

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana IV.

Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban

TÖRŐ Balázs^{1,2}, SZTANÓ Orsolya¹, FODOR László³

¹ Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, ELTE, Budapest Pázmány P. sétány 1/C

² Jelenlegi cím: Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, ELTE, Budapest Pázmány P. sétány 1/C

Inherited and syndepositional structural control on the evolution of the slope of Lake Pannon, Northern Somogy, Hungary

Abstract

The prograding shelf margin of Lake Pannon reached and ran across the Northern Somogy area between 8.8 and 8 Ma in an overall NNW–SSE direction. At about the same time, the slope crossed in the deep-water area of the Zala Basin. However, as a result of the shallow water depth, in the area of the Transdanubian Range and near the zone of Lake Balaton the slope could not develop. South of this area, at Northern Somogy, the slope progradation became uniform again. The aim of this study was to understand the controlling effects of relative lake-level changes and structural movements on slope sedimentation, based on the interpretation of approximately 1800 km of 2D seismic reflection.

The retro-deformation of the seismic sections revealed that the characteristic morphological features (deep basins and elevated highs) of the present-day pre-Pannonian basement existed before and fundamentally influenced the Pannonian sedimentation. This dissected morphology is a result of the complex structural evolution of the area, which can be subdivided into four main phases. During the Late Palaeogene to Early Miocene a transpressional phase with strike-slip and reverse faults resulted in the juxtaposition of the distinct basement units. This phase was followed by syn-rift extension and the development of the deep sub-basins bounded by normal faults during the Karpatian to the Middle Miocene. Before and during the slope progradation the structural elements exhibit a complex transpressional–transtensional deformation. This phase is responsible for the uneven basement morphology before the slope progradation. This influenced the thickness variations of the basin-filling marls and turbiditic sandstones and, also the direction of slope progradation locally. Later, during the fourth phase, the older structures were reactivated and the Pannonian sedimentary succession uplifted and folded during the neotectonic inversion of the area.

As a consequence of the highly irregular basement morphology, the Pannonian strata vary significantly over short distances. The inherited sub-basins drew the prograding slope, while the elevated edges acted as a barriers and deflected it. The uneven basement relief also influenced the local water depth of the lake and this is reflected by the varying height of the slope: at the basinal areas, the thickness of the slope sediments is greater compared to that of the elevated ones. Based on the regional seismic mapping, the area studied was filled by two slopes prograding from different directions. The north-western slope prograded from the area of the present-day Tapolca Basin towards the S–SE into the Mezőcsokonya Trough. The north-eastern slope prograded towards the SW and its progradation was influenced by the Ozora Trough and its elevated south-eastern margin, the Tamási Edge. These slopes were merged around the Igal High. In general, the slope prograded towards the S and the slope advanced 35 km within ca. 0.7 million years.

The relative lake-level changes during the progradation are marked by the shelf-edge trajectory of the advancing clinofolds: the shelf margin is constructed of alternating aggradational and progradational units, which indicates repeated rising and stagnant lake levels. These cycles can be explained by climatic changes with a periodicity of ca. 100 ky. At one location it was possible to identify two overlying slope sequences which indicates a major relative lake-level rise, however it was not traceable in the neighbouring sections. Features indicating relative lake-level fall were not apparent on the studied sections. However, unconformities could be identified and these are the results of the superposition of two slopes, prograding from different directions.

Keywords: Lake Pannon, seismic stratigraphy, slope progradation, shelf-edge trajectory, active deformation

Összefoglalás

Az észak-somogyi területen a Pannon-tó selfpereme mintegy 8,8–8 millió évvel ezelőtt haladt át. A lejtő a Zalamedencében nagy vízmélységű területen épült, míg a Dunántúli-középhegység és a Balaton-vonal zónájában nem is

fejlődött ki. Ennek ellenére az észak-somogyi területen ismét egységes arculatú lejtőépülést tapasztaltunk. A vizsgálat célja a lejtőépülést befolyásoló tényezők — elsősorban a korabeli relatív vízszint ingadozások és a potenciális szerkezeti mozgások hatása — feltárása volt, mintegy 1800 km 2D szeizmikus szelvényháló segítségével.

A posztpannóniai deformáció lefejtése felfedte, hogy az aljzatmorfológia jellege a maihoz hasonló lehetett, csak a medencék és aljzatmagaslatok szintkülönbsége kisebb volt, és alapvető hatást gyakorolt az üledékképződés menetére. E tagolt aljzatmorfológia kialakulásának oka a terület szerkezetföldtani fejlődéstörténete, mely négy fázisra osztható. A késő-paleogén–kora-miocén transzpresszió felelős az eltérő aljzatképződmények egymás mellé kerüléséért. Ez a mozgás a szelvényeken megjelenő jobbos eltolódási és feltoldási (transzpressziós) szerkezeti elemek mentén ment végbe. Ezt a fázist a kárpáti–középső-miocén extenziós feszültségmezőhöz kapcsolódóan normál vetők kialakulása követi. A késő-miocén események, azaz a lejtőépülés előtti és alatti szerkezeti elemek komplex, transzpressziós és transzteniós jegyekkel bírnak. E fázis felelős a lejtő progradációt megelőző aljzatmorfológia kialakulásáért, a mélyebb medencéket kitöltő márga- és homokkőösszletek vastagságbeli változékonyságáért, valamint a lejtő irányának kis mértékű, ám lokálisan jelentős megváltozásáért. A negyedik — lejtőépülés utáni — fázis során a korábbi szerkezeti elemek reaktívalódtak, majd a neotektonikus inverzió során a képződmények meggyűrődtek.

Az erősen tagolt aljzat révén a pannóniai képződmények rétegsora kis távolságon belül is változékony. Az épülő lejtőt az egykori átöröklött mélyedések vonzották, míg a kiemelt peremek eltérítették azt. Ugyancsak a tagolt aljzat miatt a vízmélység helyi változékonysága befolyásolta a lejtő magasságát: a mélyebb vízü medencék területén a lejtőt alkotó képződmények jóval vastagabbak, mint a kiemelt, peremi területeken. Regionális szeizmikus térképezés alapján a területet két különböző irányból épülő lejtőn át érkező üledék töltötte fel. Az északnyugati lejtő a mai Tapolcai-medence felől épült dél délkelet felé a Mezőcsokonyai-árokban. Az északkeleti lejtő délnyugat felé való épülését az Ozorai-árok és a Tamási-perem határozta meg. A két lejtő találkozási helye az Igali-hát körül található. A lejtőépülés döntően DDK felé, mintegy 0,7 millió év alatt, 35 km-t haladt.

A lejtőépülés során bekövetkezett relatív vízszintváltozásokat a selfperem nyomvonal lefutása jelzi: a fokozatos, kisebb lépésekből álló aggradáció és progradáció váltakozása ismételt relatív vízszintemelkedésre és stagnálásra utal. Ezek kb. 100 ezer éves skálán zajló klimatikus folyamatok eredményei lehetnek. Egy helyen azonosítottunk egy lokális kifejlődésű relatív vízszintemelkedést jelző második lejtőszintet, mely a szomszédos területeken már nem jelent meg. Relatív vízszintesítéshez kapcsolódó jelenség nem fordult elő a szelvényeken, azonban sikerült azonosítani olyan unkonformitásokat, melyek eltérő irányú lejtők találkozásához kapcsolódnak.

Tárgyszavak: pannóniai, szeizmikus sztratigráfia, lejtőépülés, selfperem nyomvonal, aktív deformáció

Bevezetés

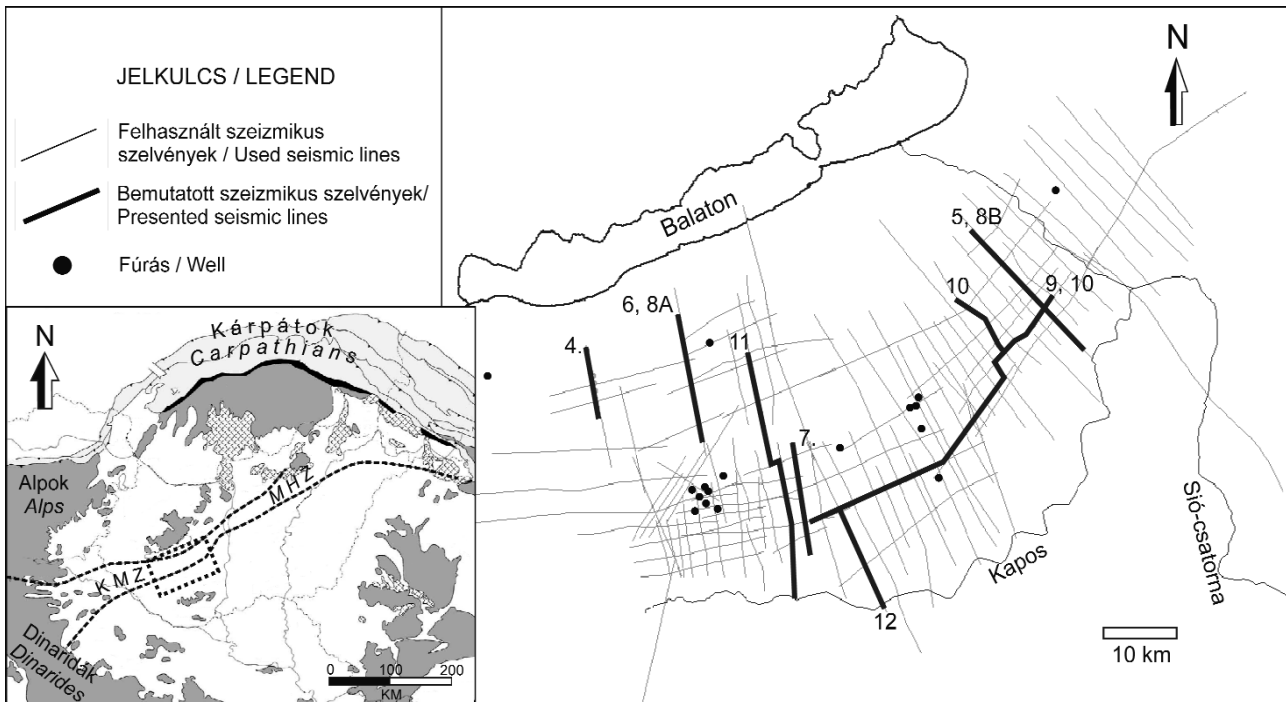
A szeizmikus kutatások révén és a szeizmikus adatok regionális jellege miatt a Pannon-medence késő-miocén szerkezet- és üledékföldtani vizsgálata elsősorban a mélyebb részmedencék területén zajlott intenzíven (POGÁCSÁS 1984, BÉRCZI & PHILLIPS 1985, ROYDEN & HORVÁTH 1988, POGÁCSÁS et al. 1989, VAKARCS et al. 1994). Habár ismert, hogy az egyes részmedencék fejlődéstörténete jelentős eltéréseket mutat, nem csak a különböző idejű feltöltődés, hanem a differenciált posztrift süllyedés és lokális deformáció miatt, eddig alig dokumentáltak a részmedencék peremén lévő aktív szerkezeteket, melyek az üledékképződést befolyásolták. Üledékképződéssel egyidős deformációval magyarázta a látszólag nagy és kis magasságú lejtők kialakulását a Kelet-Alföldön SZTANÓ et al. (2007). Nagyobb vastagságú, medencekitöltő rétegsorok esetében UHRIN et al. (2009) bizonyította, hogy a pannóniai rétegek — elsősorban a lejtőt alkotó kőzettestek — vastagságviszonyait a zalai redők kezdődő formálódása befolyásolta. Ugyancsak UHRIN (2011) demonstrálta, hogy a lejtőépülés irányára és így a feltöltődés menetére a Kisalföldet két részre osztó Mihályi-hát jelentős hatást gyakorolt.

A vizsgálati terület a Somogyi-dombság északi részén, a Balatontól délre található. A terület kiemelt jelentőségű szerkezetföldtani szempontból, hiszen a területen keresztül húzódik a Közép-Magyarországi-zóna (BALLA 1984, BALLA et al. 1987, CSONTOS et al. 1992; CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), mely mentén jelentős elmozdulások zajlottak le a Pannon-medence fejlődése során is. E széles

deformációs öv, amennyiben a késő-miocén során is aktív volt, befolyásolhatta az üledékképződés — elsősorban a lejtőépülés — menetét a pannóniai során. Munkánk célja az volt, hogy bemutassuk egy olyan, sekélyebb vízzel borított terület fejlődéstörténetét, mely jelentősen különbözik a DNy felől szomszédos, mély vízzel borított Zalai-medence fejlődésétől. Ehhez felhasználtunk 114 darab, mintegy 1800 km összhosszúságú kétdimenziós szeizmikus szelvényt, melyet 22 fúrás adatsora egészített ki. A szelvények egy ÉK–DNy – ÉNy–DK-i irányú hálót alkotnak (1. ábra). A fúrások elsősorban a rétegtani egységek azonosítására szolgáltak. A tanulmányban ezek közül csak a rétegtanilag fontos fúrások kerülnek bemutatásra.

A színrift fázis utáni szerkezetfejlődés fő vonásai

A Pannon-medence kora–középső-miocén extenzióját követően nyugodt posztrift süllyedéssel számolhatunk (mintegy 12 millió évtől; HORVÁTH & ROYDEN 1981, ROYDEN et al. 1983, HORVÁTH & RUMPLER 1984). Emellett a medence szerkezetföldtani fejlődéstörténetében jelentős események zajlottak le a késő-miocén során is. A szubdukcióhoz kapcsolódó extenziós feszültségmező fokozatos megszűnésével, és egy döntően kompressziós feszültségmező fokozatos kialakulásával megkezdődött a medence inverziója, mely az Adriai-mikrolemez folytatódó, északi irányú mozgásának és nyugatias forgásának az eredménye (BADA et al. 1999, 2007; FODOR et al. 2005). A neotektonikus inverziót jelző



1. ábra. A vizsgálati terület helyzete a Pannon-medence egyszerűsített szerkezeti térképén (CSONTOS et al. 2005 alapján), a vizsgálat során felhasznált szelvények és fúrások helye és az alábbiakban bemutatott szelvények nyomvonalai (a számok az ábraszámokkal egyezők). KMZ = Közép-magyarországi-zóna

Figure 1. Simplified structural map of the Pannonian Basin and its surroundings with the location of the study area (after CSONTOS et al. 2005) and the 2-D seismic network, with the location of the wells and the traces of the seismic profiles shown in this study (the numbers correspond with figure numbering). MHZ = Mid-Hungarian Zone

kompresszió fokozatosan alakult ki a Déli-Alpoktól kezdve, a Pannon-medence belseje felé, így DNy-tól ÉK felé eltérő időben érintette a medence területeit. Ebből adódóan regionális kompresszió legkorábban a délnyugat-dunántúli területet érintette, regionális gyűrt szerkezeteket létrehozva (8–7 millió évvel ezelőtt), míg a medence közepe felé a transzpressziós szerkezetek dominálnak (SACCHI et al. 1999; MÁRTON et al. 2002; BADA et al. 2007, 2010; UHRIN et al. 2009).

A Somogyi-dombság területén ez a kompressziós jelleg szintén megtalálható (BALLA et al. 1987, KÖRÖSSY 1990, CSONTOS et al. 2005). Valamennyi szerző a kompressziós, rátolódásos szerkezetek túlsúlyát és fontosságát említi, elsősorban a Balaton-vonal mentén lévő fúrások rétegsorai és szeizmikus szelvények alapján. Ezeket a szerkezeteket, valamint a pannóniai képződmények enyhén gyűrt jellegét idősebb szerkezeti elemek reaktivációjához kapcsolják. CSONTOS et al. (2005) emellett már említi fiatalabb pannóniai-kvarter, balos eltolódásos fázishoz kapcsolódó szerkezeti elemeket is, azaz a tiszta kompresszió a területen megszűnik és megjelenik egy transzpressziós jelleg. Ezek alapján a területet egy összetett késő-miocén szerkezeti fejlődés jellemezheti. A területen a pannóniai képződmények általános délies dőlése a Dunántúli-középhegységet és környezetét érintő jelentős inverzió általi kiemelkedés következménye (HORVÁTH 1995, HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Ezáltal a pannóniai képződmények néhol a felszínre bukkannak, illetve jelentős rétegtani hiánnyal (mintegy 3–4 millió év) változatos vastagságú kvarter képződmények fedik őket (SACCHI et al. 1999, MAGYARI et al. 2005, HORVÁTH et al. 2010).

Késő-miocén tavi üledékképződés a Pannon-medencében

Az Alp-Kárpáti-hegységrendszer kiemelkedése és lepusztulása révén jelentős mennyiségű hordalék érkezett a Pannon-medencébe a késő-miocén során, mely fokozatosan feltöltődött a peremek felől érkező folyóvízi-, delta- és mélyvízi törmelékkúp rendszerek által. A behordás iránya döntően ÉNy-i, ill. ÉK-i volt (POGÁCSÁS 1984, BÉRCZI & PHILLIPS 1985, MATTICK et al. 1988, JUHÁSZ GY. 1992, VAKARCS et al. 1994, MAGYAR 2010). A miocén végére a medence nagy részén folyóvízi-mocsári üledékképződés folyt.

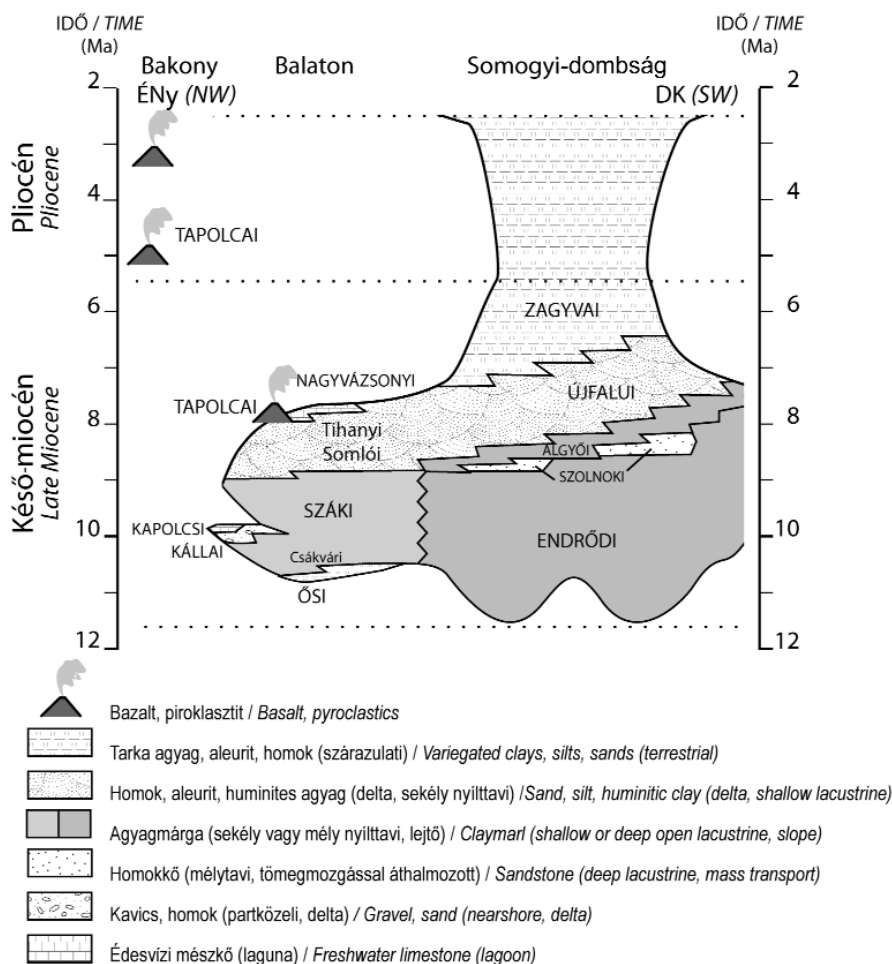
A medence pannóniai s.l. üledékképződési modelljének alapját az Alföld területén végzett kutatások biztosították. Az itt mélyült fúrások kiértékelése, és a szeizmikus szelvényeken azonosított szeizmikus fáciesek felismerése alapján öt fő felhalmozódási környezetet különítettek el, akkori szóhasználattal élve: mélymedence, prodelta, deltafront-deltalejtő és deltasíkság, valamint alluviális síkság (POGÁCSÁS 1984, 1987; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; BÉRCZI 1988; POGÁCSÁS et al. 1988, 1989, 1994). Újabban ezt mélymedence, medencelejtő és self morfológiájú részekre tagoljuk (MAGYAR 2010) és utóbbin helyezkednek el a terrigén üledéket a medencébe terítő delták, melyek a peremek irányában összefogazódnak a folyóártéri rendszerekkel.

Az óceáni környezetekben használt fogalmak adóptálásának alapja, hogy a Pannon-tó mindenkor peremén is megtalálható egy változó mértékben sekély vízzel borított,

csekély lejtésű terület, mely jelentősebb, néhány száz méternyi szintkülönbséggel különül el a mélymedence területektől, ahogy azt a szeizmikus szelvények klinoformjai jelzik (vö. POGÁCSÁS 1984). E kettőt köti össze a lejtő, melynek dőlése 2 és 7 fok között változik (cf. POREBSKI & STEEL 2003, MAGYAR 2010, UHRIN 2011, MAGYAR et al. 2012; SZTANÓ et al. 2012). A selfen a tóba betorkolló folyók deltái akár a selfperemekig épültek, ha elegendő hordalék érkezett a háttérterületről (SZTANÓ et al. 2005, 2007). A selfperemi deltákra kidolgozott modellek így jól alkalmazhatóak a Pannon-tó esetében is (UHRIN et al. 2009, SZTANÓ et al. 2012). A Pannon-tavi lejtőreflexiók jól körülhatárolható kötegekbe rendeződnek (pl. MATTICK et al. 1994, UHRIN et al. 2009, SZTANÓ et al. 2012), melyet autociklikus vándorlás és klimatikus irányított vízszintingadozások is meghatároznak (cf. JUHÁSZ E. et al. 1996, 1997). Általában az tapasztalható, hogy a self és a lejtő is gyarapszik, azaz a klinoformok felfelé és előre épülnek (aggradáció) vagy csak a lejtő vándorol medenceirányban, míg a self nem gyarapszik felfele (progradáció) (cf. BULLIMORE et al. 2005, SZTANÓ et al. 2012).

A Somogyi-dombság északi részén, a Balaton környékéhez hasonlóan „medenceperemi” stílusban, míg a déli területen a mély medencékhez hasonlóan folyt az üledékképződés. Előbbi azt takarja, hogy a prepannóniai aljzatmagaslat felett kondenzált, időben jelentős, ám vékony agyag és márga (pl. Száki F.) települ, erre következnek a deltalebenyek (Somlói és Tihanyi Formációk; 2. ábra; JÁMBOR 1980, KORPÁSNÉ HÓDI 1998, SACCHI et al. 1998, JUHÁSZ E. et al. 1999, SZTANÓ et al. 2007, CSILLAG et al. 2010, HORVÁTH et al. 2010), azaz a mély medencét képviselő Endrődi Márga és a turbidites Szolnoki Homokkő, valamint maga az Algyői Formáció, azaz a lejtő üledéke is kifarad. Délebbre, ahol a medence aljzata tagoltabb, mélyebben lehetett, a teljes rétegsor megjelenik az Endrődi Márgától az Algyői Agyagmárgáig, mely felett a self és a delta képződeményeket az Újfalui Formációba soroljuk, megfeleltethetően az általánosan elfogadott képnek és litosztratigráfiai beosztásnak (JUHÁSZ GY. 1994) (2. ábra). A somogyi területen a lejtőépülés feltehetően mintegy 8,8–8,6 millió évvel ezelőtt kezdődött (MAGYAR 2010). A selfen, partmenti, partmelléki és delta környezetben aleurit és döntően finom- és

középszemcsés homok rakódott le. Itt előfordulhatnak szenes, lignites betelepülések, melyek a part menti lápokban, feltöltött deltásíkságon képződhettek. A tisztán folyóvízi, alluviális síkságon, ártéren, és ezekhez kapcsolódó sekély időszakos tavakban lerakódott üledékeket a Zagyvai Formációba sorolják. Ezek többnyire agyag-aleurit-homok sűrű változásából álló képződmények.



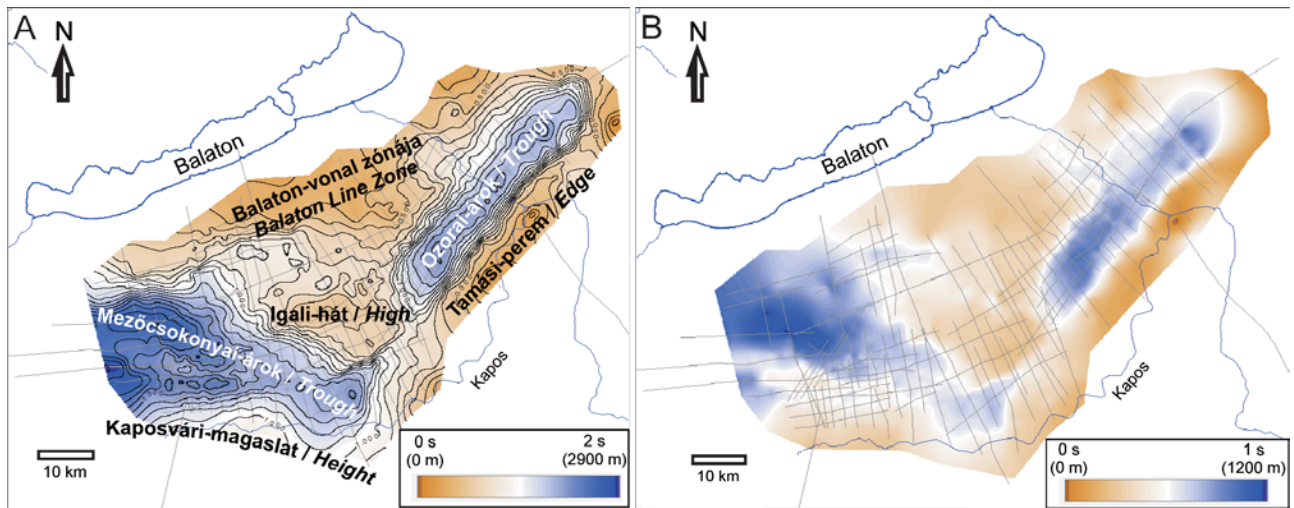
2. ábra. A balatoni és a somogyi területen előforduló pannóniai üledékek krono- és litosztratigráfiai beosztása (CSILLAG et al. 2010 után módosítva)

Figure 2. Chrono- and lithostratigraphic units and palaeoenvironments of the Upper Miocene to Pliocene deposits at the Balaton and Somogy area, Hungary (modified after CSILLAG et al. 2010)

A szeizmikus értelmezés eredményei

A pannóniai képződmények talpa

A szeizmikus értelmezés első lépéseként kiterképeztük a pannóniai képződmények jelenlegi talpát (3. ábra, A). Az így kapott szeizmikus időtérképen jól kivehetőek a jelentős mélyedések és magaslatok, köztük a meredek és éles szintkülönbség-változások. Ez a morfológia azonban részben a posztpannóniai szerkezeti mozgások eredményeképp jött létre, miközben az üledékképződés idején létező topográfia rekonstrukciója a cél. Ezért kiválasztottunk egy egész területen követhető pannóniai horizontot, mely már



3. ábra. A. A pannóniai képződmények jelenlegi fekvésmélységtérképe kétutas futási időben (TWT), az egyes részterületek neveivel; B. A pannóniai fekvésszín valószínű (deformáció előtti) késő-miocén topográfiája. A két térkép színskálája különböző idő/mélység tartományt képvisel!

Figure 3. A. Relief map of the present-day base of Pannonian s.l. deposits in TWT, with the names of different part of the study area; B. Seismic TWT difference map produced from a Pannonian alluvial plain horizon and the horizon of base Pannonian s.l. in TWT. The resulted map shows the possible palaeotopography of the pre-Pannonian basement surface without the effect of the Pliocene-Quaternary deformation. Note that the time range of colour bar is different.

mindeniütt a deltasíkság vagy alluviális síkság leképeződésével jött létre. Ez a felszín eredetileg, üledéskor nagyon kicsiny lejtésű, azaz a vízszinteshez közelítő lehetett. Ennek jelenlegi topográfiája ezért csak a pannóniai utáni deformációt tükrözi. E két horizont különbségtérképe közelítőleg megadja, hogy a deformáció előtt milyen lehetett az alsó felület — jelen esetben a pannóniai talp — eredeti reliefje (3. ábra, B).

A térképeken jól elkülöníthető egy északi, északnyugati kiemelt terület, mely megfelel a Balaton-vonal zónájának. Az északkeleti területen egy ÉK–DNy-i csapású mélyedés, az Ozorai-árok található, melyet délről a Tamási-perem határol. Délnyugaton egy nagyobb kiterjedésű, döntően mély pozícióban lévő terület található, melyet mind északról, mind délről kiemelkedések határolnak. Ez utóbbit a szelvények déli végpontjai csak érintik, és Kaposvári-magaslat néven tüntettük fel. A mélyedés feltehetően tovább követhető Ny–DNy-i irányba (SACCHI et al. 1999, FODOR et al. 2005), a budafai antiklinális előterébe, ahol Nagykanizsai-mélyzóna néven ismert, míg itt Somogyban ez a terület a Mezőcsokonyai-árok (HORVÁTH et al. 2010 alapján). A mélyedéseket középen egy aljzati kiemelkedés, az Igali-hát választja ketté (CSONTOS et al. 2005). A helyi idő-mélység adatokat és a fúrások rétegsorait felhasználva az Ozorai-árokban a pannóniai képződmények talpa mintegy 1500–2000 méter mélységben van, illetve a Mezőcsokonyai-árok területén elérheti a 2500–3000 métert is. A kiemelt peremeken a talp mintegy 500–800 méter mélységben lehet, és ez a mélység fokozatosan csökken észak felé.

Összehasonlítva a fekvé jelenlegi és egykori reliefjét (3. ábra) megállapítható, hogy a jelenlegi morfológiai jellegek, mint például a markánsabb mélyedések (Mezőcsokonyai-árok, Ozorai-árok), és az őket körülvevő, illetve elválasztó kiemelkedések, valamint az ezeket meghatározó szerkezeti elemek, korábban is jelen voltak, csak kisebb szintkülönb-

ségekkel és sekélyebben. A rekonstruált fekvésmélységtérkép, mint vastagságtérkép, megmutatja, hogy a jelenlegi mélyedések korábban is azok lehettek, hiszen ezeken a helyeken nagyobb az üledékek vastagsága (a két kiválasztott felszín között). A kiemelt területeken ennek a fordítottja igaz, hiszen az alluviális síksági horizontnál idősebb képződmények vastagsága itt jóval kisebb. Így kijelenthetjük, hogy a mélyebb fekvésű területek már korábban, a pannóniai elején is léteztek, és üledékgyűjtőként viselkedhettek.

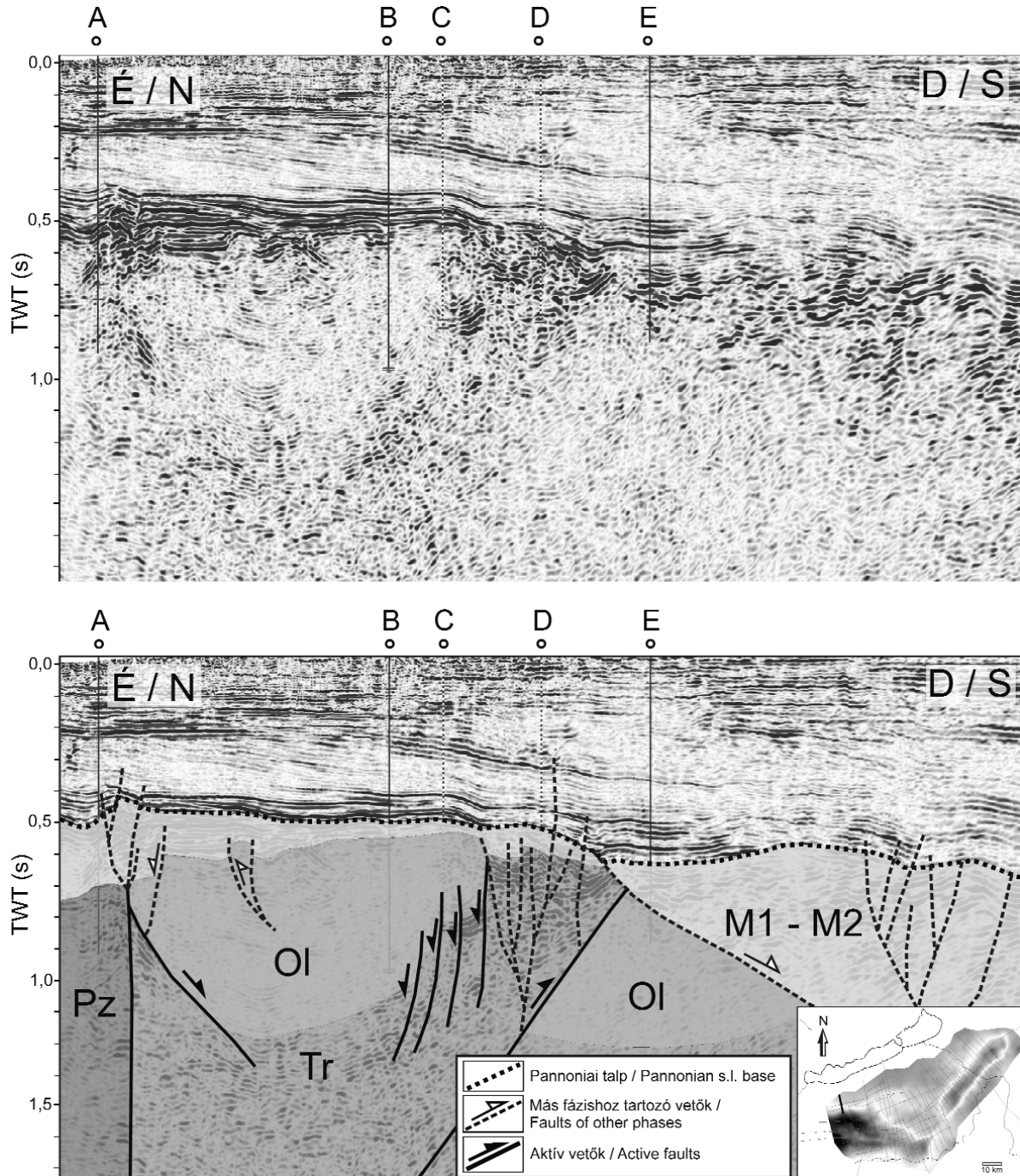
A szeizmikus értelmezés szerkezetföldtani eredményei

A szerkezetföldtani vizsgálatok során célunk a pannóniai képződményeket érintő, valamint a főbb medencék, szinklinálisok és kiemelkedések kialakulásáért felelős szerkezeti elemek azonosítása volt. Habár a mélyedések és kiemelt elemek mozgását elsősorban a neotektonikus inverzió során fellépő litoszférikus deformáció befolyásolta (HORVÁTH & CLOETINGH 1996), a különféle pannóniai szintekre kiegyenesített szelvények megmutathatják azokat a medencéket, melyek a neotektonikai fázisnál korábbi (pannóniai vagy idősebb) szerkezeti elemekhez kapcsolódnak. Ezért a szerkezeti elemzés a legtöbb esetben kiegyenesített szelvényeken történt, melyeken a kiegyenesítés szintjét a vertikális időskála 0,0 pontja mutatja.

A legidősebb szerkezetek a terület északi peremei mentén azonosíthatóak. Itt a rendelkezésre álló fúrások rétegsora és a szeizmikus kép alapján egyértelműen kirajzolódik a Balaton-vonal zónája, ahol késő-oligocén–kora-miocén rátolódások, meredek eltolódások, és lokálisan normál vetők jelennek meg (4. ábra). Hasonló, transzpressziós deformációt feltételez a Balaton-vonal mentén BALLA et al. (1987), azonban CSONTOS et al. (2005) munkájában a hasonló idejű deformáció már tisztán kompressziós

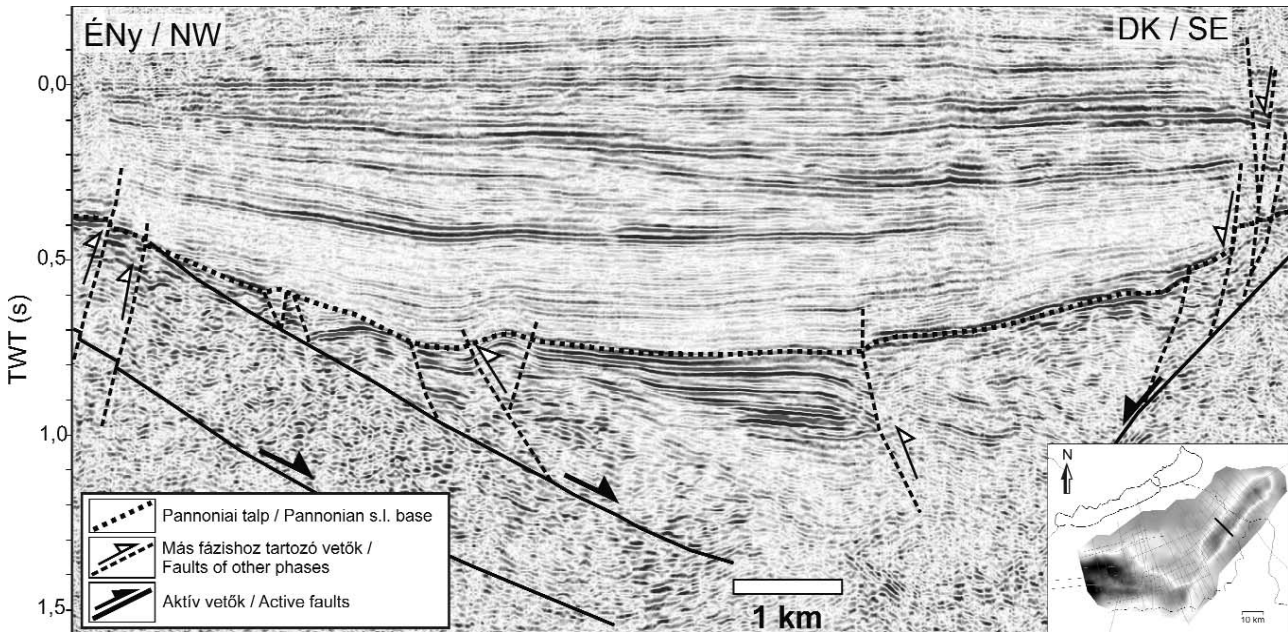
jellegű. Ennél fiatalabb elemek a szinrift árkokat határoló kárpáti–középső-miocén normál vetők, melyek elsősorban a mélyedések területein jelentős vastagságú szinrift rétegsort eredményeztek (5. ábra; SACCHI et al. 1999, HORVÁTH et al. 2010). Ezzel szemben CSONTOS et al. (2005) értelmezésében a szinrift fázis során a feltolódások dominálnak, azaz a terület nagy részén tisztán rövidüléssel deformációt ír le.

A középső-miocénnél fiatalabb szerkezeti elemek két csoportra oszthatók, a lejtőépülés ideje (mintegy 8,8–8 millió év) alapján. Az idősebb, „kora-pannóniai” szerkezetek a lejtő képződményeket nem vagy alig érintik. E csoportba tartozó elemek rendkívül változatos, összetett képet mutatnak. Az északi perem mentén a rövidüléssel szerkezetek vannak túlsúlyban (6. ábra), de a vizsgálati terület más részein megjelennek eltolódások és normál



4. ábra. Az első (késő-oligocén–kora-miocén) fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Balaton-vonal zónáját metsző szeizmikus szelvényen. A különböző korú képződmények határai a fúrások rétegsora és a szeizmikus kép együttes figyelembevételével lettek kijelölve. Rövidítések: Pz=Palaeozoikum (granit), Tr=triász, Ol = Oligocén, M1-M2=alsó- és középső-miocén

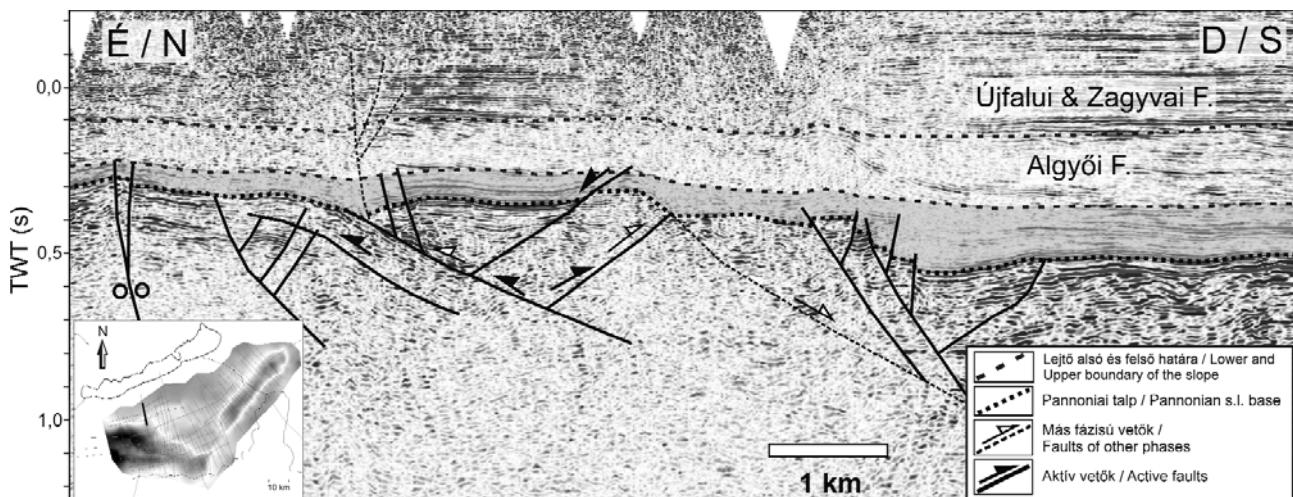
Figure 4. Interpreted seismic profile from the Balaton Line Zone with the oldest (Late Oligocene – Early Miocene) set of structural elements. The boundaries of the formations from integrating the stratigraphic interpretations from the wells and the seismic data. Abbreviations: Pz=Palaeozoikum, Tr=Triassic, Ol=Oligocene, M1-M2=Lower and Middle Miocene



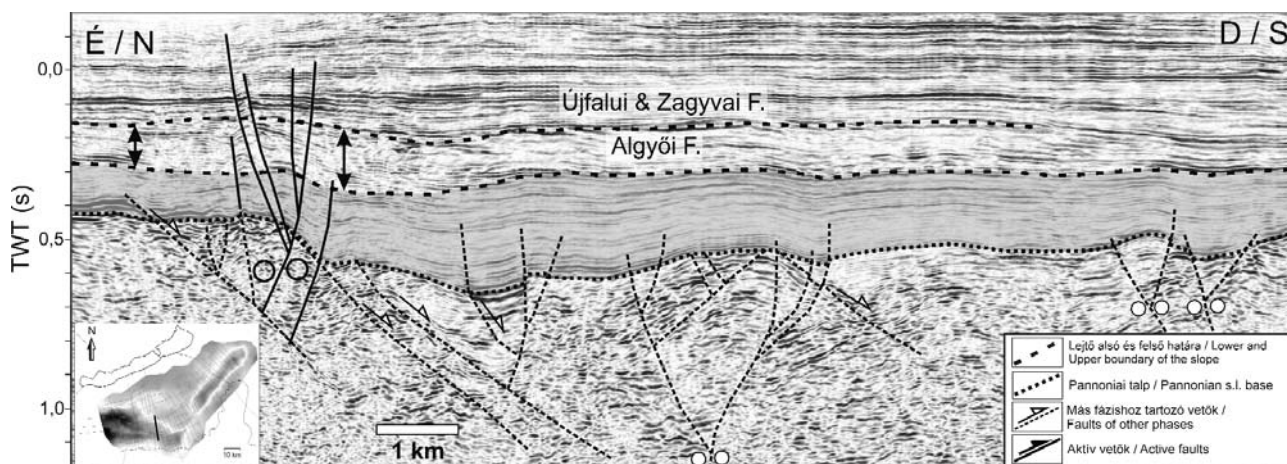
5. ábra. A második (kárpatí–középső-miocén) fázist bemutató szerkezeti értelmezés az Ozorai-árok tengelyére merőleges szeizmikus szelvényen
 A szelvény közepén jól kivehető a feltehetően kárpatí–középső-miocén szerkezeti elemek által meghatározott szinrift árok. A pontozott felszín a pannóniai s.l. képződmények talpát jelöli
Figure 5. Seismic profile from the area of the Ozora Trough representing the second, Karpatian - Middle Miocene phase
 The syn-rift trough is bounded by Karpatian - Middle Miocene structural elements under the post-rift Pannonian s.l. deposits. The base of the post-rift sediments is signed with dotted surface

vetők is, az idősebb szerkezeti elemek reaktivációjával együtt. Ez a komplex kép eltolódásos deformációra utal a lejtőépülés előtt, mely egyaránt befolyásolta a mélyvízi márga-turbidit rétegsor elterjedését és vastagságát, valamint a lejtőépüléskor meglévő aljzat morfológiáját is. Az ábrán látható, fiatalabb pannóniai képződményeket is érintő szerkezetek és az ezekhez tartozó deformáció a „kora-pannóniai” fázis elemeinek reaktivációjához kapcsolódik.

A 7. ábrán bemutatott „késő-pannóniai” aktív szerkezetek szintén a „kora-pannóniai” elemek reaktivációjához kapcsolódnak. A lejtőképződmények kivastagodása jelzi, hogy az utóbbi szerkezeti elemek létrehoztak egy kisebb medencét a szelvény déli részén még a lejtőépülést megelőzően és az épülő lejtő vastagságát az így létrejött vízmélységkülönbség befolyásolta. Később a „késő-pannóniai” elemek már az épülő klinoformokat és a lejtőépülésnél fiatalabb képződményeket is érintik. Ezek a



6. ábra. A harmadik („kora-pannóniai”) fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Balaton-vonal zónáját metsző szeizmikus szelvényen
 Összetett, döntően eltolódásos-rövidüléses (transzpressziós) szerkezeti elemeket létrehozó „kora-pannóniai” deformáció erőteljesen érinti a lejtőépülést megelőző képződményeket (szürke területtel jelezve), majd ezek reaktivációja révén deformálódnak a lejtő képződményei is
Figure 6. Seismic profile from the zone of the Balaton Line representing the third, “Early Pannonian” phase
 Complex “Early Pannonian” transpressional deformation affected pre-slope deposits (denoted by the shaded area), and later, with reactivation, the slope deposits also



7. ábra. A negyedik („késő-pannóniai”) fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Mezőcsokonyai-árokot harántoló szeizmikus szelvényen. A „kora-” és „késő-pannóniai” szerkezeti elemek eltolódásos deformáció eredményei, melyek hatással voltak a pannóniai s.l. képződmények vastagságviszonyaira.

Figure 7. Interpreted seismic profile at the area of the Mezőcsokonyai Trough representing the fourth, “Late Pannonian” phase.

The “Early” and “Late Pannonian” faults are the results of lateral displacement and most of them belong to the reactivation of older faults. It is visible on the seismic profile that the thickness of the Pannonian sediments are affected by these faults.

többségében transzpressziós elemek a terület kezdeti inverziójához kapcsolódnak (HORVÁTH 1995; HORVÁTH & CLOETINGH 1996; BADA et al. 1999, 2007; FODOR et al. 2005; CSONTOS et al. 2005). Számos esetben a vetők felső vége már nem kivehető a szelvényeken, így a szerkezeti mozgások időbeli elhúzódnása nehezen állapítható meg. A pannóniai képződmények a szelvény mentén változó mértékű gyűrődést mutatnak, mely gyűrődés néhol csak az idősebb pannóniai üledékeket érinti (pl. szelvény déli része), de van, ahol a fiatalabbakat egyaránt (pl. szelvény északi része). A gyűrődés elsősorban az idősebb szerkezetek reaktivációjának az eredménye, de kompakciós redők is keletkezhetnek.

Korábbi szerzők által azonosított, kb. a miocén–pliocén határon bekövetkező regionális kompressziós eseményhez kapcsolódó unkonformitás (SACCHI et al. 1999, SAFTIC et al. 2003, MAGYAR & SZTANÓ 2008, MAGYAR 2010, HORVÁTH et al. 2010) a pannóniai és pliocén–kvarter képződmények között a vizsgálati területen nem jelent meg.

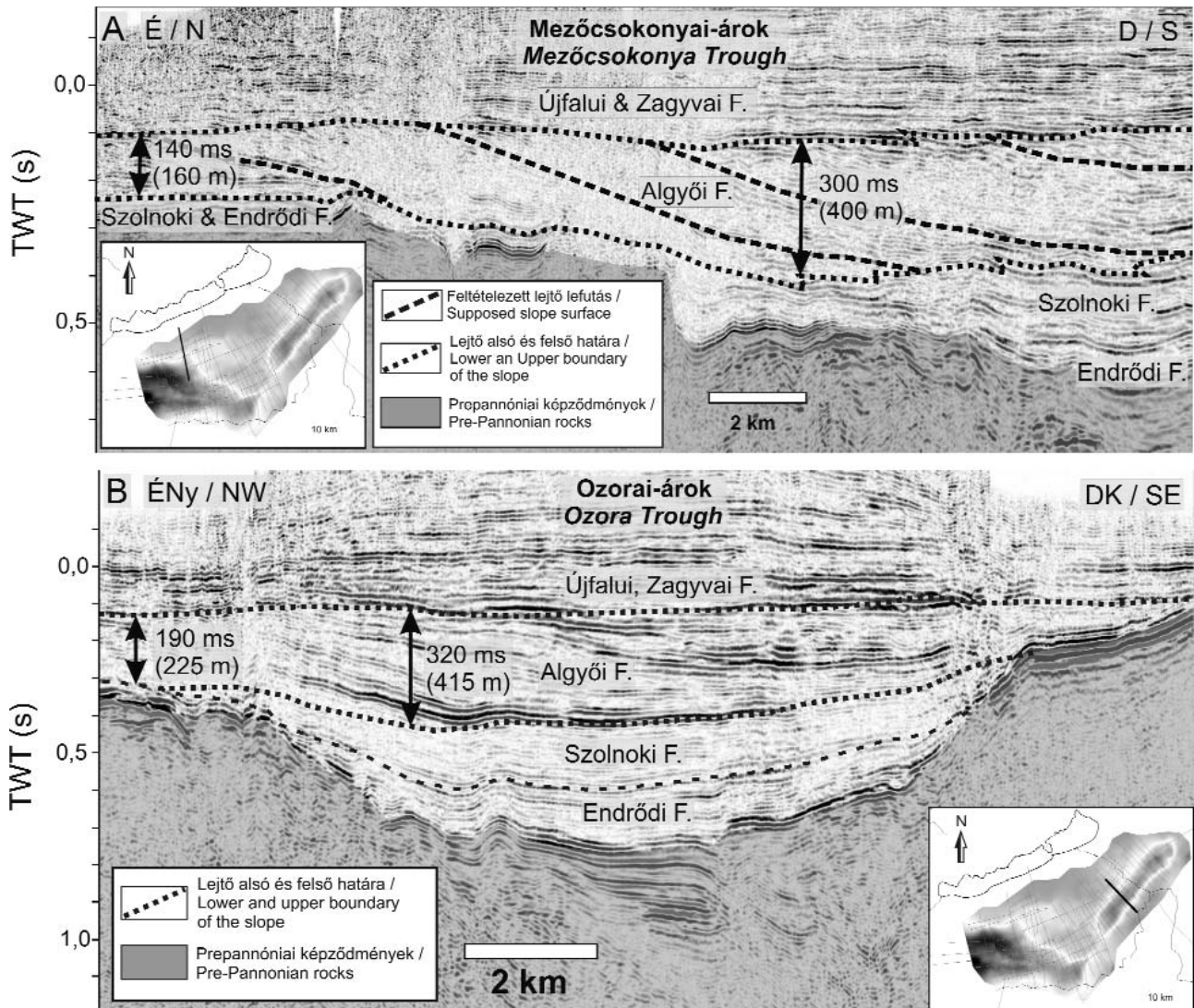
A lejtőépülés jellegzetességei

A lejtők épülésének módja számos közös jellegzetességet mutat. Mindkét nagy kiterjedésű, mélyebb fekvésű terület (Mezőcsokonyai-, ill. Ozorai-árok) esetében megfigyelhető a lejtőreflexiók által létrehozott klinoformok magasságának szisztematikus növekedése (azaz a lejtőreflexiók meghosszabbodása, a lejtőüledékek kivastagodása) az árkok felett. Ez a jelenség azokon a szelvényeken a legszembetűnőbb, melyek mind a kiemelt (északi) peremeket, mind az árok területét érintik (8. ábra). Ez egy újabb bizonyítéka annak, hogy a topográfiai különbség a lejtőépülés idején már létezett, így a kiemelt peremeken kisebb, míg az árkokban nagyobb volt a tó vízmélysége (cf. POGÁCSÁS 1984). A Mezőcsokonyai-árok esetében (8. ábra, A) látható, hogy az É-i magaslaton déli irányba épülő

klinoform magassága az árkokba érve jelentősen megnő, majd tovább épülve a lejtőreflexiók ellaposodnak és kevésbé magas lejtők épülnek tovább. Ez a terület fokozatos feltöltődésének és a lejtőépülés-irány megváltozásának az eredménye. Hasonló jelenségek figyelhetők meg az Ozorai-árkokban is (8. ábra, B), azonban itt az északnyugat felől épülő lejtő ellaposodó reflexiói nekifutnak a Tamási-peremnek és kiékelődnek. Mivel az árok tengelyével párhuzamos szelvényen a lejtőreflexiók meredek dőléssel ismét jól kivehetőek (9. ábra), megállapítható, hogy az épülés délnyugatra — azaz az árok tengelyének irányába fordult. Az előbb említett ellaposodás látszólagos, azaz áldőlés a lejtővel nagy szöget bezáró szelvényen. Az irányváltás a lejtőépüléskor is jelenlévő Tamási-perem hatása.

Érdekes képet látunk az Igali-hát környékén, ahol a bemutatott kompozitszelvény két oldalán jól kivehető az ellenkező irányú lejtők épülése (9. ábra). Jól látszik az is, hogy az épülő klinoformok a hát közelébe érve ellaposodnak. Ez mindkét lejtő épülésének irányváltására utal, délkeleti irányba (a szelvényre merőlegesen), melyet az Igali-hát jelenléte idézett elő. Azonban az északkelet felől épülő lejtő reflexióit tovább követve, az Igali-hát nyugati oldalán azok ismét kivehetőek. Tehát a találkozási pont a szelvényen a háttól nyugatra található. Ezen a helyen talán alakú, ívelt reflexiók látszanak. Ez arra enged következtetni, hogy a két lejtő találkozására révén a két lejtő között mélyedés jött létre, mely fokozatosan feltöltődött.

Érdekes részletesebben megvizsgálni a kompozitszelvény északkeleti részét (10. ábra). Itt a DNy-i dőlésű lejtőre gyenge amplitúdójú, közel horizontális reflexiók lapolódhatnak rá. Hasonló jelenséget ismerünk a Kelet-Alföldről is: ott az így kialakult felszín regionális unkonformitásnak tekintik, és a rátámaszkodó üledékeket a kisvízi rendszeregységbe sorolták, mely kialakulását jelentős relatív vízszintesítés okozhatta (VAKARCS & VÁRNAI 1991, CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994). Ugyanezt a jelenséget újabban



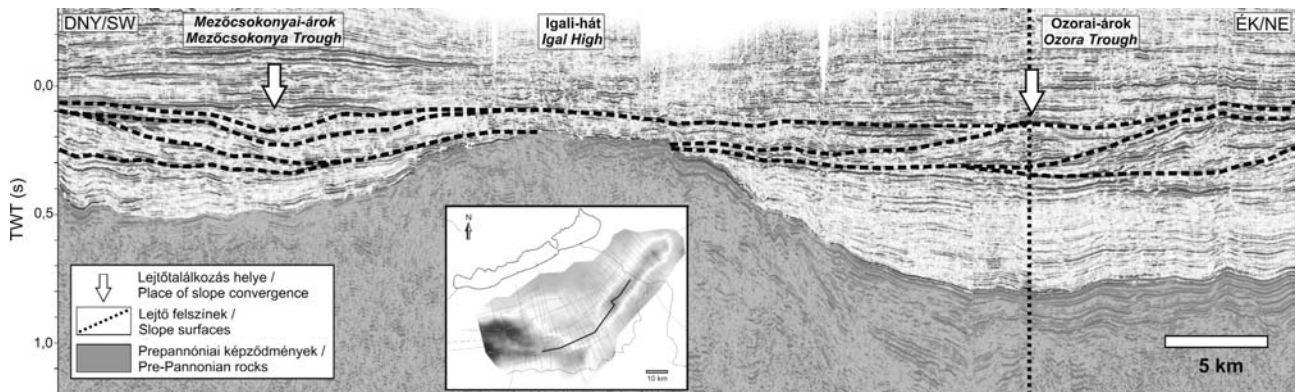
8. ábra. A) A Balaton-vonal zónájának kiemelt területéről a Mezőcsokonyai-árok irányába épülő lejtő szeizmikus képe, az egyes környezeteket jelző formációk feltüntetésével. A szelvény középső részén behúzott reflexiók lefutása bizonytalan a szeizmikus kép minősége miatt; B) A lejtőreflexiók fokozatos ellaposodása és kikékelődése a Tamási-perem irányába az Ozorai-árok területén

Figure 8. A) Interpreted seismic profile of a clinoform, prograding towards the Mezőcsokonya Trough from the elevated area of the Balaton Line Zone (with the names of Pannonian s.l. formations). The interpretation in the middle of the profile is uncertain because of the chaotic seismic picture; B) Interpreted seismic section showing the gradual decrease of slope dip and pinch-out of the slope horizons towards the Tamási Edge across the Ozora Trough

kétirányú lejtő találkozásaként értelmezték háromdimenziós szeizmikus felvételek alapján (SZTANÓ et al. 2007, MAGYAR & SZTANÓ 2008, MAGYAR 2010). Ez a két lehetséges magyarázat itt is felmerül. Azonban az üledéktestet metsző merőleges szelvényen jól látható, hogy a rálapolódás felszíne felett ÉNy-i irányból egy újabb lejtő épülése jelenik meg. Ez egyértelműen arra utal, hogy nem relatív vízszintesést jelző kisvízi lejtőlebenyt képeznek le a szelvények, és rámutat arra, hogy csak több irányból megvizsgálva azonosíthatók bizonyossággal a kisvízi üledéktestek.

A morfológiai self és a lejtő találkozási pontjának felfelé és előre épülése arányában 3 selfperem nyomvonal típus jelölhető ki: pozitív (vagy emelkedő), stagnáló (lapos), illetve negatív (vagy ereszkedő) nyomvonal (BULLIMORE et

al. 2005, HENRIKSEN et al. 2011), melyek az erózióbázis szintjének, esetünkben a Pannon-tó egy aljzati referencia-ponthez mért vízszintjének emelkedését, stagnálását vagy esését jelzik (cf. HELLAND-HANSEN & GJELBERG 1994, HELLAND-HANSEN & MARTINSEN 1996, MELLERE et al. 2002, STEEL & OLSEN 2002, BULLIMORE et al. 2005). Ez a hagyományos szekvencia-sztratigráfiai megközelítéstől eltérő módszer a vizsgált szelvényekre is jól alkalmazható volt. A legtöbb szelvényen a selfperemépülés két típusa jelent meg: rövidebb szakaszokon (0,2–3 km előrehaladás mellett) emelkedő, majd hosszabb szakaszokon (2–6 km), a fedő selffel párhuzamos, azaz stagnáló nyomvonal követhető. Ez azt jelenti, hogy a self-lejtő-rendszer fejlődésében egymást követték az aggradációval és progradációval jelle-

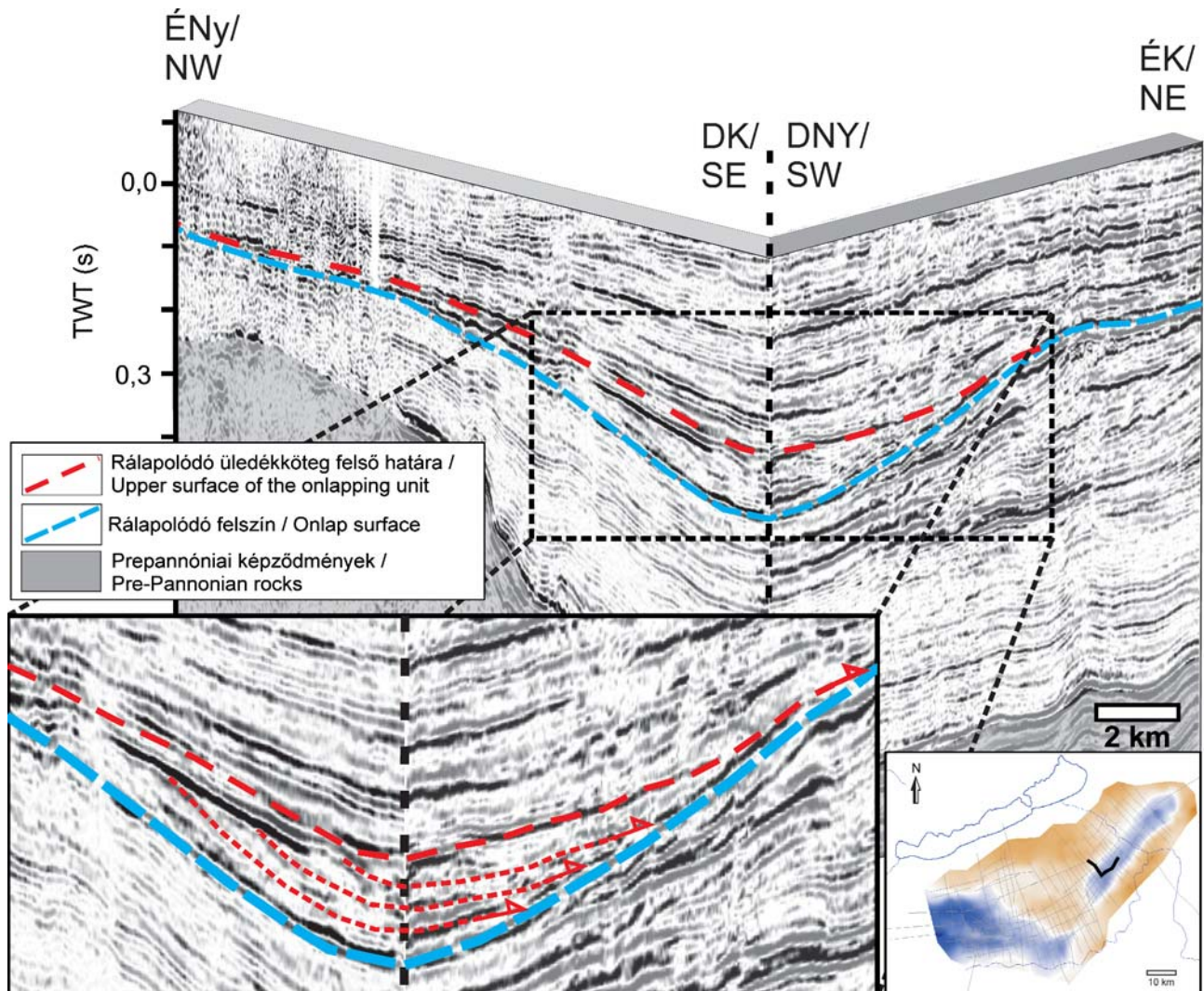


9. ábra. Ellenkező irányból épülő lejtők találkozási (fehér nyíllal jelölve) az Igal-hát környékén.

Az Ozorai-árokban a szelvény kisebb szöget zár be a lejtőépülés tényleges irányával, mint a Mezöcsokonyai-árokban. Az áldölések ellenére a lejtőtálkozás geometriája tisztán kirajzolódik. A 10. ábrán megjelenő szelvény nyomvonalát a függőleges pontozott vonal jelzi

Figure 9. Clinoforms prograding from opposite directions (marked with white arrows) around the area of the Igal High.

At the area of the Ozora Trough the angle between the seismic section and the true direction of the slope progradation is smaller than in the Mezőcsokonya Trough. Despite the apparent dip, the geometry of meeting of the two slopes is clearly visible. The trace of the perpendicular seismic section (Figure 10) denoted by the vertical dashed line



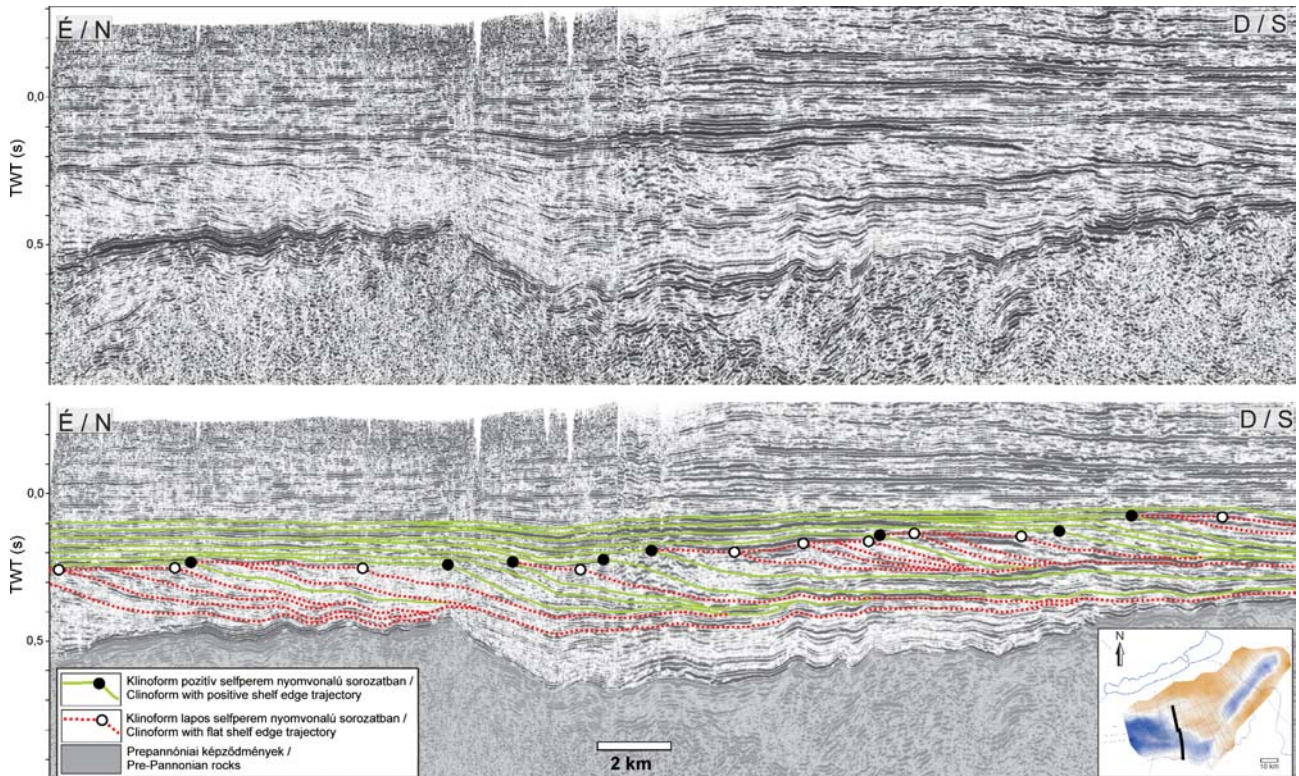
10. ábra. Az Ozorai-árok délnyugati részén húzódó közel merőleges szeizmikus szelvények, feltüntetve a lejtőépülés főbb felszíneit, jelezve a rálapoló reflexiókat és az északnyugati irányból épülő lejtőt

Figure 10. Interpreted profile of two nearly perpendicular 2D seismic lines from the south-western part of the Ozora Trough with the main boundary surfaces of the clinoform(s). Black arrows show the onlapping horizons and the prograding slope from the north-western direction

mezhető időszakok, melyet a medence más területein is megfigyelhetünk (vö. SZTANÓ et al. 2009, 2012; UHRIN 2011) (11. ábra). A Pannon-tó relatív vízszintjének emelkedésekor a nagy mértékű üledékbehordás meghaladta és kitöltötte a selfen gyarapodó kitölthető teret. Ennek következménye az aggradáló self és mérsékeltlen haladó lejtő. A progradációs időszakokban a relatív vízszint nem emelkedett, a selfen nem keletkezett újabb kitölthető tér, ezért ott az üledék a folyómedreken és deltaágakon át csupán tovább szállítottott a lejtőre és a mélymedencébe, a lejtő jelentősebb előrehaladását okozva. A vizsgált területen egyetlen esetben sem tapasztaltunk negatív selfperemnyomvonalat, azaz ezt

és ezt követik a fiatalabb lejtőreflexiók. A vízszintemelkedés mértéke mintegy 150 m (100 ms) lehetett. Ekkora mértékű előntés az üledékképződési környezetek ismétlődését eredményezhette (12. ábra, B). Ennek igazolására sajnos nem áll rendelkezésre a szelvény tágabb térségében mélyült fúrás. E jelentős kimélyülést csupán csak egyetlen, szomszédos, párhuzamos szelvényen lehetett látni, de már ott se volt ilyen kifejezett.

Ugyanígy fut a korábban SACCHI et al. (1999), újabban HORVÁTH et al. (2010) által értelmezett D5 regionális szelvény, melyen a lejtő ismétlődését jelző előntés szintén nem jelenik meg, sem a szelvényen, sem a kapcsolódó fúrások-



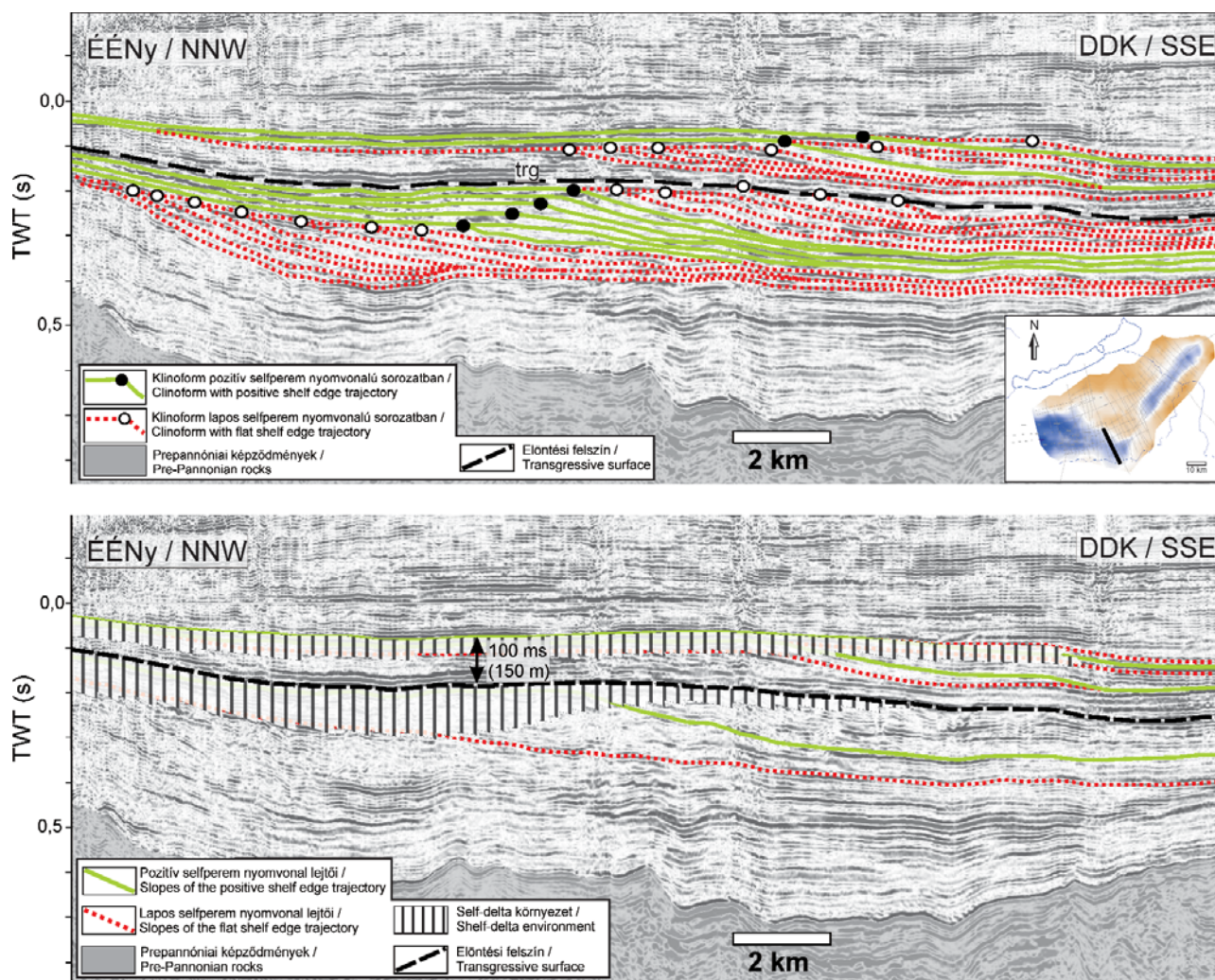
11. ábra. Aggradáló és progradáló lejtők sorozata szeizmikus szelvényen a selfperemi pontok feltüntetésével

Figure 11. Aggrading and prograding series of slopes on an interpreted seismic section with the successive positions of the migrating shelf-slope break

kísérő kilapolódásokat és az ezt fedő selfreflexiók kisebb vagy nagyobb mértékű szétnyílását. Az ereszkedő selfperemnyomvonal hiánya azt tükrözi, hogy az erózióbázis szintje sosem süllyedt a perem alá. Másképpen a tó vízszintje nem esett, vagy ha esett is, ez nem volt nagyobb a szeizmikus szelvény felbontóképességénél, azaz kb. 30 m-nél.

Egyetlen szelvény esetében figyeltünk meg két, lejtőt képviselő ferde reflexiósorozat egymásra települését (12. ábra). A szelvényen kirajzolódó „alsó” lejtő jellegzetes aggradáló–progradáló épülést mutat. Ezek felett azonban megjelenik egy újabb lejtő, a selfperem jelentős hátralépésével, melyet újabb progradáció követ, kisebb aggradáló szakaszokkal. Hasonló jelenséget korábban már írtak le az Alföld területéről is (JUHÁSZ et al., 2006, MAGYAR 2010). A két lejtőrendszer között markáns, jól követhető határ látható, mely mentén jelentős relatív vízszintemelkedés történhetett,

ban. Ennek oka lehet, hogy értelmezésük még „papír” szelvényeken született. A hosszan követhető lejtő felett az adott mélységben, az egyébként 9,2 millió évesnek határozott maximális előntéssel véget érő transzgresszív rendszeregység csupán „self”-reflexiókat tartalmaz, és értelmezésükben az egész Dunántúlon térképezhető. Véleményünk szerint ez az esemény szeizmikusan nem követhető, hiszen mind tovább kelet felé, mind nyugati irányba több szelvényen már nem jelent meg. Amennyiben a SACCHI et al. (1999) vagy HORVÁTH et al. (2010) által azonosított transzgresszív rendszeregység fúrásokkal igazolható a terület tágabb környezetében, úgy valóban regionális esemény, a Pannon-tó vízszintje emelkedésének eredménye lehet. Bizonyítékok hiányában azonban nem állíthatjuk, hogy regionális jelenség. Valószínűleg csak lokális, kis területet érintő intenzív süllyedés és/vagy a beszállítás időszakos helyi szünetelésének eredménye. Az előbbihez tartozó



12. ábra. A) Két egymás felett kifejlődött lejtő a selfperemi pontok feltüntetésével. Az „alsó” progradáló lejtők látszólagos, csökkenő, negatív selfperem útvonala az utólagos süllyedés eredménye (megszűnne idősebb horizontra történő kiegyenesítés esetében); B) A selfperemi pontok és a transzgresszív felület segítségével kijelölt self-delta környezetek (Újfalu Formáció) megismétlődése

Figure 12. A) Interpreted seismic profile with two stages of slope progradation with the successive positions of the migrating shelf-slope break. The apparent negative trajectory of the “lower” slope is the result of the subsidence after the progradation; B) The repetition of the shelf-delta deposits (Újfalu Formation) determined by the positions of the shelf-slope break and the transgressive surface

szerkezeti elemet nem tudunk azonosítani, és ennyire kis területen a behordás szünetelését is nehéz elképzelni. Tehát egyelőre a kérdést megválaszolni nem tudjuk, az viszont biztosra vehető, hogy ha van is regionális elöntés, annak kora a fúrési adatok és a vizsgálati területen korrelált felszínek alapján kb. 8,1 Ma.

Vízmélységviszonyok a lejtőépülés idején

A medence területek mélységviszonyaira a klinoformok magassága, ill. a megfelelő lejtőüledékek vastagsága adhat felvilágosítást (POGÁCSÁS & RÉVÉSZ 1987, MATTICK et al. 1994). A rendelkezésre álló, illetve a korábban bemutatott szelvények alapján kijelenthetjük, hogy az Ozorai-árok területét mintegy 350–400 m mély víz boríthatta a lejtő előrehaladása idején, míg a szomszédos peremeken a

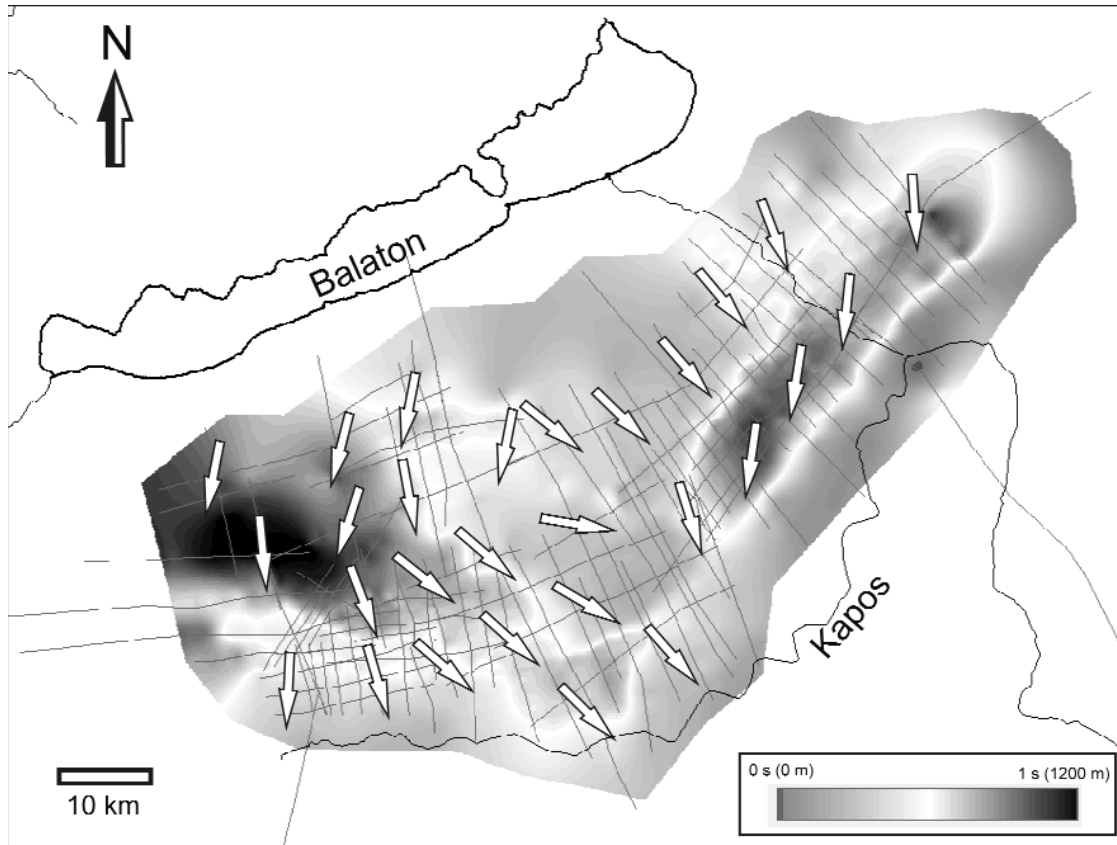
vízmélység alig haladta meg a 200 m-t. A Mezőcsokonyai-árok területén a lejtő kiépülése idejében a peremekhez képest (120 m) jóval nagyobb volt a vízmélység, mintegy 300–400 m. Ezek az értékek mélységkonverzióval kapott, kompaktációt figyelembe nem vett értékek. A lejtőüledékek dekomraktált vastagsága — és így az egykori vízmélység is — mivel pelites képződményekről van szó, ennél valószínűleg jóval több lehetett (peremi helyzetben 200–300 m, míg a medencék területén 400–550 m).

A feltöltődés folyamata

Mivel a szelvények a lejtőnek csak egy adott irányú metszetét mutatják, mely a legtöbb esetben nem esik egybe az épülés tényleges irányával, így áldóléseket látunk. Az épülési irány meghatározása azonban az alapvetően merőleges szelvényekből álló hálóban könnyen megoldható. Az így

elkészített térkép (13. ábra) alapján a lejtőépülés iránya kis területen belül is erősen változó, de megállapítható, hogy a lejtő uralkodóan ÉNy és ÉÉK felől haladt dél felé. A „keleti” lejtő épülését, ahogy azt a szelvényeken is látni lehetett, az Ozorai-árok és a déli, meredek kiemelkedés, a Tamási-perem egyértelműen befolyásolta és eltérítette dél-dél-

hogyan a viszonylag kicsi — 200–250 m-nyi — relief is milyen jelentősen befolyásolhatta a lejtőépülést. A MAGYAR (2010) által publikált adatokat figyelembe véve az első nyomvonal megfeleltethető a selfperem 8,6 millió évvel ezelőtti helyzetének, míg az utolsó, ötödik nyomvonal a 8 millió évvel ezelőtti állapotának. Ez alapján



13. ábra. A szelvények kereszteződésében megbecsült lejtőirányok az egykori pannóniai fektűrtérképen (l. 3. ábra B)

Figure 13. Directions of slope progradation derived from the intersection of the seismic profiles, on the relief map of the base Pannonian s.l. surface (see Figure 3B)

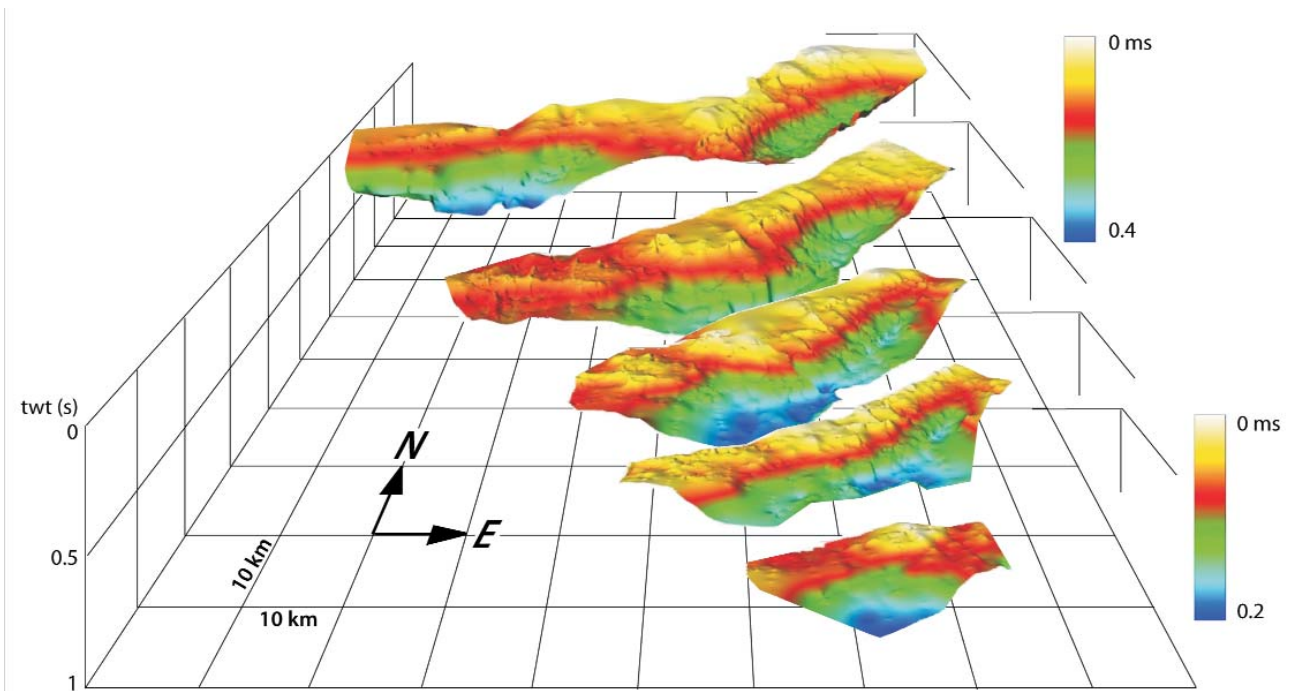
nyugat felé. A „nyugati” lejtő épülését a Mezőcsokonyai-árok jelenléte határozta meg. Az épülés itt is a mélyedést követi, azaz leginkább dél-délkeleti irányú, és a Kaposvári-magaslat is, a Tamási-peremhez hasonlóan, eltérítette a lejtőt.

A szeizmikus értelmezés során azonosított regionális lejtőhorizontok közül kiválasztottunk ötöt, melyek jól reprezentálják a lejtő előrehaladását. Ezek felhasználásával készült háromdimenziós képeken követhetjük a feltöltődés folyamatát (14. ábra).

Az 15. ábrán a felszínhez kapcsolódó selfperem lefutások mellett feltüntettük a pannóniai képződmények pannóniai aljzatának morfológiáját (3. ábra, B) és az épülésirányokat is, így a feltöltődés mellett a mélyedések épülésre gyakorolt hatása is jól látszik. Ne feledjük, hogy a lejtőépülés kezdetén az aljzat domborzata valamivel kisebb reliefű lehetett, hiszen az aljzattérségek mélységét az Endrődi Márga, de leginkább a Szolnoki Formáció felhalmozódása jelentősen mérsékelhette. Annál meglepőbb,

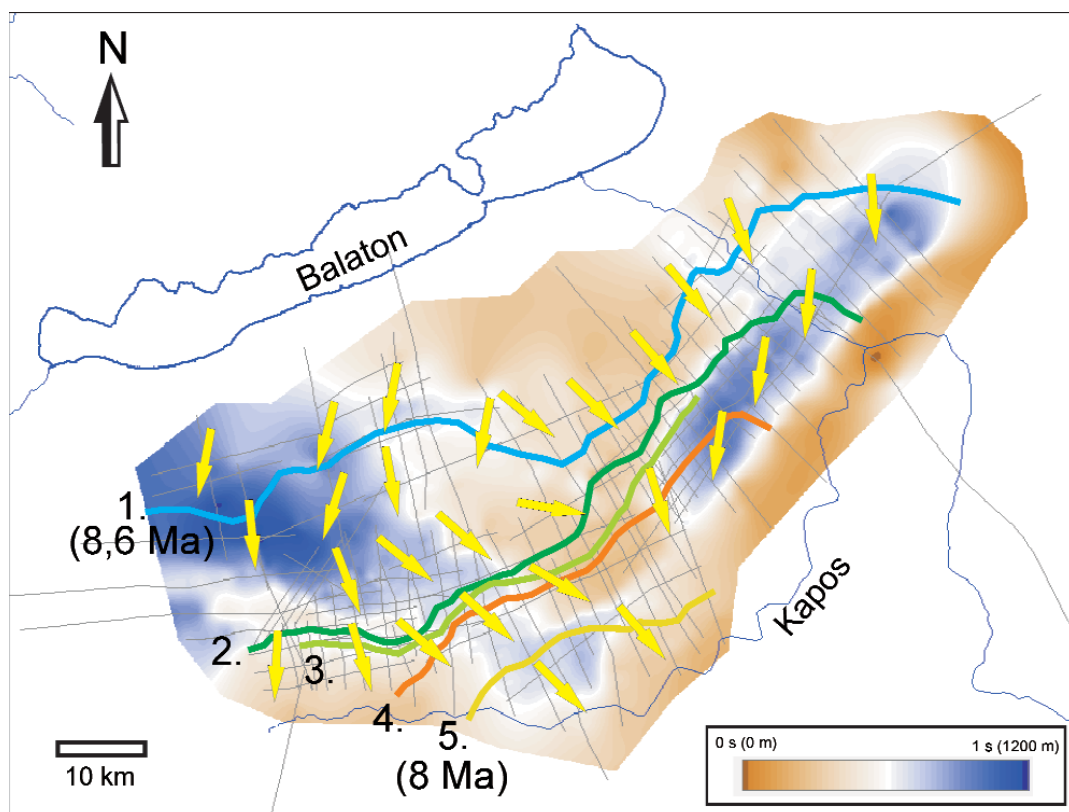
megállapítható, hogy a selfperem mintegy 0,7 millió év alatt haladt át a területen, megközelítőleg 35 km-t megtéve DDK-i irányba.

Mind az Ozorai-, mind a Mezőcsokonyai-árok esetében jelentős az előrehaladás az első és a negyedik selfperem nyomvonal között, mely gyors lejtőépülésre enged következtetni. Meglepő módon épp az árkokban zajlik a gyors lejtőépülés, sőt, a kiemelt Igali-háton épp az ellenkezője látható, azaz az előrehaladás mérsékeltebb. Ez annak lehet a következménye, hogy mindkét mélyedés koncentráta az ÉNy és ÉK felől érkező üledéket, így a szűkebb, kiemelt hátra nem érkezett elegendő üledék. Az Igali-háthoz hasonlóan az Ozorai-árok északnyugati peremén is jóval kisebb mértékű előrehaladás látszik, mint az árok belsejében, létrehozva ezzel a selfperem lefutásának görbületét. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy ÉNy felől az üledékbehordás minimális volt, és az árkokban csapdázódott üledék nagy része az árok ÉK-i vége felől érkezett.



14. ábra. A lejtőépülés folyamata, vastagságtérképek által kirajzolódó lejtőfelszínek háromdimenziós képe segítségével. A lejtőt általában a vörös és a zöld színű mélységtartomány jelzi.

Figure 14. Seismic TWT difference surfaces produced from a Pannonian alluvial plain horizon and the slope horizon representing the progradation of the slope. The prograding slope is indicated mostly by the red and green depth range



15. ábra. A vastagságtérképek és a szelvények alapján kirajzolt selfperemnyomvonalak lefutása és a lejtőépülés iránya a 3. ábra B részén bemutatott „relatív pannóniai fekvő” térképén

MAGYAR (2010) alapján az 1. nyomvonal a selfperem mintegy 8,6 millió évvel ezelőtti helyzetét mutatja, míg az utolsó, 5. nyomvonal megfelel a 8 millió évvel ezelőtti állapotnak

Figure 15. Traces of the shelf-edges determined by the TWT difference surfaces and the seismic profiles. The lower surface is the “palaeotopographic map” of the Pannonian s.l. deposits (Figure 3B)

Based on the data of MAGYAR (2010) the first trace represents the position of the shelf-edge approximately 8.6 Ma, while the last, fifth trace represents the location of the shelf margin ca. 8 Ma

Következtetések

A Somogyi-dombság északi részéről származó szeizmikus szelvények elemzése során kitérképezésre került a pannóniai képződmények jelenlegi aljzata, mely erőteljesen tagolt morfológiát mutat. A szeizmikus vastagságtérképek megmutatták, hogy ez a morfológia kisebb relieffel, de a lejtőépülés idejében is jelen volt. A rendelkezésre álló biosztratigráfiai adatok alapján a progradáló lejtő mintegy 8,8–8,6 millió éve érhetette el a területet és gyorsan, több mint fél millió év alatt haladt át azon.

A szerkezetföldtani elemzés során sikerült azonosítani a tagolt aljzatmorfológiát kialakító szerkezeti elemeket. A legtöbb elemet egy komplex, eltolódásos, döntően transzpressziós, helyenként transztenziós deformáció hozta létre a pannóniai korszak során. Mivel ennek hatása megjelenik a lejtőépülés előtti, közbeni, és utáni képződményekben is, megállapítható, hogy a Pannon-medence posztrift fázisa a területen egy folyamatos, területenként változó mértékű deformációval jellemezhető. A somogyi területen a transzpressziós jelleg képviseli a késő-miocén elejének deformációs stílusát. Mivel a délnyugat-dunántúli budafai-lovászi területekre tisztán kompressziós szerkezetek jellemzőek, a somogyi transzpressziós deformáció átmenetet képvisel a Pannon-medence keleti részén megjelenő tenziós/transztenziós stílus irányába. A szelvényeken jól kivehető a Dunántúli-középhegység neotektonikus inverzió általi kiemelkedése, melynek következtében a teljes neogén rétegsor meggyűrődött.

A tagolt aljzatmorfológia és az aktív tektonika befolyásolta a pannóniai képződmények vastagságviszonyait és a selfperemi lejtők épülését is. A tagolt aljzatmorfológia révén a szelvényeken a Balaton területén áthaladó deltákhoz kapcsolódó selfperem és lejtő két ága jelenik meg, a mélymedence területekre jellemző rétegsorral. A területen azonosított aljzati mélyedések (Mezőcsokonyai-árok, Ozorai-árok) a lejtőépülés idején mélyebb vízi területek voltak, minek következtében a lejtőüledékek vastagsága is nagyobb e területek felett. E medencék egyfajta üledékcsapdaként viselkedtek, és koncentrálták az üledékbehordást, így az Endrődi Márga és a Szolnoki Homokkő összvastagsága, és a lejtőépülés üteme is nagyobb, mint a peremi területeken. Ilyen peremi, kiemelt terület volt az Igali-hát, vagy a Tamási-perem, ahol az üledékképződés mértéke jóval kisebb lehetett. Az Igali-hát esetében tapasztalt kismértékű lejtő-előrehaladás arra enged következtetni, hogy felgyorsult épülést csak elegendően széles háton lehet feltételezni, ahol a környező mélyedések üledékkoncentráció hatása nem érvényesül. Az aljzatmorfológia hatással volt a lejtőépülés irányára is: a mai középhegység területe felől épülő egy-

ségek a vizsgálati terület keleti részén dél-délnyugati irányba épülnek, míg nyugaton ez az irány dél-délkeleti. Tehát a Balaton területétől délre ismét kiépülő lejtő szárnyának épülése az egykori aljzatmorfológia mélyedései (Mezőcsokonyai- és Ozorai-árok) által meghatározott irányokba folyt tovább. A két beszállító rendszer közötti választó pedig az Igali-hát volt. A jelentősebb magaslatok (mint például a Tamási-perem, Igali-hát) gátként viselkedtek, és az épülő lejtőt fokozatos irányváltásra kényszerítették, hasonlóképp a Mihályi-hát környezetében tapasztaltakhoz (UHRIN 2011).

A szelvények többségén emelkedő és stagnáló selfperem nyomvonalának váltakozása figyelhető meg. Ez szaggatott, lépésenkénti relatív vízszintemelkedést, majd stagnálást jelez, mely hasonlatos más területeken megfigyelt jelenségekhez (UHRIN & SZTANÓ 2012, SZTANÓ et al. 2012). Jelentősebb elöntést csak két szomszédos szelvényen, a Mezőcsokonyai-árok területén figyeltünk meg, ahol egymás felett két lejtő-sorozat települ. Mivel ez csak lokálisan jelent meg, eredete bizonytalan. A selfperem nyomvonal sehol nem volt ereszkedő, ami kizárja a szeizmikus felbontást meg nem haladó relatív vízszint-esések megtörténtét. A lejtőre támaszkodó, látszólag a kisvízi rendszerezések geometriáját mutató testről az Ozorai-árokban merőleges szelvény mentén be lehetett bizonyítani, hogy azt eltérő irányú lejtők találkozására hozta létre. A fenti megfigyelésekből következik, hogy a területen nem jelenik meg klasszikus értelemben vett, vízszint-eséshez köthető szekvenciahatár, illetve csökkenő vízi – kisvízi – transzgresszív – nagyvízi rendszerezésekből álló szekvencia sem.

Köszönetnyilvánítás

A szelvényeket a Mol Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt. bocsátotta a rendelkezésünkre, és CZELLER István (geológiai modellfejlesztés-vezető, Mol Nyrt.), valamint NÉMETH András (kutatási projektvezető, Mol Nyrt.) támogatta munkánkat, melyet köszönünk. A bemutatott szeizmikus szelvények értelmezése az Eötvös Loránd Tudományegyetem Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének Szeizmikus Laborjában készült, akadémiai licenz szerződés keretében használt SMT Kingdom 8.6 szoftverrel. A munkát a FODOR L. vezette 81530 számú OTKA kutatás támogatta. Köszönettel tartozunk bírálóinknak, MAGYAR Imrének és CSONTOS Lászlónak (Mol Nyrt.), a cikk elkészülését segítő hasznos és előremutató észrevételeikért, tanácsaikért mind a szöveget, mind az ábrákat illetően.

Irodalom — References

- BADA, G., HORVÁTH, F., FEJES, I. & GERNER, P. 1999: Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. — *Journal of Geodynamics* **27**, 501–527.
- 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**, 165–180.
- BADA, G., SZAFIÁN, P., VINCZE, O., TÓTH, T., FODOR, L., SPIESS, V. & HORVÁTH, F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 367–390.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian Basin – A kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BALLA, Z., DUDKO, A. & REDLER-TÁTRAI, M. 1987: A Közép-Dunántúli fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. évi jelentése*, 74–94.
- BÉRCZI, I. 1988: Preliminary Sedimentological Investigation of a Neogene Depression in the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds) 1988: The Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45**, 107–116.
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. 1985: Process and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.
- BULLIMORE, S., HENRIKSEN, S., LIESTOL, F. M. & HELLAND-HANSEN, W. 2005: Cliniform stacking patterns, shelf-edge trajectories and facies association in Tertiary coastal deltas, offshore Norway: implications for the prediction of lithology in prograding systems. — *Norwegian Journal of Geology* **85**, 169–187.
- CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.
- CSILLAG, G., SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HÁMORI, Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlemények* **140/2**, 183–196.
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. — *Tectonophysics* **297**, 51–72.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOE, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410**, 63–80.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- HELLAND-HANSEN, W. & GJELBERG, J. G. 1994: Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. — *Sedimentary Geology* **92**, 31–52.
- HELLAND-HANSEN, W. & MARTINSEN, O. J. 1996: Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. — *Journal of Sedimentary Research* **66**, 670–688.
- HENRIKSEN, S., HELLAND-HANSEN, W. & BULLIMORE, S. 2011: Relationships between shelf-edge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: a different approach to sequence stratigraphy. — *Basin Research* **23**, 3–21.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. H. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: a Review. — *Earth Evolution Sciences* **3–4**, 307–316.
- HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 229–235.
- HORVÁTH, F., SACCHI, M. & DOMBRÁDI, E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratiográfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúlon és a Balaton területén. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 391–418.
- JÁMBOR, Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 259 p.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., HÁMORI, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene sediments in the Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39/2**, 129–152.
- JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **282**, 257–276.
- JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. & Ó. KOVÁCS, L. 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society of London, Special Publications* **156**, 335–356.
- JUHÁSZ, GY. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. — *Földtani Közlemények* **122**, 133–165.
- JUHÁSZ, GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemények* **124**, 341–365.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. & VAKARCS, G. 2006: Integrált-sztratiográfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlemények* **136**, 51–86.

- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1998: A medenceperemi pannóniai s. l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — Mol és MÁFI kiadv., Budapest, 453–468.
- KÖRÖSSY L. 1990: A Délkelet-Dunántúl kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 3–53.
- MAGYAR I., 2010: A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. — *Geoliter*, Szeged, p.140.
- MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5/3–4**, 247–257.
- MAGYAR, I., RADIOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2012: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change Issue: Source to Sink* (in press).
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L., UNGER, Z. & VAN VLIET-LANOE, B. 2005: Quaternary neotectonics south of the Somogy Hills, Hungary (part I): evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H. & KEVRIC, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* **34**, 627–651.
- MATTICK, R. E., PHILLIPS, R. L. & RUMPLER, J. 1988: Seismic Stratigraphy and Depositional Framework of Sedimentary Rocks in the Pannonian Basin in Southeastern Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds.): *The Pannonian Basin*. — *AAPG Memoir* **45**, 117–146.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J., ÚJFALUSY, A., SZANYI, B. & NAGY, I. 1994: Sequence stratigraphy of the Békés Basin. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary*. 99–110.
- MELLERE, D., PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. 2002: Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelfmargin, Spitsbergen. — *Sedimentology* **49**, 1181–1206.
- POGÁCSÁS, GY. 1984: Seismic stratigraphic features of the Neogene Sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30**, 373–410.
- POGÁCSÁS, GY. 1987: Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian Basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 55–64.
- POGÁCSÁS GY. & RÉVÉSZ I. 1987: Neogén delta jellegek szeizmikus sztratiográfiai és szedimentológiai vizsgálata a Pannon-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 267–273.
- POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., ÚJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 175–205.
- POGÁCSÁS GY., JÁMBOR Á., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. 1989: A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratiográfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. — *Magyar Geofizika* **30**, 41–62.
- POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS, M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of Seismo- and Manetostratigraphy in Southeastern Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E., & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary*. 143–160.
- POREBSKI, SZ. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth Science Reviews* **62**, 283–236.
- ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds) 1988: The Pannonian Basin – A study in basin evolution. — *AAPG Memoir* **45**, 1–394.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, F. 1983: Evolution of the Pannian Basin System. 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2/1**, 91–137.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 63–88.
- 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. — 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**, 357–390.
- 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**, 101–122.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary — *12th Congress R.C.M.N.S.*, Vienna, Abstracts, 4 p.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 3889–7836.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., BADA, G. & HORVÁTH, A. 2009: Aggradational to progradational sequences of the slope and sand delivery to basin center in the Makó trough: integration of 3D seismic volumes and well-logs. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése*, Pécs, Abstracts, 2 p.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L. & WALLIS, R. 2012: 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 Issue: Source to Sink* (in press).
- STEEL, R. J. & OLSEN, T. 2002: Clinofolds, Clinofold Trajectories and Deepwater Sands. — In: ARMENTROUT, J. M. & ROSEN, N., C. (Eds.): *Sequence Stratigraphic models for exploration and production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories — Proceedings of the Gulf Coast Section Society for Sedimentary Geology (GCSSEPM) 22nd Research Conference*. 367–381.
- UHRIN A. 2011: Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben — *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE, Budapest, 121 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**, 1427–1440.

- UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlöny* **139/3**, 273–282.
- VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei-árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–51.
- VAKARCS, G., VAIL, P., TARI, G., POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Middle Miocene-Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.

Kézirat beérkezett: 2012. 04. 27.