

## Dél-zselici pannon-tavi (késő miocén) rétegsorok őskörnyezeti rekonstrukciója

SZABÓ Fanni<sup>1</sup>, SEBE Krisztina<sup>2</sup>, SZTANÓ Orsolya<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, Hungary

<sup>2</sup>Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék, Pécs, Hungary

Szabó Fanni: e-mail: szafa@student.elte.hu, ORCID:0000-0003-3779-6287

Sebe Krisztina: e-mail: sebe@gamma.ttk.pte.hu, ORCID:0000-0002-4647-2199

Sztanó Orsolya: e-mail: orsolya.sztano@ttk.elte.hu, ORCID:0000-0003-0786-3653

### *Paleoenvironmental reconstruction of Lake Pannon (Upper Miocene) successions in South Zselic, Hungary*

#### Abstract

In the last decade, lots of new results were published on the evolution of Lake Pannon based on borehole and seismic data from the Drava Basin and the vicinity of the Mecsek Mts. However, we still know relatively little about the geological structure of the transitional region, the area of South Zselic, located west of the Mecsek Mountains in the southern part of Hungary. This is a key area where both subsurface and outcrop data can help to connect the sedimentary environments, especially the deltaic systems of Lake Pannon between the Mecsek Mountains and the surrounding basins.

In this study, a detailed analysis is provided for three roughly coeval Pannonian (late Neogene) localities, where shallow lacustrine deposits crop out. Facies analysis was performed based on field observations in abandoned sand pits around Szigetvár; eight facies units and four facies associations were distinguished. The latter represent channel-filling (CH), terminal distributary channel (TDC), mouth bar (MB) and offshore (FF) depositional settings. Three main sedimentation processes impacted the formation of the investigated strata. These include sedimentation in delta plain channels of different size, valley incision and flooding caused by lake level rise. Channels of two different scales were identified from the sandy units. The larger ones represent distributary channels, while the small ones are interpreted as terminal distributary channels with connected mouth bars. Two main transport directions (towards SSE and WSW) were determined. The clay-prone lithological unit was formed as a result of flooding and it has been deposited above a wave ravinement surface. The paleoenvironmental reconstruction suggests that the channels and mouth bars formed within multi-level, complex incised valley fills: a larger, main and two smaller tributary valleys were reconstructed. The incision was created by a lake-level drop of 15–20 m, and then it gradually filled up by deltaic deposits as the water level rose. The overlying clay beds appearing in all outcrops were deposited after flooding reached the shelf. By comparing the findings with other known valley fills from the sediments of Lake Pannon, we determined that the studied outcrops represent lake-level drops on the scale of 15–20 m, which might have been common in Lake Pannon. Our results contribute to understand the architecture of incised valleys, terminal distributary channels, mouth bars and deltas formed in lacustrine environments, as well as the effect of minor water level fall events of lakes.

*Keywords: mouth bar, terminal distributary channel, incised valley, water level change, sequence stratigraphy*

#### Összefoglalás

A Mecsektől nyugatra eső dél-zselici terület geológiai felépítéséről viszonylag keveset tudunk, pedig kulcsfontosságú terület, hiszen a mélyföldtani adatok és a feltárások alapján össze tudnánk kapcsolni a Mecsek és a Dráva-medence pannon-tavi üledékképződési környezetét.

Ebben a tanulmányban elvégeztük három Mecsek környéki, kevésbé ismert neogén rétegsor elemzését, ahol a tavi üledékek a felszínre bukkannak. Felhagyott homokbányákban tettünk terepi megfigyeléseket Szigetvár környékén, majd fácieselemzést végeztünk: nyolc fáciesegységet és négy fáciesegységet különítettünk el. A fáciesegységek alapján elkülönítettünk deltamedrekben (CH), deltaág-elvégződésekben (TDC), torkolati zátonyokon (MB) és nyílt vízben (FF) zajló üledékképződést. Megállapítottuk, hogy három fő üledékképződési folyamat volt hatással a vizsgált rétegsorok képződésére. Ezek a delta síkságon lévő, eltérő méretű medrekben zajló üledékképződés, a völgybevágodások kialakulása, valamint egy vízszintemelkedés hatására bekövetkező elöntés. A homokos, mederkitöltő egységekben két különböző mederméretet határoztunk meg. A nagyobbak deltaágak, míg a kisebbek deltaág-elvégződések és azokhoz kapcsolódó torkolati zátonyok. Az agyagos összlet kimélyülés hatására alakult ki a hullámzás által legyalult elöntési felszín felett. Az

öskörnyezeti rekonstrukció arra mutat, hogy az összes feltárás rétegsora egy többszintű, összetett völgykitöltés során keletkezett. A völgybevágódást egy 15–20 méteres vízszintesítés hozta létre, amely fokozatosan feltöltődött a vízszint emelkedésének ütemében. Ezekre a völgykitöltő üledékekre települ a fedő agyagos rész, amely mindegyik feltárásban hasonlóan jelenik meg, és egy elöntési esemény hatására jött létre. A vizsgált feltárásokban két fő szállítási irányt állapítottunk meg. Az egyik DDK-i, amely a völgybevágódás irányát mutatja és megegyezik a Pannon-tó selfperemének a területen megállapított épülési irányával. A másik NyDNY-i, amely a mellékvölgy alárendeltsége miatt eltér a jellemző szállítási iránytól. A Pannon-tóból már ismert völgykitöltéseket összevetve a dél-zselici területen létrejött völgybevágódással megállapítottuk, hogy ezek egy vagy akár több 15–20 méteres vízszintesítési esemény hatására alakulhattak ki, melyek jellemzőek voltak a Pannon-tóra. Eredményeink hozzájárulnak a völgybevágódások, deltaág-elvégződések, torkolati zátonyok és tavi környezetben létrejött delták megismeréséhez, valamint a tavi vízszintváltozások hatásainak vizsgálatához.

*Tárgyszavak: torkolati zátony, deltaág-elvégződés, völgybevágódás, vízszintváltozás, szekvencia-sztratigráfia*

## Bevezetés

A Mecsektől nyugatra eső dél-zselici terület nemcsak domborzati, de földtani értelemben is átmenetet képez a Mecsek és a Dráva-medence között. A Dráva-medencéről mint a Pannon-tó egyik részmedencéjéről a mélyföldtani adatok alapján több kutatási eredmény is született az utóbbi évtizedekben (UJSZÁSI & VAKARCS 1993, SACCHI et al. 1999, LUČIĆ et al. 2001, SAFTIĆ et al. 2003, VRBANAC et al. 2010, UHRIN 2011). A Mecsek késő neogén fejlődéstörténetéről is egyre többet tudunk (KLEB 1973, SEBE et al. 2013, KOVÁCS et al. 2018, BUDAI et al. 2019, HORVÁTH & CLOETINGH 1996, CSONTOS et al. 2002, KONRÁD & SEBE 2010), azonban a kettő közötti, a Mecsektől nyugatra eső terület neogén üledékeit kevésbé ismerjük részleteiben, pedig a terület kulcsfontosságú lenne a Mecsek és a Dráva-medence fejlődéstörténetének összekapcsolásához.

Munkánk célja, hogy a szóban forgó terület kevésbé ismert pannóniai rétegsorai közül néhányat megismerjünk. Megvizsgáljuk, hogy a Mecsek kiemelt helyzete vagy a Dráva-medence mélysége befolyásolta-e jobban az üledékszállítás irányát, amelynek megértésével pontosabb képet kaphatunk a terület fejlődéstörténetéről és az üledékképződést meghatározó tényezőkről. Tanulmányunkban keressük a választ arra a kérdésre is, hogy a Pannon-tó klimatikus eredetű vízszintingadozásai (MAGYAR 2010, SZTANÓ et al. 2013a, GONG et al. 2019) mennyiben hagytak nyomot a vizsgált rétegsorokban.

## A kutatási terület földtani környezete

A kora miocén végétől a késő miocén korai szakaszáig, a színrift során a Pannon-medence aljzata normál vetők mentén földarabolódott. Egy tagolt térszín jött létre jelentős süllyedések kialakulásával, mint pl. a Dráva-medence (TARI & HORVÁTH 1992, HORVÁTH 1995, HORVÁTH et al. 2018, BALÁZS et al. 2022). A Pannon-medence délnyugati részén a késő miocénben zajló posztrift szakaszt intenzív termális süllyedés jellemezte, amit egy kb. 8 millió évvel ezelőt kezdődő, majd a pliocén elején intenzívvé váló inverzió követett (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, HORVÁTH & TARI 1999, BADA et al. 2007, UHRIN et al. 2009, BALÁZS et al. 2016). Ez utóbbi

hatására egyes vetők feltolódásként reaktiválódtak, ami differenciális süllyedéshez és kiemelkedéshez vezetett ezáltal tagoltabbá vált az aljzat (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Mindezek során jött létre az a helyzet, hogy a késő miocén kezdetétől néhány millió éven keresztül több magaslat is szigetként emelkedett ki a Pannon-tóból, míg a közelben már mély medencékben zajlott az üledékképződés. Erre példa a Mecsek, ami egy paleo-mezozoos kőzetekből álló, kiemelt aljzatmagaslat, illetve a közeli Dráva-medence, melyben a jelentős mértékű süllyedés (FODOR et al. 1999, CSONTOS et al. 2002, KONRÁD & SEBE 2010) miatt akár 1000 m-t meghaladó vízmélység is kialakulhatott, s aminek az intenzív feltöltődése csak 8 millió évvel ezelőtt kezdődött el (KOVÁCS et al. 2021).

A Pannon-tó körülbelül 9,5–9,8 millió éve már az egész Pannon-medencét elborította, akkor lehetett a legnagyobb a kiterjedése (MAGYAR et al. 1999, 2007; MAGYAR 2010). A tó mélyebb, belső részein ebben az időben nyílt vízi mészmárga és agyagmárga (Endrődi Formáció) ülepedése zajlott. A folyók az Alpokból és a Kárpátokból nagy mennyiségű üledéket szállítottak a tóba, ezek elsőként a lejtőről érkező zagyarak üledékei (Szolnoki Formáció) formájában halmozódtak fel a medencékben (JUHÁSZ 1994, UHRIN & SZTANÓ 2012, SZTANÓ et al. 2013b). A progradáló lejtőkön elsősorban agyag ülepedett le (Algyői Formáció; cf. POGÁCSÁS & RÉVÉSZ 1987; BÉRCZI 1988), az efölött elterülő, illetve a szigetek elöntésével létrejövő közel sík, sekély vízzel borított területeken pedig a folyók által épített delták üledékei rakódtak le (Újfalui Formáció; cf. MUCSI & RÉVÉSZ 1975; RÉVÉSZ 1980; SZTANÓ et al. 2013a; KATONA et al. 2015; MAGYAR et al. 2017). A deltarendszerek háttérben alluviális síkságok terültek el, ahol a folyók a továbbra is zajló süllyedés miatt nagy mennyiségű üledéket raktak le (Zagyva Formáció; cf. BÉRCZI & PHILLIPS 1985; UHRIN et al. 2011).

A Mecsek a késő miocén jelentős részében szigetként magaslott a Pannon-tó vízszintje fölé (KLEB 1973, SEBE et al. 2013, KOVÁCS et al. 2018, BUDAI et al. 2019). A kiemelkedés környezetében főleg a helyi, gyakran idősebb miocén szárazföldi és tengeri sorozatok lepusztulásából származó üledék felhalmozódása zajlott többnyire part menti durvahordalékos delták, ritkábban mély vízbe áthalmozott üledékek formájában (SEBE et al. 2020, 2021; KOVÁCS et al. 2021). A Mecsek északi előterének és a dél-zselici terület – való-

színűleg meglehetősen sekély – elöntése után megjelentek az Alpok-Kárpátok felől érkező ős-Duna hordalékából épülő delták (KOVÁCS et al. 2018, BUDAI et al. 2019, SEBE et al. 2020). A pliocén során újabb kiemelkedés, közben pedig lepusztulás is zajlott (cf. HORVÁTH & CLOETINGH 1996, SACCHI et al. 1999, CSONTOS et al. 2002, KONRÁD & SEBE 2010, HORVÁTH et al. 2018).

A Mecsek melletti Dráva-medence a Pannon-tó egyik legmélyebb részmedencéje volt, amelynek központi részén az üledék vastagsága elérheti a 7 km-t is (SAFTIĆ et al. 2003, MALVIĆ & CVETKOVIĆ 2013). A medence legnagyobb vízmélysége az 1 km-t is meghaladhatta (UHRIN et al. 2009, KOVÁCS et al. 2021), feltöltődése leginkább É-ről D felé zajlott (UHRIN 2011, TÖRŐ et al. 2012, MAGYAR et al. 2013), majd a medence tengelyében DK felé fordult (ŠPELIĆ & SZTANÓ 2019, SEBE et al. 2020, ŠPELIĆ et al. 2023). A Dráva-medence jelentős szénhidrogén-potenciálja miatt a medencét kitöltő üledékek felépítése, szekvencia-sztratigráfiai modellje (UISZÁSZI & VAKARCS 1993, SACCHI et al. 1999, UHRIN & SZTANÓ 2012), a pannóniai rétegsorok turbiditjei és a deltaüledékek szénhidrogén-tárolóképessége, rétegtana (LUČIĆ et al. 2001, SAFTIĆ et al. 2003, VRBANAC et al. 2010, SEBE et al. 2020), valamint a medence szerkezetfejlődése, feltöltődéstörténetének több aspektusa (HORVÁTH et al. 2018, KOVÁCS et al. 2021) is meglehetősen jól ismert.

A Mecsek és a Dráva-medence közötti zselici területől azonban keveset tudunk. A Mecsek nyugati előterében megjelenő átmeneti lejtők (SZTANÓ et al. 2015) segítségünkre szolgálnak a terület megismerésében. Ezek a lejtők ÉÉNy-i irányból épültek a Mecsek környezetének kiemelt aljzata miatt kisebb vízmélységben (<100 m). Az átmeneti lejtőket tápláló deltaüledékek megismerésével már elég információ állhat rendelkezésünkre, hogy megértjük az őskörnyezeti változásokat.

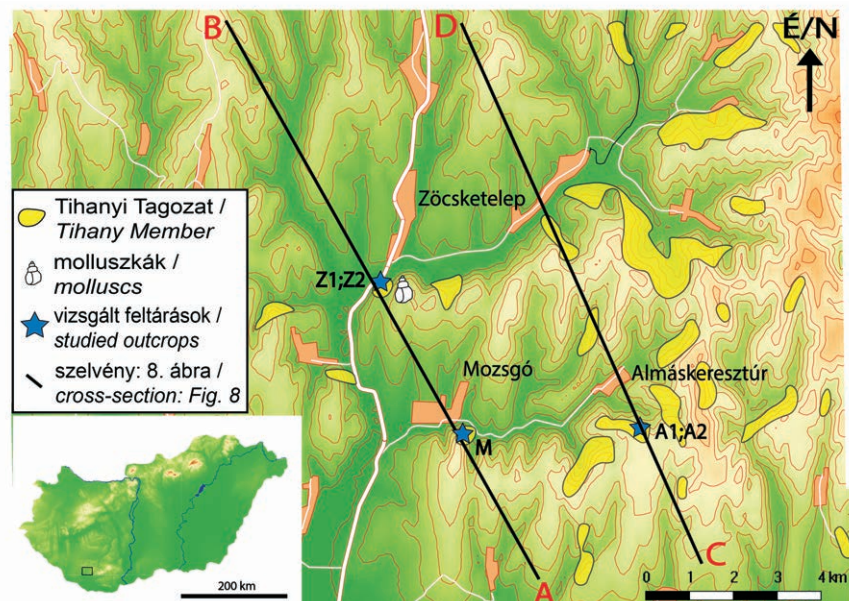
### A dél-zselici terület rétegtani felépítése

A Mecsektől nyugatra, Szigetvártól északra található terület már a Zselic déli részéhez tartozik. Itt a már említett pannóniai-kvarter fedő alól a felszínre bukkan karbon korú gránit (Mórági Gránit), perm riolit (Gyűrűfői Riolit), homokkő (Korpádi Homokkő) és konglomerátum (Cserdi Formáció) is (CHIKÁN & BUDAI 2005). A Mecsekhez közelebb eső területen található triász mészköveket a kora miocén Szászvári Formációba sorolható kavics, homok(kő) vagy konglomerátum fedi. Ez a formáció lehetett a dél-zselici területen is megtalálható pannóniai Kállai Formáció anyagának forrása (KLEB 1973). Utóbbi gyakran a tavi rétegsorok kezdőtagja, és az adott terület elöntésének idejét jelzi. A Mecsektől északra és

nyugatra a felszínen már a regresszióval érkező pannon-tavi deltaüledéket térképeztek (KLEB 1973, CHIKÁN & BUDAI 2005), amelyet akkor a Somlói és a Tihanyi Formációba soroltak, a mai meghatározás szerint ezek az Újfalvai Formáció tagozatai (SZTANÓ et al. 2013b, KERCSMÁR 2015).

Az Újfalvai Formációba főleg finom- és középszemcsés homokból, agyag, aleurit és lignit közbetelepülésekből álló sekély-, brakkvízi faunát tartalmazó összeleteket sorolunk (JUHÁSZ & MAGYAR 1992, JUHÁSZ 1994, SZTANÓ et al. 2013b). Ezek olyan területen képződtek, ahol a folyó által szállított üledék a tóba érve a deltasíksági medrekben és mocsarakban, a torkolati zátonyokon, az azokhoz kapcsolódó turzásokon és a deltafront előterében felhalmozódtak (RÉVÉSZ 1980, SZTANÓ et al. 2013b). A Somlói Tagozatot a deltalejtőtől a torkolati zátonyokig, míg a Tihanyi Tagozatot a deltalejtőtől a deltasíkságig terjedő környezetek üledékei alkotják jelentős átfedéssel. A két egység fő megkülönböztető bélyegét a kizárólag a Tihanyi Tagozatban előforduló lignites, huminites agyag rétegei adják (JÁMBOR 1980).

A Somlói Tagozat jelen munka kutatási területétől északra jelenik meg a felszínen; az általunk vizsgált feltárások CHIKÁN & BUDAI (2005) térképe alapján a Tihanyi Tagozatba tartoznak (1. ábra). A Tihanyi Tagozat litológiai összetétele rendkívül változatos (JÁMBOR 1989, JÁMBOR et al. 1997, KÖRPÁSNÉ-HÓDI 1998): apró- és finomszemcsés, közepesen vagy jól osztályozott homok váltakozik különféle színű és szervesanyag-tartalmú agyagokkal. A homokrétegek keresztlemezesek, keresztretegzettek vagy szerkezetmentesek; a molluszkafauna brakk-, sekélyvízi, nyílt tavi, partközeli és édesvízi formákból áll (MÜLLER & SZÓNOKY 1988; MÜLLER & MAGYAR 1992a, 1992b; SZTANÓ et al. 2013b; KATONA et al. 2015; MAGYAR et al. 2019).



1. ábra. Az Újfalvai Formáció Tihanyi Tagozatának kibukkanásai (ALBERT et al. 2009 alapján), a szelvények nyomvonalai és a vizsgált feltárások elhelyezkedése a Zselicben. A szelvények a 8. ábrán láthatóak

Figure 1. The location of the examined excavations, the tracks of the cross-sections and the outcrops classified in the surrounding Újfalu Formation, Tihanyi Member (based on ALBERT et al. 2009). The sections are shown in Figure 8.

A Tihanyi Tagozat litológiai változékonysága a képződési környezet sokszínűségét tükrözi. Torkolatok közelében, a torkolati zátonyok előterében, az alsó deltafronton, gyakran a hullámbázisnál mélyebb vízben agyag és aleurit rakódott le, melyet gyakran a torkolati zátonyok homokos üledéke fed. Majd a deltaágak között lévő öblökben fokozatos feltöltődés révén egyre sekélyebb lett a víz, míg végül a deltasíksági mocsarak és a mocsaraktól a torkolatig futó medrek voltak az üledékképződés színterei. Itt jelentek meg a huminites és tarkaagyagok, amelyekben gyakran mészfelhalmozódások is találhatóak a képződési környezet időszakos szárazra kerülését, kiszáradását jelezve. A tagozatra jellemző, hogy az egyre kisebb vízmélységben lerakódott üledékek 8–30 m vastag paraszekvenciákat alkotnak. A klimatikus eredetű vízszintemelkedésekkel visszatért a nyíltvízi környezet, melyet ismételt feltöltődés követett, ezért a paraszekvenciák ciklikusan ismétlődnek a rétegsorokban (SZTANÓ & MAGYAR 2007; SZTANÓ et al. 2013b, 2015; MAGYAR et al. 2019).

## Adatok és módszerek

### A vizsgált feltárások

A mozgói [M] (EOV X:085829; EOV Y:557286; Z:153 m) a legdélebbi és egyben legnagyobb feltárás a három közül. A községtől délre húzódó domboldalon található a felhagyott homokbánya, amelyben kb. 15 m vastagságban tárolnak fel a pannóniai rétegek (2. *ábra*).

Almáskeresztúrtól délre, a László-forrás mellett (EOV X:085673; EOV Y:561782; Z:189 m) található az a régi homokbánya, amelyben két (A1, A2) egymásra merőleges falon 3,5–4 m vastagságban tanulmányozható a pannóniai üledékes összlet (3. *ábra*).

Szentlászló–Zöcsketeleptől (Zöcsketelep) délre (EOV X:088978; EOV Y:555513; Z:133 m), a főúttal párhuzamosan futó falszakaszon található feltárások. Ezek ÉK–DNy irányúak, a Z1-es fal kb. 10 m magas, az északi, Z2-es feltárás magassága 2,5–3 m (4. *ábra*).

### Módszerek

A feltárásokban végzett terepi szedimentológiai megfigyelések során leírtuk az egyes kőzettestek alakját, fáciesét (szemcseméretét, a bennük található üledékszerkezeteket), a fáciesek oldalirányú vastagságváltozását, dőlését. Tanulmányoztuk az egyes rétegek közötti, esetenkénti eróziót, illetve kiékelődést mutató határfelületeket.

A rétegsort fáciesegységekre különítettünk el, az együtt előforduló fáciesegységeket csoportokba rendeztük, és ezen fáciesegyüttesek segítségével meghatároztuk az üledékképződési környezet legfontosabb építőelemeit.

A szállítási irányok kijelöléséhez megmértük a kereszt-rétegzett homoktestek mellső lemezének dőlését. A dőlésadatok az 5° alatti regionális dőlésérték miatt további korrekcióra nem szorulnak (COLLINSON & THOMPSON 1989).

## Eredmények

### Fáciességységek és üledékszállítási-lerakódási folyamatok

A feltárások rétegsorában 8 fáciesegység különíthető el (1. *táblázat*) azok szemcsemérete és a megfigyelt üledékszerkezetek alapján.

### Fáciességységek

#### Molluszkás, középszemcsés homok (Sb)

Apró- és középszemcsés, jól osztályozott, morzsolható, csillámos homok (5. *ábra, a*). Megfigyelhetők benne *Viviparus* és *Lymnocardium* kőbelek (6. *ábra, d, e*) és kb. 2–3 cm hosszúságú vertikális járatok, más üledékszerkezet azonban nem látható. Jól követhető 0,2–0,25 m vastag betelepülésként a rétegsorok legfiatalabb részét alkotó fehér agyag (Fm) rétegei között jelenik meg.

Az üledékszerkezetek hiánya valószínűleg utólagos, mivel tömegmozgásra utaló jegyeket sehol sem észleltünk. Kétféle magyarázat lehetséges: a víztelenedés vagy a bioturbáció. Víztelenedést többek között a nagy mennyiségű, gyorsan felhalmozódó üledék okozhat, azonban erre utaló nyom egyik feltárás rétegsorában sem látható. Ez alapján valószínűleg bioturbált üledékről van szó, amit a rétegben megfigyelhető, a többi üledékben feltűnően ritka molluszkaköbél is megerősít. A Mecsek környékéhez hasonlóan a molluszkák megőrződése rossz; limonitos cementációjú kőbelek formájában jelennek meg (6. *ábra, d, e*). Annak ellenére, hogy a Pannon-medence más feltárásaiban, a hasonló rétegsorokban, felszíni körülmények között akár még eredeti szín formában is megőrződtek héjak (MAGYAR et al. 2017).

#### Szerkezetmentes, középszemcsés homok (Sm)

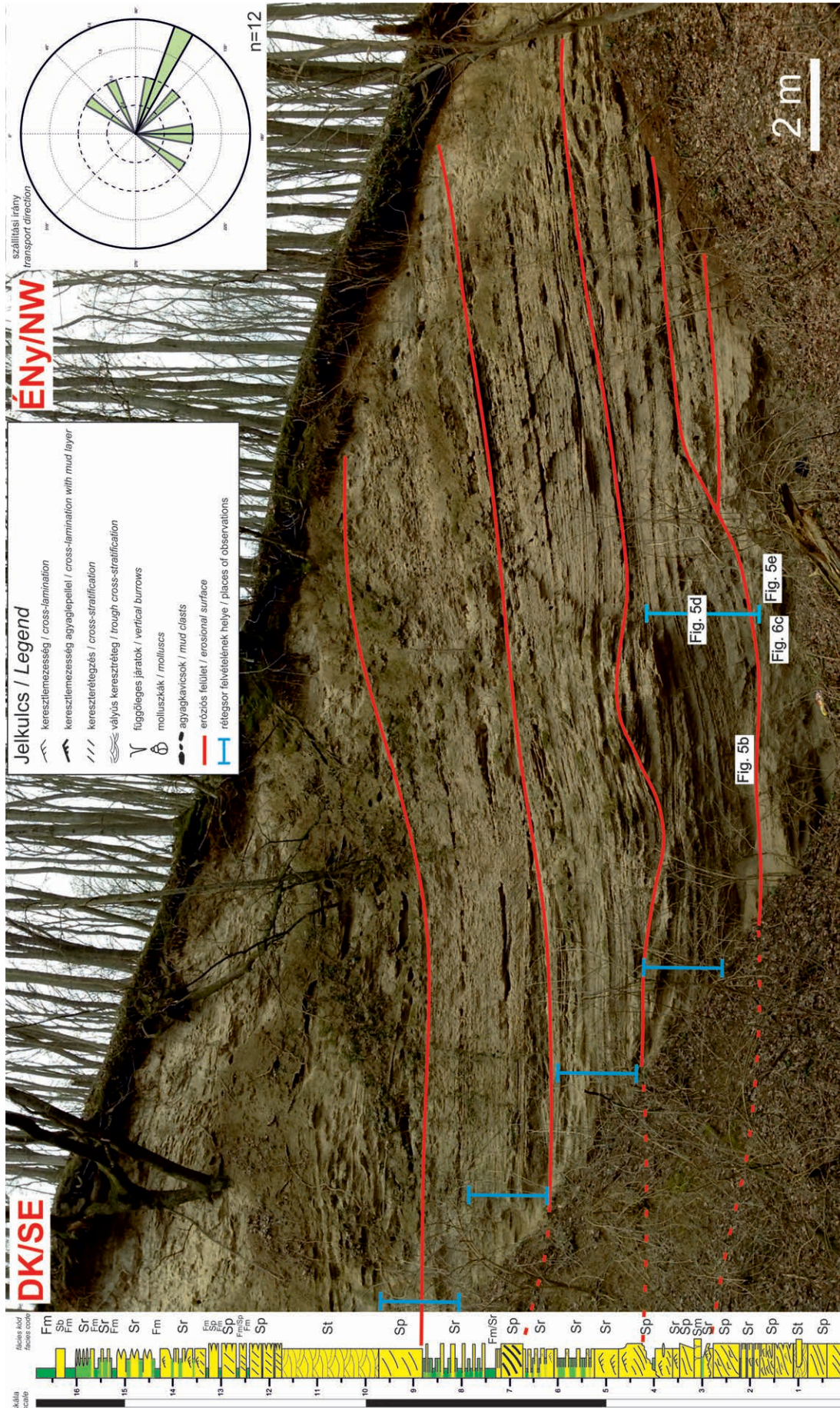
Középszemcsés, kiválóan osztályozott, tömör homok, amely 0,1–1,5 m vastagságú, kemény, ellenálló padokat alkot (5. *ábra, b*). Helyenként 4–5 cm hosszú, 1 cm átmérőjű, homokkal kitöltött vertikális, hengeres járatkitöltések (5. *ábra, b*) találhatóak benne.

Eredetileg áramló közegből ülepedett, később a hullámvéréssel osztályozódhatott. A szerkezetmentesség oka itt is a bioturbáció lehet, amire az említett járatok szolgálnak bizonyítékkul. A látható üledékszerkezetek hiányához a kiváló osztályozottság is hozzájárulhatott.

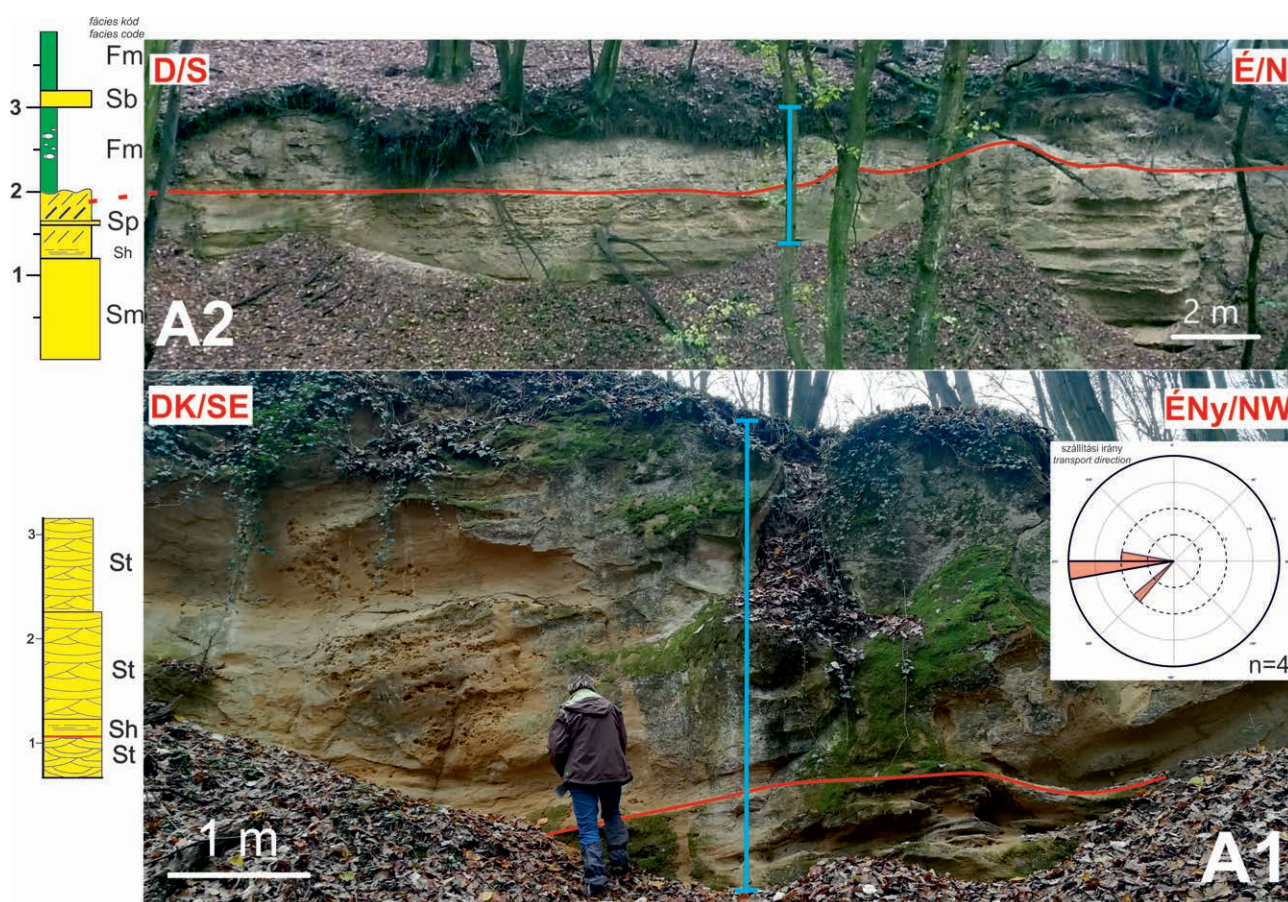
#### Vályúsan kereszt-rétegzett homok (St)

Közepesen osztályozott, 0,3–5 m vastag szakaszokat alkotó, vályúsan kereszt-rétegzett, apró- és középszemcsés homok (5. *ábra, c*). Az egyes kötegek vastagsága 0,4–0,8 m. Zöcsketelepen (Z1) az alsó eróziós felszínre és az azt borító agyagkavics konglomerátumra (Gmc) települ. Szintén ebben a feltárásban egy nagyobb köteg vízkiszökéses deformációt is mutat (6. *ábra, a*).

A vályús kereszt-rétegzés csendesén áramló (ALLEN 1984) vízben keletkezik; az áramlási irány a vályúk hossztenge-



2. ábra. A mozsói feltárás panorámaképe, kompozit rétegsora és szállítási irányjai. A négyzetben lévő betűk az 5. ábrán látható részleteképekre mutatnak. **Figure 2.** Photo, sedimentary log and rose diagram showing the paleocurrent data of the Mozsó outcrop. The letters in the box point to the detail images shown in Figure 5.



3. ábra. Az almáskeresztúri A1-es és A2-es feltárás panorámaképe, rétegsora és szállítási irányjai. Pirossal jelölve az eróziós felület. Jelkulcs a 2. ábránál

Figure 3. Photos, sedimentary log and rose diagram showing the paleocurrent data of the Almáskeresztúr A1 and A2 outcrops. Erosion surface marked in red. Legend in Figure 2.

lyével párhuzamos. A dűnék vastagságának segítségével meg tudjuk becsülni az áramló víz minimális mélységét, ami ALLEN (1968), BRADLEY & VENDITTI (2019) és CISNEROS et al. (2020) képlete szerint  $H=(h \cdot 11,628)^{0,84}$  (h: dűnemagasság, H: vízmélység). Üledékes rétegsorokban ez a képlet csak a vízmélység lehetséges legkisebb értékét adja meg, mivel a kötegvastagság az erózió folytán legtöbbször kisebb, mint az eredeti dűne magassága. A fentiek alapján legalább kb. 3–6 m mély vízben épülhettek a vályús kereszt-rétegzést kialakító dűnék.

#### Táblás kereszt-rétegzésű homok (Sp)

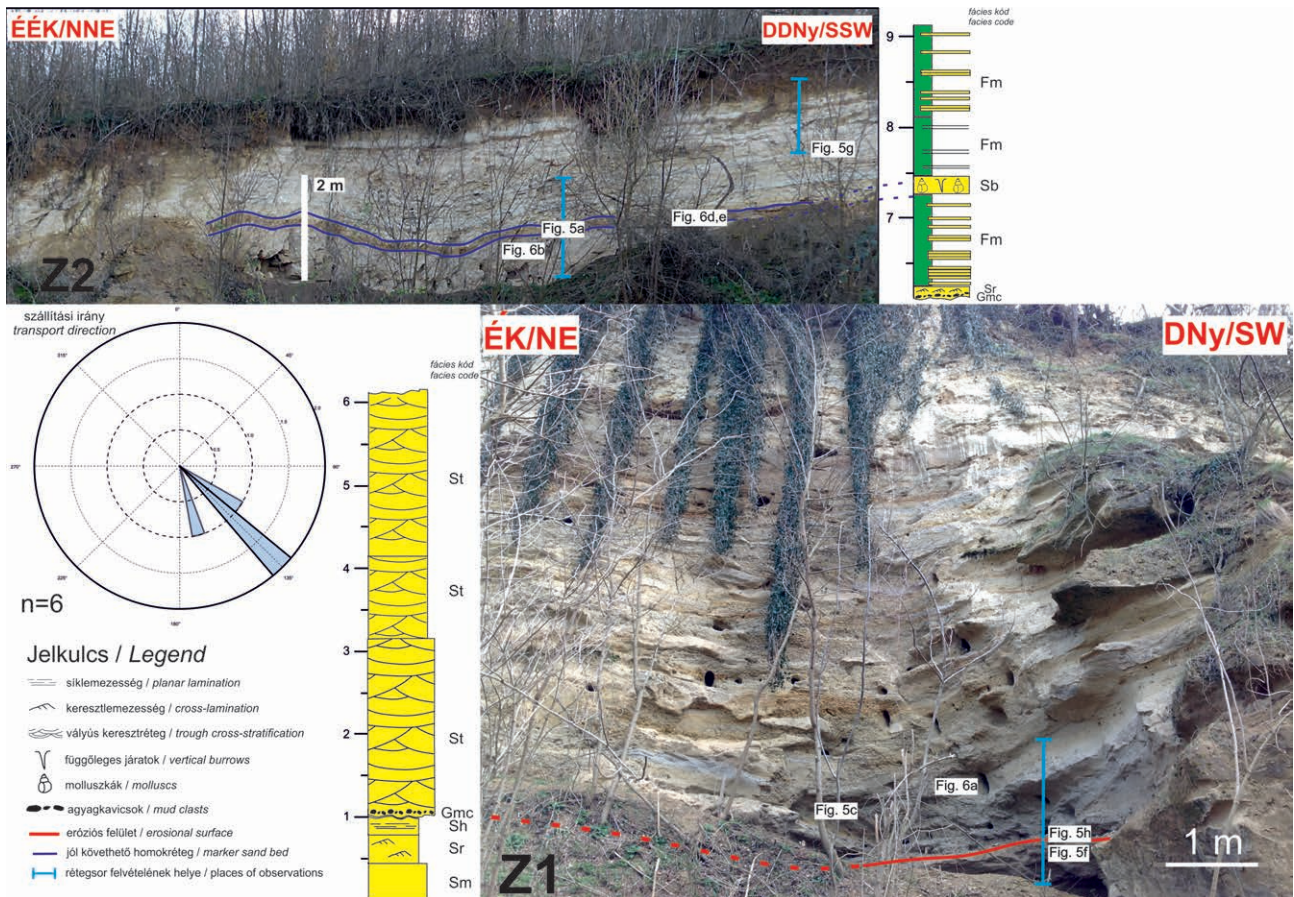
Közepesen osztályozott, finom- és aprószemcsés, kereszt-rétegzett homok (5. ábra, d) ritkán agyagleppellel a mellső lemezekben. Az egyes kötegek vastagsága kb. 0,1–0,7 m között változik. Ahol kisebb vastagságban (0,3–0,5 m) jelenik meg, ott a kötegek vastagsága is általában kisebb (0,1 m). Másutt a kötegvastagság felfelé fokozatosan csökken, majd a legfelső köteghatár dőlésével azonos irányú keresztlemezősségre (Sr) megy át az üledékszerkezet. A mozsói feltárás alsó részén egy köteg mellső lemezein a kereszt-rétegzett köteg dőlésével ellenkező irányba épülő, 5–6 cm vastagságú keresztlemezős homokot (Sr) figyelhetünk meg. Szintén Mozsón némely kereszt-rétegzett köteg alján vagy mellső lemezen 0,1–0,5 cm átmérőjű agyagmorzsák-agyagkavicsok is megfigyelhetők.

A táblás kereszt-rétegzésű homok képződéséhez szintén csendes áramlású közeg szükséges, ami minimum 1 m, a legnagyobb kötegvastagságokból kiindulva akár 5–6 m mély is lehetett. A rétegsorban felfelé csökkenő kötegvastagság általában feltöltődő, sekélyebbé váló víztestet jelez. Az agyagleplet áramlásmentes, pangó vízből történő üledés hozta létre, az agyagmorzsákat pedig az agyagleplet vagy más kiszáradt és felcserepesedett agyagréteget felszakító, újrainduló áramlás alakította ki. A kereszt-rétegzés mellső lemezen megőrződő, ellenirányú áramlásfodrok – az úgynevezett „back-flow ripples” (JOHANSSON 1963) – a rétegformát kialakító örvényesség ritka bizonyítékai. Ezek a formák a dűnék vagy zátonyok áramlásirányba dőlő oldalán jönnek létre az ott kialakuló turbulencia miatt (JOPLING 1961).

#### Keresztlemezős homok (Sr)

Finom- és aprószemcsés, közepesen osztályozott homok 1–2 cm vastag, főképp aszimmetrikus, ritkábban szimmetrikus keresztlemezősségű kötegekből (5. ábra, e). Ezek 0,1–0,9 m vastagságú rétegeket alkotnak. Egy helyen kúszó keresztlemezősséget is észleltünk (6. ábra, c). Az aszimmetrikus keresztlemezőségeken néhol 1–2 mm vastagságú és néhány cm hosszú agyagbevonatot (flázereket) találhatunk.

Az aszimmetrikus keresztlemezősség kialakulásához csendes áramlású közeg van szükség, a flázerek pedig az



4. ábra. A zöcsketelepi feltárások panorámaképe, rétegsora és szállítási irányjai. A négyzetben lévő betűk az 5. ábrán látható részletképekre mutatnak  
 Figure 4. Photos, sedimentary log and rose diagram showing the paleocurrent data of the Zöcsketelepi outcrops. The letters in the box point to the detail images shown in Figure 5.

áramlás időszakos megállását bizonyítják. A ritkább szimmetrikus keresztlemezőséget oszcilláló vízmozgás, azaz hullámozás hozta létre.

Síklemezes homok (Sh)

Jól osztályozott, finom- és aprószemcsés homokból álló, 0,1–0,2 m vastag rétegek (5. ábra, f).

A síkemezőség sebes áramlású (BRIDGE & BEST 1988) közege utal, ahol az áramlás nagy sebessége és ehhez viszonyítva kis vastagsága megakadályozza az üledékformák kialakulását.

Agyag (Fm)

Fehér színű, kissé meszes agyag és aleurit, mely helyenként váltakozik finomszemcsés homoklemezekkel vagy lencsékkel (5. ábra, g). 0,1–3 m vastagságú, összefüggő rétegei, gyakran szerkezetmentesek, de előfordul, hogy 1–2 cm-es rétegzéssel jelenik meg. A fáciesegység legnagyobb észlelt vastagsága 3 m. A szerkezetmentes szakaszokon 5–6 cm hosszú, 1 cm átmérőjű, vertikális, homokkal kitöltött járatokat írtunk le (6. ábra, b). Előfordul a homokos fáciesekkel váltakozva, illetve mindhárom feltárásban a rétegsor lezárásaként.

Kialakulásához olyan környezetre volt szükség, ahol nem volt számottevő vízmozgás, de az aljzaton élő szervezetek összetűrték az iszapot (6. ábra, b).

Agyagkavics konglomerátum (Gmc)

7-10 cm-es rétegeket alkotó, mátrixvázú konglomerátum, amelyben 5–8 cm-es kerekített, rosszul osztályozott agyagkavicsok figyelhetők meg. A mátrix anyaga homok és a fáciesegység eróziós felületek felett található. A zöcsketelepi feltárásokban jelenik meg egy vályús kereszttrétegzésű (St) köteg és egy keresztlemezes homok (Sr) réteg alatt (5. ábra, h).

Az agyagkavicsokat áramló víz hozza létre például azáltal, hogy erodálja a partoldal homokrétegeit, az így alámosott agyagrétegek pedig támaszt veszve nagyobb darabokban leszakadnak és összetörnek, majd hosszabb-rövidebb távolságra szállítódnak, aprózódnak, koptatódnak.

Fáciesegyüttesek és az öskörnyezet építőelemei

A feltárásokban megjelenő fáciesegységeket, melyek az üledékképződés folyamatára engednek következtetni, gyakori együttes vagy egymást követő előfordulásuk, valamint genetikai rokonságuk alapján fáciesegyüttesekbe lehet rendezni. Az értelmezés során a fáciesegyüttesek az öskörnyezet különböző részeinek feleltethetők meg. A fenti szempontok alapján négy fáciesegyüttest különítettünk el (II. táblázat).

**I. táblázat.** Az elkülönített fáciesek összefoglaló táblázata. Fácies kódok MIALL (1988) alapján**Table I.** Summary table of recognized facies. Facies codes used after MIALL (1988)

Fácies	Név	Litológia	Üledékszerkezetek és ősmaradványok	Réteg- és kötegvastagság	Feltárások A=Almáskeresztúr M=Mozsgó Z=Zöcsketelep	Létrehozó folyamatok
<b>Sb</b>	molluskás homok	apró- és középszemcsés homok	szerkezetmentes, nem v. gyengén cementált, egyszerű 5–6 cm- es vertikális járatok, <i>Viviparus</i> és <i>Lymnocardium</i> kőbelek	0,2–0,25 m-es réteg	AMZ	eredeti szállítási körülményeket a bioturbáció felülbélyegezte
<b>Sm</b>	szerkezetmentes homok	középszemcsés homok	ferde járatok, tömör, meszesen cementált	0,1–1,5 m-es rétegek	AMZ	eredeti szállítási körülményeket a bioturbáció felülbélyegezte
<b>St</b>	vályúsan kereszttrétegzett homok	apró- és középszemcsés homok	vályús kereszttrétegzés	0,3–2 m-es rétegek, 0,4–0,8 m-es kötegek	AMZ	2,8–5,6 m mély, csendes áramlás
<b>Sp</b>	táblás kereszttrétegzésű homok	finom- és aprószemcsés homok	kereszttrétegzés, ritkán agyaglepel a mellső lemezekon	0,3–1 m-es rétegek, 0,1–0,7 m-es kötegek	AMZ	0,7–5 m mély, csendes áramlás, időnként állóvíz
<b>Sr</b>	keresztlemezes homok	finom- és aprószemcsés homok	aszimmetrikus és szimmetrikus keresztlemezesesség, flázerek	0,1–0,9 m-es rétegek, 1–2 cm-es kötegek	MZ	csendes, időszakos állóvíz, hullámozás
<b>Sh</b>	síkmezes homok	finom- és aprószemcsés homok	síkmezesesség	0,1–0,2 m-es rétegek	AMZ	sebes áramlás
<b>Fm</b>	agyag	meszes agyag, aleurit	szerkezetmentes, vastag rétegek, lencsék	1 cm–1,5 m-es rétegek	AMZ	állóvíz
<b>Gmc</b>	agyagkavics konglomerátum	mátrixvázú, homokos mátrix, kerekített, rosszul osztályozott, agyagkavicsok	feltépett agyagkavicsok az eróziós felületek felett	7–10 cm-es réteg, 5–8 cm-es kavicsok	Z	áramlás

### Deltameder (CH)

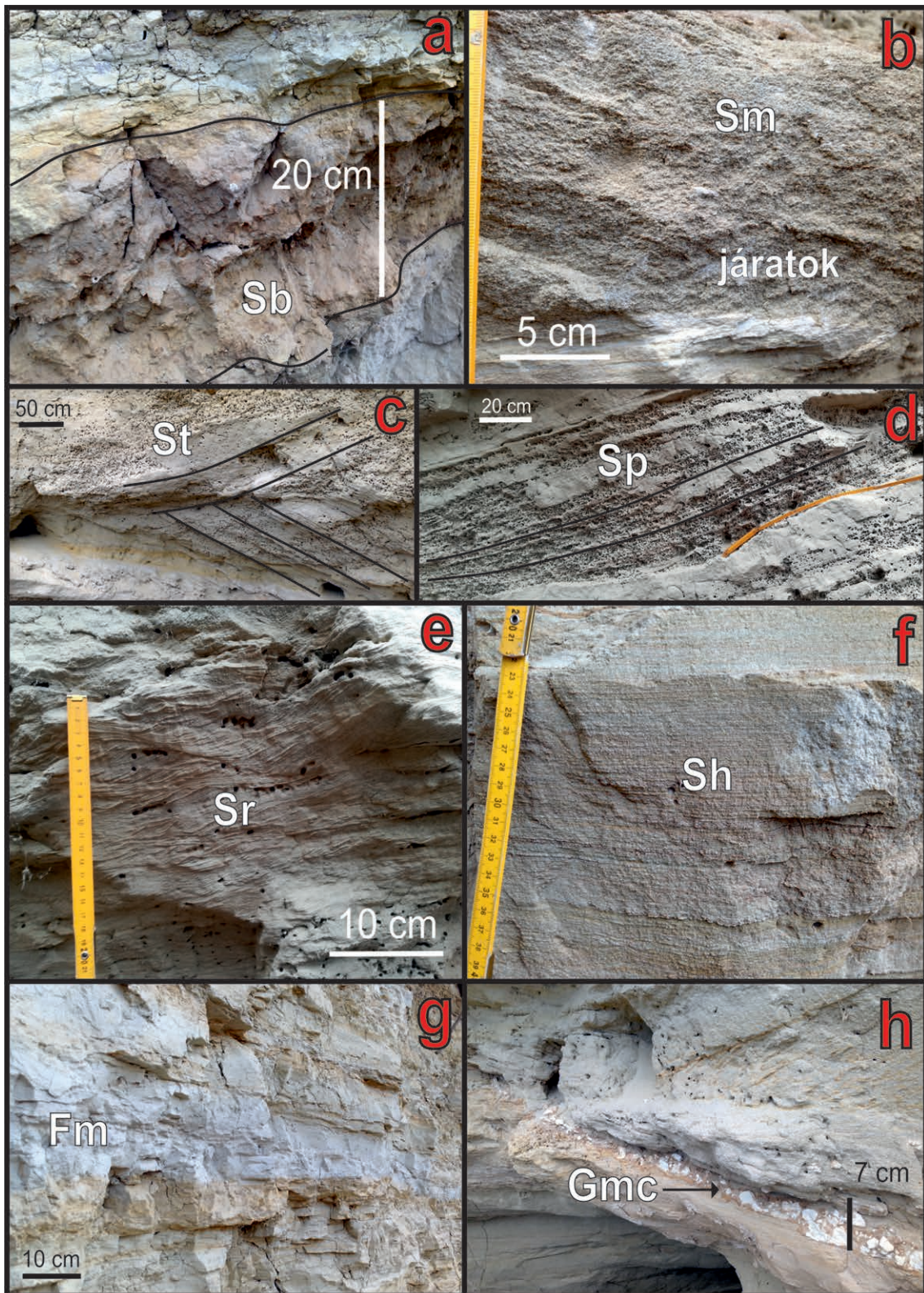
Ebbe a fáciesegyüttesbe tartozik a vályúsan kereszttrétegzett homok (St), a táblás kereszttrétegzésű homok (Sp) és az agyagkavics konglomerátum (Gmc), ami minden esetben az egység alját kijelölő eróziós felszínre vagy apróbb kavicsok esetén köteghatárra települ. Az agyagkavics konglomerátumok leginkább mederpáncélként fordulnak elő. A partoldal vagy ártér erózióját követően, rövid szállítás után a mederben, a sodorvonal környékén halmozódnak fel. A kereszttrétegzett fáciesegységek sorrendje nem állandó, a vályúsan kereszttrétegzett homok (St) vastagsága elérheti az 5 m-t, míg a táblás kereszttrétegzésű homok 0,5–1 m vastagságban fordul elő. A kereszttrétegzések egyirányú, csendesen áramló vizet jeleznek, amelyben a homokdűnék vándorlásával alakultak ki a táblás (Sp) és a vályús (St) kereszttrétegzésű formák. A vízmélység a kisebb kötegek esetében

legalább kb. 0,7 m volt, a nagyobbaknál pedig meghaladhatja az 5 m-t. Több feltárásban is megfigyelhető 4–5 m vastag, felfelé finomodó szemcseméretű és csökkenő kötegvastagságú kereszttrétegzett sorozat, amely egyre sekélyebb vízből ülepedett. Így annak ellenére, hogy sem a talpi eróziós felülete, sem az az üledék, amelybe bevágódott, nincsen feltárva, mederkitöltő üledékként értelmezhetjük. Mind a kötegvastagságokból, mind a mederkitöltések vastagsága alapján azt valószínűsíthetjük, hogy ezek a deltasíkságon elhelyezkedő, mélyebb medrek a deltafronttól távolabb helyezkedhettek el (cf. OLARIU & BHATTACHARYA 2006).

### Deltaág-elvégződés (TDC)

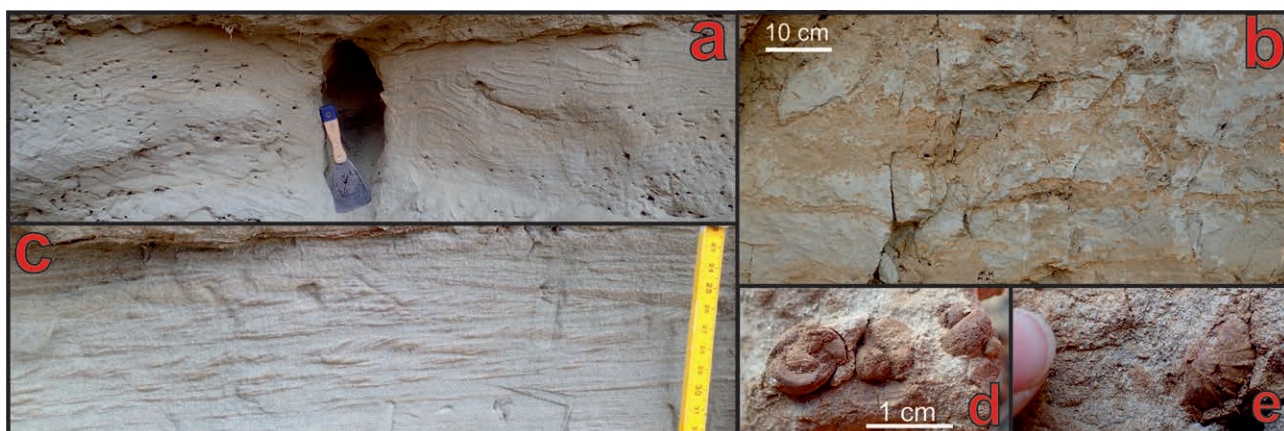
Ebbe a fáciesegyüttesbe tartoznak a kis reliefű eróziós felület felett települő szerkezetmentes (Sm), táblásan kereszttrétegzett (Sp), keresztlemezes (Sr) és síkmezes (Sh) homokrétégek. A felsorolt fáciesegységek mindegyike





**5. ábra.** A feltárásokban előforduló fáciesegységek, üledékszerkezetek és ősmaradványok. a) Molluszkás, középszemcsés homok. b) Szerkezetmentes, középszemcsés homok 4–5 cm hosszú, vertikális járatokkal. c) Vályúsán keresztstratifikált homok, fekete vonallal jelölve a köteghatárok. d) Táblás keresztstratifikált homok, fekete vonallal jelölve a köteghatárok. e) Keresztlemezes homok. f) Síklemezes homok. g) Kissé meszes agyag, finomszemcsés homokrétegekkel váltakozva. h) Agyagkavics konglomerátumszint a Z1-es feltárásban.

**Figure 5.** Facies units, sedimentary structures and fossils found in the outcrops. a) Medium-grained sand with molluscs. b) Structureless, medium-grained sand with 4–5 cm long vertical burrows. c) Trough cross-stratified sand, bedset boundaries are marked with black lines. d) Tabular cross-stratified sand, bedset boundaries are marked with black lines. e) Cross-laminated sand. f) Horizontal-laminated sand. g) Slightly calcareous clay, alternating with fine-grained sand layers. h) Clay clast conglomerate level in excavation Z1.



**6. ábra.** A feltárásokban észlelt különleges üledékszerkezetek, ősmaradványok. a) Vízkiszökéses deformációs szerkezetek a Z1-es feltárásban. b) Agyag és finomszemcsés homok váltakozása, 2–3 cm-es vertikális járatokkal. c.) Kúszó keresztlemezesség a mozgói feltárásból. d, e) *Viviparus*- és *Lymnocardium*-köbelek a Z2-es feltárásból

**Figure 6.** Special sedimentary structures and fossils discovered in the excavations. a) Water escape deformation structures in excavation Z1. b) Alternation of clay and fine-grained sand, with 2–3 cm vertical burrows. c.) Climbing-ripple cross lamination from the Mozgó excavation. d, e) *Viviparus* and *Lymnocardium* casts from excavation Z2

megjelenik másik fáciesegyüttesben is, azonban ezek felfelé finomodó trendje és a fáciesek sorrendje egyértelműen definiálja ezt a fáciesegyüttest. Az eróziós talp felett túlnyomórészt 0,5–1 m vastagságú, 0,1–0,2 m-es kötegekben megjelenő, táblásan kereszttrétegzett (Sp) homok települ. Ezekre következnek a keresztlemezes (Sr) és síklemezes (Sh) homokrétegek, valamint a 0,1–0,5 m vastag szerkezetmentes (Sm) homokok, melyek a kissé mélyebb vízben aktívabb bioturbáció hatására alakulhattak ki. A táblásan kereszttrétegzett (Sp) homok kis vastagságú kötegei 1–2 m mély vízre utalnak, míg az együttes tetején a síklemezes (Sh) homokrétegek csupán néhány dm mély, sebesen mozgó vizet jeleznek.

A fáciesegyüttesbe tartozó eróziós felületek jóval kisebb reliefűek, mint a deltamedreknél látottak, valamint agyagkavics konglomerátum (Gmc) sem kíséri az eróziót. A táblás kereszttrétegzések (Sp) és keresztlemezes homokrétegek (Sr) alapvetően egyirányú áramlást jeleznek, amely a kötegvastagságok és az erózió mértékét figyelembe véve valószínűleg sekély, széles, szétterülő medrekben jött létre, melyeket deltaág-elvégződésként (terminal distributary channel) értelmezünk (7. ábra; cf. OLARIU & BHATTACHARYA 2006; MARTINI & SANDRELLI 2015). Egy folyó víz- és üledékhoza-

ma egy deltán a befogadó víztömeg felé közeledve egyre többfelé oszlik el, sekély, gyakran kevesebb, mint 2 m mély medreket kialakítva a delták vízhálózatának peremén, a befogadó állóvízhez legközelebb (OLARIU et al. 2005, OLARIU & BHATTACHARYA 2006, SCHOMACKER et al. 2010, MARTINI & SANDRELLI 2015). Kis vízhozamuk és vízmélységük miatt erodáló képességük is jóval kisebb, mint a delta nagyobb medreinek. Kis reliefű eróziós felszín hoznak létre, ami csak kevés esetben, kisebb mértékben vágódik be az agyagos fekébe, így jóval ritkább az agyagkavicsos (Gmc) mederpáncél is. Ugyanakkor ezen a területen már érezhető hatását a tó vagy tenger hullámverése, ami a partközelen a hullámtörést kísérő kifutóvíz övét jelenti, ahol a síklemezes (Sh) homok a tipikus üledék.

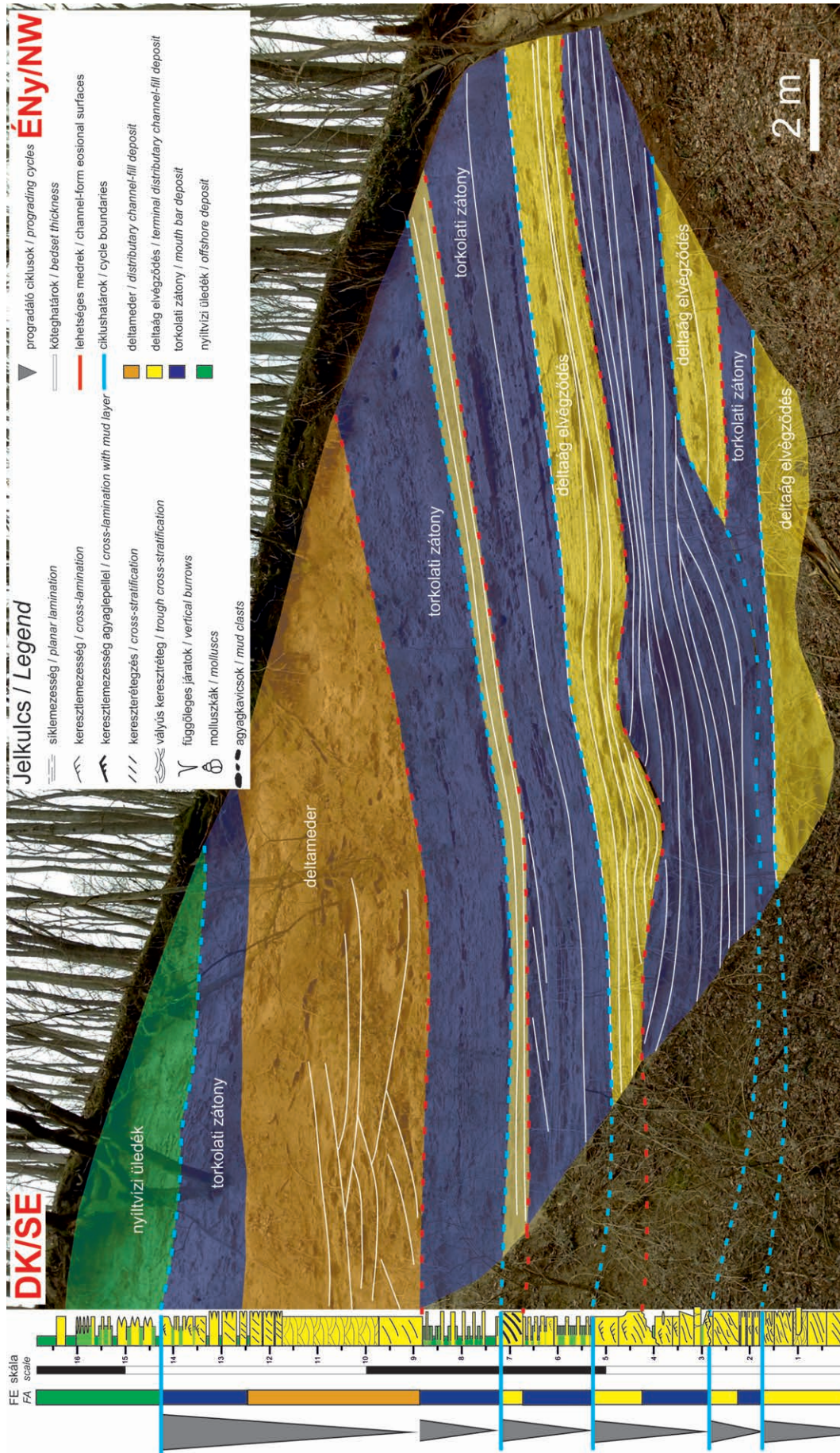
#### Torkolati zátony (MB)

Ebbe a fáciesegyüttesbe tartozik a vékony agyag–aleurit (Fm) réteg, továbbá a keresztlemezes homok (Sr), a szerkezetmentes homok (Sm), a táblás kereszttrétegzésű homok (Sp), valamint a síklemezes homok (Sh) együttese. A fáciesegyüttesbe tartozó üledékes testek fekü-fedőtől eltérő dőlése is figyelemre méltó: a mozgói feltárás 1–4 és 5–9 métere között kb. 20 fokban dőlő, 10 m hosszúságban elnyúlóan fer-

**II. táblázat.** Az elkülönített fáciesegyüttesek összefoglaló táblázata

**Table II.** Summary table of recognized facies associations

Fáciesegyüttes	Leírás	Fáciések	Környezeti értelmezés
CH	kereszttrétegzett homokrétegek, agyagkavics konglomerátum	St, Sp, Gmc	mederkitöltés
TDC	szerkezetmentes, kereszttrétegzett, keresztlemezes, síklemezes homokrétegek	Sm, Sp, Sr, Sh	deltaág-elvégződés
MB	szerkezetmentes, kereszttrétegzett, keresztlemezes, síklemezes homokrétegek, aleurit- és agyag-közbetelepüléssel	Sm, Sp, Sr, Sh, Fm	torkolati zátony
FF	bioturbált, molluszkás homok- és agyagrétegek	Sb, Fm	nyílt víz



7. ábra. A mozsói rétegsor környezeti értelmezése. FE a fáciesegyütteseket jelöli  
 Figure 7. Schematic drawing of sedimentary units observed in Mozság. FA means facies associations

dén épülő rétegekből áll (7. ábra). A fáciesegyüttes bizonyos részein az agyag aleurittal és finomszemcsés homokkal váltakozik. Ezek ülepedésekor állóvízes és átmozgatott időszakok váltogatták egymást. Az áramlásmentes időszakokban ülepedhetett le az agyag és az aleurit, mely folyamat esetünkben a tó hullámbázisnál mélyebb vízben történhetett. A csendes áramlású víz pedig létrehozta a keresztlemezes (Sr) betelepüléseket, melyek helyenként kúszó keresztlemezes homokkal váltakoznak (6. ábra). Ezt a felhalmozódó üledékmennyiség fluktuációja okozhatta, ami a rendszert tápláló folyó áradásaival magyarázható. A síkmezes homok (Sh) a ciklusok tetején gyakori, bár felette többször előfordul keresztlemezes (Sr) homok is, ami arra utal, hogy sebes áramlási tartományból csendesre váltott az üledéket szállító közeg. Ez viharok vagy nagyobb árvizek elcsitulásakor jellemző.

A fáciesegyüttesbe tartozó üledékek változatos, összességében felfelé durvuló szemcsemérete arra enged következtetni, hogy az üledékképződés olyan helyen zajlott, ahol a vízhozam, üledékhozam, a vízmozgás erőssége és típusa rövid időn belül váltakozott, de egy kőzettest fokozatos előreépülése és a vízmélység ezzel járó csökkenése mellett. Utóbbit a megfigyelt üledékszerkezetek gyakorisága is alátámasztja. Ilyen feltételek egy torkolati zátony épülésekor adódnak. A torkolati zátony a folyók medrénél mélyebb állóvízbe – tavakba, tengerekbe, tározókba – lépésénél képződik, és arra kényszeríti a tápláló vízfolyást, hogy elágazzon (cf. BHATTACHARYA & TYE 2004). A kis vízhozamú deltaág-elvegződések torkolatainál is gyakran épülnek ki torkolati zátonyok. Az agyag (Fm) a torkolati zátony előterében keletkezhetett, ahol a lebegtetett hordalék nyugodt környezetben le tudott ülepedni. Mivel az édesvíz csökkentsós vízbe érkezett, a viszonylag kis sűrűségkontraszt miatt az agyag nem jutott messzire ellentétben a tengeri rendszerekkel (cf. BATES 1953). A zátony progradációja során az előterében leülepedett agyagra fokozatosan egyre durvább szemcseméretű üledék érkezett, kialakítva a felfelé durvuló tendenciát. A keresztlemezes homok (Sr) rétegek és az azokhoz kapcsolódó aleuritlemezes és -rétegek a zátony alsó részén keletkezhetek a kereszttrétegzett formák (Sp) mellső lemezeire épülve. Ugyancsak a torkolati zátonyok tetején a hullámtörésnek, kifutó hullámnak kitett helyzetet jelzi a síkmezes homok (Sh), ami sebes áramlás mellett kis vízmélységre utal (cf. YPEREN et al. 2020). A szerkezetmentes homok (Sm) valószínűleg a torkolati zátony kevésbé átmozgatott, már nem aktív részén alakult ki, ahol adódnak voltak a bioturbációnak kedvező feltételek. A táblás kereszttrétegzésű homokkötegek (Sp) a torkolati zátonyok tetején, deltaág-elvegződésekkel összefogazódva keletkeztek, a folyásirányt és a torkolati zátony épülésének irányát jelezve.

A torkolati zátonyra a progradálás következményeként más analóg példák alapján is (OLARIU & BHATTACHARYA 2006, SCHOMACKER et al. 2010) alulról felfelé az alábbi szerkezetek jellemzőek: síkmezes és szerkezetmentes finomszemcsés homok, aleurit, keresztlemezes, vályús kereszttrétegzés, táblás kereszttrétegzés, valamint a szerves anyagban dús agyagok és agyagklastok jelenléte. A felsorolt

szerkezetek az agyag-aleurit fáciesek és a síkmezes homok kivételével deltaág-elvegződés keletkezése során is leülepedhetek, azonban míg a deltaág-elvegződések felfelé finomodó rétegsorokat alkotnak, addig a torkolati zátonyok üledékei felfelé durvuló, növekvő rétegvastagságú sorozatokat hoznak létre (OLARIU & BHATTACHARYA 2006, SCHOMACKER et al. 2010, MARTINI & SANDRELLI 2014). A másik fontos elkülönítő tulajdonságuk a kőzettestek alakja. Míg a deltaág-elvegződések homorú aljú, lapos tetejű formák, addig a torkolati zátonyok domború alakjuk miatt gyakran képeznek kicsiny kliniformokat, zátonygyarapodási felszíneket, melyek rétegei lelapolódnak az alatta található felületre (SCHOMACKER et al. 2010, MARTINI & SANDRELLI 2014), ahogy azt a mozgói feltárásban is észlelhetjük (7. ábra).

### Nyílt vízi üledék (FF)

Ezt a fáciesegyüttest a vékonyréteges vagy szerkezetmentes agyag-aleurit (Fm) és a molluszkás homok (Sb) alkotja. Az agyag-aleurit (Fm) szakaszokba 5–15 cm vastag finomszemcsés homokrétegeket vagy 0,5–1,5 m széles lencséseket láthatunk. Általánosan jellemző, hogy a molluszkás, középszemcsés homok (Sb) kb. 0,25 m vastag, jól követhető betelepülésként jelenik meg az agyagrétegek (Fm) között (5. ábra, a).

A fáciesegyüttesbe tartozó képződmények kb. 2–3 m vastagságban észlelhetők mindhárom feltárásban. Az FF fáciesegyüttesbe sorolt összlet alapvetően nyugodt, vízmozgással csak időszakosan megszakított területen, a torkolattól távolabb képződött. A feltárásokban megfigyelt, szembeutó litológiai váltás arra utalhat, hogy hirtelen következett be egy elöntési esemény, amely miatt a vízmélység és parttávolság megnőtt, így a pélites üledék le tudott ülepedni. A homokszemcse méretű üledékek kisebb-nagyobb viharok, illetve árvizek idején tudtak bekerülni a kissé mélyebb, nyílt vízbe.

A molluszkák – *Viviparusok* és *Lymnocardiumok* – mindhárom feltárásban az elöntést követő üledékekben jelennek meg. A *Viviparusok* az édesvízi környezetet kedvelik, míg a *Lymnocardiumok* inkább a delta front – prodelta brakk vízi környezeteire jellemzőek. Együttes előfordulásuk ezek alapján valószínűleg üledékszállítás és keveredés eredménye, amit a kizárólag homokban való előfordulás is alátámaszt. Így lehetséges, hogy a viharok során fellépő parterózió, és/vagy a kimélyüléssel járó víz alatti erózió miatt megnövekedett üledékmennyiséggel érkezhettek be a delta előterébe hasonlóan más, kevert puhatestű maradványokat tartalmazó tavi rétegekhez (cf. MAGYAR 2010, SZTANÓ et al. 2013b, KATONA et al. 2015, MAGYAR et al. 2019).

## Diszkusszió

### Képződési környezet

A terepi megfigyelések és a fácieselemzés alapján rekonstruálható a terület ökoszisztémája és annak fejlődéstörténete. Mindhárom vizsgált feltárás rétegsora két részre bontható: egy legalább 7–14 m vastag, uralkodóan homokos, és

az azt fedő, kb. 2–3 m vastagságban észlelt agyagos összletre. A megfigyelt homoktestek kisebb-nagyobb deltamederkitöltések és torkolati zátonyok üledékei, melyek a Pannontó partjának épülését, míg a fedő pélites sorozat a part hátrahúzóását, a terület elöntését jelzik.

A vizsgált területen két mederméret különíthető el. A deltamedrek mérete nem a tápláló folyó méreteitől, sokkal inkább a deltavízhalózati típusától és azon belül elfoglalt helyzetüktől függ. Ráadásul a méretbeli különbségek minden delta esetben egyediek, így a különböző méretű medreket az adott deltán belül kell összehasonlítani (BHATTACHARYA 2006). A kisebb méretű medrek deltaág-elvégződések, amelyek szorosan összekapcsolódnak a torkolati zátonyokkal, így a két fáciesegyüttes sok esetben együttesen jelenik meg (OLARIU et al. 2005, OLARIU & BHATTACHARYA 2006, SCHOMACKER et al. 2010, MARTINI & SANDRELLI 2015). A deltaág-elvégződések talpán csupán kis reliefű eróziós felületek találhatók, amelyek a deltasíkság és a deltafront üledékeibe vágódhatnak. Ezeknek az eróziós felületeknek közös vonása, hogy nem található felettük agyagkavics konglomerátum (Gmc) szint, ami a nagyobb méretű mederbevágódásoknál gyakori (MARTINI & SANDRELLI 2015). A deltaág-elvégződések medreinek feltöltődését befolyásolja az ezekhez szorosan kapcsolódó torkolati zátony épülése és vándorlása is. Az ilyen sekély, agyagkavicsmentes, felfelé finomodó kitöltésű medreket és az azokhoz kapcsolódó torkolati zátonyok üledékeit láthatjuk Mozsgón, melyek 4 db, 1–6,5 m vastag felfelé durvuló, valamint 2 csonka ciklust alkotnak (7. ábra).

A torkolati zátonyok geometriáját és az üledék eloszlását több tényező is befolyásolja. Ilyenek pl. a folyami áramlási viszonyok, a folyóvíz és a befogadó víztest közötti sűrűségkontraszt, a vízmélység, a medencealjzat morfológiája, az árapály-tevékenység, valamint a hullámzás (WRIGHT 1977, EDMONDS & SLINGERLAND, 2007). Tavi környezetben azonban a vízszintváltozás és az üledékbeszállítás az a tényező, amely leginkább befolyásolja a torkolati zátonyok kialakulását, ahogy azt az analóg példaként használható utahi eocén Uinta-medence sekélytavi üledékei is bizonyítják (SCHOMACKER et al. 2010). Ezeknek a deltaág-elvégződéseknek és a hozzájuk kapcsolódó torkolati zátonyoknak az ülepedési módját a tó ritmikus vízszintváltozásai, az üledékbehordás mértékének váltakozása, valamint a tó kis mélysége (a medence központi részén több mint 30 m) is befolyásolhatta. A befolyásoló tényezők hasonlóak lehetnek a dél-zselici területen is, ahol a közeli Mecsek kiemelt helyzete miatt viszonylag sekély volt a Pannontó, valamint kisebb-nagyobb klimatikus eredetű vízszintváltozási események itt is bizonyítottan jelen voltak (SZTANÓ & MAGYAR 2007; SZTANÓ et al. 2013a, 2015; GONG et al. 2019). Így valószínű, hogy a Zselic déli részén is adottak voltak a feltételek az Uinta-deltakéhoz hasonló deltaág-elvégződések és torkolati zátonyok kialakulásához.

A torkolati zátonyoknál leírt keresztlemez homok (Sr) képződésének egyik lehetséges környezete a torkolati zátonyok mögötti, deltaágak közt elterülő öblök területe is lehetne, hiszen a mozsgói feltárásban megfigyelhető szimetri-

kus keresztlemezesség bármely sekély, hullámbázis feletti területen kialakulhatott. Azonban a szerves anyagban dús (szenes agyagos, lignites) üledékek hiánya nem teszi valószínűvé, hogy deltaágak közti öblökben történt az üledékfelhalmozódás.

A zselici feltárásokban nagyobb medreket is azonosítottunk. Ilyen a Z1-es feltárásban található, több mint 5 méteres összvastagságú, vályús kereszttrétegzésű (St) homokos összlet, melynek talpi eróziós felületén 5–8 cm átmérőjű agyagkavicsok (Gmc) ülnek. Almáskeresztúron is egy legalább 2–3 m vastag, felfelé finomodó és csökkenő kötegvastagságú kereszttrétegzett sorozat figyelhető meg egy talpi eróziós felület felett, amelyet deltamederként értelmezhetünk. A mederkitöltések vastagsága és a kereszttrétegzés kötegvastagságai alapján ezek a medrek legalább 5–6 méter mélyek – a mozsgói deltaág-elvégződéseknél kialakult legfeljebb 1–2 méter mély medreknél jóval mélyebbek – lehetnek. Ennek alapján valószínűleg a deltafronttól távolabb, a deltasíkságon helyezkedhettek el (cf. OLARIU & BHATTACHARYA 2006). A mozsgói feltárásban megfigyelhető, kb. 3,5 méternyi (7. ábra, a szelvény 9–12,5 métere) vályús (St) és táblás kereszttrétegzésű (Sp) homok valószínűleg szintén egy nagyobb deltameder üledéke lehetett, mivel kötegvastagságuk alapján legalább 2,5–3 méter mély vízben keletkezettek.

A homokos deltameder-üledékek fedőjében mindhárom feltárásban uralkodóan nyílt vízben lerakódott agyagos üledékek települnek. A feltárások legfiatalabb, agyagos szakaszait összevetve sok hasonlóságot figyelhetünk meg: a legfontosabb ezek közül a molluszkás homok (Sb) betelepülése, ami minden feltárásban megjelenik, és a pélites szakasz viszonylag nagy vastagsága. Ez arra utalhat, hogy mindegyik helyen egyformán jelentkezett egy nagyobb, hosszabb időre parttávoli helyzetet teremtő elöntés. A zöcsketelpei és almáskeresztúri rétegsorokban éles határt látunk a homokos és agyagos összlet között, míg Mozsgón vékony homok- és aleuritrétegek váltakozása ad fokozatos átmenetet (7. ábra). Mindhárom helyen kb. 1,1–1,3 méterrel a határ felett megjelenik a molluszkaköbeletet tartalmazó homokréteg (Sb), ami azért figyelemreméltó, mert más rétegekben nem találtunk ősmaradványokat. A látottak alapján a deltasíkság szintjét jelző medreket viszonylag gyorsan és tartósan borította el a nyílt víz, hátrahúzóval ezzel a tó partvonalát, hasonlóan a Pannontóból máshonnan, illetve a környékről leírt vízszintemelkedési eseményekhez (cf. SZTANÓ et al. 2013b, 2015). A deltasíkság egy nagyon lapos, a vízszintnél alig magasabb terület, így a vízszint pár méteres emelkedése során is sok 10 km-t hátrál a partvonal. A lapos térszín és az egyensúlyi partprofil eltolódása miatt a hullámzás erodáló hatása (*wave ravinement*) jobban tud érvényesülni, nagy területen formálja át az aljzatot, kialakítva a friss eróziós elöntési felületet, amelyen gyakran felhalmozódik a transzgresszív talpi hordalék (POSAMENTIER & ALLEN 1999, CATTANEO & STEEL 2003, CATUNEANU 2006, ZECCHIN & CATUNEANU 2013, ZECCHIN et al. 2019). A vízszint további emelkedésével vagy stagnálásával a terület a hullámbázis alá kerülhetett, ahol nyugodt körülmények között tudott leülepedni az agyagos, aleuritos üledék. A lencsékben és vé-

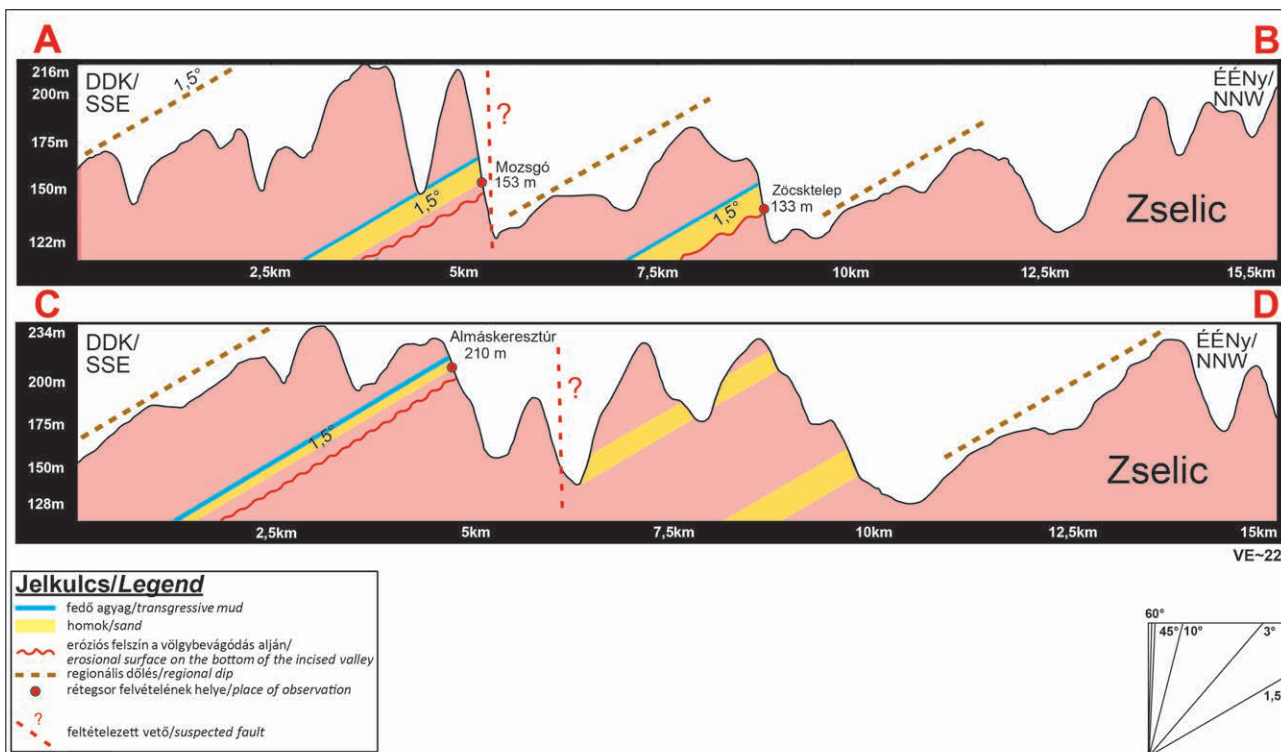
kony rétegekben megjelenő finomszemcsés homok a távolba átkerült folyók áradása, valamint viharok következtében kerülhetett a hullámbázis alatti aljzatra. A vastag, *Viviparus*- és *Lymnocardium*-köbeleket tartalmazó homokrég szintén árvízi események, viharok hatására vagy a transzgresszív talpi hordalék elterülésével halmozódhatott át, így kerülhettek a különböző környezeti igényű puhatestűek vázai egymás mellé (MAGYAR 2010).

### Közzettestek lehetséges korrelációja

A három vizsgált rétegsor hasonló felépítésű, azonos környezetben képződött: a homokos kitöltésű deltamedrekre agyagos, jellegzetes, ősmaradványtartalmú fedő következik. A fejlődéstörténeti értelmezés egyik kérdése, hogy vajon a rétegsorok egykorúak-e, ahogy azt a fentiek sugallják. Ennek eldöntésére szerkesztettünk egy Mozsgó–Zöcsketelep, valamint egy Almáskeresztúr–Almamellék nyomvonalú topográfiai szelvényt (8. ábra), hogy a dőlésviszonyok ismeretében a három feltárást, az azokban észlelt homoktestek és nyílt vízi üledékek egymáshoz viszonyított rétegtani helyzetét megadhatassuk. A Mozsgó környékén készült fúrás-korreláció alapján a pannóniai képződmények becsült regionális dőlése  $2,5\text{--}3^\circ$ , a dőlésirány DK-i (SZTANÓ et al. 2015). A dombok fokozatosan lejtnek DK felé, míg az ÉNy-i, patak völgyet követő oldaluk ehhez képest meredek, ezeken helyezkednek el a feltárások. A DDK-i domboldalak lejtése közel egyezhet a dőlésiránnyal, meredekségük csu-

pán  $1,5^\circ$ , ami valószínűleg a helyi dőlést jobban jellemzi vagy attól kicsit eltérő. A morfotektonikai helyzetből arra következtethetünk, hogy a meredek ÉNy-i leszakadások a litológiai változékonyságot tükröző rétegfejek, a jelenkori erózió és/vagy vetők összjátékaként jöhetnek létre. Mozsgó és Almáskeresztúr közel csapásirányban helyezkedik el egymáshoz képest, azaz feltehetőleg közel egykorú üledékek tárulnak fel. Ha nem számolunk vetőkkel, akkor a zöcsketelepi feltárás lényegesen idősebb, mintegy 70–80 méterrel mélyebben lévő rétegtani szintet képvisel. Ha azonban a rétegsorok hasonlóságát számításba vesszük, azaz egykorúnak tekintjük mindhárom feltárást, akkor az vető jelenlétére utal. Sajnos terepi adatok nem állnak rendelkezésre ennek eldöntésére, de ekkora elvetés és annak kinematikája amúgy is leginkább csak szeizmikus adatokkal lenne igazolható.

Hasonló korú, kb. 8 millió éves normálvetőket azonosítottak a Tapolcai-medence környékén (FODOR et al. 2021), míg a balatoni területről ismerünk 8 millió évesnél fiatalabb normálvetőket és eltolódásokat, melyeket neotektonikus eredetűnek értelmezett VISNOVITZ et al. (2021). A közeli somogyi területeken csak idősebb, középső miocén normálvetőket írtak le (TÖRÖ et al. 2012). Ugyanakkor az sem egyedülálló, hogy a pannóniai korú üledékek esetében pliocén-kvarter extenziós tektonikai hatások észlelhetők (VISNOVITZ et al. 2021, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2007). A dél-nyugat-dunántúli területen a késő miocén – pliocén során leginkább kompressziós szerkezetalakulás történhetett (HORVÁTH & CLOETINGH 1996; FODOR et al. 1999, 2005a, b;



8. ábra. Az 1. ábrán jelzett nyomvonalak domborzati profiljai. A dőlésértékeket SZTANÓ et al. (2015) által a területen készült fúrás-korrelációból számolt regionális posztpannóniai dőlés alapján határoztuk meg

Figure 8. Terrain profiles of the sections indicated in Figure 1. The dip values were calculated by SZTANÓ et al. (2015). They were determined based on the regional post-Pannonian dip derived from the drilling correlation made in the area

BADA et al. 2001, 2007; KONRÁD & SEBE 2010; KOROKNAI et al. 2020), ami inkább fel- és eltolódások, nem pedig normálvetők kialakulásával járt, gyakran idősebb szerkezeti elemek reaktivációjával. Nagyobb aljzati vető a vizsgált területen is keresztülhúzódik (HAAS et al. 2010), amely esetleg új-jáéledhetett a pannóniai üledékképződés után. A részletesebb szerkezeti adatok hiánya ellenére a továbbiakban a terület fejlődéstörténeti modelljében mindhárom rétegsor egykorúságával számoltunk.

### Szállítási irányok

A szállítási irányok értelmezéséhez fontos tisztázni, hogy az üledékképződés közben a Mecsek és környezete kiemelt helyzetben lehetett, amit KLEB (1973); SEBE et al. (2013); SZTANÓ et al. (2015) és KOVÁCS (2019) is említ. A Pannon-tó selflejtője a dél-zselici területen 8–6,8 millió éve haladt át (MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2015, BUDAI et al. 2019) egy <100 m vízmélységbe épülő „átmeneti lejtővel” (SZTANÓ et al. 2015), melynek nyomait a kutatási területhez közel található szulimáni feltárásban figyelhetjük meg. Egészen biztos, hogy a Mecsek – mint magaslat – nemcsak az átmeneti lejtők méretét, hanem a selfperem épülésének menetét és irányát is befolyásolta, amely ezen a területen alapvetően ÉÉNy felől DDK felé volt (UHRIN 2011, MAGYAR et al. 2013). A lejtőépüléssel a lejtőket tápláló deltaüledékek felbukkanására is számíthatunk a szulimáni feltárás közelében, ahogy ezt a terület földtani térképe is jelzi (1. ábra). A Zöcsketelepen és Mozsogón mért szállítási irány DK-i, illetve DDK-i volt, ami megegyezik a közelben meghatározott selfépülési irányokkal. Almáskeresztúron ezzel ellentétben az üledékszállítás iránya NyDNy-i. Ilyen összetartó szállítási irányok nem jellemzőek egy épülő delta síkságára, valami más magyarázat szükséges az összetartó mintázatra.

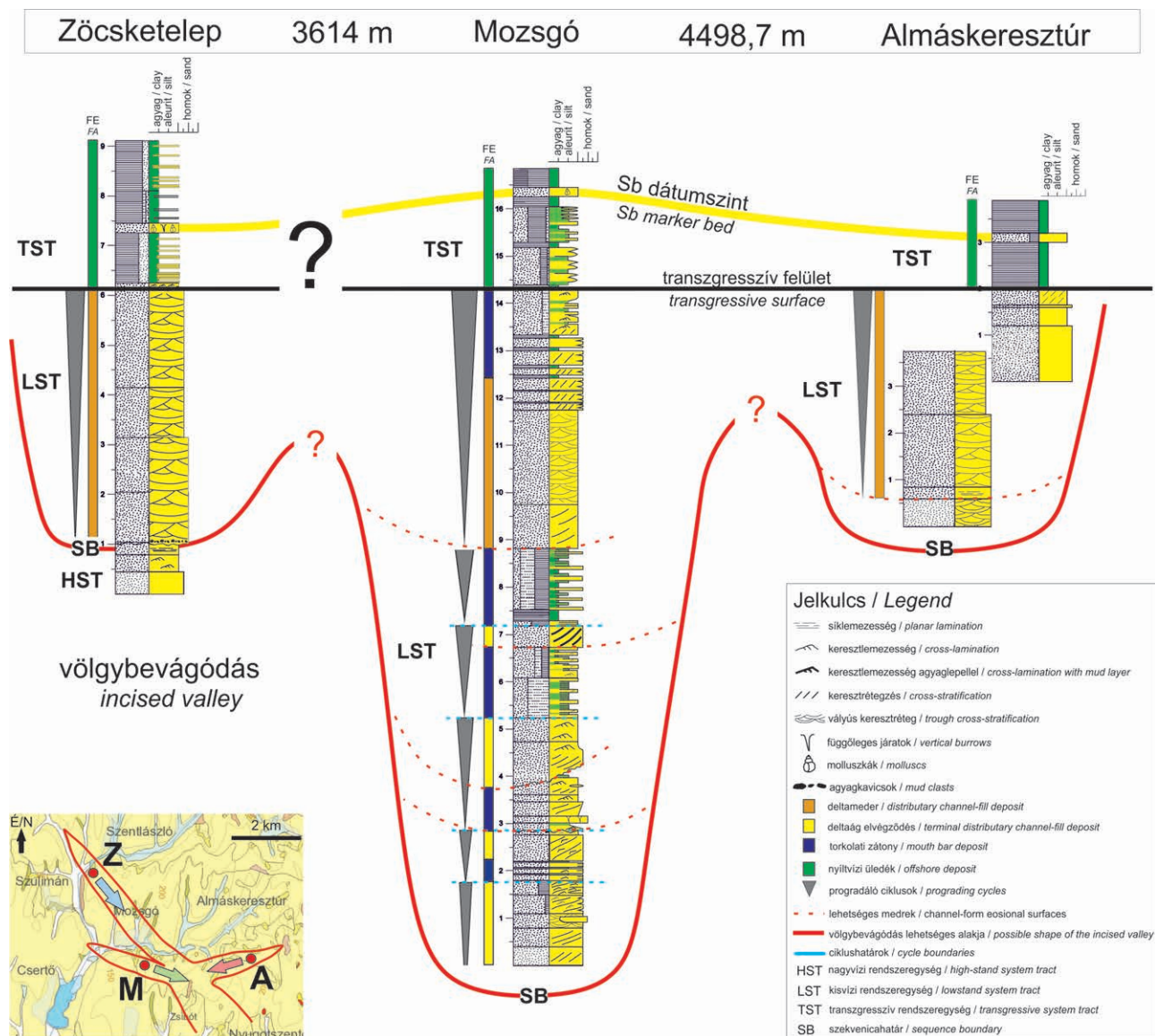
### Normál regressziós torkolat vagy erőltetett regressziós völgykitöltés?

Egy delta épülése végbemehet normál regressziós körülmények közt, azaz emelkedő vagy stagnáló vízszint mellett, vagy erőltetett regressziókor, azaz vízszintesítéshez kapcsolódóan. Érdemes ennek lehetőségét is megvizsgálni, mert nemcsak a különböző helyzetű deltamedrek megkülönböztetése okozhat problémát, hanem a deltasíkságba vágódó völgykitöltéseké is. Egy esetleges vízszintesítés során a deltasíkságon található folyók pedig a nyílt víz felé igyekezve bevágódnak a szárazra került felszínbe (POSAMENTIER et al. 1992). Az így létrejött völgyekben kezdetben nem zajlik üledékfelhalmozódás, a bennük lévő folyó a korábbi nyílt vízig kitöltött partra szállítja az üledéket (VAN WAGONER et al. 1990). Általánosságban a völgybevágódások több 100 méter – több km szélesek, valamint akár 30–40 m mélyek is lehetnek (cf. BOWEN & WEIMER 2003, BHATTACHARYA & TYE 2004, BHATTACHARYA 2006, ALQAHTANI et al. 2015). Fontos különbség a deltamedrek és a völgybevágódás között a szé-

lességen és mélységen kívül az erózió helye is (cf. TYE & COLEMAN 1989, BHATTACHARYA & TYE 2004, BOWEN & WEIMER 2004). A deltamedrek és a deltaág-elvégződések a deltasíkság és a deltafront üledékeivel váltakozva jelennek meg, de lényegesen kisebb mélységűek, mint egy-egy lebbenypülési üledékciklus (paraszekvencia) vastagsága. Ezzel szemben az erózióbázis esésével kimélyülő völgybevágódások több üledékciklusnyi vastagságban, a fáciesövek jelentős eltolódása miatt akár nyílt vízi agyagokba is képesek bevágódni, így kitöltésük a feüképződésménytől jelentősen eltérhet (POSAMENTIER 2001, BHATTACHARYA 2006). A völgybevágódások másik fontos vonása, hogy az egyszerű deltamedrektől eltérően feltöltődésük összetett. Jellemzőjük, hogy a kisvízi időszak kisebb időtartamú és amplitudójú vízszintingadozásaira érzékenyen reagálnak, így ismétlődő bevágódások és feltöltődések sorozata tölti őket. Ennek során a bevágódás után kezdetben folyóvízi szállítás, majd főképp felfelé épülő folyóvízi üledékfelhalmozódás zajlik, végül deltaüledékek rakódnak le bennük.

A Mozsogón értelmezett deltaág-elvégződések és torkolati zátonyok kisebb bevágódás-feltöltődés ciklusainak ismétlődése egy összetett völgykitöltés jelenlétére utal (9. ábra). Ahogy a bevágódás után a vízszint emelkedett, a völgy fokozatosan töltődött fel, így nem zárható ki, hogy a Mozsogón észlelt deltaág-elvégződések és torkolati zátonyok a völgykitöltés végső szakaszában, de még a völgyön belül keletkezettek.

A feltárások legfiatalabb, agyagos szakaszaiban fellelhető hasonlóságok egy nagyobb, hosszabb időre parttávoli helyzetet teremtő kimélyülési esemény következtében alakulhattak ki. Amennyiben ezen rétegek korrelációja helytálló, úgy a deltaüledékek időbeliségét tekintve két lehetőség adódik. Ha a zöcsketelepi és almáskeresztúri deltamedrek a völgyön kívül helyezkednek el, akkor kissé idősebbek, keletkezésük a völgybevágódást megelőző nagyvízi rendszerhez tartozik. Ha ezek egykorúak a mozsogói rétegsor legfiatalabb medrével, úgy a dél-zselici területen egy olyan kiterjedt, összetett völgykitöltés képződhetett, melynek mindhárom rétegsor része lehetett (9. ábra). Ezt a lehetőséget támasztják alá a rétegsorokban mért összetartó szállítási irányok, ugyanis a völgybevágódások során nemcsak egy fő völgy keletkezik, hanem több, a fő völgy felé tartó kisebb mellékvölgy is. Utóbbiak szállítási iránya természetesen a fő völgy felé mutat. A Zselicben a bevágódott fő völgy iránya DK-i lehetett, míg mellékvölgyei DDK és NyDNy felé csatlakozhattak hozzá (10. ábra). A völgybevágódás méretére vonatkozóan ugyan nem áll rendelkezésünkre megbízható adat, de a Pannon-tóban más helyszíneken is rekonstruáltak völgykitöltéseket. A fonyódi magaspárt rétegsorában lévő, ciklikus felépítésű, deltasíksági sorozatokba kb. 20 méter mély és kb. 400 méter széles, kisebb medrekkel felépülő, többszintes mederkitöltésű völgybevágódás mélyült (NOVÁK 2006). A gerescei Disznóskúti- és Nyáraskavölgyben deltasíksági rétegsorok és két különböző méretű mederkitöltés jelenik meg, amelyek közül a kisebb medrek deltaág-elvégződés üledékei, míg a nagyobb szintén völgykitöltés lehetett (BARTHA 2015, MAGYAR et al. 2017). Bár a



9. ábra. A feltárások rétegsora a transzgresszív felülethez korrelálva, a szállítási irányok és a medrek/völgyek két lehetséges ősföldrajzi helyzete

Figure 9. Detailed sedimentary logs of excavations correlated to the transgressive surface, the transport directions and the two possible paleogeographical positions of the incised valleys

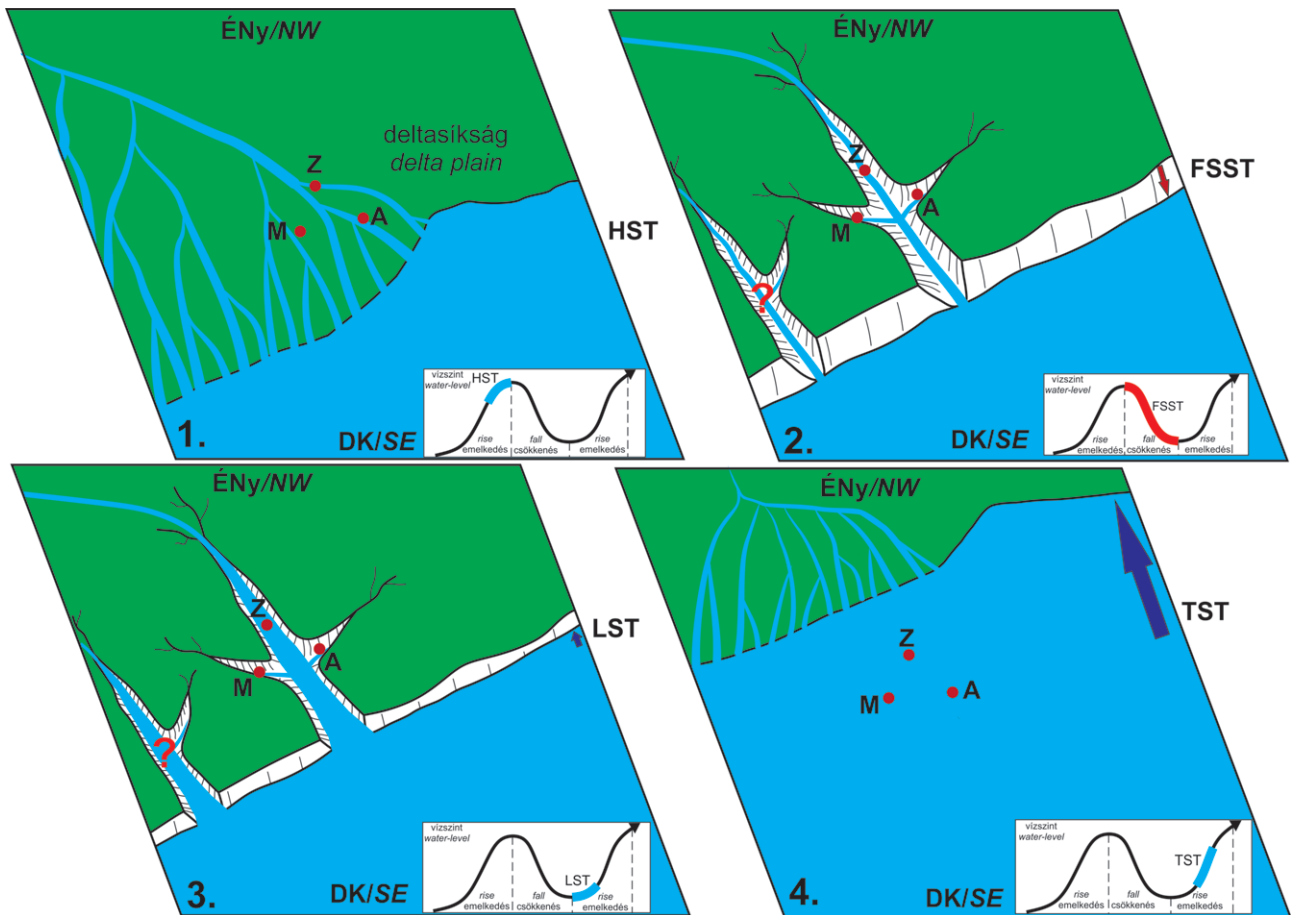
három helyszín kora kissé eltérő, nem lenne egyedülálló, hogy a dél-zselici területen is egy nagyobb völgybevágódás feltöltődése során keletkeztek a völgyön belül elhelyezkedő medrek és torkolati zátonyok. További analógiát szolgáltat RASMUSSEN (2014) munkája, ahol egy Dániából leírt, alsó miocén völgykitöltésben jelenik meg a kisebb medrek, azokhoz kapcsolódó zátonyok és felhagyott mederágak kombinációja.

#### Völgybevágódások szerepe a medencefejlődés történetében

A völgybevágódások kialakulása és feltöltődése szorosan összefügg a vízszintváltozásokkal (POSAMENTIER et al. 1988, WILLIS 1997), ezáltal szekvenciasztratigráfiai jelentőségük is nagy. A csökkenővízi szakaszban (FSST) a part

progradálását a vízszintesés okozza, ezért erőltetett regresszió zajlik (10. ábra, 2.), ekkor vágódnak be a völgyek (POSAMENTIER et al. 1992). A csökkenővízi szakasz végére az erózióbázis szintjének esése és a völgy mélyülése megáll, ez a szekvenciahatár (SB), mely a völgytalpon és a völgyképződéssel nem érintett, szárazulati területen jelölhető ki. A következő, kisvízi szakaszban (LST) a vízszint lassan elkezd emelkedni (10. ábra, 3.), a folyók nagy mennyiségű üledéket szállítanak a völgyön át, ami közben fokozatosan feltöltődik. Ez úgy történik, hogy a völgyön belül mederát-helyeződések és az egyre nagyobb frekvenciájú vízszintingadozások érvényesítik hatásukat. Eközben pedig a folyóvízi hatás és az egyre erősebben jelentkező elöntés miatt ismétlődő bevágódás-feltöltődés ciklusok zajlanak a deltator-kolati rétegsorokban, kialakítva a völgykitöltés összetett képét. A vízszintemelkedés üteme ezalatt fokozatosan nő,





**10. ábra.** A vizsgált terület fejlődéstörténeti modellje. A feltárások egymáshoz viszonyított elhelyezkedése piros pontokkal jelölve. Rövidítések: HST - nagyvízi rendszerezőség; FSST - csökkenővízi rendszerezőség; TST - transzgresszív rendszerezőség; LST - kisvízi rendszerezőség  
**Figure 10.** The development history model of the studied area. The relative position of the outcrops is marked with red dots.  
 Abbreviations: HST - highstand system tract; FSST - falling-stage systems tract; TST - transgressive systems tract; LST - lowstand systems tract

majd a következő, transzgresszív szakaszban (TST) az eddig szárazulaton levő, korábbi deltasíkság is víz alá kerül (10. ábra, 4.) annak kis lejtése miatt szinte pillanatszerűen.

A zselici völgyek bevágódását is folyamatos vízszintemelkedés követte, melynek következtében a völgy fokozatosan feltöltődött deltalebenyek, torkolati zátonyok, az azokat tápláló deltaág-elvégződések és más deltasíksági medrek üledékeivel. A feltöltődés után a vízszintemelkedés tovább folytatódott, ennek hatására jöhetett létre a 2–3 m vastag fedő agyagos összlet, ami jóval vastagabb, mint a rétegsorokban bárhol megfigyelhető agyagos szakaszok, ráadásul minden feltárásban ugyanúgy jelenik meg. Emiatt feltételezzük, hogy ez az előtérés egy nagyobb léptékű esemény lehetett a Pannon-tó életében. Ilyen vízszintemelkedési események nyomai ismertek a területen fúrású rétegsorokból (SZTANÓ et al. 2015), ám völgykitöltéseket eddig nem azonosítottak. Habár a jelenleg rendelkezésre álló adatokból nem bizonyítható, hogy ez a vízszintemelkedés egybeesik a kb. 7,2 millió éve bekövetkezett megnövekedett csapadékmennyiségű időszakokkal (MAGYAR 2010, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013a), valószínű, hogy ez az esemény volt hatással a vízszintre a dél-zselici területen is. Ennek bizonyítására a

későbbiekben mikropaleontológiai vizsgálatok elvégzésére lenne szükség.

Völgybevágódás létrejöttéhez a tapasztalatok szerint már 15–20 méteres vízszintingadozás is elegendő. Hasonló mértékű vízszintesés okozta a Utahban található, kréta korú Ferron-delta összetett völgykitöltéseit (LI et al. 2010, LI & BHATTACHARYA 2013, ULLAH et al. 2015, KIMMERLE & BHATTACHARYA 2018), továbbá a Fonyódon (NOVÁK 2006), illetve a gerecsei Disznóskúti- és Nyáraska-völgyben azonosított völgybevágódásokat is (BARTHA 2015, MAGYAR et al. 2017). Mind a Ferron-delta, mind a többi pannontavi példa sorába illeszkedik a dél-zselici területen feltételezett völgybevágódás is. A szeizmikus szelvényeken általában a felbontás miatt ugyan nem azonosíthatók a kisebb vízszintesések bizonyítékai és az erőltetett regresszióra utaló selfperemlépések, illetve a reflexiók kilapolódása (offlap) sem figyelhető meg (UHRIN & SZTANÓ 2012, SZTANÓ et al. 2013a, BALÁZS et al. 2018), mégis tudjuk, hogy a Pannon-tó történetében is gyakoriak lehetnek a kisebb, 30 métert nem meghaladó amplitúdójú vízszintesések, melyeket a fúrású rétegsorok (pl. Paks; MAGYAR et al. 2019), vagy a terepen észlelt völgykitöltések megyőzően bizonyítanak.

## Következtetések

A Mecsektől nyugatra eső dél-zselici terület pannóniai korú feltárásainak vizsgálata hozzájárul a Mecsek és a Dráva-medence közti átmeneti terület jobb megismeréséhez. Munkánk során eddig le nem írt feltárásokat dokumentáltunk azzal a céllal, hogy a fácieselemzés és szállítási irányok meghatározásával rekonstruálni tudjuk a késő miocén ősföldrajzi helyzetet.

Elkülönítettünk nyolc fáciesegységet, melyeket gyakori együttes vagy egymást követő előfordulásuk, valamint genetikai rokonságuk alapján négy fáciesegységbe soroltunk: mederkitöltés (CH), deltaág-elvégződés (TDC), torkolati zátony (MB) és nyílt vízi üledékek (FF).

Megállapítottuk, hogy három folyamat alakította az üledékek arculatát: a deltasíkság eltérő méretű medreiben és ezek torkolatán zajló üledékszállítás és lerakódás, valamint nyíltabb, hullámbázis alatti, nyugodt vízi üledékfelhalmozódás.

Az ökoszisztéma rekonstrukció arra mutat, hogy a feltárások rétegsora valószínűleg egy többszintű, összetett völgy feltöltődése során keletkezhetett. A völgybevégyődést egy 15–20 méteres vízszintes hozta létre, majd ezután fokozatosan töltődött torkolati zátonyok, deltaág-elvégződések és medrek üledékeivel. A völgykitöltő üledékekre mindegyik feltárásban agyagos egység települ, melynek alsó határa egy elöntési eseményt jelez.

A vizsgált feltárásokban két fő szállítási irányt állapítottunk meg. Az egyik DDK-i, amely a völgybevégyődés irányát mutatja, és megegyezik a Pannon-tó selfperemének a területen megállapított építési irányával. A másik NyDNy-i, amely egy mellékvölgy alárendeltsége miatt eltér a jellemző szállítási iránytól. A szállítási irányok összetartó jellege is bizonyítékkal szolgálhat a feltételezett völgybevégyődés meglétére.

A dél-zselici területen létrejött völgykitöltést összevetve a Pannon-tóból már ismert völgybevégyődésekkel valószínűsítjük, hogy ez is 15–20 méteres vízszintingadozási ciklusok hatására jöhetett létre, melyek jellemzőek lehettek a Pannon-tóra.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk FODOR Lászlónak hasznos szerkesztői tanácsaiért, valamint a két bírálónak, UHRIN Andrásnak és TÖRŐ Balásznak a mindenre kiterjedő, alapos és építő megjegyzéseikért, melyekkel egy világosabb, fókuszáltabb tanulmány született. Köszönjük továbbá MAGYAR Imrénének a terepen nyújtott segítségét, az ősmaradványok meghatározását, valamint a konzultációkat. A munka elkészülését a MOL és a Papp Simon Alapítvány támogatta. A tanulmány elkészülését az NKFI 116618 projekt tette lehetővé.

## Irodalom – References

- ALBERT G., GYARMATI P., KAISER M., KUTI L., LESS GY., PELIKÁN P., SCHAREK P., SÍKHEGYI F. 2009: Földtani térkép. — In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1: 200 000. Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 1–276.
- ALLEN, J. R. L. 1968: *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion.* — North Holland Publishing Co., Amsterdam, 433 p.
- ALLEN, J. R. L. 1982: Sedimentary structures: their character and physical basis. — *Development in Sedimentology* **30A**, 593.
- ALQAHTANI, F. A., JOHNSON, H. D., JACKSON, C. A. L. & SOM, M. R. B. 2015: Nature, origin and evolution of a Late Pleistocene incised valley fill, Sunda Shelf, Southeast Asia. — *Sedimentology* **62/4**, 1198–1232. <https://doi.org/10.1111/sed.12185>
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: Role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20/3**, 343–363. <https://doi.org/10.1029/2001TC900001>
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. — *Global and Planetary Change* **58/1–4**, 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.007>
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F., & CLOETINGH, S. A. P. L. 2016: The link between tectonics and sedimentation in backarc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35/6**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- BALÁZS, A., MAGYAR, I., MATENCO, L., SZTANÓ, O., TÓKÉS, L. & HORVÁTH, F. 2018: Morphology of a large paleo-lake: Analysis of compaction in the Miocene-Quaternary Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **171**, 134–147. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.10.012>
- BALÁZS, A., FACCEA, C., GERYA, T., UEDA, K., & FUNICIELLO, F. 2022: The dynamics of forearc–backarc basin subsidence numerical models and observations from Mediterranean subduction zones. — *Tectonics* **41/5**. <https://doi.org/10.1029/2021TC007078>
- BARTHA I. R. 2015: *Pannóniai delták a Gerecse északi előterében: üledékképződés, vízszintváltozások és szerkezeti események.* — MSc szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 64 p.
- BATES, C. C. 1953: Rational theory of delta formation. — *AAPG Bulletin* **37/9**, 2119–2162.
- BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. AAPG Memoir* **45**, 107–116.
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Process and depositional environments within Neogene deltaic–lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.

- BHATTACHARYA, J. P. 2006: Deltas. — In: POSAMENTIER, H. W. & WALKER, R. G. (eds): *Facies Models Revisited. (SEPM) Society for Sedimentary Geology. Special Publication 84*, 237–292. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0237>
- BHATTACHARYA, J. P. & TYE, R. S. 2004: Searching for modern Ferron analogs and application to subsurface interpretation. — In: CHIDSEY, T. C., ADAMS, R. D. & MORRIS, T. H. (eds): *The Fluvial-deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore-scale Outcrop Analog Studies and Application to Reservoir Modeling. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 50*, 39–57. <https://doi.org/10.1306/St50983>
- BRADLEY, R. W. & VENDITTI, J. G. 2019: Transport scaling of dune dimensions in shallow flows. — *Journal of Geophysical Research: Earth Surface 124/2*, 526–547. <https://doi.org/10.1029/2018JF004832>
- BRIDGE, J. S. & BEST, J. L. 1988: Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. — *Sedimentology 35/5*, 753–763. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb01249.x>
- BOWEN, D. W. & WEIMER, P. 2003: Regional sequence stratigraphic setting and reservoir geology of Morrow incised-valley sandstones (lower Pennsylvanian), eastern Colorado and western Kansas. — *AAPG Bulletin 87/5*, 781–815. <https://doi.org/10.1306/08010201131>
- BOWEN, D. W. & WEIMER, P. 2004: Reservoir geology of Nicholas and Liverpool Cemetery fields (lower Pennsylvanian), Stanton County, Kansas, and their significance to the regional interpretation of the Morrow Formation incised-valleyfill systems in eastern Colorado and western Kansas. — *AAPG Bulletin 88/1*, 47–70. <https://doi.org/10.1306/09100301132>
- BUDAI, S., SEBE, K., NAGY, G., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2019: Interplay of sediment supply and lake-level changes on the margin of an intrabasinal basement high in the Late Miocene Lake Pannon (Mecsek Mts., Hungary). — *International Journal of Earth Sciences 108/6*, 2001–2019. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01745-3>
- CATTANEO, A. & STEEL, R. J., 2003: Transgressive deposits: a review of their variability. — *Earth-Science Reviews 62/3–4*, 187–228. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00134-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00134-4)
- CATUNEANU, O. 2006: *Principles of sequence stratigraphy*. — Elsevier, Amsterdam, 386 p. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-19362-5>
- CHIKÁN G. & BUDAI T. 2005: *Magyarország földtani térképe, L-33-72 Szigetvár*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CISNEROS, J., BEST, J., VAN DIJK, T., ALMEIDA, R. P. D., AMSLER, M., BOLDT, J., FREITAS, B., GALEAZZI, C., HUIZINGA, R., IANNIRUBERTO, M., NITTRouer, J. A., OBERG, K., ORFEO, O., PARSONS, D., SZUPIANY, R., WANG, P. & ZHANG, Y. 2020: Dunes in the world's big rivers are characterized by low-angle lee-side slopes and a complex shape. — *Nature Geoscience 13/2*, 156–162. <https://doi.org/10.1038/s41562-020-0912-2>
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. 1989: *Sedimentary Structures*. — 2nd Edition, Chapman & Hall, London, 207 p.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics 357/1–4*, 81–102. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00363-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00363-3)
- EDMONDS, D. A. & SLINGERLAND, R. L. 2007: Mechanics of river mouth bar formation: implications for the morphodynamics of delta distributary networks. — *Journal of Geophysical Research 112*, F02034. <https://doi.org/10.1029/2006JF000574>
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156*, 295–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.15>
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., HORVÁTH, E., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TÍMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics 410*, 15–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.008>
- 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. — *MÁFI Alkalmi Kiadvány 204*, 35–44.
- FODOR, L., BALÁZS, A., CSILLAG, G., DUNKL, I., HÉJA, G., JELEN, B., KELEMEN, P., KÖVÉR, Sz., NÉMETH, A., NYÍRI, D., SELMECZI, I., TRAJANOVA, M., VRABEC, M. & VRABEC, M. 2021: Crustal exhumation and depocenter migration from the Alpine orogenic margin towards the Pannonian extensional back-arc basin controlled by inheritance. — *Global and Planetary Change 201*, 103475. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103475>
- GONG, C., SZTANÓ, O., STEEL, R. J., XIAN, B., GALLOWAY, W. E. & BADA, G. 2019: Critical differences in sediment delivery and partitioning between marine and lacustrine basins: A comparison of marine and lacustrine aggradational to progradational clinotherms. — *GSA Bulletin 131/5–6*, 766–781. <https://doi.org/10.1130/B32042.1>
- HAAS, J., BUDAI, T., CSONTOS, L., FODOR, L. & KONRÁD, Gy. 2010: *Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000*. — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HOLBROOK, J. M. & BHATTACHARYA, J. P. 2012: Reappraisal of the sequence boundary in time and space: case and considerations for an SU (Subaerial Unconformity) that is not a sediment bypass surface, a time barrier, or an unconformity. — *Earth-Science Reviews 113*, 271–302. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.006>
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology 12/8*, 837–844. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics 266/1–4*, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156*, 195–213. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.11>

- HORVÁTH, F., DULIĆ, I., VRANKOVIĆ, A., KOROKNAI, B., TÓTH T., WÓRUM, G. & KOVÁCS, G. 2018: Overview of geologic evolution and hydrocarbon generation of the Pannonian Basin. — *Interpretation* **6/1**, 111–122. <https://doi.org/10.1190/INT-2017-0100.1>
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**.
- JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — *Acta Geologica* **32**, 269–324.
- JÁMBOR Á., NÉMETH G., GAJDOS I., PAPP S. & JUHÁSZ Gy. 1997: A pannon s.l. litosztratiográfiai beosztása. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet, 72–76.
- JOHANSSON, C. E. 1963: Orientation of pebbles in running water. A laboratory study. — *Geografiska Annaler* **45**, 85–112.
- JOPLING, A. V. 1961: Origin of regressive ripples explained in terms of fluid-mechanic processes. — *U.S. Geological Survey Professional Paper* **424-D**, 15–17.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medenceereszek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124/4**, 341–365.
- JUHÁSZ, Gy. & MAGYAR, I. 1992: Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, Eastern Hungary. — *Földtani Közlöny* **122**, 167–194.
- KATONA L., MAGYAR I., BERTA T., VARGA A. & SZTANÓ O. 2015: Pannóniai puhatestű fauna a Fűzfői-öböl környékének két feltárásából. — *Földtani Közlöny* **145/2**, 127–150.
- KERCSMÁR Zs., BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2015: *Magyarország felszíni képződményeinek földtana*. Magyarázó „Magyarország felszíni földtani térképéhez” (1:500 000). — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 62 p.
- KIMMERLE, S. & BHATTACHARYA, J. P. 2018: Facies, backwater limits, and paleohydraulic analysis of rivers in a forced-regressive, compound incised valley, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah, USA. — *Journal of Sedimentary Research* **88/2**, 177–200. <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.5>
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/3**, 750–943.
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 135–161.
- KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. és MÁFI kiadvány, 453–468.
- KOROKNAI, B., WÓRUM, G., TÓTH, T., KOROKNAI, Z., FEKETE-NÉMETH, V. & KOVÁCS, G. 2020: Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary. — *Earth-Science Reviews* **211**, 103411. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>
- KOVÁCS Á. 2019: *Késő-miocén események nyomai a Dráva-medence üledékes architektúrájában: rétegtani modellezés és terepi észlelések*. — MSc szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 58 p.
- KOVÁCS, Á., BALÁZS, A., ŠPELIĆ, M. & SZTANÓ, O. 2021: Forced or normal regression signals in a lacustrine basin? Insights from 3D stratigraphic forward modeling in the SW Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change*, **196**, 103376. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103376>
- KOVÁCS Á., SEBE K., MAGYAR I., SZUROMI-KORECZ A. & KOVÁCS E. 2018: Pannóniai üledékképződés és szerkezeti mozgások az Északi-pikkely (Kelet-Mecsek) területén. — *Földtani Közlöny* **148/4**, 327–340. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.4.327>
- LI, Y. & BHATTACHARYA, J. P. 2013: Facies-architecture study of a stepped, forced regressive compound incised valley in the Ferron Notom Delta, Southern Central Utah, USA. — *Journal of Sedimentary Research* **83/3**, 206–225. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.19>
- LI, W., BHATTACHARYA, J. P. & CAMPBELL, C. 2010: Temporal evolution of fluvial style in a compound incised-valley fill, Ferron “Notom Delta,” Henry Mountains Region, Utah (USA). — *Journal of Sedimentary Research* **80**, 529–549. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.053>
- LUČIĆ, D., SAFTIĆ, B., KRIZMANIĆ, K., PRELOGOVIĆ, E., BRITVIĆ, V., MESIĆ, I. & TADEJ, J. 2001: The Neogene evolution and hydrocarbon potential of the Pannonian Basin in Croatia. — *Marine and Petroleum Geology* **18/1**, 133–147. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00038-6](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00038-6)
- MAGYAR, I. 1992: An Upper Pannonian s.l. (Miocene) mollusc fauna from Fehérvárcsurgó (Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **29**, 285–302.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben (Paleogeography and environmental conditions of the Pannonian basin in the Late Miocene)*. — GEO-Litera, Szeged, 134 p.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147/3–4**, 151–167. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00155-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00155-2)
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103**, 168–173. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- MAGYAR I., SZTANÓ O., CSILLAG G., KERCSMÁR Zs., KATONA L., LANTOS Z., BARTHA I. R. & FODOR L. 2017: A Gerecse pannóniai puhatestűi és lelőhelyeik: rétegtan, öskörnyezet és fejlődéstörténet. — *Földtani Közlöny* **147/2**, 149–176. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.2.149>
- MAGYAR, I., SZTANÓ, O., SEBE, K., KATONA, L., CSOMA, V., GÖRÖG, Á., TÓTH, E., SZUROMI-KORECZ, A., ŠUJAN, M., BRAUCHER, R., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., KOROKNAI, B., WÓRUM, G., SANT, K., KELDER, N. & KRIGSMAN, W. 2019: Towards a high-resolution chronostratigraphy and geochronology for the Pannonian Stage: Significance of the Paks cores (Central Pannonian Basin). — *Földtani Közlöny* **149/3–4**, 351–351. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.351>

- MALVIĆ, T. & CVETKOVIĆ, M. 2013: Lithostratigraphic units in the Drava Depression (Croatian and Hungarian parts) – a correlation. — *NAFTA (Croatian Scientific Journal)* **64/1**, 27–33.
- MARTINI, I. & SANDRELLI, F. 2015: Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. — *Sedimentology* **62/1**, 234–265. <https://doi.org/10.1111/sed.12147>
- MIALL, A. D. 1988: Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. — *AAPG bulletin* **72/6**, 682–697. <https://doi.org/10.1306/703C8F01-1707-11D7-8645000102C1865D>
- MUCSI, M. & RÉVÉSZ, I. 1975: Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **22/1**, 29–49.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992a: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the Late Miocene Pannonian lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36**, 353–373.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992b: A Prosodacnomyák rétegtani jelentősége a Kötöcse környéki pannóniai s. l. üledékekben. — *Földtani Közlöny* **122**, 1–38.
- MÜLLER P. & SZÓNOKY M. 1988: *Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehér-part. Magyarország Geológiai Alapszervevényei.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — MSc szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem. Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 92 p.
- OLARIU, C. & BHATTACHARYA, J. P. 2006: Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of 59 River-Dominated Delta Systems. — *Journal of Sedimentary Research* **76/2**, 212–233. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.026>
- OLARIU, C., BHATTACHARYA, J., XU, X., AIKEN, C. L. V., ZENG, X. & MCMEECHAN, G. A. 2005: Integrated study of ancient delta front deposits, using outcrop, ground penetrating radar and three dimension photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue sandstone, Utah. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. P. (eds): *River Deltas: Concepts, Models, Examples. SEPM Special Publication* **83**, 155–178. <https://doi.org/10.2110/pec.05.83.0155>
- POGÁCSÁS, GY. & RÉVÉSZ, I. 1987: Seismic stratigraphic and sedimentological analysis of Neogene deltaic features in the Pannonian Basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 267–273.
- POSAMENTIER, H. W. 2001: Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. — *AAPG Bulletin* **85/10**, 1771–1793. <https://doi.org/10.1306/8626D06D-173B-11D7-8645000102C1865D>
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P., 1999: Siliciclastic sequence stratigraphy: Concepts and applications. — *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **7**, 210 p. <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. 1988: Eustatic controls on clastic deposition I-conceptual framework. — In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds): *Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication* **42**, 109–124. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0109>
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P. & TESSON, M. 1992: Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **76/11**, 1687–1709. <https://doi.org/10.1306/BDF8AA6-1718-11D7-8645000102C1865D>
- RASMUSSEN, E. S. 2014: Development of an incised-valley fill under the influence of tectonism and glacio-eustatic sea-level change: valley morphology, fluvial style, and lithology. — *Journal of Sedimentary Research* **84/4**, 278–300. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.24>
- RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő-2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. — *Földtani Közlöny* **110/3–4**, 512–539.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L. I. & HORVÁTH, E. 2007: Neotectonics and quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, central Pannonian basin, Hungary. — *Global and Planetary Change* **58/1–4**, 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.17>
- SAFTIĆ, B., VELIĆ, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, GY. & IVKOVIĆ, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW Part of the Pannonian Basin (Northern Croatia and South-Western Hungary). — *Geologia Croatica* **56/1**, 101–122. <https://doi.org/10.4154/232>
- SCHOMACKER, E. R., KJEMPERUD, A. V., NYSTUEN, J. P. & JAHREN, J. S. 2010: Recognition and significance of sharp based mouth bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah. — *Sedimentology* **57/4**, 1069–1087. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01136.x>
- SEBE K., KONRÁD GY. & MAGYAR I. 2013: A legmagasabban fekvő mecseki pannon-tavi üledékek helyzete és kora. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 67–72.
- SEBE, K., KOVAČIĆ, M., MAGYAR, I., KRIZMANIĆ, K., ŠPELIĆ, M., BIGUNAC, D., SÜTŐ-SZENTAI, M., KOVÁCS, Á., SZUROMI-KORECZ, A., BAKRAČ, K., HAJEK-TADESSE, V., TROSKOT-ČORBIĆ, T. & SZTANÓ, O. 2020: Correlation of upper Miocene–Pliocene Lake Pannon deposits across the Drava Basin, Croatia and Hungary. — *Geologia Croatica* **73/3**, 177–195. <https://doi.org/10.4154/gc.2020.12>
- SEBE, K., KONRÁD, GY. & SZTANÓ, O. 2021: An exceptional surface occurrence: the middle to upper Miocene succession of Pécs-Danitpuszta (SW Hungary). — *Földtani Közlöny* **151/3,4**, 235–235. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.3.235>
- ŠPELIĆ, M. & SZTANÓ, O. 2019: Seismic-scale basin-fill architecture in the Late Neogene Lake Pannon, SW Pannonian Basin, Croatia. — *34th IAS Meeting of Sedimentology Rome, Abstract book.*
- ŠPELIĆ, M., KOVÁCS, Á., SAFTIĆ, B. & SZTANÓ, O. 2023: Competition of deltaic feeder systems reflected by slope progradation: a high-resolution example from the Late Miocene–Pliocene, Drava Basin, Croatia. — *International Journal of Earth Sciences*, 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02290-w>

- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic Parasequences on Gamma Logs, Ultra-high Resolution Seismic Images and Outcrops of Lake Pannon Deposits. — In: GROSS, M. & FRITZ, I. (eds): *2nd International Workshop on the „Neogene of Central and South-Eastern Europe”*. Kapfenstein, Ausztria, 105–108.
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013a: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típuszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlemények* **143/1**, 73–98. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.3.283>
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L. & WALLIS, R. J. 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026>
- SZTANÓ, O., SEBE, K., CSILLAG, G. & MAGYAR, I. 2015: Turbidites as indicators of paleotopography, Upper Miocene Lake Pannon, Western Mecsek Mountains (Hungary). — *Geologica Carpathica* **66/4**, 331–344. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0029>
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- TÖRŐ, B., SZTANÓ, O. & FODOR, L., 2012: Inherited and syndepositional structural control on the evolution of the slope of Lake Pannon, Northern Somogy, Hungary. — *Földtani Közlemények* **142**, 339–356.
- TYE, R. S. & COLEMAN, J. M. 1989: Depositional processes and stratigraphy of fluviially dominated lacustrine deltas: Mississippi delta plain. — *Journal of Sedimentary Research* **59/6**, 973–996. <https://doi.org/10.1306/212F90CA-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- UHRIN A. 2011: *Vízszintváltási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben*. — PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 127 p.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101/5**, 1427–1440. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0741-4>
- UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlemények* **139/3**, 273–282.
- UHRIN A., SZTANÓ O., CSILLAG G. & HÁMORI Z. 2011: Késő-miocén – pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében. — *Földtani Közlemények* **141/4**, 363–381.
- UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the south Transdanubian region, Hungary. — *Geophysical Transactions* **38**, 69–87.
- ULLAH, M. S., BHATTACHARYA, J. P. & DUPRE, W. R., 2015: Confluence scours versus incised valleys: examples from the Cretaceous Ferron Notom Delta, Southeastern Utah, U.S.A. — *Journal of Sedimentary Research* **85**, 445–458. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.34>
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIA, V. D. 1990: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy In Well Logs, Cores, and Outcrops*. — AAPG, Tulsa, Oklahoma, 55 p. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>
- VRBANAC, B., VELIĆ, J. & MALVIĆ, T. 2010: Sedimentation of deep-water turbidites in the SW part of the Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **61/1**, 55–69. <https://doi.org/10.2478/v10096-010-0001-8>
- WILLIS, B. 1997: Architecture of fluvial-dominated valley-fill deposits in the Cretaceous Fall River Formation. — *Sedimentology* **44/4**, 735–757. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-48.x>
- WRIGHT, D. L. 1977: Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. — *Geological Society of America Bulletin* **88**, 857–868. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C857:STADAR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C857:STADAR%3E2.0.CO;2)
- VISNOVITZ, F., JAKAB, B., CZECE, B., HÁMORI, Z., SZÉKELY, B., FODOR, L. & HORVÁTH, F. 2021: High resolution architecture of neotectonic fault zones and post-8-Ma deformations in western Hungary: Observations and neotectonic characteristics of the fault zone at the Eastern Lake Balaton. — *Global and Planetary Change* **203**, 103540. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103540>
- YPEREN, A. E. VAN, POYATOS MORÉ, M., HOLBROOK, J. M. & MIDTKANDAL, I. 2020: Internal mouth bar variability and preservation of subordinate coastal processes in low accommodation proximal deltaic settings (Cretaceous Dakota Group, New Mexico, USA). — *The Depositional Record* **6(2)**, 431–458. <https://doi.org/10.1002/dep2.100>
- ZECCHIN, M. & CATUNEANU, O. 2013: High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. — *Marine and Petroleum Geology* **39**, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015>
- ZECCHIN, M., CATUNEANU, O. & CAFFAU, M. 2019: Wave-ravinement surfaces: classification and key characteristics. — *Earth-Science Reviews* **188**, 210–239. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.011>

Kézirat beérkezett: 2022. 08. 31.