futóhomokszemcsék a negyedidőszaki rétegekben, illetve helyenként futóhomokrétegek (BENCE et al. 1990). A futóhomokszemcséket és -közbetelepüléseket tartalmazó összleteket „fluvioeolikus” rétegekként írták le, amelyek — elsősorban a Dunántúli-középhegység északnyugati előterében — nagy területeket borítanak. Az eolikus üledékek azonban nem csupán

folyóvízi, hanem proluviális, deluviális képződményekkel is keveredtek a negyedidőszak során, és ezért nem szerencsés megoldás ezeket „fluvioeolikus” homok néven említeni (CSILLAG et al. 2008). A térképezés mellett JÁMBOR (1967, 1973, 1992, 2002) nevéhez köthetők azok a publikációk, amelyek a szél jelentős szerepét hangsúlyozzák a negyedidőszaki lepusztulási és üledékképződési folyamatokban egyaránt.

Az 1980-as évek végén kezdődött meg az a szemléletváltozás, ami fokozatosan a szél hatásának „rehabilitációjához” vezet. Ez szorosan kapcsolódik a „messinai krízis” felismeréséhez. A Földközi-tenger medencéjének a miocén-pliocén határ környékén ekkoriban feltételezett kiszáradása ismét LÓCZY Lajos és CHOLNOKY Jenő elméletére fordította a figyelmet. Ennek egyik első nyoma PÉCSI (1986) munkájában olvasható, aki a meridionális völgyrendszer kialakulására vonatkozóan utalt a „messinai krízis” esetleges szerepére, elismerve LÓCZY és CHOLNOKY hasonló véleményének megalapozottságát és nem zárta ki a pliocén kori arid esemény lehetőségét és ennek geomorfológiai hatását. Ugyanakkor felvetette — a nagyszámú, LÓCZYtól napjainkig a pleisztocénbe sorolt éleskavics-előfordulás alapján — a száraz, hideg időszakok deflációban játszott szerepének a lehetőségét is. SCHWEITZER (1993, 1997, 2000) a késő-miocén–kora-pliocén korúnak tartott Béraltavárium meleg-száraz időszakára teszi a sivatagi mázak, sivatagi mázas kavicsok keletkezését. SCHWEITZER (2000) szerint ez az időszak volt a „valódi, típusos hegyláb felszínek képződésének kora”. Ugyancsak ebben az időszakban jelent meg két tanulmány (BOKOR 1988, 1992), amelyekben a szerző morfometriai módszerekkel kísérelte meg igazolni a Tapolcai-medence és a Kisalföld bazalt tanúhegyeinek deflációs eredetét. Szerinte a tanúhegyeket déli szelek alakították ki, majd a pleisztocén glaciálisokban ÉNy felől fújó szelek formálták át, de természetesen a szél hatása mellett a többi külső erő is alakította a tanúhegyeket.

Ezt követően váratlan irányból érkezett egy újabb argumentum. Az eolikus geomorfológiától távoli szakterülettel foglalkozó kutatók, szerkezetföldtani szakemberek munkái erősítették meg a deflációs hatás megkerülhetetlen voltát. FODOR et al. (2005a, b) és BADA et al. (2007) munkái megállapították, hogy a zalai és somogyi sugárirányú völgyek alapvetően nem tektonikus eredetűek, kialakulásuk lepusztulási folyamatok eredménye. Ugyanakkor a „hosszanti” völgyek esetében a szerkezeti meghatározottság igen valószínű. Eredményeik megerősítették STRAUSZ (1942) terepi földtani észleléseken és VAJK (1943) geofizikai méréseken alapuló hasonló véleményét. A Dunántúli-dombság területéhez domborzatában és felépítésében igen hasonló Gödöllői-dombság vizsgálata során RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2007b, c; 2009) is megállapították, hogy a szerkezeti mozgások által érintett területek nem esnek egybe a domborzat nagyformáit jelentő ÉNy–DK-i irányú völgyekkel és vonulatokkal, melyek a sugárirányú völgyrendszer legészakabbi részének tekinthetők. Ennek megfelelően e felszínformákat szélbarázdáknak és maradékgerinceknek tekinthetjük. Ugyanakkor az erre merőleges, a Dunántúl

hosszanti völgyeinek csapásirányában húzódó völgyzakszakok szerkezeti előrejelzettsége bizonyítást nyert. E részletes vizsgálat során tehát sikerült elkülöníteni a szerkezeti mozgások és az általuk befolyásolt folyóvízi erózió által kialakított formákat a döntően defláció formálta domborzati elemektől, mely analógia a Dunántúli-dombság területére is kivethető.

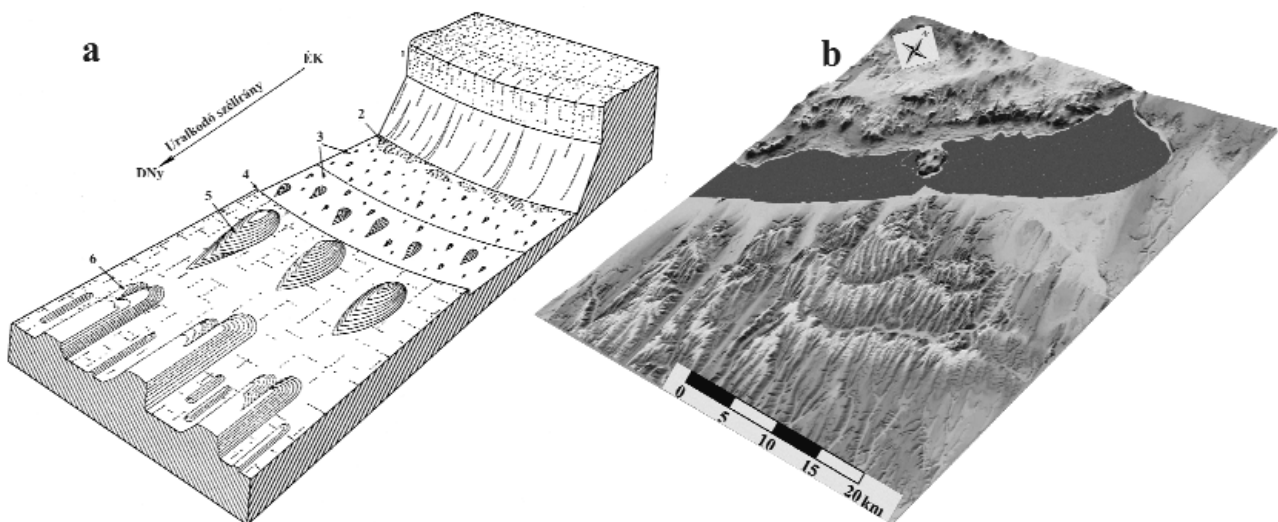
A nagy kiterjedésű deflációs térszínnek és yardangok kialakulásához természetesen a Kárpát-medencében a mainál szárazabb klímára, jelentősen csekélyebb növényborításra volt szükség. Az arid, szemi-arid területek deflációs folyamatainak ismerete nyújthat kiindulási alapot a Kárpát-medence ma már pusztuló deflációs formái keletkezési körülményeinek megértéséhez. Ilyen folyamatokat értelmez például MAINGUET modellje (MAINGUET 1972, GUTIERREZ 2005); ő a saharai homokkővidékek vizsgálata alapján írta le a yardangok, lefolyástalan mélyedések és a környező kiemelt helyzetű területek elrendeződésének sémáját (2. ábra). Az uralkodó szélirányra közel merőleges hegyvonulatok megszakítják a szélérozió hatására kialakult, yardangok uralta morfológiai képet. A kiemelkedés árnyékoló hatása lejjebb csak fokozatosan szűnik, így a yardangrendszer az akadályoktól távolabb jelentkezik ismét. A DNy-ÉK csapású DKH ugyanolyan akadályt jelent a Dunántúlon uralkodó ÉNy-i szeleknek, mint a saharai homokkőhegyek. A DKH DK-i előterében mindenütt jelenlévő mélyedések és a somogyi völgyek és hátak ugyancsak jól párhuzamosíthatók MAINGUET modelljével. A jelenlegi mérsékelt övi klímának megfelelően természetesen a deflációs mélyedések jelentősen átalakultak, a tavi abrázió hatása nem csak a Balaton és a Velencei-tó esetében módosította a mélyedések peremét, hanem kimutathatók kis abráziós színlők a Vértes előterében, a Csíkvarsai-rét déli

peremén is (CSILLAG et al. 2008). Ugyancsak jelentősen átalakultak, eróziós és deráziós völgyekkel felszabdaldódtak a nagy méretű deflációs maradékerincek felszínei is. Ennek ellenére úgy tűnik, hogy a modell jól használható a hazai morfológia magyarázatához, és a defláció szerepét az újabb terepi kutatások eredményei is alátámasztják.

Célok, módszerek

A fenti előzmények után úgy véltük, hogy érdemes összegyűjteni a szélérozióra vonatkozó adatokat és azokat saját vizsgálatokkal kiegészítve értékelni. Bár a Kárpát-medence más részein is kimutathatók a defláció nyomai, a munkához a legalkalmasabb egyértelműen a klasszikus terület, a Dunántúl volt, ahol a szél eróziós hatása legerősebben jelenik meg a morfológiában. Ez utóbbinak több oka is lehet: e területen lehetett a legerősebb a szél, a terület nem süllyed, tehát a széléroziós felszínformák nem temetődtek be, a felszínen lévő laza pannóniai képződmények kedvezőek a deflációs formák kialakulásához, de ugyanakkor néhány formáció képes a szélcsiszolási nyomok megőrzésére is. A deflációs jelenségek összeírása mellett célunk volt a vitatott eredetű nagyformák (szélalatti medencék, meridionális völgyek és hátak) kialakulásának lehetőség szerinti tisztázása, valamint a szélcsiszolta kőzetfelszínnek kitettségi korának és lepusztulási sebességének megállapítása is.

Tanulmányunk a széléroziós jelenségekre és eolikus képződményekre vonatkozó irodalmi adatok mellett a Dunántúli-középhegységben zajló földtani térképezés és az egyéb célirányos terepbejárások során szerzett ismeretekre, valamint digitális domborzatmodellek feldolgozására támaszko-



2. ábra. a) Yardangok és deflációs mélyedések elhelyezkedése a Saharában (MAINGUET 1972 nyomán) és b) hasonló domborzati elrendeződés a DKH-Balaton-medence-Külső-Somogy területen

1 – a mélyedést a kiemelt területtől elválasztó tereplépcső, 2 – tavi zóna, időnként közel recens, 3 – kis yardangok a mélyedés területén, 4 – az alacsonyabb lépcső pereme, 5 – yardangok a plató felszínén, 6 – maradékerincek és szélbarázdák rendszere a yardangok mögötti területen

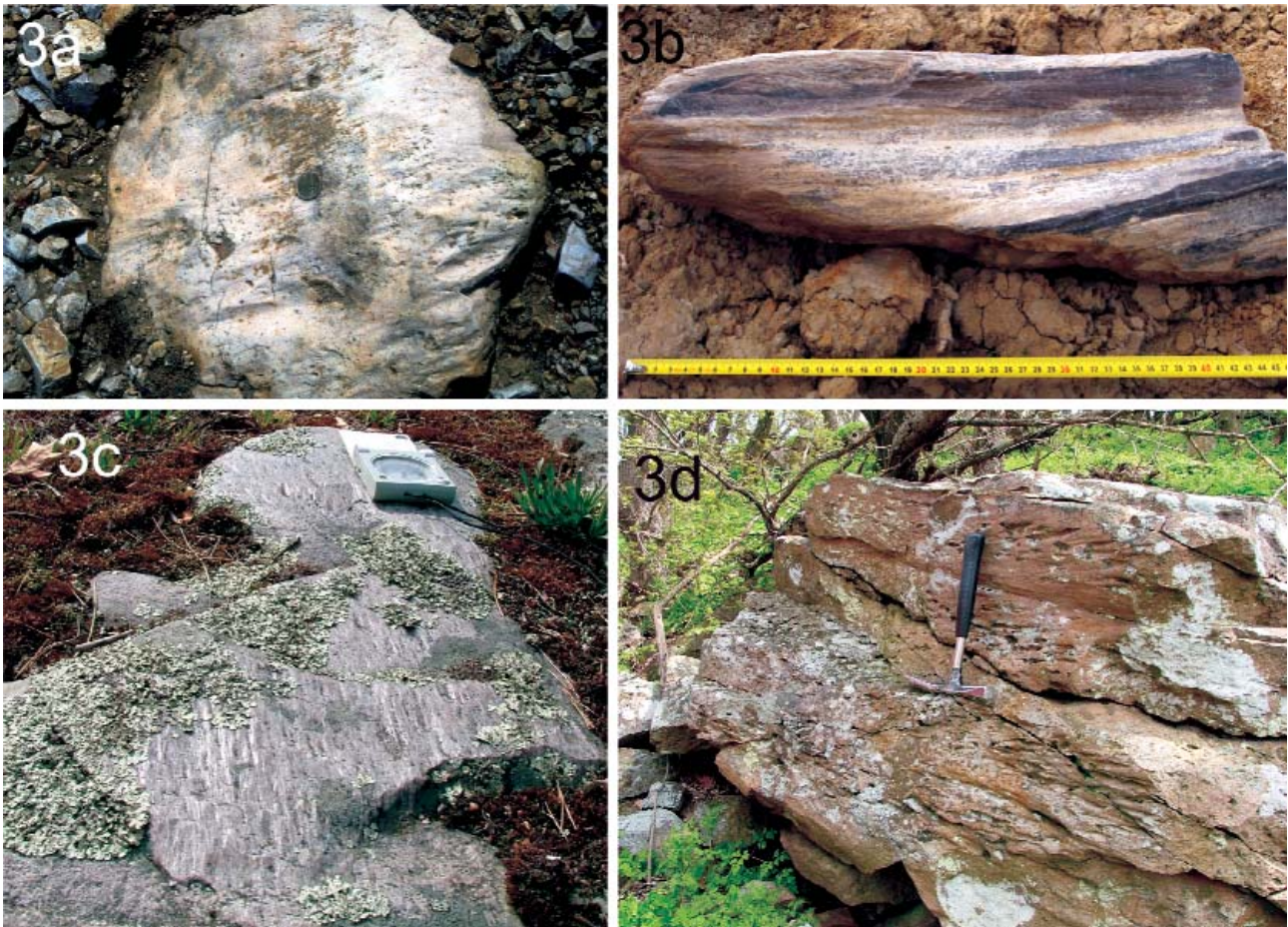
Figure 2. a) Yardangs and deflation hollows in the Sahara (MAINGUET 1972), compared to b) the Transdanubian Range - Balaton Highland - Külső-Somogy area
1 – topographical step between the high and the depression, 2 – lake zone, sub-recent, 3 – small yardangs within the depression, 4 – edge of the lower topographical step, 5 – yardangs on the plateau surface, 6 – ridges and corridors behind the yardangs

dik. A domborzatmodellek közül az áttekinthető vizsgálatokhoz a Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) domborzati adatbázisának 2., javított változatát (<http://srtm.csi.cgiar.org/>), míg a részterületekhez a Magyar Honvédség Térképészeti Kht. 50 m-es vízszintes felbontású domborzatmodelljét (DDM-50) használtuk. A deflációs időszakok korának megállapításához kozmogén izotópos és OSL-méréseket végeztünk szélsziszolta kőzetfelszíneken, illetve futóhomokokon.

Eolikus képződmények, kis és közepes méretű deflációs formák

Az uralkodó szélirányra közel merőleges csapású DKH 400–700 méter magas vonulata alkotja azt az akadályt, aminek szélalatti oldalán kialakult a jellegzetes elrendezésű deflációs domborzat. A Bakony, a Balaton-felvidék, a Vértes és a Gerecse vidékén több évtizede folyó földtani térképezés során egyértelműen megállapítható volt az

eolikus üledékek és a deflációs formák jelenléte (BENCE et al. 1990, BUDAI et al. 1999, CSILLAG & FODOR 2008, CSILLAG et al. 2008, FODOR et al. 2008). A térképezési munka egyik fontos eredménye a szélsziszolta kavicsok és sziklafelszínnek általános jelenlétének kimutatása a JÁMBOR (1992, 2002) jól dokumentált összefoglaló munkájában közlteknél nagyobb területen (1. ábra). A kavicsanyag legnagyobb részét dolomit (3. ábra, a), kvarc, metamorfít, triász, jura és eocén mészkő, oligocénből áthalmazott kovásodott fásszerű növénymaradvány (3. ábra, b), calcrete és bazalt. A Káli-medence kötengerein (Kállai Formáció) a szél által csiszolt felszínek napjainkig megőrződtek (3. ábra, c), hasonlóan a Velencei-hegység kovás képződményein kialakult felszínekhez. Szél által kialakított sziklafelszín a mezozoos és kainozoos karbonátos kőzeteken, jelenleg nem ismerünk, noha ilyen anyagú csiszolt kavicsok előfordulnak a DKH területén. A bazaltterületeken igen ritkák ezek előfordulásai, mindössze 2010 tavaszán sikerült megtalálnunk az elsőkét az Agár-tetőn. A perm Balatonfelvidéki Homokkő felszínén sem gyakori a szél által polírozott sziklafelszín, de



3. ábra. Szélsziszolta kőzetfelszínek

a) szélsziszolta dolomittömb a Vértes DK-i peremének hordalékkúpjában (Csákvár), b) szélsziszolta felszínű kovásodott fatörzs a Vértes Ny-i hegyláb felszínén (Tatabánya), c) A Kállai Formáció szélsziszolta sziklafelszíne (Papsapka-domb, Gyulakeszi), d) Vályús-barazdás, „sivatagi mázzal” borított deflációs felszín Balatonfelvidéki Homokkővön (Őrs-hegy, Badacsonyörs)

Figure 3. Wind-polished rock surfaces

a) wind-polished dolomite clast within proluvial sediments in the SE foreland of the Vértes Hills (Csákvár), b) wind-polished silicified wood on the western pediment of the Vértes Hills (Tatabánya), c) polished rock surface of the Källa Formation (Papsapka Hill, Gyulakeszi), d) grooved and wind-polished surface covered by desert varnish on Balatonfelvidék Sandstone (Permian, Őrs Hill, Badacsonyörs)

a Káli-medence DNy-i peremén, az Örsi-hegyen a tetőszint alatt megmaradt néhány több négyzetméteres szélcsiszolta felszín (3. ábra, d).

A Keszthelyi-hegységben és a Vértesben előforduló nagy méretű, a felső-miocén Kállai Formáció konglomerátumrétegeiből kialakult polírozott felületű tömbök egy része többé-kevésbé eredeti települési helyén, de mindenképpen kimozdított helyzetben található. A DKH területén klasszikus, három oldalán lecsiszolt, valódi dreikanter ritkán fordul elő, azonban számos egyéb, a szél általi polírozást jelző mikroforma (BOURKE & VILES 2007) ismerhető fel a kavicsanyagban. A vértesi terület éleskavicsaira igen jellemző barázdák BOURKE & VILES (2007) szerint a formálódás korai szakaszát jelzik. A több szintben kialakult hordalékkúpok és a folyóvízi homokrétegek anyagában gyakoriak a futóhomokszemcsék, esetenként futóhomokrétegek is közbetelepültek a rétegsorokba. A hegységi területeken nagyon gyakori az uralkodóan jól kerekített, polírozott felületű szemcsékből álló, deluviális részben vagy teljesen átmozgatott futóhomoklepel. A Vértes nyugati peremén (Császár környékén) ma már megkötött felszínű, 8–9(±1) ezer éves (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010) futóhomok-terület is található.

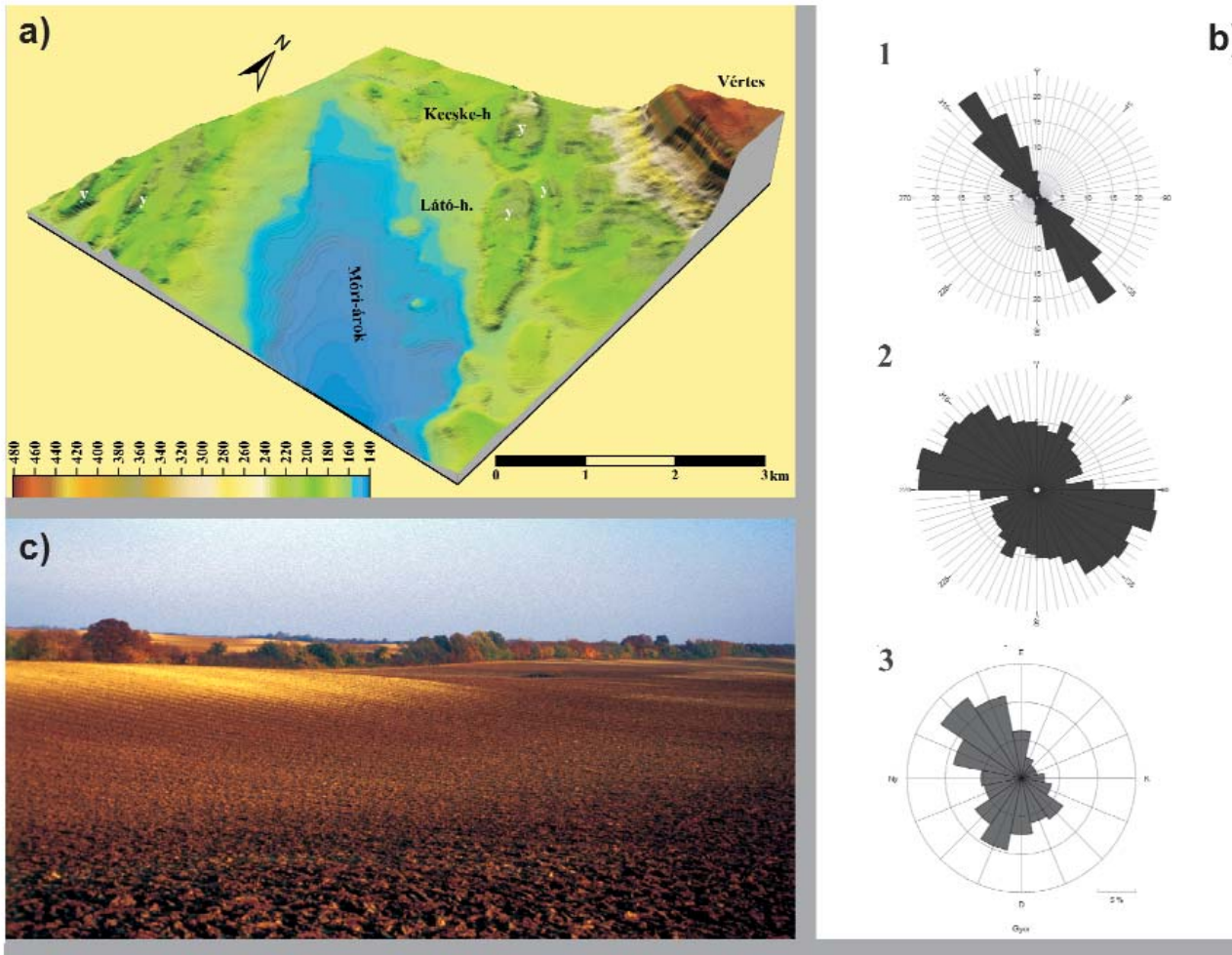
A Mecsekben és környezetében széleróziós jelenséget (szélfújta kovásodott fatörzseket) először VADÁSZ (1960, 1963) említi a Kővágószőlős és Cserkút közti területről. JÁMBOR (1967) részletesen leírja az első éleskavicsleleteket, és foglalkozik a terület egyéb szélhatással kapcsolatos jelenségeivel is. Az újabb terepi vizsgálatok során új éleskavics-előfordulásokat találtak a Kelet- és a Nyugat-Mecsek előterében is. A csiszolt kavicsok anyaga túlnyomórészt kvarcit és riolit, kisebb részben metamorfitek, kovás fatörzsdarab, kovás homokkő és limonitkonkréción. Ezek a hegységet és a hegyláb felszint alkotó kőzetek anyagából, elsősorban a perm-triász alaphegységéből, kis részben felső-pannoniai homokból származnak. A csiszolt kavicsok áthalmazott, fagyos talajkúszással átdolgozott löszből kerültek elő; ebből a tényből, valamint alapanyagukból is következik, hogy csak igen rövid távú szállítódást szenvedtek. A kavicsokat magában foglaló homokos lejtőlösz futóhomokszemcséket is tartalmaz.

A DKH felszínformáinak esetében nem történt meg a földtani képződményekhez hasonló részletességű térképezés, értelmezés. Ebből a szempontból újdonság a Vértes 1:50 000-es földtani térképe, amely a képződményeken kívül formaelemeket, ezek között deflációs formákat is ábrázol (FODOR et al. 2008).

A yardangok jellemző formái a Vértes környezetének. Az általában áramvonalas, irányított elrendezésű háta kialakulása a völgyhálózat fejlettsége, iránya, jellege alapján nem magyarázható folyóvízi erózióval. Az eolikus homok és az éleskavicsok, csiszolt sziklafelszínnek jelenléte ugyancsak mindenütt valószínűbbé teszi a dombok deflációs eredetét. A yardangok többféle litológiájú felszínen jelennek meg. A Csatka és Mányi Formáció mellett a Száki Agyagmárgán, a Kállai, Somló és Vértesacsai Formáción, valamint számos pleisztocén képződményen (eolikus ho-

mok, lösz, folyóvízi-proluviális, folyóvízi-eolikus rétegek) alakult ki ez a forma. Általános elterjedésük a negyedidőszaki képződmények esetében a II–III. teraszoknak megfelelő késő-pleisztocén szint, de idősebb szintek anyagából is alakított ki a szél yardangot. Sok esetben a gerincet alkotó képződmény nem ismert, mivel azt fiatalabb deluviális, eolikus-deluviális üledékek fedik. A yardangok mérete változó. A legnagyobb ilyen forma a Móri-árokban található Látó-hegy, ami kb. 2900 m hosszú, legnagyobb szélessége közel 600 m, szél felőli frontján közel 40 méterrel emelkedik a mai völgytalp fölé (4. ábra, a). A löszön kialakult formák közül a legnagyobb és legjellegzetesebb a Lovasberény melletti, szinte teljesen sík felszínű, kb. 1 km hosszú, a lejtőlábtól lejtőláb 100–140 m között változó szélességű, mintegy 20 m relatív magasságú Kazal-hegy. Számos további, az 1 km hosszát meghaladó forma található a térképezett területen, részletes vizsgálatuk még nem történt meg. Hosszúság:szélesség arányuk általában 4:1–5:1 érték körül van. Ez sok esetben nagyon közel áll HALIMOV & FEZER (1989) megállapításához, akik Közép-Ázsiában a legáramvonalasabb, kis méretű, max. 3 m magas yardangok („low, streamlined whalebacks”) hosszúság/szélesség/magasság arányát 10:2:1 értékekkel írták le. Sajnos a nagyobb formákra a fenti szerzők nem adtak meg hasonló számszerű értéket, de feltűnő a vértesi és a sivatagi formák közelítően hasonló hosszúság/szélesség aránya. VINCENT & KATTAN (2006) szerint Szaúd-Arábiában a paleozoos homokkőből kialakult, általuk „megayardang” néven leírt formák hossza néhány száz méter, magasságuk 40 m. A formák irányítottsága is megerősíti a deflációs eredetet. A jelenlegi uralkodó É-ÉNy-i szélirány (KERTÉSZ et al. 2005) és a yardangok hossz tengelye jó egyezést mutat, míg a szerkezeti irányítottág nem mutatható ki hasonló egyértelműséggel (4. ábra, b; CSILLAG & FODOR 2008).

A deflációs felszínnek másik jellemző formaegyüttesét a különböző — gyakran lefolyástalan — mélyedések alkotják. A Vértes térképezése során számos deflációs eredetű mélyedést sikerült azonosítani (CSILLAG & FODOR 2008). Ezek mérete változatos a kis, legfeljebb néhány m átmérőjű széllyukaktól a nagyobb kiterjedésű deflációs mélyedésekig. Elterjedésük a hegységelőtér hegyláb felszíneire kapcsolódik. A yardangokhoz hasonlóan oligocén, felső-miocén és felső-miocén–pliocén formációkon, valamint pleisztocén képződményeken is megjelennek ezek a formák. Deflációs mélyedések alakultak ki helyenként a lösz felszínén is, ezek közül a legnagyobb Lovasberénytől ÉK-re, a Rovákja területén található. Ennek hossza meghaladja a 600 métert, szélessége 100–130 m, mélysége a DNy-i határoló dombhoz képes kb. 3 m, az ÉK-i oldalhoz képest 7–8 m. A Vértes Ny-i előterében, az Által-ér völgyének keleti oldalán és a Bársonyos nyugati előterében a folyóvízi-eolikus összleten gyakoriak a deflációs mélyedések, aljuk nem ritkán a talajvízszint körül található, mocsarak, vizenyős területek alakultak ki bennük. Közülük a legnagyobb a Császár nyugati határában fekvő Mező-tó mélyedése. A kerekded forma átmérője kb. 500×900 m, a mélyedés alja a környező domboknál 10–15 méterrel



4. ábra. Deflációs formák a Vértes környékéről

- a) deflációs formák a Móri-árokban, a Látó-hegy környékén (y = yardang);
- b) 1 – a Vértes földtani térképén ábrázolt yardangok irányítotttsága, 2 – a földtani térkép szerkezeti vonalait, 3 – a győri meteorológiai állomáson 1992–2001 között, 10 m-es magasságban mért szélirányok eloszlása (KERTÉSZ et al. 2005, CSILLAG & FODOR 2008 alapján);
- c) Deflációs felszín Magyaralmástól K-DK-re. A világos tónusú foltok a légifelvételen és a fényképen a Vértesacsai Formációra jellemző calcrete-ek. A szabálytalan, buckás felszint lefolyástalan mélyedések és calcrete-tel fedett buckák alkotják, ami jól kirajzolódik a szintvonalak alapján is. A sík felszínen ez a domborzat folyóvízi erózióval, lejtő-folyamatokkal nem magyarázható, deflációval azonban igen. Az egyenetlenül cementált, változó vastagságú calcrete vékonyabb, gyengébben cementált részei estek áldozatul a szélerozióknak. Jelmagyarázat: pd_Qp3-h = proluviális-deluviális völgykitöltő üledék, d_Qp3-h = lejtőüledék, g_Qp3-hy = lejtőtörmelek, e_Qp3l = lösz, vM3-P11 = Vértesacsai Formáció, böt2-3 = Budaörsi Dolomit Formáció, < = a fényképfelvétel helye és iránya

Figure 4. Deflation landforms in the Vértes area

- a) deflation features in the Móri Graben, near the Látó Hill (y = yardang);
- b) 1 – orientation of the yardangs depicted on the geological map of the Vértes Hills, 2 – faults on the geological map, 3 – distribution of wind directions recorded at the meteorological station of Győr between 1992–2001 at an elevation of 10 m (KERTÉSZ et al. 2005) (based on CSILLAG & FODOR 2008);
- c) Deflated surface to the E-SE of Magyaralmás. Light patches in aerial photo and in the photo are calcretes of the Vértesacsai Fm. The irregular, hummocky topography is composed of small depressions with internal drainage and by calcrete-capped mounds, well displayed also by the contour lines. On the horizontal surface this relief cannot be explained by fluvial erosion or slope processes, but can be attributed to wind erosion. The thickness of the non-uniformly cemented calcrete varies considerably; the weakly cemented and thin patches were removed by deflation. Legend: pd_Qp3-h = proluviális-deluviális völgykitöltő üledék, d_Qp3-h = slope sediments, g_Qp3-hy = slope debris, e_Qp3l = loess, vM3-P11 = Vértesacsai Fm, böt2-3 = Budaörsi Dolomite Fm., < = location and direction of the photo

mélyebben fekszik. A fiatal teraszfelszíneken szintén előfordulnak széllyukak.

Különleges, igen változatos felszín alakult ki a szél hatására a Vértesacsai Formáció felszínén Magyaralmástól délkeletre. A formációt itt változatos kőzetösszetétel jellemzi. Calcrete, tarkaagyag, vörösgyag, homok egyaránt előfordul. Így a területre csekély szintkülönbségű, de igen hepe-hupás domborzat a jellemző. Ahol a szél képes volt a felszínbe belemarni, kisebb mélyedések alakultak ki, míg a keményebb, cementáltabb kőzetek (calcrete) kis dombokként emelkednek ki környezetükből (4. ábra, c).

A Vértes délkeleti előterében a földtani felépítéséből következően geomorfológiai inverzióval kialakult deflációs mélyedések is találhatóak. Kialakulásuk a glacis-k változó vastagságú üledéktakaróval fedett, illetve fedetlen állapotú felszíneinek köszönhető. A hegylábfelszín alkotó felső-miocén–pliocén homokösszlet alacsonyabb részeire változó vastagságú proluviális hordalékkúpok települtek, míg máshol a kissé magasabb szakaszok nem fedődtek le. A deflációs időszakokban a durva proluviummal fedett felszín nem tudta megbontani, azonban a fekvő formációk uralkodóan homok összetételű rétegeit könnyen elhordta. Így a hegylábfelszín korábban kissé kiemelkedő részei helyenként környezetük alá mélyültek, lefolyástalan mélyedéseket alkotva. Jó példa található erre Csákvártól ÉK-re kb. 4,5 km-re, ahol a kb. 600×200 méteres mélyedés a talajvízszintig hatolt, a jelenlegi felszín vizenyős, mocsaras térszín (CSILLAG et al. 2002, CSILLAG & FODOR 2008).

A szélalatti területek nagyformái

A yardangok és a deflációs eredetű mélyedések nem csupán kis és közepes méretű formák a DKH környezetében, hanem kistáj méretűek is lehetnek (ilyen pl. a Marcali-hát). Bár elhelyezkedésüket, irányítottágukat és alapformáikat a szelerózió határozta meg, e nagyformák átalakításában a szél mellett a folyóvízi lineáris és areális lepusztulási folyamatok még jelentősebb szerepet játszottak, mint az eddig tárgyalt kis és közepes formák esetében.

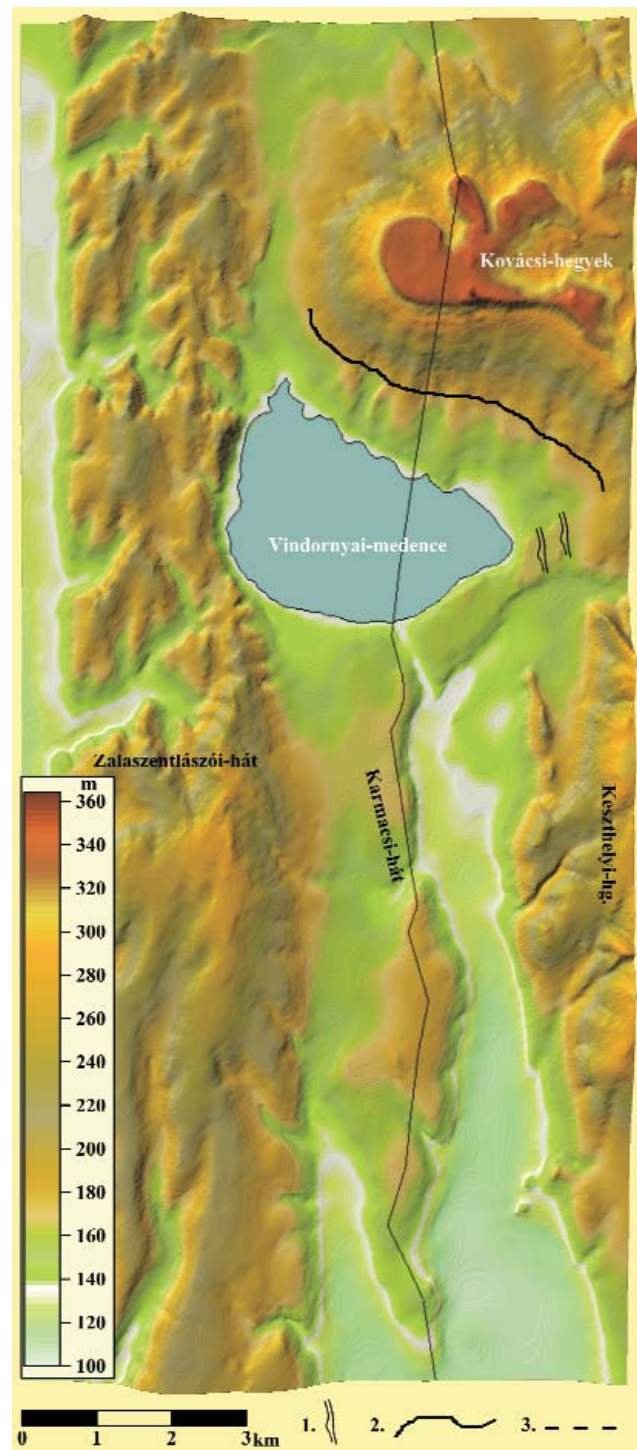
A zalai és somogyi sugárirányú hátak és völgyek kialakulását nem lehet külön tárgyalni a DKH szélalatti oldalán hosszan követhető sekély medencék láncolatától. Ez a mélyedéssor MAINGUET (1972) modellje szerint ugyanannak a folyamatnak köszönheti kialakulását, mint a sugárirányú völgyrendszer (2. ábra).

Szélalatti medencék

A DKH délkeleti, szélalatti pereme általában nagy szintkülönbségű, meredek lejtőket alkot. Ezek tövében sekély, tóval vagy nedves, mocsaras területtel kitöltött mélyedések sora található: a Kovácsi-hegyek mögött a Vindornyai-medence, a Balaton-felvidék mögött a Balaton részmedencéi, a Bakony keleti részének előterében a Sárrét, a Vértes takarásában a Csíkvarsai-rét, a Velencei-hegység mögött a

Velencei-tó mélyedése. Ezek területe 8 és 200 km² között változik, a viszonylag nagy felszínű medencék sem mélyebbek jelentősen a kisebbeknél.

Ennek a medencesorozatnak a legnyugatibbi tagja a kb. 8 km² területű Vindornyai-medence (5. ábra). A Kovácsi-



5. ábra. A Vindornyai-medence és környékének DTM-je
1 – völgytorzó, 2 – a Karmacs-hát hegyláb felszínének gyökérzónája, 3 – a 6. ábra szelvényvonala

Figure 5. DEM of the Vindornya depression

1 – valley remnant, 2 – root zone of the pediment on the Karmacs ridge, 3 – location of the cross-section of Figure 6

hegyek 340 m körüli magasságú, Ny–K-i csapású pereme alatt 130 m körüli magasságon kialakult mélyedést kitöltő, nagy szervesanyag-tartalmú, tőzeges üledékből és viszonylag jól osztályozott, esetenként jól koptatott, eolikus szemcséket is tartalmazó finom-aprószemű homokrétegekből álló összlet vastagsága sekélyfúrások alapján legfeljebb 3–4 m. A medence kiformalódása a Kovácsi-hegytől délre húzódó, rendkívül kis lejtésű (1° alatti), a kb. 180 m-en található gyökérszélétől 160–170 m-ig eső, felső-miocén (pannóniai) homokból felépülő hegyláb felszínén indult meg. A deflációs medence mintegy 40–50 m vastag pannóniai rétegsor lepusztulásának az eredménye (6. ábra). A hegyláb felszínén egy (esetleg két) völgytorzó is felismerhető (5. ábra 1.), amit a Vindornyai-medence kimélyülése után a medence felől hátravágódó völgyek völgylefejezéssel alakítottak ki. A medence Ny-i részén kisebb mértékű lehetett a deflációs kimélyülés, itt feltehetően már ekkor is létezett a legkeletebbi zalai meridionális völgy, a Hévízi-völgy (a Zalaszántalászlói-hát és a Kovácsi-hegyek–Karmacsi-hát vonulat között).

MAROSI & SZILÁRD (1981) szerint a Balaton-medence több szakaszban jött létre, véleményünk szerint jelentős részben a Vindornyai-medencéhez hasonló módon. Legerősebb hatását valószínűleg csak a mai tómedence részmedencéinek kifúvásában fejthette ki a szél. A defláció a Balaton-medence kialakulásának korai szakaszában, a mai mederfenék felett 50–100 méterrel fekvő, a Pannon-tóban lerakódott felső-miocén összleten kialakult, szintén 1° alatti lejtésű felszínén indult meg, ami a Bakony hegyláb felszínéneként értelmezhető (7. ábra, 8. ábra a, d). E felszín maradványai a tómedencétől északra a Balaton-felvidék 200–250 méter magasságban található szintjei, valamint a tótól délre, 170–180 m körüli tszf. magasságban több helyen előforduló, Balaton-felvidéki eredetű kavicsanyaggal fedett felszín-, ill. meder-maradványok (pl. kőröshegyi téglagyár, KRETZOI & KROLOPP 1977). A felszín kora a kőröshegyi fauna alapján a kora-középső-pleisztocén határára tehető (KRETZOI & KROLOPP 1977). A felszínmaradványok összekötésekor természetesen figyelembe kell venni a vertikális mozgások hatását, így a Dunántúli-középhegységnek a Somogyi-dombsághoz képest történt relatív emelkedését is (TIMAR et al. jelen kötet), ami e felszínnek dél felé történt megbillenését okozta.

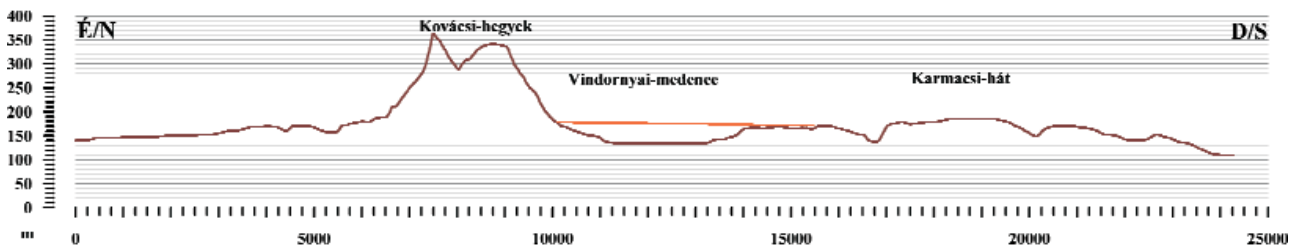
A Nyugat-Mecsek déli lábánál a Pécsi-medence hasonló morfológiai helyzetben található, mint a DKH előtér-

medencéi a hegységhez képest. A mind a Keleti-, mind a Nyugati-Mecsek előterében több helyen megtalált szélcsiszolta kavicsok, valamint a tágabb környezetben előforduló futóhomokrétegek mutatják, hogy itt is számolnunk kell a szélerózió felszínformáló hatásával. Ennek szerepe a medencemélyítésben azonban — vélhetőleg a kisebb szélsébség, illetve a süllyedés miatt — jóval csekélyebb lehetett, mint a Dunántúli-középhegység esetében, és legfeljebb a medence központi részére terjedhetett ki. Pelérdtől Ny-ra, illetve Pécs-Tüskésréttől K-re ugyanis már megtalálhatók a Mecsekből lefutó, nagyjából É–D-i csapású völgyek és völgyközi hátaak akár több 10 m-rel lezökkenő szakaszai (SEBE et al. 2008), melyek jelzik a tektonikus süllyedést és kizárják az areális deflációt. Egyelőre úgy tűnik, hogy a medence kialakulása kielégítően magyarázható a Mecsekalja-öv, valamint a Göröcsönyi-feltolódás menti tektonikus mozgásokkal (SEBE 2009), de nem zárható ki, hogy a középső rész mélyítésében — amely egyébként a deflációhoz kedvező helyzetben, a Nyugati-Mecsek legmagasabb része, a Jakab-hegy és a Misina–Tubes-vonulat alkotta tömb lábánál helyezkedik el — szerepe volt a Mecseken átbukó szeleknek is.

Sugárirányú hátaak, völgyek

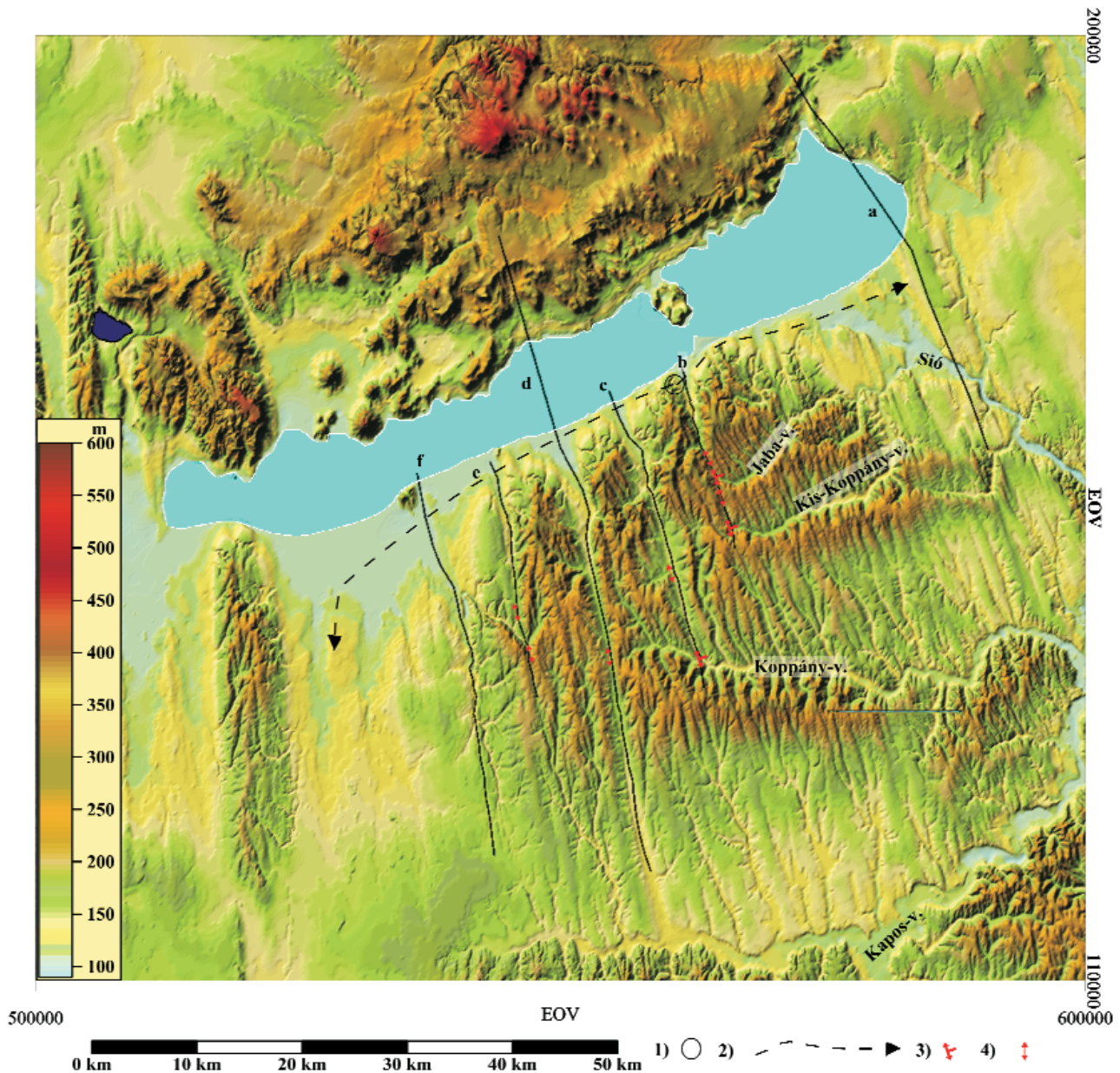
Cikkünkben mint meridionális völgyekkel a somogyi völgyek közül a kőröshegyi, látrányi, Szóládi-, szőlőgyöröki és somogyvári völgyekkel foglalkozunk (7. ábra), mivel e nagyobb völgyek esete perdöntő az eredetvitában. A hagyományos felfogás szerint a kora-pleisztocén során a somogyi meridionális völgyeken keresztül jutott le a Balaton-felvidék völgyeinek vize a Kaposig, illetve más hosszanti völgyekig (SÜMEGHY 1955, SOMOGYI 1961, SZILÁRD 1965, 1967), ez az álláspont azonban megkérdőjelezhető.

Az egykor a DKH-ból dél felé lefutó, középhegységi eredetű üledékek által bizonyított vízrendszer legkeletibb tagja a Kenese-Városhídvég (ma Szabadhídvég) kavicsmeder (LÓCZY 1913) volt (7. ábra, 8. ábra, a), ami ma is egy igen enyhe, 1 m/km lejtésű, dél felé folyamatosan alacsonyodó felszínnek követhető 40 km hosszan. A városhídvégi kavicsösszlet „villányi–alsó-bihari” (KROLOPP 1978) faunájának kora közel azonos a kőröshegyi téglagyárban talált, kora-pleisztocén végi meder-maradványokéval (KRETZOI, KROLOPP 1977). A somogyi meridionális völgyek északi



6. ábra. A Vindornyai-medence és környéke É–D-i domborzati szelvénye
A piros vonal a hegyláb felszín eredeti helyzetét jelzi

Figure 6. N–S trending topographic cross-section of the Vindornya depression
The red line shows the original position of the pediment



7. ábra. A Balaton-felvidék és Somogy digitális domborzatmodellje

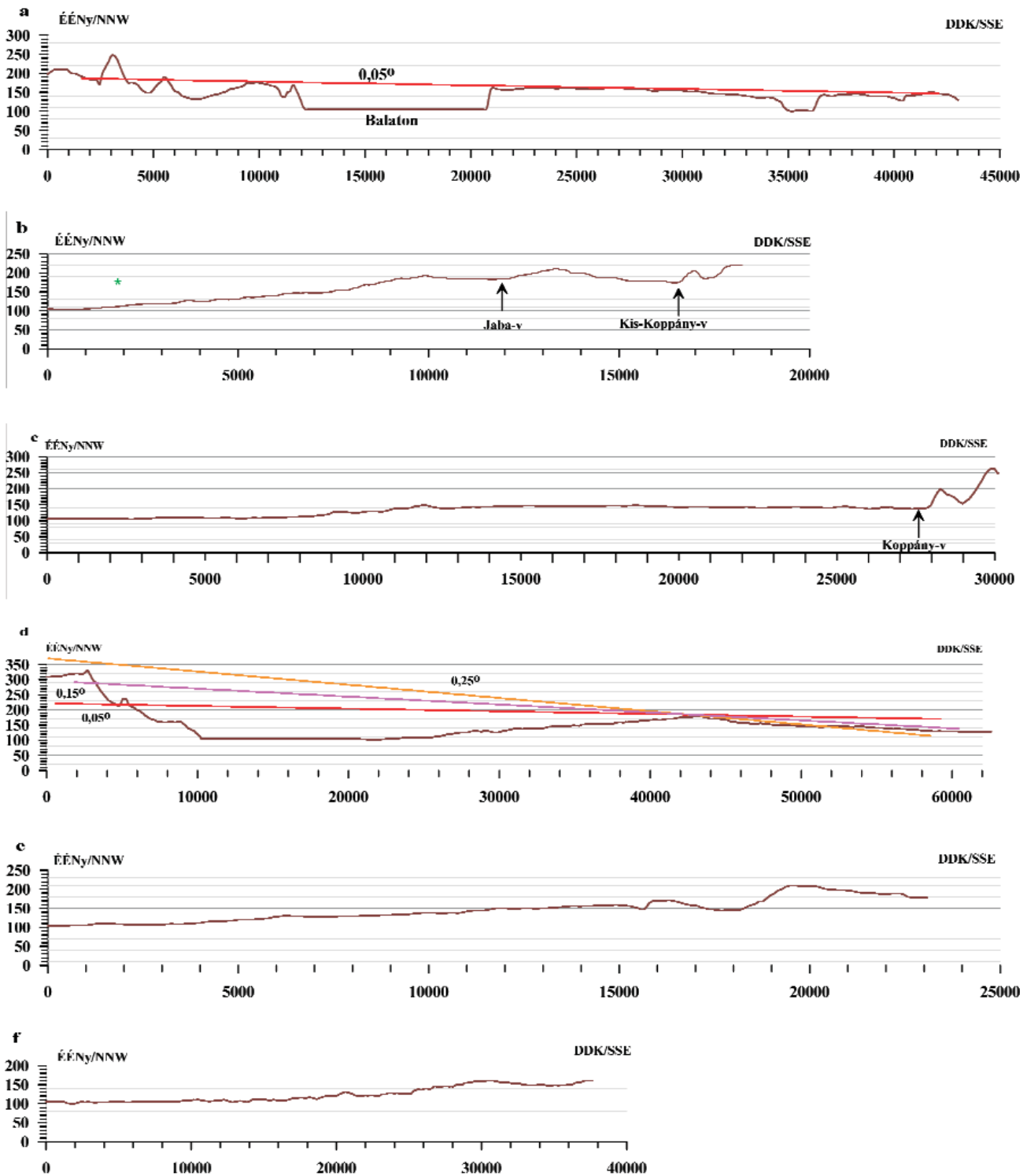
1 – a kőröshegyi téglagyár, 2 – a téglagyári faunát tartalmazó rétegsort lerakó folyó feltételezhető folyásirányai, 3 – a meridionális völgyek kapturái, 4 – a meridionális völgyek völgyi vízválasztói, a-f – a 7. ábra szelvényeinek nyomvonalai

Figure 7. Topography of the Balaton Highland and the Somogy Hills

1 – brickyard of Kőröshegy (lower Pleistocene fauna), 2 – supposed traces of the river that deposited the channel fill preserved in the Kőröshegy brickyard, 3 – captures of the "meridional" valleys, 4 – valley-floor divides of the "meridional" valleys, a-f – the sections of Figure 7

szakasza azonban a Balaton felé lejt (8. ábra, b–f), tehát a középhegységből lefolyó vizek — legalábbis a földtörténeti közelmúltban, a kőröshegyi feltárás kora alapján már a kora-pleisztocénben — nem juthattak le rajtuk dél felé. A kőröshegyi völgy két vízválasztója ugyanis jóval magasabban (190–210 m) található, mint a kőröshegyi téglagyár 170–180 m tszf. magasságban települő folyóvízi összlete (8. ábra, b). Bár a meridionális völgyek délebbi szakaszai rendszerint valóban valamelyik hosszanti völgy felé lejtjenek, morfológiájuk nem folyóvízi völgyképződésre utal. Így például a Szóládi sugárirányú völgy 15 km hosszan kb. 150 m tszf. magas felszínt alkot (8. ábra, c) és más alaktani jegyekben is

nagyon eltér a Koppány-völgy többi oldalvölgyétől. Valószínű, hogy a Koppány fiatalabb völgye hátravágódása során érte el a Szóládi-völgy (eredetileg szélcsatorna) déli végét, hasonlóan a kőröshegyi völgybe kelet felől hátravágódott Jaba-völgyhez (SZILÁRD 1965, 1967). Hasonló völgylefejeződés várható a Koppány völgye és a látrányi sugárirányú völgy esetében is (7. ábra, 9. ábra, 2.). A kőröshegyi egykori folyó tehát a Somogyi-dombság területén feltehetően nem jutott át, azt ÉK vagy DNy felé megkerülte, esetleg becsatlakozott a kenese-városhídvégi mederbe. Ez egyben azt is jelenti, számolni kell annak lehetőségével, hogy a kora-pleisztocén végén, a középső-



8. ábra. Domborzati szelvények a vizsgált területen

a) Kenese-Városhidvég meder, b) köröshegyi völgy, c) Szőládi-völgy, d) látrányi völgy, e) szőlőgyöröki völgy, f) somogyvári völgy, *a köröshegyi folyóvízi összlet feltárása

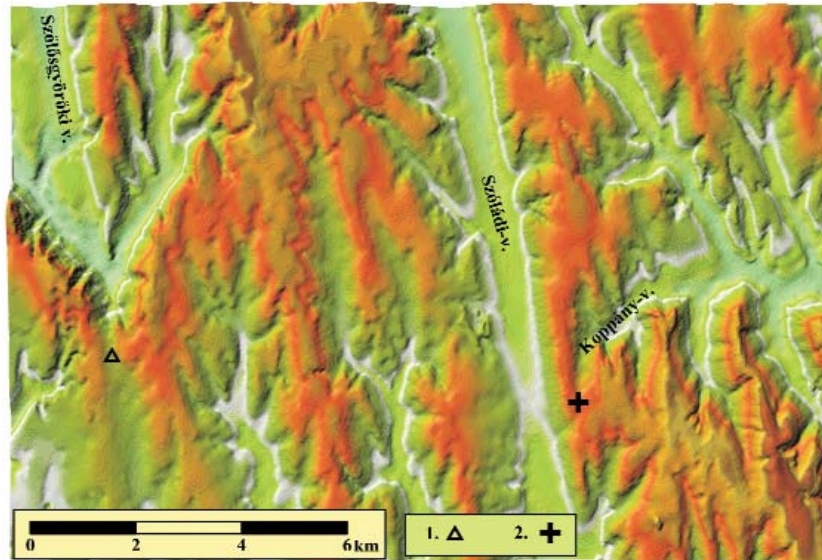
Figure 8. Topographical cross-sections

a) Kenese-Városhidvég channel, b) Köröshegy valley, c) Szőlád valley, d) Látrány valley, e) Szőlőgyörök valley, f) Somogyvár valley, * the outcrop of the fluvial succession at Köröshegy

pleisztocén elején a Balaton-felvidékről (és Somogyból) lefutó völgyek egy, a Balaton-medence hossz tengelyét a somogyi dombok északi peremén, 170–180 m tszf. magasságban követő völgy oldalvölgyei lehettek (7. ábra). Sajnos a szórványos fúrás adatok nem segítenek a kérdés eldönté-

sében, azonban vannak hasonló morfológiai és települési helyzetben található folyóvízi rétegek Balatonőszöd környékén is (CSERNY 1975, PAPP et al. 1980).

Az a kérdés joggal merül fel, hogy az ÉÉNy-ra futó somogyi eróziós völgyek lehettek-e a sugárirányú völgyek



9. ábra. A Szőládi- és szőlőgyöröki völgyek vízválasztóinak környéke

1 – a szőlőgyöröki völgy D-i kiemelt szélszatornája, 2 – a Szőládi-völgy és a hátravágódó Koppány-völgy közötti keskeny vízválasztó gerinc

Figure 9. Topography near the drainage divide of the Szőlád and Szőlőgyörök valleys

1 – high elevation wind channel of the Szőlőgyörök valley, 2 – narrow divide between the Szőlád valley and the beheading Koppány valley

ősei. Ez ellen szól egyrészt az, hogy sugárirányú völgyek formája eltér a mai somogyi eróziós völgyektől, másrészt hogy a völgyek egy részének a völgyi vízválasztói alacsonyabban vannak a kőröshegyi folyó egykori térszínénél, feltehetően fiatalabbak annál: ilyen pl. a fonyód–somogyvári völgy (8. ábra, f). A szőlőgyöröki völgy esete ellentmondásos, az alacsonyabb völgyi vízválasztó 170 m körül alakult ki, de ez eróziósan jelentősen átalakulhatott, a magasabb azonban 200 m fölötti szinten található (7. ábra, 8. ábra, a).

Pusztán a mai tengerszint feletti magasságot figyelembe véve egyes völgyeken átjuthatott a kenesei mederrel azonos helyzetű vízfolyás. Somogy részletes földtani térképezésének hiányában nem ismerjük pontosan a Balaton-felvidéki eredetű, elsődleges helyzetű kavicsok elterjedését, települési helyzetét. Nem tudjuk, igazolható-e, hogy a meridionális völgyeken áthaladtak-e ezek a szállítási irányok, vagy a hátaik magasabb tetőszintjén rakódtak le ezek a rétegek, és csak másodlagosan halmozódtak át mélyebb szintekre. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a DKH-ból áthalmozott kavicsanyag a somogyi terület tetőszintjeinek vörösgyagos képződményeivel egyidős, azokkal azonos térszínen rakódtott le. Ez a képződmény a Tengelici Formációba és/vagy a Paksi Löss bázisán települő vörösgyagösszetételbe sorolható. A kőröshegyi faunás összetétel e tetők alatt kb. 100 méterrel települ a pannóniai üledékek felszínére. Ez magyarázható lenne későbbi szerkezeti folyamatokkal, de magyarázható a felszín általános lepusztulásával is. A szerkezeti megoldás azért problémás, mert a tetőszintek és a kőröshegyi faunalelőhely között szerkezeti elem (vető vagy redő) létét nem igazolta térképezés (CHIKÁN et al. 1988) vagy más szerkezeti elemzés (MAGYARI et al. 2004) és a digitális domborzatmodell sem utal ilyenre. Amennyiben csak az általános

lepusztulást vesszük figyelembe, akkor a tetők vörösgyag és DKH-i eredetű kavics összetételű képződményei a késő-pliocénben, kora-pleisztocénben keletkeztek, a kora- és középső-pleisztocén határán (kőröshegyi feltárás) már kb. 100 méterrel az aktív alluviális térszín fölötti helyzetben voltak.

A meridionális völgyek mai formáját a defláció mellett számos egyéb folyamat is alakította. A völgyek északi, a Balaton szintjében kiszélesedő völgy szája a Balaton magasabb vízszintje idején, a tó abráziós tevékenységének hatására alakult ki, amit ma turzágátak, rekesztőturzások választanak el a tótól (CSILLAG 1985). Geomorfológiai értelemben a limánokhoz nagyon hasonló formákról van szó. A völgyoldalakat részben periglaciális talajfolyások is alakították. A Balaton felé néző, illetve a kaptúrák környezetében kialakult völgyszakaszokon a völgyoldal tagoltságát eróziós mellékvölgyek alakítják ki, a sugárirányú völgyek itt eróziósan átfarmáltak. A defláció mellett löszképződés is történt a területen, ami hozzájárulhatott a völgyek részbeni kitöltéséhez.

A völgyi vízválasztók környezetében, a legmagasabb topográfiai helyzetű szakaszokon a völgyoldalak kevésbé tagoltak, egyenes lefutásuk hosszan követhető. Ezek a völgytorzók morfológiailag inkább írhatók le szélbarázdaként, mint folyóvízi eróziós völgyként. Ahol hosszú szakaszuk maradt meg, mint a Szőládi-völgy esetében, ott több km hosszan gyakorlatilag nincs esésük (8. ábra, c). A völgytalpakon folyóvízi erózióknak nincs nyoma, széles, lapos völgytalpi felszínek alakultak ki. A völgyi vízválasztók 220 m és 150 m közötti tengerszint feletti magasságon vannak.

A meridionális hátaik területén a szél nem csupán a nagyformákat alakította, hanem részletek kialakításában is

jelentős szerepet játszott. Ennek jellegzetes példái a vízgyűjtő nélküli, a völgyfőtől kezdve állandó szélességű szárazvölgyek, egykori szélsatornák a hátak tetején, aminek jellegzetes példája a fent már említett szőlősgyőröki völgy D-i, magasan kiemelkedő területen kialakult szakasza (8. ábra, e; 9. ábra, I.). A meridionális hátak feldarabolódásának egyik lehetséges módja a yardangok MAINGUET (1972) által leírt deflációs feldarabolódása.

A sugárirányú völgyek szélsatornaként történt kialakulásával ellentétes álláspontot képviselt több kutató, akik szerkezeti okokkal magyarázták a völgyek kialakulását. Bár nem célunk, hogy részletesen elemezzük az összes ilyen véleményt, de röviden vázoljuk a szerkezeti magyarázatok gyengeségeit. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a sugárirányú völgyek a würm löszképződést megelőzően kialakult tektonikus árkok, amelyekben folyóvízi homok rakódott le. Az „árokelmélet” gyengesége, hogy meridionális völgyek nem hasonlítanak a jól ismert fiatal árkokra: túl keskenyek és egyenesek, szemben az igazi árkok cikcakkos geometriájával (MORLEY 1988) és nagyobb szélességével (PATTON et al. 1994), a peremvetők gyakori átlépéseivel (WALSH et al. 2003). Mi több, a fiatal árkok legtöbbször aszimmetrikusak, egy oldalukon van csak fővető, a meridionális völgyekre ez biztosan nem igaz. A „vetős megoldás” további problémája, hogy a vető hossza és elvetése arányban áll egymással (WALSH & WATTERSON 1992). A hosszú meridionális völgyekhez igen nagy elvetés tartozna, ami nem igaz (l. alább). GERNER (1992, 1994) úgy véli, hogy a sugárirányú völgyek a mai feszültségtérrel megegyező térben szerkezeti kontroll hatására jöttek létre. Ehhez azonban konkrét szerkezeteket nem mutat be, csak a mai feszültségmezőből és korábbi véleményekből von le következtetéseket, ami a tektonikus eredetet nem igazolja. MAGYARI et al. (2004, 2005) ugyancsak tektonikus okokkal magyarázzák a meridionális völgyek kialakulását és ezt felszíni mérésekkel igyekeznek alátámasztani. Vizsgálataik eredményeként 3 „késő-negyedidőszak” szerkezeti fázist különítettek el, amelyek közül szerintük a legidősebb, késő-pleisztocén KÉK–NyDNY-i kompresszió határozta meg a sugárirányú hátak és völgyek rendszerét. A völgyi vízválasztók kialakulását az ezt követő ÉÉNY–DDK-i kompresszió hatásával magyarázzák (MAGYARI et al. 2004, 2005). Bár e modell a völgyeket kompressziós eredetűnek tartja, mezoméretű kompressziós szerkezeteket alig néhányat dokumentál: alapvetően tágu-lásos szerkezetekkel dolgozik. Nem világos az sem, a meridionális völgyek szinklinálisok vagy felrepedt boltozattetők lennének-e. A redős eredet esetében is probléma van a völgyek hosszával és egyenességével: ilyen hosszúnál nagy amplitúdóval kellene számolni, ami viszont nem igazolt. Azt sem könnyű igazolni, hogy a késő-pleisztocén–holocén során 3 szerkezeti fázis lett volna: ilyen gyors változásra múltbeli példát nem ismerünk és geodinamikai háttere sincs megadva.

MAGYARI et al. (2004, 2005) szerint a morfológiát alapvetően meghatározó szerkezeti elemek, tehát következtetésként a sugárirányú völgyek csak a késő-pleisztocénben, max. 125 ezer éve alakultak ki és viszonylag rövid ideig

működtek folyóvölgyként, mivel még a késő-pleisztocénben kialakultak a völgyi vízválasztók is. A völgyek feltételezett tektonikus eredete és késői datálása kizárná vagy nagyon megnehezítené, hogy a völgyek feltételezett koránál idősebb kora-pleisztocén kőröshegyi meder a sugárirányú kőröshegyi völgyhöz kapcsolódott volna.

A szerkezeti kontrollt elbizonytalanító, tektonikus preformáltság ellen szóló megjegyzésekhez hozzátehetjük, hogy a szeizmikus reflexiós szelvényeken nem ismerhetők fel a zalai meridionális völgyek peremén a szelvény felbontásánál nagyobb (kb. 15 m elvetésű) vetők (FODOR et al. 2005a, b, BADA et al. 2003, 2004). RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2007b, c 2009) a dunántúli meridionális völgyekhez hasonló, a Duna-völgy keleti oldalán található Gödöllői-dombság völgyrendszerét vizsgálva az ott húzódó „meridionális” völgyek és a szeizmikus szelvényeken leképezett szerkezeti vonalak között nem találtak szisztematikus összefüggést. Eredményeik alapján a Gödöllői-dombságot alkotó, itt már ÉK–DNY-i irányú „sugárirányú” hátak és völgyek nagy formái eolikus úton jöhetnek létre. Ezek a megjegyzések és megfigyelések nem állítják, hogy a meridionális völgyek egyes szakaszokon nem lehetnek vetők (redők) által kialakítottak, de azt cáfolják, hogy a teljes völgyrendszer szerkezeti hatás révén jött volna létre.

A meridionális völgyek folyóvízi eredete ellen szól, hogy olyan folyóhálózat nyomai nem ismertek a Balaton-felvidéken, mint potenciális forrásterületen, amely a völgyek kialakulásához önmagában elegendő lett volna. A Bakony dél felé tartó vizeinek jelentős részét az ÉNY–DK-i csapású Eger-patak gyűjti össze és vezeti le a Tapolcai-medence felé, és a völgyi helyzetben kialakult fekete-hegyi maarok (AUER et al. 2007) arra utalnak, hogy nagyjából hasonló irányú völgy létezett itt a pliocén során is. Így a CHOLNOKY által képviselt elméletnél is határozottabban kell figyelembe venni a külső erők hatását, hiszen CHOLNOKY (é.n. a) a meridionális völgyeket tektonikus vonalak mentén a szél által kialakított formáknak tartotta, míg az új eredmények alapján a szerkezeti preformáltság nem játszott szerepet a völgyek kialakulásában.

Más a helyzet a hosszanti völgyekkel. A terepi méréseket (MAGYARI et al. 2004), morfológiai elemzéseket (SÍKHEGYI 2002) alátámasztják a mélyebb szerkezetek elemzése: a szeizmikus reflexió szelvények több völgyszakasz esetében igazolnak kb. 500 mélyen vetőket (CSONTOS et al. 2005, BADA et al. 2007). Bár e vetők felszínig tartó szakasza nem leképezett, és jellegük sem mindig ismert teljesen, a hosszanti völgyek lefutását befolyásoló hatásuk valószínű.

A deflációs folyamatok kora OSL- és helyben keletkező kozmogén izotópos mérések alapján

Pleisztocénnél idősebb, felső-miocén–pliocén eolikus képződményeket a DKH környezetében jelenleg nem ismerünk. CAILLEUX (1942) szerint a periglaciális övben a mai Szaharával ellentétben nem a száraz klíma, hanem a hideg

volt meghatározó az eolikus folyamatok esetében. Újabb ökológiai vizsgálatok azonban a deflációt gátló növényzet életfeltételei szempontjából a relatív szárazságnak nagyobb jelentőséget tulajdonítanak, mint a hidegnek (SEPPÁLÁ 2004). A negyedidőszakban azonban ez a két feltétel többször ismétlődően fennállt, a deflációs folyamatok tehát szintén többször ismétlődhetek. A Keszthelyi-hegység tetőszintjén található, szélcsiszolta felszínű kvarcittömbök minimum ^{10}Be kiterjedési kora elérheti az 1,3 millió évet, de legalább 680 ezer év (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2007a, in prep). A Tapolcai- és Káli-medencében végzett mérések alapján a Kállai Formáció magasabb helyzetű szélmarta közettömbjei akár 1,5 millió éve is a felszínen lehetnek, míg a medencék aljához közelebb eső közettestek csak később, a környező és őket befedő laza üledékek deflációja nyomán kerültek a felszínre (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. [in prep]). Az adatok természete és felbontása egyes deflációs időszakok elkülönítését sajnos nem teszi lehetővé, a defláció mértékéről azonban fontos információk nyerhetők. A helyben keletkező kozmogén ^{10}Be méréseink alapján a laza üledékekkel kitöltött Tapolcai- és Káli-medencék deflációs alacsonyodása átlagosan 40–80 m/millió év sebességgel zajlott, ugyanakkor az ellenálló, és ennek következtében kiperarálódó kvarcittömbök csupán 3,5–4 m-t pusztulnak évmilliónként.

A Vértes D-i előterében kialakult nagy területű hordalékkúp anyagában gyakoriak az éleskavicsok és futóhomokszemcsék. A hordalékkúp kora maximum 48 ± 6 ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2008, CSILLAG et al. 2008), az eolikus hatás színszediment vagy idősebb kell, hogy legyen. A yardangok egy része a Vértes előterében fiatal löszön alakult ki. A Lovasberény melletti Kazal-hegy löszösszletének kora 17 ± 2 ezer év (MÉSZÁROS 2007, CSILLAG et al. 2008). A yardang kialakulása ez után történt, a pleisztocén végén, a holocén elején. A Császári környéki futóhomok buckák kora $8-9(\pm 1)$ ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2008, 2010; CSILLAG et al. 2008), ami arra utal, hogy a deflációs folyamatok lehetősége a holocénben is adott volt, amit GÁBRIS (2003) is kimutatótt. A homokmozgás nem szűnt meg a történeti korokban sem, több periódusban is kialakultak futóhomok-területek.

Diszkusszió

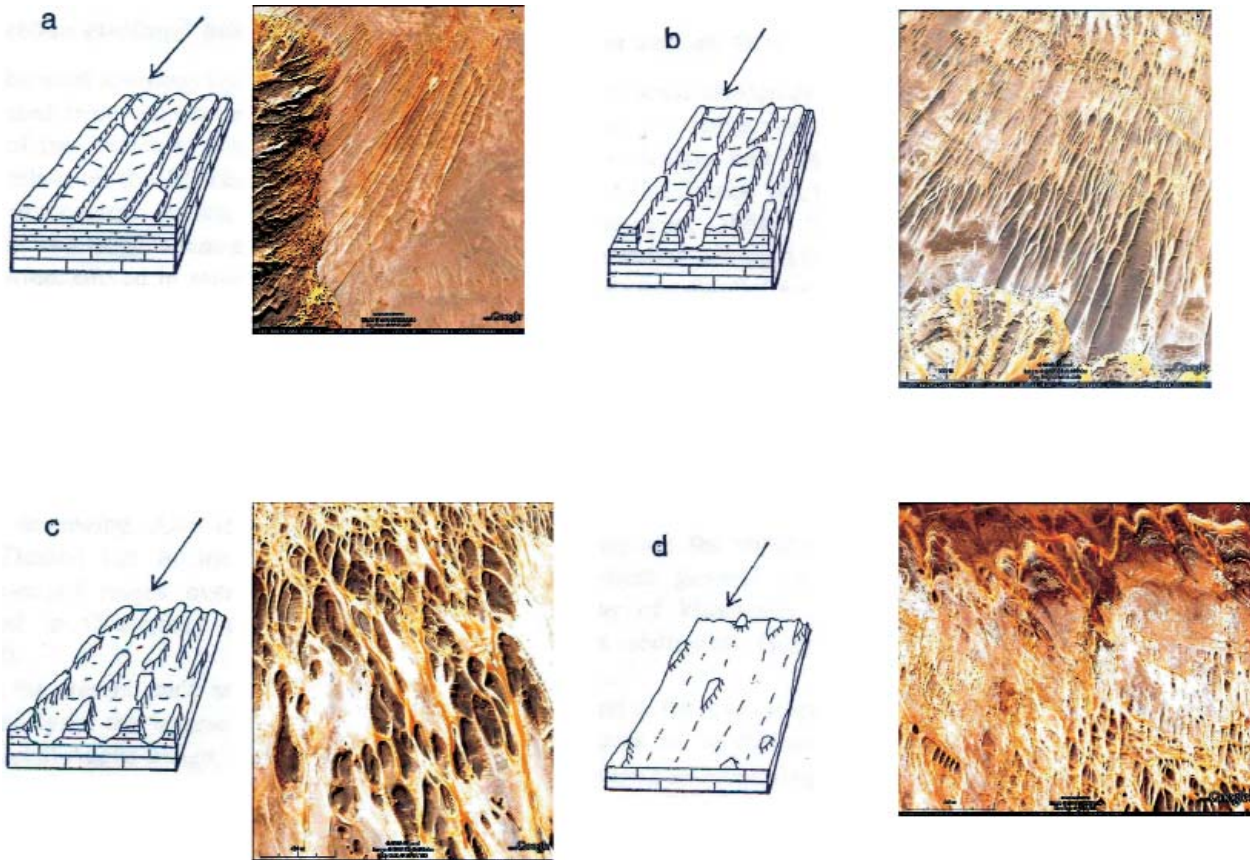
A Dunántúli mai domborzatának kialakításában a szél deflációs hatásának meghatározó szerepe volt. A pleisztocénnál idősebb deflációt igazoló numerikus korra vonatkozó adat nem áll rendelkezésünkre. A negyedidőszaki klímaváltozások több fázisban és csak korlátozott időtartamra tették lehetővé a szél eróziós hatásának megnyilvánulását, ezekben az időszakokban azonban a Dunántúlon nagy területre kiterjedő, jelentős anyagmennyiséget megmozgató deflációs folyamatok zajlottak. A deflációt erősítő tényezők közé kell sorolni a pliocénben már létező, a Kárpát-medencét keretező hegyvonulatokon kialakult „szélkapukat” (pl. Dévényi-kapu és környéke), ami vi-

szonylag állandó szélirányokat biztosított földtani értelemben is hosszú időszakon keresztül. Ez az állandó irányú szél alakította ki a sugárirányú völgyek és hátaik egységes rendszerét, határozta meg a Dévényi-kapu felé mutató, a felszín lejtésirányától független csapásirányukat. Ugyancsak a defláció hatását erősítette — és erősíti napjainkban is — a Dunántúli felszínét alkotó kőzetanyag jellege. Uralkodóan nagy vastagságú folyóvízi, tavi homokösszlet alkotja a mai domborzat felszínközeli részét. Ez egyrészt forrása lehetett a felszín lepusztításához szükséges homoknak, másrészt a csak lokálisan cementált kőzetanyag sokkal könnyebben kivészhető felszínt biztosított, mint bármilyen más, akár csak lazán cementált mészkő, homokkő anyagú környezet. Szintén erősítette a deflációt a DKH, és általában a Kisalföld és a Dráva közötti terület emelkedése.

BROOKES (2001) „deflációs ciklusa”, valójában a deflációs felszínalakulás folyamata, 4 szakaszra osztható (10. ábra). E szerző szerint egy adott időpontban is kimutatható a formakincsben a szélfelőli oldaltól a szélalatti területek felé haladva a fejlettebb szakaszok morfológiai sajátosságainak átmenete a fejletlenebb szakaszokéba. Ez a szabályszerűség ilyen formában a Dunántúlon nem figyelhető meg. ÉNy felől haladva a Kisalföld BROOKES (2001) beosztása szerint inkább a deflációs felszínalakulás utolsó szakaszába sorolható morfológiát mutat, de természetesen nem lehet figyelmen kívül hagyni, hogy az időben behatárolt deflációs periódusok között a folyóvízi erózió is jelentős szerepet játszhatott. A Tapolcai-medence formakincsének esetében a meghatározó tényező a litológia, és — mivel nem ismerjük megfelelő méretű vízhalózat nyomait, ami a szállítást végezhetné volna — a deflációnak jelentős szerepe lehetett a tanúhegyek környékén hiányzó mintegy 300 m vastag pannóniai üledék eltávolításában. Az a tény, hogy a Tapolcai-medencében csak a litológiai akadályok őrződtek meg a medence felszínéből kiemelkedve, arra utal, hogy ez a terület is a szél-eróziós felszínalakulás kései szakaszáig jutott. A szélalatti területek felé haladva a Vértes környezete például beilleszthető a modell tagolt, áramvonalas yardangokkal jellemzett „fejlett” (advanced) szakaszába. A külső-somogyi sugárirányú völgyek és hátaik összehasonlíthatók a „deflációs ciklus” kezdeti és érett formáival.

Valószínű, hogy a deflációs formaegyüttes-típusok fent leírt elrendeződése a deflációs periódusok többszöri ismétlődés ellenére sem mozdult el jelentős mértékben térben, habár erre BROOKES (2001) modellje utal. Mivel nincs olyan kronológiai adat, mely szerint a „kezdeti” somogyi formák a többi deflációs felszínformánál fiatalabbak lennének, ezért azt kell feltételeznünk, hogy a deflációs folyamatok teljes egésze Somogyban nem ment végbe, hanem többször ismétlődve ugyan, de csak a kezdeti stádiumig jutott.

Érdemes összevetni az egyes deflációs felszínalakulási szakaszokra jellemző formakincs elhelyezkedését a szélirányra merőleges morfológiai hátaik jellemzőivel és helyzetével. A viszonylag alacsony Vértes előterében fejlettebb formákat találunk, mint a magasabb és kiterjedtebb Bakony–Balaton-felvidék esetében. A tektonikai elemek szintén szerepet játszhatnak, jó példa erre a fejlett forma-



10. ábra. Az eolikus eróziós felszínalakulás négy szakasza BROOKES (2001) alapján

a – kezdeti, b – érett, c – fejlett, d – végső. A GoogleEarth programmal kivágott műholdfelvétel-részletek a BROOKES (2001) cikkének alapjául szolgáló felszíneket ábrázolják

Figure 10. The four stages of eolian denudation after BROOKES (2001)

a – juvenile, b – mature, c – advanced, d – final. Crops from Google Earth correspond to surfaces described in the paper of BROOKES (2001)

kincsű Móri-árok, amely egy, a széliránnyal véletlenül közel párhuzamos szerkezeti árok, így szélcsatornaként működhetett. Hasonló fekvésű és földtani felépítésű a Tapolcai-medence is, itt azonban a bazalthegyek ellenálló litológiája a morfológia meghatározója.

Mindebből arra következtethetünk, hogy a szélirányra merőleges háta megléte, morfológiai és kőzettani jellemzőik azok a tényezők, melyek egyrészt megszabták az egyes területekre jellemző deflációs szakaszok formakincsét, másrészt előterükben rögzítették az egyes deflációs stádiumok felszínformáinak helyzetét.

Következtetések

Megfigyeléseink, térképezésünk és elemzésünk alapján arra következtettünk, hogy a Dunántúl, elsősorban a Dunántúli-dombság, mai domborzatának kialakításában a szél deflációs hatásának meghatározó szerepe volt. Így például a Dunántúl leglátványosabb felszínformái közé tartozó somogyi és zalai meridionális völgyek és háta rendszere is alapvetően a szél munkájának eredményeképpen jött létre, a rendszer alapvonásainak — azaz a völgyek helyének, irányának és egyenes lefutásának — meghatározásában sem a tektonikus preformáltság, sem a folyóvízi erózió nem

játszott lényeges szerepet. A kitartó és erős szelek kialakulásában a szárazföldi jégtakaróról lebukó hideg, sűrű levegő és az — elsősorban a nyári időszakban — lényegesen jobban felmelegedő Kárpát-medencei légtömegek közötti légnyomáskülönbségnek, valamint a hegységkereten áthaladó szél csatornázódásának lehetett meghatározó szerepe. A szélrózió számos felszínformát, teljesen áramvonalas yardangokat (pl. a Vértes környékén), kevésbé áramvonalas maradékgerinceket és szélbarázdákat (pl. a „meridionális” völgyrendszer), deflációs mélyedéseket, emellett csiszolt sziklafelszíneket és éleskavicsokat hozott létre. A felszínformák elhelyezkedését elsősorban a szélirányra közel merőlegesen megjelenő kiemelt morfológiai háta kőzetminősége és magassága befolyásolta. A legmagasabb hát szélalatti előterében jöhetett létre a legnagyobb deflációs mélyedésrendszer, a Balaton részmedencéinek a sorozata. Ugyanakkor a hátaakat harántirányban (ÉNy–DK) metsző, fiatal és laza üledékekkel kitöltött szerkezeti árkokban (pl. Móri-árok) a széliránnyal párhuzamos deflációs felszínformák jöttek létre. Az ilyen helyeken a Brookes-féle deflációs lepusztulás előrehaladott stádiumainak megfelelő formakincs jöhetett létre, és akár a formaelemek szélirányban történő „vándorlása” is lehetséges volt. Ugyanakkor a morfológiai háta árnyékában a deflációs stádiumok helye nem változott, és a formakincs fejlettségét a háta magassága

határozta meg, de soha nem jutott el a legfejlettebb stádiumig, Külső-Somogy esetében éppen csak a kezdeti deflációs szakaszt érte el, a maradékkerincek és szélbarázdák rendszere („ridge and valley” rendszer) alakult ki, hasonlóan MAINGUET (1972) modelljéhez.

Köszönetnyilvánítás

A munka a 62478 és 42799 számú OTKA projektek káncat segítették.

támogatásával készült, jelentős része a Magyar Állami Földtani Intézet Vértes hegységi térképezési projektjének keretében.

A kozmogén izotópos méréseket az FR-32/2007 számú TÉT projekt, az ÉGIDE és a Budapesti Francia Nagykövetség Francia Állami Ösztöndíja, valamint az EGT/Norvég Finaszírozási Mechanizmus és az MZFK (Magyar Zoltán Felsőoktatási Közalapítvány) támogatta. Köszönjük a kötetet szerkesztő HORVÁTH Ferenc és lektoraink, GÁBRIS Gyula és JÁMBOR Áron bírálatait, tanácsait, amivel mun-

Irodalom — References

- ÁDÁM L. 1988: Kőzettani felépítés. Tagoltság. Alakrajzi típusok. — In: ÁDÁM L., MAROSI S. & SZILÁRD J.: *A Dunántúli-középhegység B)*, Regionális tájféldrajz. Magyarország tájféldrajza 6. Akadémiai Kiadó, Budapest, 194–214.
- AUER, A., MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007: The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex – Implications for vent geomerty, subsurface stratigraphy and the paleoenvironmental setting. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159/1–3**, 225–245.
- BADA, G., FODOR, L., SACCHI, M., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2003: Neotectonics and surface processes in the western Pannonian basin. — *ISES — Netherlands Research Centre for Ingrated Solid Earth Science, Annual Symposium, Amsterdam, the Netherlands, Abstract Book*, p. 39.
- BADA G., BUS Z., GRIBOVSKI, K., HORVÁTH F., MAGYARI Á., MÓNUS P., SZAFIÁN P., SZEIDOVITZ GY., TIMÁR G., TÓTH T., WÉBER Z. & WÓRUM G. 2005: A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása. — Report for ETV-ERŐTERV Energetikai Tervező és Vállalkozó Rt., GeoRisk Kft. & Geomega Kft., Budapest, 219 p.
- BADA, G., GRENERCZY, Gy., TÓTH, L., HORVÁTH, F., STEIN, S., CLOETHING, S., WINDHOFFER, G., FODOR, L., PINTER, N. & FEJES, I. 2007: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. — *Geological Society of America Special Paper* **425**, doi: 10.1130/2007.2423(16).
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT Cs., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy., PEREGI Zs., RAINCSÁK Gy., SOLTÍ G., TÓTH Á. & TÓTH Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, 119 p.
- BOKOR P. 1988: Bazaltvulkáni tanuhegyeink morfológiai formaelemzése. — *A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos közleményei VIII. Természettudományok* **3**, 205–226.
- BOKOR P. 1992: A szél szerepe bazaltos tanuhegyeink kialakulásában. — *A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos közleményei VI. Természettudományok* **1**, 257–271.
- BORSY, Z. 1977: Evolution of relief forms in Hungarian wind-blown sand areas. — *Földrajzi Közlemények* **25(101)/1–3**, 13–26.
- BORSY Z. 1993: A szél felszínalakító munkája. — In: BORSY Z. (szerk.): *Általános természetföldrajz*. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 459–500.
- BORSY Z., CSONGOR É., SÁRKÁNY S. & SZABÓ I. 1982: Phases of blown-sand movement in the North-East part of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geographica Debrecina* **20**, 5–33.
- BOURKE, M. C. & VILES, H. A. 2007: Aeolian Features. — In: BOURKE, M. C. & VILES, H. A. (eds): *A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments*. Planetary Science Institute, Tucson, 6–22.
- BROOKES, I. A. 2001: Aeolian lineations in the Libyan Desert, Dakhla Region, Egypt. — *Geomorphology* **39**, 189–209.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G. DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa **197**, 257 p.
- BULLA B. 1962: *Magyarország természeti földrajza*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- CAILLEUX, A. 1942: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — *Mémoires de la Société Géologique de la France* **46**, 176 p.
- CHIKÁN G. CSERNY T. FARKAS P. KUTI L. 1988: A Balatoni Üdülőkörzet környezetföldtani térképsorozata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. VIII.*, 318 p.
- CHOLNOKY J. é.n. a: *A földfelszín formáinak ismerete*. — Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest, 296 p.
- CHOLNOKY J. é.n. b: *Balaton*. — A Magyar Földrajzi Társaság Könyvtára, Franklin Társulat, Budapest, 192 p.
- CSERNY T. 1975: Magyarázó a Balaton környékének 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. Balatonöszöd. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, T 7789, 2. füzet, F/133/.

- CSILLAG G. 1985: A Balaton környékének Épitésföldtani Térképsorozata. 2. Geomorfológiai térkép. M= 1:50 000. — MÁFI alkalmi kiadványa.
- CSILLAG, G., FODOR, L., PEREGI, ZS., ROTH, L. & SELMECZI, I. 2002: Pliocene–Quaternary landscape evolution and deformation in the Eastern Vértes hills (Hungary): The heritage and reactivation of Miocene fault pattern. — Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, September 1–4, 2002, — *Geologica Carpathica* **53**, special issue 206–208.
- CSILLAG G. & FODOR L. 2008: Geomorfológia. — In: BUDAI T., FODOR L. (szerk.): A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképéhez. — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, 135–144.
- CSILLAG G., FODOR L., LANTOS Z., THAMÓNÉ BOZSÓ E., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2008: Pliocén–kvarter. — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): A Vértes földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképéhez. — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, 110–133.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á. & VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 63–80.
- DAM, J.A. van 2006: Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- ERDÉLYI, M., 1961. Külső-Somogy vízföldtana. 1. — *Hidrológiai Közlemények* **41**, 445–458.
- ERDÉLYI, M., 1962. Külső-Somogy vízföldtana. 2. — *Hidrológiai Közlemények* **42**, 56–65.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. & SÍKHEGYI, F. 2005b: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 35–44.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., MARTIN, U., CSERNY, T., BREZSNYÁNSZKY, K. & DEWEY, J. F. 2005c: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range: a field guide. — In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 68–86.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T. & SELMECZI I. 2008: A Vértes földtani térképe. M=1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., KISZELY M. & TOKARSKY, A. 2007: Late Miocene to Quaternary deformation and landscape evolution in the Vértes and forelands: inferences from geological mapping. — *Abstracts of the Annual Meeting of the Hungarian Geological Society, HUNTEK Workshop, Sopron, Hungary, 20–22/09/2007*, 37–38.
- GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127**, 1–14.
- GERNER P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon (Recent stress field in Transdanubia [Western Hungary]). — *Földtani Közlemények* **122**, 91–105.
- GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. — *Földtani Közlemények* **124**, 381–402.
- GUTIÉRREZ, M. 2005: Climatic Geomorphology. — *Developments in Earth Surface Processes* **8**, Elsevier, 760 p.
- HABLY, L. & KVAČEK, Z. 1998: Pliocene mesophytic forests surrounding crater lakes in western Hungary. — *Review of Paleobotany and Palynology* **101**, 257–269.
- HALIMOV, V. M. & FEZER, F. 1989: Eight yardang types in Central Asia. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **33/2**, 205–217.
- HORVÁTH F. & DOMBRÁDI E. 2010: A magyar tektonikai gondolkodás fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében — *Földtani Közlemények*, jelen kötet.
- JÁMBOR, Á. 1967: Pleistozäne Deflationzerscheinungen im südwestlichen Teil des Mecsek-Gebirges. — *Acta Universitatis Szegediensis Acta-Mineralogica-Petrographica Szeged* **18/1**, 13–22.
- JÁMBOR Á. 1973: A Dunántúli-középhegység negyedidőszaki képződményeinek összefoglaló ismertetése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.
- JÁMBOR, Á. 1992: Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **35/4**, 407–436.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlemények* **132/különszám**, 101–116.
- JUSSI, T. E. & ROOK, L. 2004: The Mio-Pliocene European primate fossil record: dynamics and habitat tracking. — *Journal of Human Evolution* **47**, 323–341.
- KÁDÁR L. 1956: A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. — *Földrajzi Közlemények* **4/2**, 143–163.
- KÁDÁR L. 1966: Az eolikus felszínformák természetes rendszere. — *Földrajzi Értesítő* **15/4**, 413–448.
- KERTÉSZ, S., SZÉPSZÓ, G., LÁBÓ, E., RADNÓTI, G. & HORÁNYI, A. 2005: Dynamical downscaling of the ECMWF ERA-40 re-analyses with the ALADIN model. — *ALADIN/ALATNET Newsletter* **28**, 78–83.
- KRETZOI M. & KROLOPP E. 1977: Alsópleisztocén-végi puhatestű és gerinces fauna a kőröshegyi téglagyár (Balatonföldvár) feltárásaiból. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1975-ről*, 369–382.
- KROLOPP E. 1978: A szabadhídvégi alsópleisztocén fauna. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, 297–310.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. III.*, 617 p.
- LÓKI J. 1981: Belső-Somogy futóhomok területeinek kialakulása és formái. — *Acta Geographica Debrecina* **18–19**, 81–111.

- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., VAN VLIET-LANOË, B. & UNGER Z. 2004: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro-és morfológiailag módszerekkel. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentés*, **2002**, 111–128.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L. & VAN VLIET-LANOË 2005: Late Quaternary neotectonics south of Lake Balaton (Somogy Hills), SW Hungary — evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., THAMÓNÉ BOZSÓ E., CSONTOS L. 2007: Late pleistocene neotectonic movements on the northern part of the Transdanubian Hills (Hungary). — *A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron, 2007, szeptember 20–22.*, 34–35.
- MAINGUET, M. 1972: *Le modelé des grès: problèmes généraux*. — Institut Géographique National, Paris, 657 p.
- MAROSI S. 1970: Belső-Somogy kialakulása és felszínalakítása. — Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* **11**, 158 p.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* **29(105)**/1, 1–30.
- MÉSZÁROS J. 2007: Löszrétegtani és geomorfológiai vizsgálatok Lovasberény környékén. — *Kézirat*, szakdolgozat, ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék.
- MORLEY, C. K. 1988: Variable extension in Lake Tanganyika. — *Tectonics* **7**, 785–801.
- NYÁRI D. & KISS T. 2005: Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza között. — *Földrajzi Közlemények* **54**, 3–4, 133–147.
- PAPP, K. 1899: Dreikanter auf den einstigen Steppen Ungarns. — *Földtani Közöny* **29**, 135–146; 193–203.
- PAPP P., FARKAS P., CSILLAG G., BOROS J., CSERNY T., KURIMAY Á., ZARÁND Cs. & VARGA J.-né 1980: Magyarázó a Balaton környékének M=1:20 000-es építésföldtani térképsorozatához. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár T 13664, 65+188+60 lap.
- PATTON, T. L., MOUSTAFA, A. R. & SHAARAWY, D. A. 1994: Tectonic evolution and structural setting of the Suez rift. — In: LANDON, S. M. (ed.), Interior rift basins. — *AAPG Memoir* **59**, 7–55.
- PÉCSI M. 1986: A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. — *Földrajzi Közlemények* **34(110)**/1–2, 3–10.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T. & FODOR, L. 2007a: Landforms and timing of Quaternary deflation in the western Pannonian Basin, Hungary, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, Pécs, Hungary, 24th–28th October 2007, Institute of Geography, University of Pécs, Book of Abstracts*, p. 57.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2007b: Neotectonic and landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **58**, 181–196.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L., HORVÁTH, E. & TELBISZ, T. 2007c: Folyóvízi, eolikus és neotektonikai hatások szerepe a Gödöllői-dombság felszínfejlődésében — DEM-alapú morfometriai vizsgálat. — *Földrajzi Közlemények* **131/4**, 319–342.
- RUSZKICZAY, Zs., FODOR, L. I., HORVÁTH, E. & TELBISZ, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. — *Geomorphology* **104**, 203–217.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G. & MÜLLER, P. (in prep): Dating pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Quaternary Geochronology*.
- SCHWEITZER F. 1993: Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. — *Kézirat*, akadémiai doktori értekezés, MTA FKI Budapest, 125 p.
- SCHWEITZER, F. 1997: On late Miocene – early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* **110**, 37–43.
- SCHWEITZER, F. 2000: A Kárpát-medence domborzatformálódása a késő kainozoikumban és a pliocén időszak. — In: LOVÁSZ Gy. & SZABÓ G. (szerk.): Területfejlesztés — regionális kutatások. — Pécs, PTE TTK Földrajzi Intézet, 13–29.
- SCHWEITZER, F. & SZŐÖR, Gy. 1997: Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.* **110**, 95–105.
- SEBE, K., CSILLAG, G., KONRÁD, Gy. 2008: The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland basins (SE Transdanubia, Hungary). — *Geomorphology* **102/1**, 55–67.
- SEBE K. 2009: A Nyugat-Mecsek és környezete tektonikus geomorfológiai elemzése. — Doktori disszertáció, Pécsi Tudományegyetem, 113 p.
- SEPPÁLA, M. 2004: *Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates*. — Cambridge University Press, Cambridge, 358 p.
- SÍKHEGYI F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: A geomorphological approach. — In: CLOETINGH, S. A. P. L., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIER, A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 185–203.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — *Földtani Közöny* **72/1–3**, 40–52.
- SÜMEGHY J. 1955: A magyarországi pliocén és pleisztocén. — *Kézirat*, akadémiai doktori értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának kialakulása. — *Kézirat*, kandidátusi értekezés, 475 p.
- SZILÁRD J. 1965: A külső-somogyi meridionális völgyek. — *Földrajzi Értesítő* **14**, 201–227.
- SZILÁRD J. 1967: Külső-Somogy kialakulása és felszínalakítása. — Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* **7**, 150 p.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **17/1**, 256 p.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. M. & NAGY, A. 2008: OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes mountain (Hungary). *LED 2008 12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, Beijing, China, Sept. 18–22, 2008, Book of Abstracts*.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L. I., MÜLLER, P. M. & NAGY A. 2010: OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). — *Quaternary Geochronology* **5**, 120–124.
- TIMÁR G., CSILLAG G., SZÉKELY B., MOLNÁR G. & GALAMBOS Cs. 2010: A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével. — *Földtani Közöny (jelen kötet)*
- ÚJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közöny* **132/ különszám**, 175–183.

- ÚJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VADÁSZ E. 1963: Magyarországi megkövesedett famaradványok földtani kérdései. — *Földtani Közlemények* **93/4**, 505–545.
- VAJK R. 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához geofizikai mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **73/1–3**, 19–38.
- VINCENT, P. & KATTAN, F. 2006: Yardangs on the Cambro-Ordovician Saq Sandstones, North-West Saudi Arabia. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **50/3**, 305–320.
- WALSH, J. J. & WATTERSON, J. 1992: Population of faults and fault displacement and their effects on estimates of fault-related regional extension. — *Journal of Structural Geology* **14**, 701–712.
- WALSH, J. J., BAILEY, W. R., CHILDS, C., NICOL, A. & BONSON, C. G. 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. — *Journal of Structural Geology* **25**, 1251–1262.
- Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.