

Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében

UHRIN András¹, MAGYAR Imre², SZTANÓ Orsolya¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

²MOL Nyrt., 1117 Budapest, Október 23. u. 18.

Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin

Abstract

In the Late Miocene age the prograding margin of the shelf of Lake Pannon reached the Zala Basin, the latter is a deep sub-basin in south-western Pannonian Basin and has an age of about 8 Ma. The composition of the Pannonian s.l. infill of the Zala Basin is similar to the coeval successions of other sub-basins. The unique feature of the area is the strong deformation of the Pannonian s.l. strata by a series of west–east trending synclines and anticlines. The latter form structural traps and are significant for their hydrocarbon accumulations. In this paper the steps of the infill of the Zala Basin are reconstructed in detail, based on the interpretation of approximately 1000 km of 2D seismic profiles. An attempt is also made to detect whether the formation of the folds had any effect on the process of the infill.

Within the deposits of the slope connecting the shelf and the deep basin, nine individual lobes were distinguished and mapped in the study area. The respective thicknesses of the lobes reach a few hundred metres, while their areal extent is about 500 km². The oldest lobes reached the area from the north (i.e. from the direction of the Danube Basin) and, subsequently, younger ones followed southwards. In some cases, a younger lobe is located 15–20 km east or west of the previous one, probably as a result of autocyclic switching of the feeding deltaic system. However, the slopes uniformly dip towards south-southeast even in these cases. The relief between the shelf and the slope toe indicates that the lobes prograded into water depths of 200–300 m in the central part of the studied area, and about 400 m in its northern and southern parts.

The Budafa anticline — now located in the central Zala Basin — has no effect on the process of progradation; however, the area of the southern Belezna anticline is bypassed by the lobes of the slope. Following the passing away of the shelf edge, the sedimentation rates of shallow lacustrine and alluvial deposits throughout the sub-basin are uniformly much lower in the area of the present-day anticlines than they are above the present-day synclines. Hence the formation of folds should have begun at the time when the shelf margin was crossing the southern part of Zala Basin (8–7.5 Ma). During the following few hundred kiloyears, active folding resulted in considerable spatial differences in the rate of basement subsidence (although uplifting and erosion from that time cannot be observed in any part of the area).

Keywords: Zala Basin, Pannonian s.l., seismic interpretation, sedimentation, shelf margin, folding

Összefoglalás

A Zalai-medence a késő-miocénben a Pannon-tó egyik mély részmedencéje volt, ahová mintegy 8 millió évvel ezelőtt jutott el a tó progradáló selfjének szegélye. Az itteni pannóniai rétegsor felépítése megfelel a más részmedencékből ismert összleteknek; a terület sajátosságát a szénhidrogén-tárolóként is jelentős nyugat-keleti csapású antiklinálisok és a közöttük elhelyezkedő szinklinálisok adják. Munkánkban mintegy 1000 km összhosszúságú 2D szeizmikus szelvényháló értelmezése segítségével részletesen rekonstruáljuk a Zalai-medence feltöltődésének menetét, és választ keresünk arra, hogy az említett redők képződése mennyiben volt hatással a feltöltődés folyamatára.

A selfperemet a mélymedencével összekötő lejtő üledékein belül kilenc jól elkülöníthető, mintegy 500 km² területű, néhány száz méter vastagságú lebenyt lehetett kitérképezni a vizsgált területen. A legidősebb lebenyek a Kisalföld felől érik el a területet, majd északról dél felé haladva egyre fiatalabb lebenyek követik egymást. Valószínűleg autociklikus hatás eredményeként néhol egymástól akár 15–20 kilométerrel keletre, ill. nyugatra elhelyezkedő lebenyekkel is találkozhatunk, a lejtő ugyanakkor ezekben az esetekben is déli, délkeleti irányban dől. A self és a medencealjzat szintkülönbsége alapján a lebenyek kiépülése előtt a terület központi részén, 200–300 méter, északi és déli sávjában mintegy 400 méter mély víz borította.

A Zalai-medence középső részén lévő budafai antiklinális nem volt hatással a progradáció menetére, azaz e szerkezet a selfperemi lejtő itteni kiépülések még nem volt jelen. A délebbi beleznai antiklinális területét viszont már elkerülik a lejtő lebenyei. A selfperem áthaladását követően, immár a selfen lerakódott képződmények üledékképződési rátája az antiklinálisok területén mindenütt jóval alacsonyabb, mint a szinklinálisok felett. A fentiek alapján a redőképződés akkor vette kezdetét, amikor a Pannon-tó selfpereme a Zalai-medence déli részén helyezkedett el (8–7,5 millió évvel ezelőtt). Az ezt követő néhány százezer évben a gyűrődéses tektonika már jelentős területi különbségeket okozott az aljzat-süllyedés ütemében, ám emelkedő, erodáló területtel még ekkor sem kell számolnunk.

Tárgyszavak: Zalai-medence, pannóniai s.l., szeizmikus értelmezés, üledékképződés, selfperem, redőképződés

Bevezetés

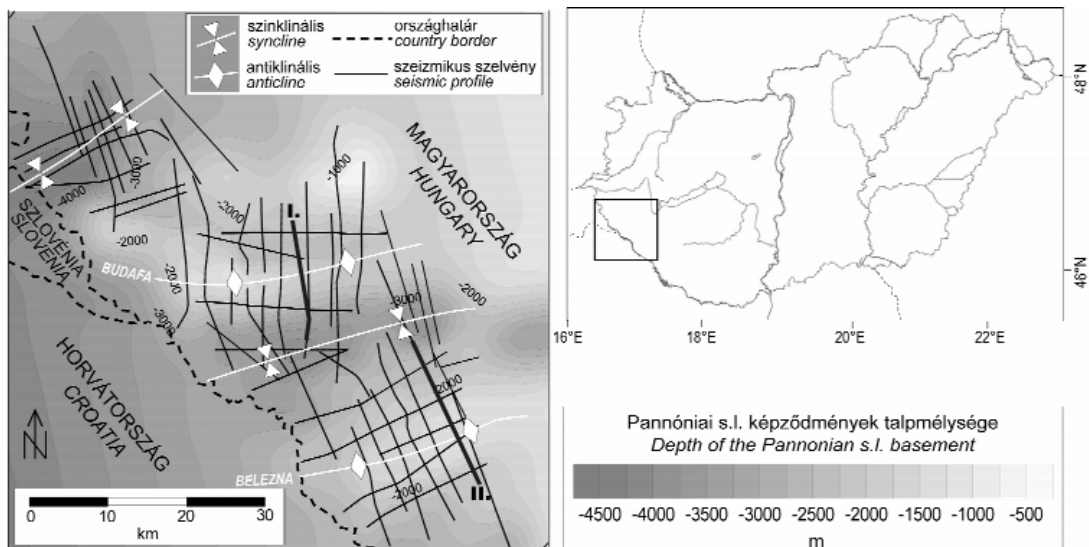
Amint a 20. század első felében végzett szénhidrogén-kutatás során ismertté vált, a Zalai-medencét kitöltő összletben több, egymással közel párhuzamos tengelyű, nyugat-keleti csapású antiklinális és szinklinális található (PÁVAI VAJNA 1926, PAPP 1939). Ezek kialakulásának kora jelenleg csak hozzávetőlegesen ismert, feltételezések szerint ez a folyamat a Pannon-medence inverziójának első lépéseként, a késő-miocénben kezdődött meg (FODOR et al. 1999, BADA et al. 2007). Mivel a Pannon-tó részét képező, annak legnagyobb kiterjedése idején legalább 300–400 méter mély vízzel borított Zalai-medencét mintegy 8 millió évvel ezelőtt érték el a tóba torkolló deltarendszerek, illetve a tavat szegélyező, folyamatosan progradáló self (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007), kérdéses, hogy az üledékbehorlás és -szállítás menetét mennyiben befolyásolták a kialakuló gyűrődéses szerkezetek. E kérdés megválaszolása azt is lehetővé tenné, hogy az antiklinálisokban csapdákat kialakító, ezáltal a pannóniai turbiditok homoktestjeinek szénhidrogénnel való feltöltődését lehetővé tévő redőképződés kezdetét az eddigieknél pontosabban meghatározzuk.

Ennek érdekében a Zalai-medence nagy részét lefedő, mintegy 1000 kilométer összhosszúságú 2D szeizmikus szelvényhálón (1. ábra) feltérképeztük a Pannon-tó e részmedencéjének feltöltődése során a selfperemen kiala-

kuló üledékes egységeket, illetve a feltöltődést követően lerakódott deltasíksági és alluviális üledékek vastagságának alakulását.

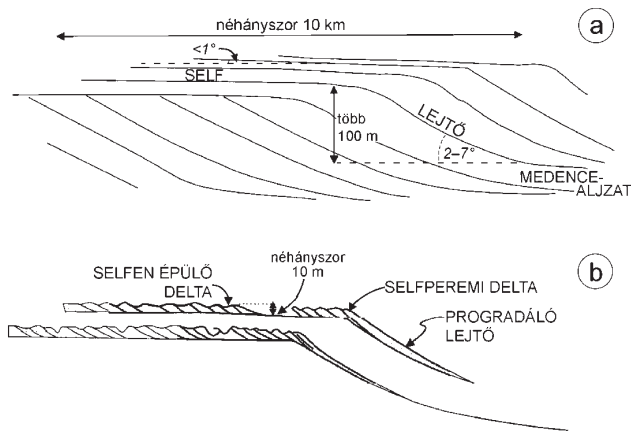
Self és mélymedence tavi környezetben

Joggal vehető fel a kérdés, hogy a Pannon-tóban, melynek sem óceáni aljzata, sem tengeri összeköttetése nem volt, miképpen használhatjuk az óceáni medencék esetén megszokott fogalmat, azaz miképpen tekinthetjük *self*-nek a partközeli, sekély vizű sávot. Habár ez az elnevezés eredetileg az óceáni medencék sekély vízzel fedett, kontinentális aljzatú peremére vonatkozott, a tapasztalatok szerint az ettől eltérő lemeztektónikai helyzetű, tóval, ill. beltengerrel kitöltött medencékben is hasonló morfológiájú szegélyt épít fel a szárazföld felől bejutó üledék (SWIFT & THORNE 1991). Az ilyen, morfológiai értelemben vett selfek 1°-nál laposabb szögben lejtnek a medence belsejének irányába, szélességük pedig néhány kilométertől néhány száz kilométerig terjedhet (POSAMENTIER & ALLEN 1999). Ha a mélymedence aljzata a self külső pereménél legalább 150–200 méterrel mélyebben fekszik, a kettő között jellemzően 2–7° dőlésszögű lejtő fejlődik ki (POREBSKI & STEEL 2003, JOHANNESSEN & STEEL 2005), ahogyan ez a szeizmikus szelvények tanúsága szerint a Pannon-tóban is történt (POGÁCSÁS 1984, 1985).



1. ábra. A pannóniai üledékek aljzattal mélységének szintvonalas térképe és a felhasznált 2D szeizmikus szelvények nyomvonala a vizsgált területen. A kijelölt I. és II. jelű szelvények a 3. és a 6. ábrán láthatóak

Figure 1. Relief map of the basement of Pannonian s.l. deposits depicting the 2D seismic network of the study area. The labeled profiles (I and II) are shown on Figure 3 and Figure 6



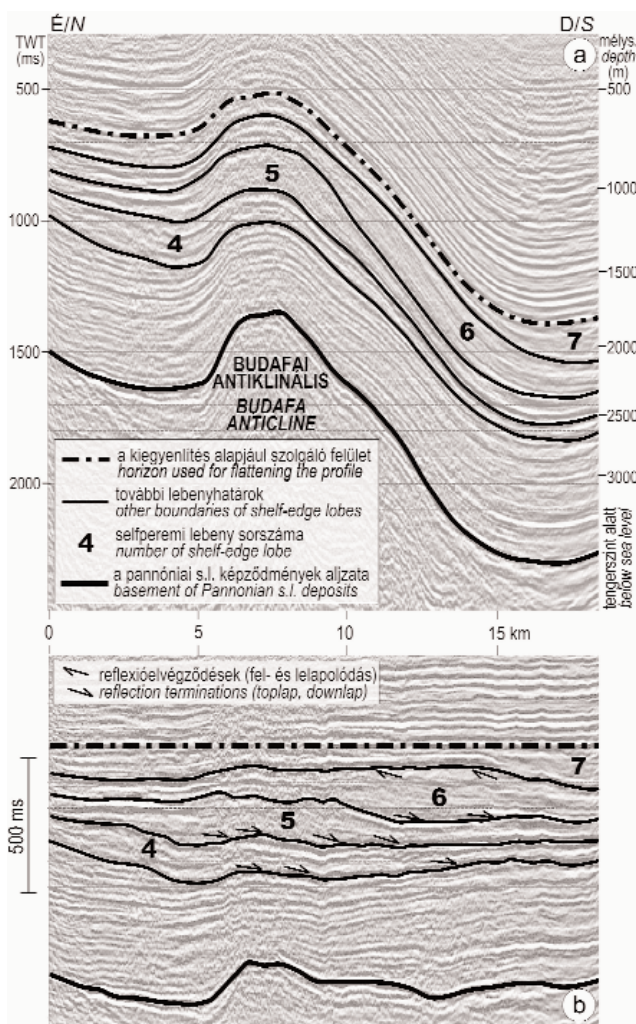
2. ábra. Épülő selflejtő (a) és a selfen progradáló, ill. selfperemi delták (b) által létrehozott üledékformák összehasonlítása (POREBSKI & STEEL 2003 nyomán)
 Figure 2. Comparison of clinoforms generated by (a) shelf-margin accretion and by (b) prograding shelf deltas or shelf-edge deltas (cf. POREBSKI & STEEL 2003)

A betorkolló folyók üledéke által létrehozott delták általában a selfen épülnek fel. Amennyiben a behordott üledék mennyisége meghaladja a selfen az aljzat süllyedése és a vízszint változása által együttesen létrehozott kítölhető tér nagyságát, a progradáló delta elérheti a self külső peremét, és ún. selfperemi deltává (*shelf-edge delta*, cf. EDWARDS 1981) válna a lejtőn épül tovább. Ilyenkor nagy mennyiségű durva törmelék jut a lejtőre, felgyorsítva annak progradációját. Jól ismert, hogy a selfen épülő delták általában néhány száz méter magasú, keresztmetszetükben — pl. feltárásban — szigmoidális rétegeket építenek fel. Ehhez hasonló, ám jóval nagyobb méretű (a selfperem és a mélymedence aljzata közötti több száz méteres szintkülönbséget „áthidaló”) formákat hoz létre maga a progradáló selflejtő is (2. ábra). Ez utóbbiak azonban nagy méretük miatt feltárásokban már csak kivételes esetekben követhetők nyomon (pl. PLINK-BJÖRKLUND et al. 2001); legtöbbször, így a Pannon-tó üledékeiben is csupán a szeizmikus szelvényeken rajzolódnak ki ferde, a self és a medencealjzat horizontjaival egyaránt néhány fokal szöveget bezáró reflexiók formájában (lásd a 3. ábrán).

Pannóniai üledékképződés és tektonika a Zalai-medencében

A Zalai-medence pannóniai rétegsorának felépítése megfelel az egykori Pannon-tó mély részmedencéiben általánosan tapasztalható képeknek (SZENTGYÖRGYI & JUHÁSZ 1988, JUHÁSZ 1994). A pannóniai elején lerakódott mélyvízi márgák és agyagok (Endrődi Formáció) felfelé haladva — az üledékbehordás fokozódását jelezve — a Szolnoki Formáció turbidites képződményeibe mennek át. Az erre települő, uralkodóan aleurolitból, ill. agyagból felépülő összet (Algyői Formáció) már a mélymedencét a közeledő selfperemmel összekötő lejtő üledéke. Ezt a képződményt a selfen lerakódott sekélyvízi képződmények (Újfalui Formáció), majd végül a víztükör eltűnése után képződött szárazföldi — alluviális — üledékek (Zagyvai és Nagyalföldi Formáció) követik. Szeizmikus szelvényeken a self üledékei az egykori tó víztükrével párhuzamos reflexiók formájában jelennek meg; természetesen mai helyzetük a lerakódásuk óta történt deformáció miatt már eltérhet a vízszintestől. Egy-egy ilyen horizontot a medence belseje felé követe eljutunk az egykori selfperem helyéig, ahol a reflexió a 2. ábrának megfelelően megtörik, és átmegy a self dőlésszögével néhány fokal szöveget bezáró lejtőbe. Mivel a szeizmikus szelvények reflexiói izokron felületeket reprezentálnak, az egymást követő horizontokat vizsgálva nyomon követhető a selfperem és a lejtő épülésének folyamata.

Mint ismeretes, a Pannon-tó mintegy 9,7 millió évvel ezelőtt érte el legnagyobb kiterjedését. A tó északnyugati részét ekkor még csak keskeny, az Alpok, ill. a Kárpátok lábánál húzódó self szegélyezte (MAGYAR et al. 2007). A nagymértékű üledékbehordás eredményeként azonban



3. ábra. A Zalai-medence középső részén futó észak-déli irányú szeizmikus szelvény (I.) és értelmezése eredeti (a), ill. kiegyenlített (b) formában. A selfperemi lebenyek — az alulról lelapolódási, felülről fellapolódási felszínekkel határolt egységek — épülését még nem befolyásolja a budafai antiklinális
 Figure 3. Original (a) and flattened (b) version of a north-south trending seismic profile (I) in the central part of Zala Basin. The formation of shelf-edge lobes (the units bounded by downlap surface from below and offlap surface from above) is not affected by Budafa anticline

ezután a self gyorsan progradált a medence belseje felé, 1 millió évnél rövidebb idő alatt feltöltve a kisalföldi rész-medencét. A selfperem tehát 9 millió éve már a Zalai-medence északi pereménél, nagyjából nyugat–keleti irányban húzódott (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007). Ezt követően a Zalai-medence feltöltődése további 1–2 millió évet vett igénybe (cf. MAGYAR et al. 1999).

A miocén legvégétől a Pannon-medence területén addig érvényesülő extenziót fokozatos kompresszió váltotta fel, jelezve a medence kezdődő inverzióját (cf. HORVÁTH & CLOETINGH 1996, FODOR et al. 1999, BADA et al. 2001). Mivel ebben a váltásban jelentős szerepet játszott a Pannon-medencétől délnyugatra elhelyezkedő Adriai-mikrolemez forgása és észak-északkeleti irányú elmozdulása (BADA et al. 2001), az inverzió legkorábban a medence délnyugati részén, azaz éppen a Zalai-medence térségében vette kezdetét (FODOR et al. 1999, BADA et al. 2007). Ekkor kezdtek tehát kialakulni a medencét kitöltő üledékek mai szerkezeti képét meghatározó, már említett nyugat–keleti csapásirányú antiklinálisok (Belezna, Budafa) és szinklinálisok. A redőképződés kezdetének pontos kora azonban nem ismert, így az is kérdéses, hogy a kezdődő inverziós tektonika a selfperem progradációját, az itteni tómedence feltöltődésének menetét is befolyásolta-e, vagy csupán utólag deformálta a tavi üledékeket.

Üledékes egységek a selfperemen

A selfperemek progradációja nyomán kialakuló, már említett nagyléptékű szigmoidális üledékformák és az üledékstruktúrát leképező szeizmikus reflexiók jellemzően nagyobb kötegekbe, lebenyekbe rendeződnek. E lebenyek vastagsága általában 50–300 m, kiterjedésük 200–2000 km² körül alakul (SYDOW & ROBERTS 1994, TESSON et al. 2000, FLINT & HODGSON 2005, LOBO et al. 2005). A progradáló selflejtő elsősorban azokban az esetekben tagozódik lebenyekre, amikor az üledéket a medencébe bejuttató delták a selfperemig hatolva magára a lejtőre is képesek durva törmelékot lerakni, így ott különálló, közel pontszerű üledékforrások alakulnak ki (POREBSKI & STEEL 2003, FLINT & HODGSON 2005). Ilyen tagozódást írtak le a Pannon-medence más részein, például a Békési-medencében előforduló lejtőüledékekből is (MATTICK et al. 1985, 1994). Az általunk vizsgált Zalai-medence szeizmikus szelvényhálóján szintén jól térképezhetők a lebenyek.

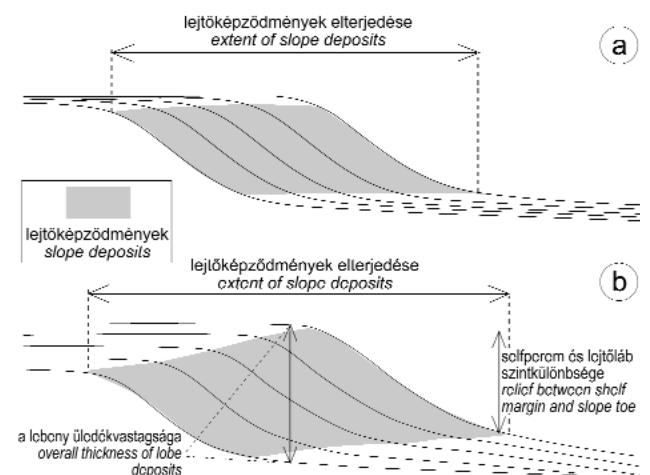
A szeizmikus szelvényeken egy-egy lebeny egymással megközelítőleg párhuzamosan futó szigmoidális — a self felszínétől a lejtőn át a medence aljzatáig tartó — reflexiókból épül fel, a szomszédos lebenyek lejtőjének dőlésiránya viszont már némileg eltér egymástól. Mivel egy szelvényen a lejtőnek csupán az adott metszetben megfigyelhető áldőlését látjuk, a dőlésirány eltérése olykor csak a különböző irányú szelvényekből álló háló együttes értelmezésekor válik nyilvánvalóvá. Reflexió-elvégződési felszínként azonban bármelyik szelvényen felfedezhetők és követhetők a lebenyhatárok: az üledékképződés átmeneti megszakí-

tását és a progradáció kismértékű irányváltását jelezve a lebenyen belüli reflexiók közül legalább néhány minden esetben fellapolódik a felső, vagy lapolódik az alsó határra (3. ábra).

A Zalai-medence selfperemi lebenyei

Mint említettük, a Zalai-medence északi részét mintegy 9 millió évvel ezelőtt, a Kisalföld irányából érte el a Pannon-tó progradáló selfjének szegélye. Ezt követően kezdett áthaladni a medencén a selfperem, amely mentén a szeizmikus szelvényeken egyértelműen elkülönülő lebenyek alakultak ki. A lebenyek könnyebb azonosítása és jobb ábrázolása érdekében az összes szeizmikus szelvényt kiegyenlítettük a legidősebb olyan reflexióra, ami már az adott szelvény teljes hosszában a selfen lerakódott üledékeket képviseli. Mivel ezek a horizontok képződésükkor jó közelítéssel vízszintesek voltak, a kiegyenlítéssel eltűnik a náluk fiatalabb deformációk hatása a szelvényekről (3. ábra). Így a lejtők eredeti dőlésiránya közvetlenül is megállapíthatóvá válik, az üledékek kompaktációjával korrigálva pedig eredeti dőlés-szögüket is megkaphatjuk.

Az egyes lebenyekről azok alsó és felső határát kitérkepezve vastagságtérképek készíthetők (1. később 5. ábra). A legnagyobb vastagságokat általában a lebenyhez tartozó lejtőüledékek — a szeizmikus szelvényeken legalább 1,5–2°-os eredeti, dekomptált dőlésű reflexiók — elterjedésének sávjában észlelhetjük (4. és 5. ábra), de sok esetben ezen a sávon kívül is jelentékeny üledéklerakódás történt a lebeny épülése idején. Amint a térképsorozaton látható, a vizsgált területen kilenc lebenyt lehetett elkülöníteni. Ezek csapásirányban elnyúltak, egy-egy lebeny

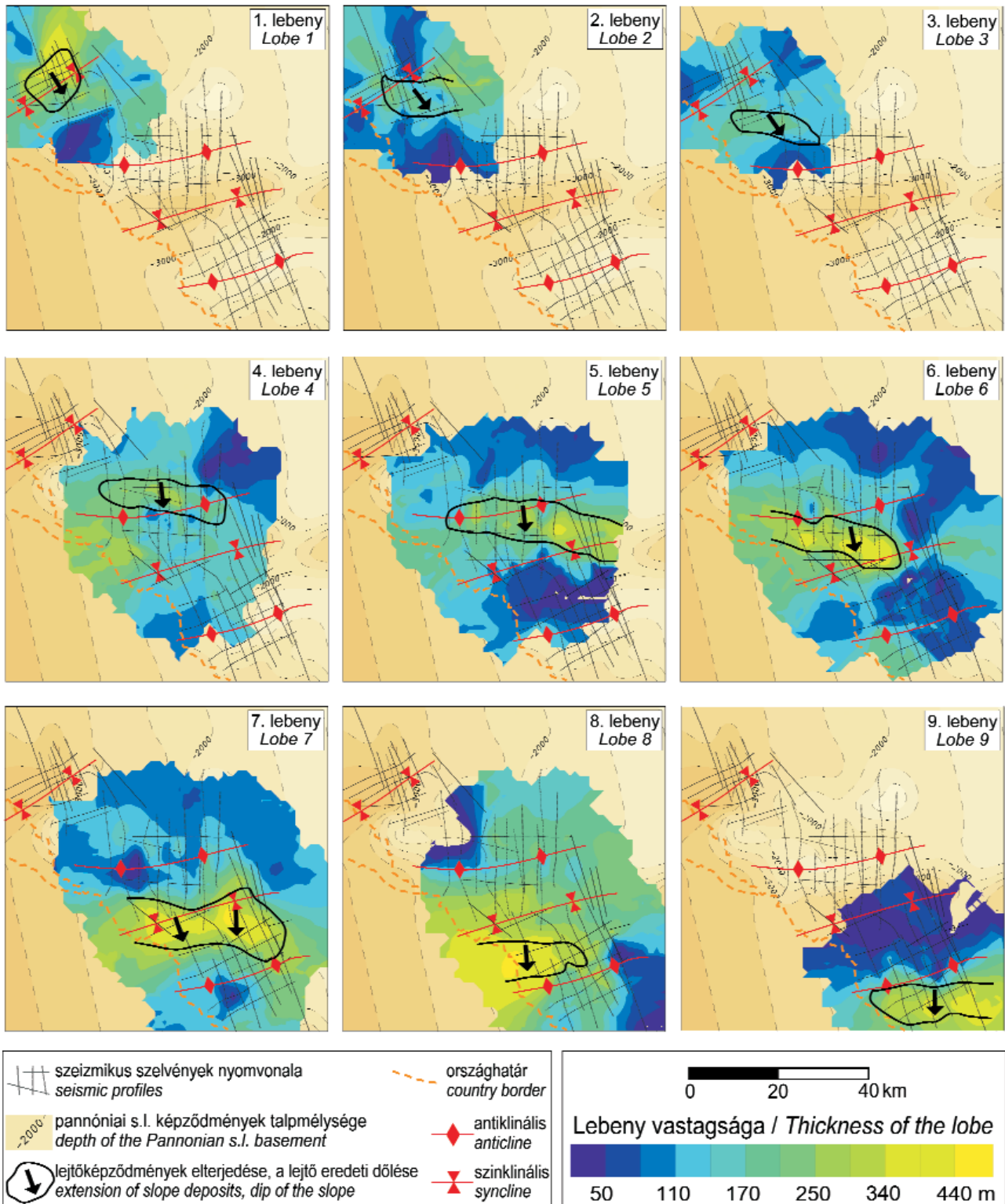


4. ábra. A selfperemi lebenyek dőlésirányú keresztmetszetének vázlata aggradáció hiányában (a) és aggradáció esetén (b). A lebeny üledékei általában a lejtőképződmények elterjedésének sávjában érik el a legnagyobb vastagságot; aggradáció mellett ez a vastagság meghaladja a selfperem és a lejtőláb eredeti szintkülönbségét

Figure 4. Schematic cross-section of a shelf-edge lobe with (a) no aggradation and with (b) significant aggradation. Sediments of the lobe usually reach their largest thicknesses in the zone where slope deposits are present. In case of aggradation, this thickness can exceed the original relief between the shelf edge and the slope toe

lejtőüledékei csapásirányban 20–30 kilométeren, dőlésirányban 5–15 kilométeren át követhetők. Egy-egy horizont mentén a selfperem és a lejtő lába közötti szintkülönbség a szeizmikus szelvényeken jellemzően 150–

300 méter, ami dekompaktálva — pl. a SZALAY (1982) által közölt Pannon-medencebeli porozitásadatok felhasználásával — 200–400 méternek becsülhető. Ezen belül a nagyobb szintkülönbségekkel a terület Kisalfölddel szom-



5. ábra. Az egyes selfperemi lebenyek szeizmikus szelvényeken mért kompaktált vastagsága, lejtőüledékeik elterjedése és lejtőik eredeti dőlésiránya a pannóniai üledékek aljzatának mai topográfiájával

Figure 5. Compacted thickness of each shelf-edge lobe measured on the seismic profiles, extent of the slope deposits and original dip directions of the slopes. The present-day topography of the basement of Pannonian s.l. deposits is also represented on the maps

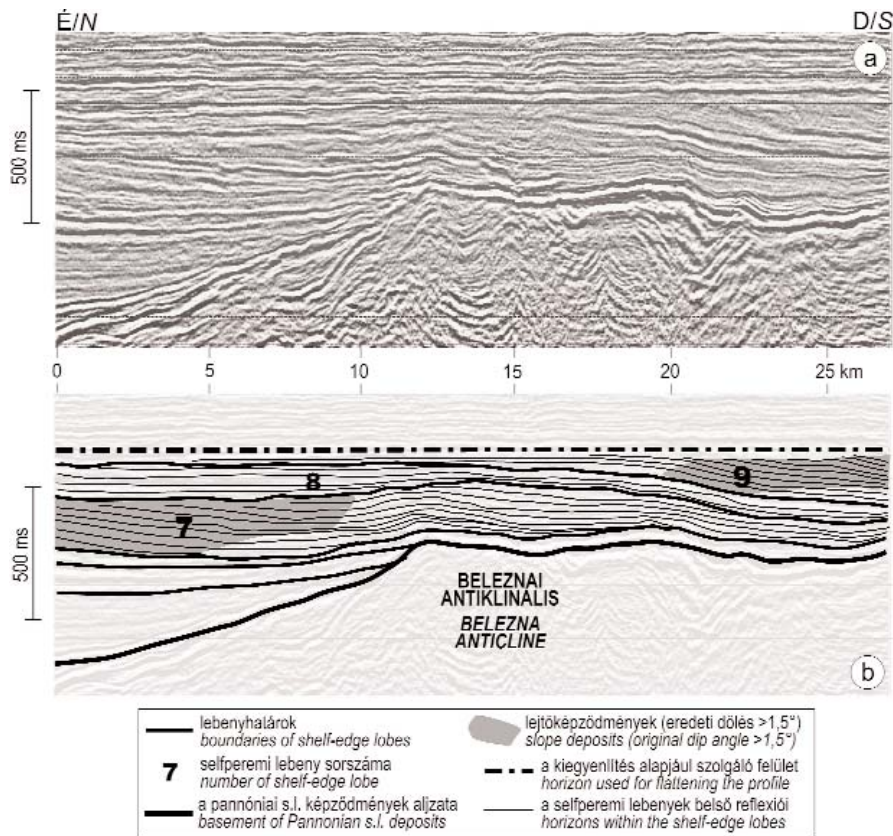
szédos, északnyugati szegélyén (1. lebeny) és déli részén (6–9. lebenyek) találkozhatunk. Mivel a lejtő progradációjával egyidejűleg többször jelentős aggradáció is történt, az egyes lebenyek vastagsága az említett értékeket gyakran meghaladja (4. ábra), esetenként a 400–500 métert is eléri. A lejtők dekomaktált dőlésszöge 2–3° körüli, ami az irodalomban leírt más fosszilis, ill. recens seltek szegélyeivel (POREBSKI & STEEL 2003) összehasonlítva a legenyhébb dőlésűek közé helyezi a Zalai-medencében épülő selflejtőt. Az egymást követő lebenyek nyilvánvalóan egymásra települnek, nem fordult tehát elő olyan helyzet, amikor több lebeny épülése egyidejűleg zajlott volna.

A térképsorozat tanúsága szerint a selfperem progradációja mindvégig észak-északnyugat–dél-délkeleti irányban történt, hiszen az egyre fiatalabb egységek alapvetően ebben az irányban követik egymást, és lejtőik dőlése, azaz a lebenyek épülésének iránya is egyöntetűen dél-délkelet felé mutat. Több esetben azonban megfigyelhető, hogy a szinte változatlan épülési irány mellett az újabb lebeny legvastagabb része az előzőétől akár 20 kilométerrel keletre vagy nyugatra helyeződik. Már a 2. lebeny is a progradáció irányától kissé kelet felé eltérve követi az 1. lebenyt, a 4. lebeny fő tömege pedig a 3.

lebenyénél 15–20 kilométerrel tolódott keletebbre. Még látványosabb példa erre a jelenségre a térképek alapján az 5. lebeny nyugati folytatásának is vélhető, ám a szelvényeken (3. ábra) attól jól elkülönülő, nála nyilvánvalóan fiatalabb 6. lebeny.

A lebenyek vastagsága általában nem mutat összefüggést a Zalai-medencét tagoló antiklinálisok és szinklinálisok elhelyezkedésével. Még az 5. lebenynek a budafai antiklinális tengelyébe nyúló része sem vékonyabb szignifikánsan a tőle északra elhelyezkedő hasonló egységeknél. Ettől eltérően viselkednek a legfiatalabb, a Zalai-medence legdélibb részén található selfperemi lebenyek. Ott ugyanis a legvastagabb részükkel a beleznai antiklinálistól északra, ill. északnyugatra elhelyezkedő 7. és 8. lebenyeket az antiklinális területének „átugrásával”, jóval délebbre követi a 9. lebeny.

A beleznai antiklinális tengelyének közelében a szeizmikus szelvényeken is laposabbá válik a selfet a mélyvízi aljzattal összekötő ferde reflexiók dőlése: ezen a területen a másutt szokásos, jól elhatárolható lejtőképződmények (azaz legalább 1,5–2°-os dekomaktált dőlésszögű reflexiók) helyett csupán egy 0,5–1°-os eredeti dőlésszögű rámpa köti össze a selfperemet a mélymedencével (6. ábra).



6. ábra. A Zalai-medence déli részén lévő beleznai antiklinális tengelyén áthaladó, arra merőleges II. jelű szeizmikus szelvény (a) és értelmezése (b). Megfigyelhető, hogy a beleznai antiklinális felett a másutt 1,5–2°-os eredeti dőlésű reflexiók alkotta lejtőképződményeket jóval laposabb dőlésszögű rámpa üledékei váltják fel

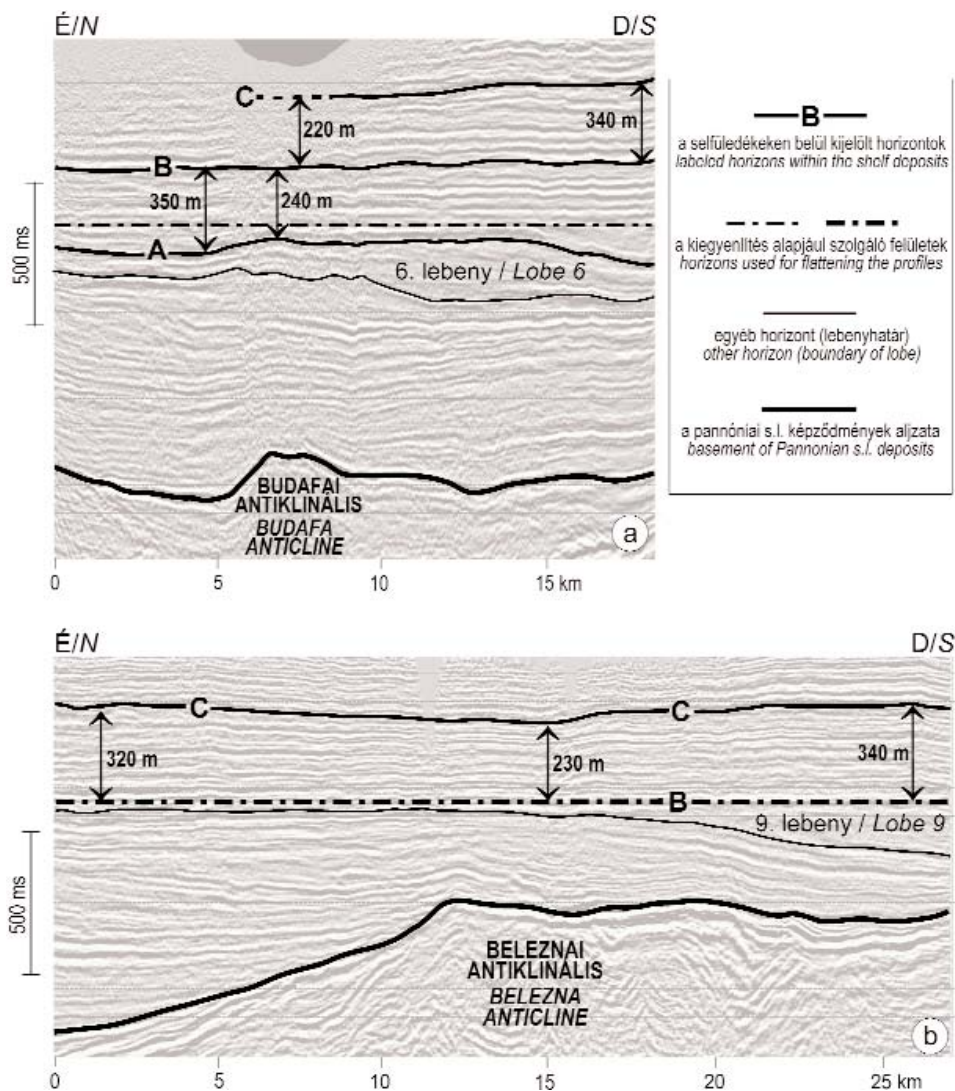
Figure 6. North-south trending seismic profile (profile II, a) and its interpretation (b) from southern Zala Basin. The profile is perpendicularly crossing the axis of Belezna anticline. Instead of slope deposits (originally dipping at 1.5–2°) more gently dipping ramp sediments can be seen above the anticline

A redőképződés kapcsolata a selfüledékek vastagságával

A progradáló selfperem áthaladását követően észak felől a medence egyre nagyobb részén vette kezdetét a self, illetve az annak háttérében kifejlődő alluviális síkság üledékeinek lerakódása. Ezek a képződmények szintén megjelennek a vizsgált szeizmikus szelvényeken, olyan reflexiókat alkotva, melyek az egykori víztükörrel és egymással megközelítőleg párhuzamosak. E reflexiók felhasználásával a szelvényhálón a selfperem áthaladását követő időszak üledék-képződési rátája is feltérképezhető.

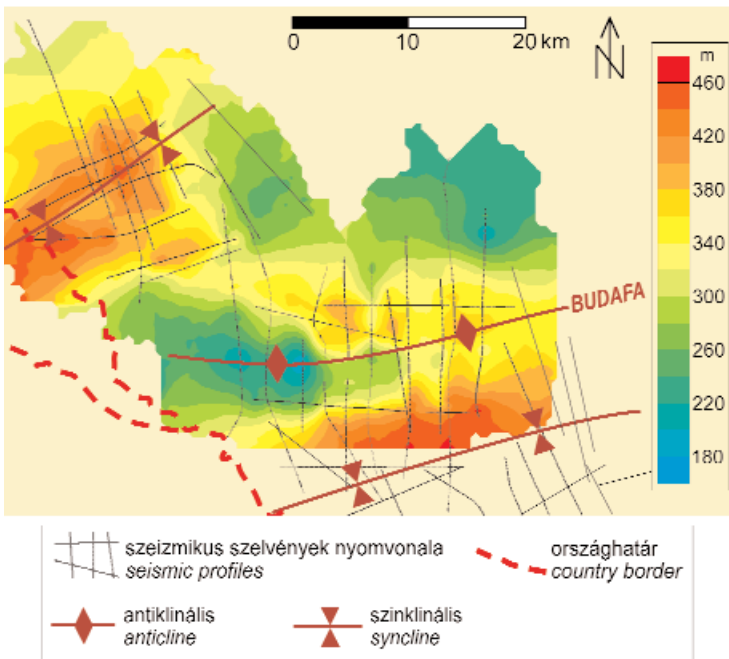
Ebből a célból a selfüledékeken belül három olyan horizontot jelöltünk ki, amelyek a szeizmikus szelvényháló nagy részén jól nyomon követhetők, tehát nyilvánvalóan mindenütt azonos időben lerakódott üledékeket képvisel-

nek. A három horizont közül az alsó (A) a 7. lebeny alsó határával egyidős, e határfelület északi folytatását képezi azokon a területeken, amelyeket az ennél idősebb lebenyek töltöttek fel. A Zalai-medence déli részén az A horizont a lejtő képződményeiben folytatódik, így a selfüledékek vizsgálatára ott már nem használható fel. A középső és a felső (B és C) kijelölt reflexió ugyanakkor medenceszerte a self-, ill. alluviális képződményeken belül helyezkedik el. A B horizont közvetlenül fedi a 9. lebenyt, míg a C jelű ennél néhány száz méterrel magasabban helyezkedik el (lásd a 7. ábrán). Az egyes horizontok képződése közti időkülönbség becsléséhez támpontot jelenthetnek az UJSZÁSZI & VAKARCS (1993) és SACCHI (2001) által közölt szeizmikus értelmezések, melyek a közeli Iharosberény-1 jelű fúrás magnetosztratifráiai elemzését felhasználva koradatokat is tartalmaznak. Bár a szerzők kormeghatározásai egymással nem



7. ábra. A self- ill. alluviális üledékeken belül, azok vastagságának térképezéséhez kijelölt reflexiók elhelyezkedése az I. és II. jelű szelvényeken. Az A és B, illetve a B és C horizontok távolsága a selfre jellemző üledékképződési rátával arányos, az antiklinálisok felett kisebb ütemű üledékfelhalmozódásra utal

Figure 7. Horizons (A, B, C) chosen within the shelf and alluvial deposits in order to map the thickness of these sediments. Distance between horizons A-B and B-C are proportional to the sedimentation rate on the shelf, indicating lower sedimentation rates above the anticlines



8. ábra. Self, ill. alluviális üledékek vastagsága a Zalai-medence északi részén a 7. lebeny alsó és a 9. lebeny felső határának meghosszabbítása (A és B horizont) között. A vastagságok egyenesen arányosak a 7-9. lebenyek képződése idején itt fennálló üledékképződési rátával

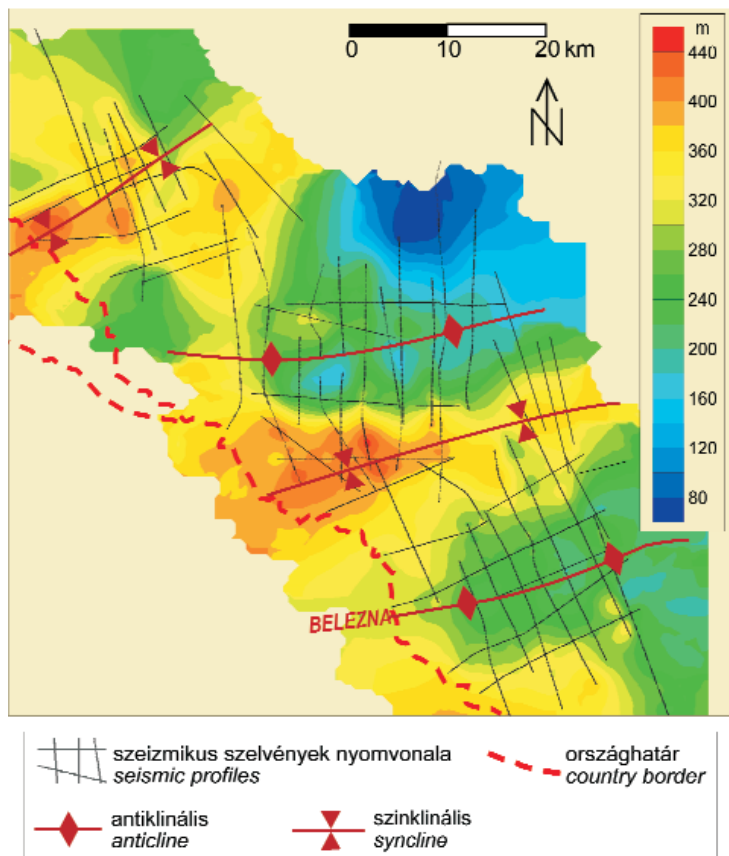
Figure 8. Thickness of shelf and alluvial deposits between horizon A (extension of the lower boundary of Lobe 7) and horizon B (extension of the upper boundary of Lobe 9) in northern Zala Basin. The depicted thickness is proportional to the sedimentation rate during the deposition of lobes 7-9

egyeznek meg, mindkét értelmezés azt mutatja, hogy a mélymedence feltöltődését követő periódusban százezer éves időköznek 40–80 méternyi selfüledék felel meg. Ebből kiindulva az egymás felett átlagosan 300 méterrel kijelölt A, B és C reflexiókhoz tartozó időpillanatok között néhány százezer év telt el.

Az A és a B, valamint a B és a C reflexió közé eső selfüledékek vastagságának alakulása jól tükrözi a ma ismert redők elhelyezkedését. Előbbi (7.a és 8. ábra) alapján a budafai, utóbbi (7.a, 7.b és 9. ábra) szerint a budafai és a beleznai antiklinális felett ez az üledékvastagság legfeljebb 50–70 százaléka a szomszédos szinklinálisokban mérhető értékeknek. Mivel két reflexió kora közé eső időintervallum a terület egészen azonos, az adott időszakok üledékképződési rátája egyenesen arányos a 7. és 8. ábráról leolvasható üledékvastagságokkal. Megállapíthatjuk tehát, hogy közvetlenül a selfperem Zalai-medencén való áthaladása után, 7–8 millió évvel ezelőtt (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007) a jelenlegi antiklinálisok területén az üledékképződés üteme jelentősen elmaradt a mai szinklinálisok helyén ugyanekkor tapasztalható rátától, több helyütt annak csupán felét érte el.

Az eredmények értelmezése

A Zalai-medence selfperemi lebenyeinek térképezése során megállapítottuk, hogy a selfperem észak-északnyugat–dél-délkeleti irányban haladt át a medencén, miközben csapása erre merőleges volt. Figyelembe véve a terület késő-miocén óta bekövetkezett nagyjából 30°-os, az óramutató járásával ellentétes irányú elfordulását (MÁRTON et al. 2002), a progradáció iránya eredetileg észak–déli volt, ami arra utal, hogy a Zalai-medencét feltöltő üledék nem az Alpok legközelebb eső részéről származott, hanem az előzőleg feltöltődött Kisalföldön keresztül jutott el ideig. Így valószínűleg nem több kisebb vízfolyás, hanem egy nagy vízgyűjtő területű, nagy vízhozamú folyó deltája szállította be az üledéket ebbe a részmedencébe. A jól elkülönülő selfperemi lebenyek képződése szintén alátámasztja a jelentős, közel pontszerű üledékforrás létezését az



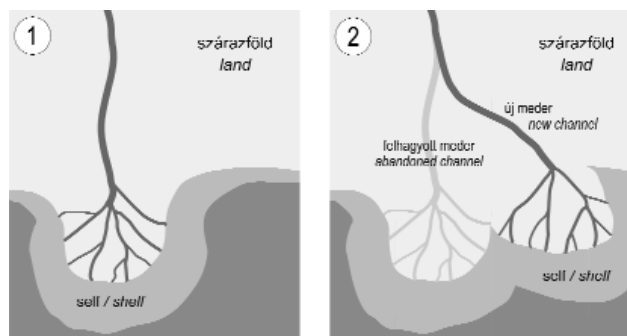
9. ábra. A Zalai-medence teljes feltöltődése után lerakódott self, ill. alluviális üledékekben kijelölt két horizont (B és C) közé eső üledékek összvastagsága. A vastagságok egyenesen arányosak a feltöltődést közvetlenül követő néhány százezer éves időszak üledékképződési rátájával, ami az antiklinálisok területén jóval kisebb volt, mint a szinklinálisok felett

Figure 9. Thickness of shelf and alluvial sediments (between horizons B and C) deposited during a few 100 ka long interval closely after the completion of the infill of Zala Basin. The thickness is proportional to the sedimentation rate of that interval, showing lower rates over the anticlines and higher rates over the synclines

egykori selfen. Mivel a Zalai-medence feltöltődése során egyszer sem épült egyidejűleg több selfperemi lebeny, vélhetően csupán egyetlen ilyen üledékforrás, egyetlen delta létezett. A self és a medencealjzat szeizmikus szelvényeken mérhető szintkülönbsége alapján a selfperem megérkezése előtt a Zalai-medence Kisalfölddel határos peremén, valamint déli részén 400 méter körül, központi részein többnyire 200–300 méter között alakult a vízmélység.

Habár a progradáló lejtők egyöntetűen dél-délkelet felé dőlnek, több helyen látjuk, hogy az újabb lebeny a megelőzőtől nyugatra vagy keletre települ. Ez a jelenség valószínűleg autociklikus folyamat eredménye: miután a self Zalai-medencére eső szakasza hosszabb, mint egy lebeny szokásos oldalirányú kiterjedése, az első lebeny mellett általában jelentős kitölthető tér marad fenn. A látottak alapján jellemző, hogy ilyen esetekben előbb ezt a szabadon maradt teret tölti fel egy újabb lebeny — ennek feltételeit az üledéket a szárazföldről beszállító folyó medrének áthelyeződése, azaz avulziója teremtheti meg (10. ábra) — és csak ezután halad tovább a selfperem dél felé.

A selfperemi lebenyekről készült térképek legfontosabb vonása, hogy ezen egységek elrendeződésére, vastagságára és épülési irányára a medence aljzatát és kitöltését napjainkban tagoló antiklinálisok, ill. szinklinálisok a terület nagy részén egyáltalán nincsenek hatással. Eszerint 8–9 millió évvel ezelőtt, mialatt a selfperem a Zalai-medence északi és középső részén áthaladt (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007), a redőképződés még nem indult meg. Délebbre, a beleznai antiklinális tengelye felett azonban már nem alakult ki lebeny, hiányoznak a jól elkülöníthető lejtőképződmények. Feltételezhető tehát, hogy mintegy 7,5–8 millió éve, amikor a self progradációja a Zalai-medence déli részét is elérte, már megkezdődött az antiklinális létrehozó deformáció. A redőképződés kezdetének körülbelül 8 millió éves korát támasztja alá az a tény is, hogy a legfiatalabb lebenyek kialakulása, a legdélebbi medencerész feltöltődése idején az antiklinálisok felett jellemzően már alig feleakkora volt az üledékképződési ráta, mint a szinklinálisok területén. Ez az arány a következő néhány százezer év során sem változott számottevően, fontos tehát hangsúlyozni, hogy még mintegy 7 millió évvel ezelőtt sem voltak olyan területek, ahol az üledékek lerakódása teljesen



10. ábra. A selflejtő egymás mellé települő lebenyeinek kialakulása az üledéket beszállító folyó avulziója nyomán

Figure 10. Lobes on the shelf slope can form next to each other as a result of the avulsion of the feeding river

leállt volna. Kiemelkedéssel, erózióval tehát ekkor még nem kell számolnunk, a redőképződés csupán az aljzatsüllyedés ütemében okozott jelentős területi különbségeket.

Habár az előzőekben említett koradatok a Pannon-tavi üledékek sztratigráfiájának bizonytalanságai miatt csak közelítő becslésnek tekinthetők, az mindenképpen megállapítható, hogy a Zalai-medence késő-miocén redői csak a részmedence feltöltődésének utolsó szakaszában kezdik befolyásolni a selfperem progradációjának menetét, így kialakulásuk ezzel egy időben kezdődött meg. Ekkortól a gyűrődéses tektonika már jelentős hatást gyakorolt az immár javarészt a selfen, majd egyre inkább az alluviális síkságon történő üledékképződés ütemére is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk munkánkhoz nyújtott hasznos ötleteikért, tanácsaikért BADA Gábornak és FODOR Lászlónak. Az eredmények közérthetővé tételében CSERKÉSZ-NAGY Ágnes volt segítségünkre. A szelvények feldolgozása az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéke számára a Landmark's University Grant Program által biztosított Geographix szoftverrel történt.

Irodalom — References

- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20**, 343–363.
- 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.
- EDWARDS, M. B. 1981: Upper Wilcox Rosita delta system of South Texas. Growth-faulted shelf-edge deltas. — *AAPG Bulletin* **65**, 54–73.
- FLINT, S. S. & HODGSON, D. M. 2005: Submarine slope systems: processes and products. — *Geological Society, London, Special Publications* **244**, 1–6.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÓRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogene*. Blackwell Sciences Special Publications of the Geological Society of London, Oxford, pp. 295–334.

- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- JOHANNESSEN, E. P. & STEEL, R. J. 2005: Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands. — *Basin Research* **17**, 521–550.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemények* **124**, 341–365.
- LOBO, F. J., DIAS, J. M. A., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., GONZÁLEZ, R., FERNÁNDEZ-SALAS, L. M. & DÍAZ DEL RIO, V. 2005: Late Quaternary shelf-margin wedges and upper slope progradation in the Gulf of Cadiz margin (SW Iberian Peninsula). — *Geological Society, London, Special Publications* **244**, 7–25.
- MAGYAR I., GEARY D. H., & MÜLLER P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- 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.
- 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., RUMPLER, J. & PHILLIPS, R. L. 1985: Seismic stratigraphic features of the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **31**, 13–54.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J., UJFALUSY, 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*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 99–110.
- PAPP S. 1939: A Magyar-Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiológiai és földgáz kutatásai a Dunántúlon. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **72/9**, 200–241.
- PÁVAI VAJNA F. 1926: A magyar szénhidrogénkutatások eddigi tudományos eredményei. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **59**, 375–463.
- POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth-Science Reviews* **62**, 283–326.
- PLINK-BJÖRKLUND, P., MELLERE, D. & STEEL, R. J. 2001: Turbidite variability and architecture of sand-prone, deepwater slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. — *Journal of Sedimentary Research* **71**, 897–914.
- POGÁCSÁS, GY. 1984: Results of seismic stratigraphy in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 91–108.
- POGÁCSÁS, GY. 1985: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30**, 373–410.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. 1999: Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. — *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **9**, 210 p.
- SACCHI, M. 2001: Late Miocene evolution of the western Pannonian basin, Hungary. — Ph.D. értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. 193 p.
- SYDOW, J. & ROBERTS, H. H. 1994: Stratigraphic framework of a Late Pleistocene shelf-edge delta, northeast Gulf of Mexico. — *AAPG Bulletin* **78**, 1276–1312.
- SWIFT, D. J. P. & THORNE, J. A. 1991: Sedimentation on continental margins, 1: a general model for shelf sedimentation. — *International Association of Sedimentologists, Special Publications* **14**, 3–31.
- SZALAY Á. 1982: A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogénperspektívák előrejelzésében. — Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 146 p.
- SZENTGYÖRGYI, K. & JUHÁSZ, GY. 1988: Sedimentological characteristics of the Neogene sequences in SW Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 209–225.
- TESSON, M., POSAMENTIER, H. W. & GENSOU, B. 2000: Stratigraphic organization of Late Pleistocene deposits of the western part of the Golfe du Lion Shelf (Languedoc Shelf), western Mediterranean Sea, using high-resolution seismic and core data. — *AAPG Bulletin* **84**, 119–150.
- UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the South Transdanubian region, Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **38**, 69–87.

Kézirat beérkezett: 2009. 04. 02.