

## Zagyárok „mutatványai” és a turbiditkorlátozó medencék: szemle

TÓKÉS LILLA, SZTANÓ ORSOLYA

ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C  
lillatks@caesar.elte.hu; sztano@caesar.elte.hu

---

### *Tricks of turbidity currents and confined turbidite basins: a review*

#### Abstract

Turbidity currents are able to travel hundreds of kilometres on the basin plain. However, the margins and floors of oceans, seas or lakes are rarely smooth. The topography can significantly alter the route of turbidity currents and thus modify the deposition of beds; this is termed as confinement. The earlier concepts of ponding and containment refer to turbidity currents completely trapped within a basin. Smaller alteration on turbidity current route also fits into the term of confinement. In general, confined turbidite beds are thicker and cover smaller areas than unconfined turbidites. The major characteristics of individual confined turbidite beds are defined from outcrops and cores. Palaeocurrent indicators showing different flow directions, renewed normal grading and thick mudstone caps are common features. Five types of reflected turbidite beds can be determined. Their characteristics mainly depend on the volume of the flow, the gradient of the slope and the relative position of the log and the slope. Turbidites and analog models indicate that turbidity currents can respond to a confining slope in different ways. They are able to travel upslope if the slope is not steep and high. Otherwise the flow will be reflected or deflected. Density stratified currents are prone to decoupling into a lower dense and an upper dilute part when meeting an obstacle. The lower part is deflected, the upper part is reflected or it surmounts the confining slope.

Confined turbidites build specific turbidite systems. In general, the sedimentary fill of confined basins is characterized by upward increasing sand/mud ratio, decreasing rate of confinement and transition from lobe to channel deposits. The evolution of confined basins includes ponding, fill and spill — in other words, flow stripping —; bypass and erosion. Slope or basin floor topography is the most important factor influencing the evolution of confined basins. Since topography is developed in response to structural deformation, the examples of confined basins are described here according to their plate tectonic setting.

*Keywords: confined turbidite basin, turbidity current reflection, turbidity current deflection, confined turbidites, evolution of confined basins*

---

#### Összefoglalás

A zagyárok több száz kilométert képesek haladni a medencék aljzatán, azonban az óceánok, tengerek és tavak aljzata csak ritkán egyenletes felszínű. A domborzat módosítja a zagyár útját és üledékének lerakódását; ezt nevezzük korlátozásnak. A jelenséget korábban megrekedésként, majd csapdázódásként írták le. Ezekben az esetekben a zagyár nem jut ki a medencéből. A korlátozás fogalma azonban nem csak a teljes megrekedésre szorítkozik, hanem a zagyárok útjának kisebb mértékű befolyásolására is kiterjesztjük. A korlátozott turbiditek vastagok, de kisebb területet fednek be, mint a nem korlátozott változatok. A feltárásokban és fúrásokban tanulmányozott korlátozott turbiditek legfontosabb bélyegei, gyakran az akadályok okozta visszaverődés miatt, az áramlási irányjelzők által mutatott irányváltozás, a megújuló normál gradáltság egy turbiditen — egyetlen zagyár üledékén — belül és a vastag agyagsapka. Szedimentológiai bélyegeik alapján öt típusra oszthatóak, a típusokat alapvetően a zagyár térfogata, a lejtő meredeksége és a szelvény lejtőhöz viszonyított helyzete határozza meg. A turbiditek és az analog kísérletek azt mutatják, hogyha korlátozó lejtőhöz érkezik a zagyárok, képesek a lejtőn felfelé áramlani, de magas és meredek lejtőről visszaverődnek vagy eltérülnek a lejtő mentén. Akadályoknál a sűrűség szerint rétegzett zagyárok hajlamosak a kettészakadásra, ekkor az alsó, sűrű rész inkább eltérül, míg a felső, híg rész visszaverődik vagy akár túljuthat a visszatartó lejtőn.

A korlátozott turbiditekből különleges turbiditrendszer épülnek. Egy általános korlátozó medence kitöltését felfelé növekvő homok/agyag arányú rétegsor, egyre kisebb mértékű korlátozás és korlátozott leány, illetve rátelepülő csatornaüledékek jellemzik. A korlátozó medencék fejlődése több szakaszból áll: teljes megrekedés után kiöltés és

túlfolyás majd áthaladás és erózió következik be. A lejtő és medence domborzata a legfontosabb befolyásoló tényező a korlátozó medencék fejlődésében. Mivel a domborzatot nagyrészt a szerkezeti viszonyok határozzák meg, a korlátozó medencék példáit lemeztectonikai helyzetük szerint mutatjuk be.

*Tárgyszavak: turbiditkorlátozó medence, zagyár-visszaverődés, zagyáreltérülés, korlátozott turbiditek, korlátozó medencék fejlődése*

## Bevezetés

A zagyár az egyik legfontosabb gravitációs tömegmozgás, amely hatalmas mennyiségű üledéket halmoz át a mély vízbe. Ez a leghosszabban kifutó gravitációs üledékfolyás: képes több száz, akár több ezer kilométert haladni a tenger vagy tó fenekén (vö. MEIBURG & KNELLER 2010), így útja során sokszor a domborzat egyenetlenségeivel is meg kell küzdenie. A zagyáraknak csak kivételes esetekben egyenes az útjuk: a lejtő kanyonjából kiérve csatornában kanyarognak, majd egy eredetileg sík aljzatra érve a korábban lerakódott turbidittestek, lebenyek is befolyásolják útját. Ennél azonban sokkal nagyobb hatása lehet az aljzat domborzatának, mely gyakran szerkezetiileg meghatározott. A zagyárak kifutási távolságánál kisebb medence peremei révén visszatartja a zagyárakat a szabad szétterüléstől, továbbhaladástól. Az áruk teljesen csapdázódhatnak, megrekedhetnek a medencében, vagy egy részük átbukhat a peremek alacsonyabb részén. Ebből adódóan a zagyár üledékének elterjedését erősen meghatározza a domborzat.

A turbiditrendszer jelentősek a szénhidrogéniparban, kitérő rezervoárokat, csapdákat találnak a mélyvízi rendszerekben. A szénhidrogénkutatók a turbidites tárolók alakjára, méretére, belső változékonyságára, a zárókőzetek elhelyezkedésére, a rezervoár kőzetek közötti összeköttetésekre kíváncsiak (SLATT 2003). Mivel a topográfia erősen befolyásolja a zagyárak útját, ülepedését, a turbiditek térbeli elterjedését, a korlátozó medencéknél alapvetően más lesz a turbiditrendszer geometriája és belső szerkezete. Míg az egyenes aljzaton a turbidites tárolók nagy területűek és vékonyak, a kisebb medencékben korlátozott elterjedésűek, vastagok (SLATT 2003), és az agyag-, homokrétegek térbeli elterjedése is különböző.

SZTANÓ et al. (2013) óta tudjuk, hogy hazai vonatkozásban is van szerepe a korlátozó medencéknek a késő-miocén Pannon-tóban. A Pannon-medence aljzata tagolt volt: egymástól kis távolságban helyezkedtek el jelentős mélyedések és aljzatmagaslatok a szinrift extenzió következtében (UHRIN et al. 2009, TÖRÖ et al. 2012, VÁRKONYI 2012, SZTANÓ et al. 2013). A zagyárak útját így jelentősen befolyásolhatta a topográfia. A Pannon-medence sok részmedencéje korlátozóként viselkedhetett, mivel kiterjedésük a zagyárak potenciális kifutásához képest kicsi. A mélytavi feltöltődés lépésenként, korlátozó medencék láncolataként történhetett (SZTANÓ et al. 2013).

A tanulmány célja, hogy összefoglalja a már összegyűjtött ismereteket a korlátozott turbiditekről. Ismert kőzetek példái, analóg és numerikus modellek alapján bemutatjuk, hogyan viselkedik egy zagyár, ha visszatartó lejtőhöz ér. Mitől függ, hogy összeomlik, visszafordul, eltérül vagy feláramlik rajta? Hogy őrződik meg az üledékben a korláto-

zás? Hogy ismerjük fel ezt feltárásban, fúrómagban, mélyfúrás geofizikán és szeizmikus szelvényeken? Hogyan befolyásolja a domborzat a zagyár irányát, a lerakódó üledék szemcseméretbeli és vastagságbeli elterjedését?

## Zagyárak tulajdonságai

A zagyár egy víz alatti gravitációs tömegmozgás, vagy más néven üledékfolyás. A gravitációs üledékfolyások első sorban a mozgást fenntartó folyamatban különböznek egymástól, a tipikus tömegmozgások között mindenfajta átmenet létezik. A hagyományos definíció szerint a zagyárban a turbulencia a szemcsefenntartó mechanizmus, míg a hozzá közel álló törmelékfolyásban az alapanyag, a szemcsefolyásban pedig a szemcsék ütközése tartja mozgásban az üledéket (MIDDLETON & HAMPTON 1973).

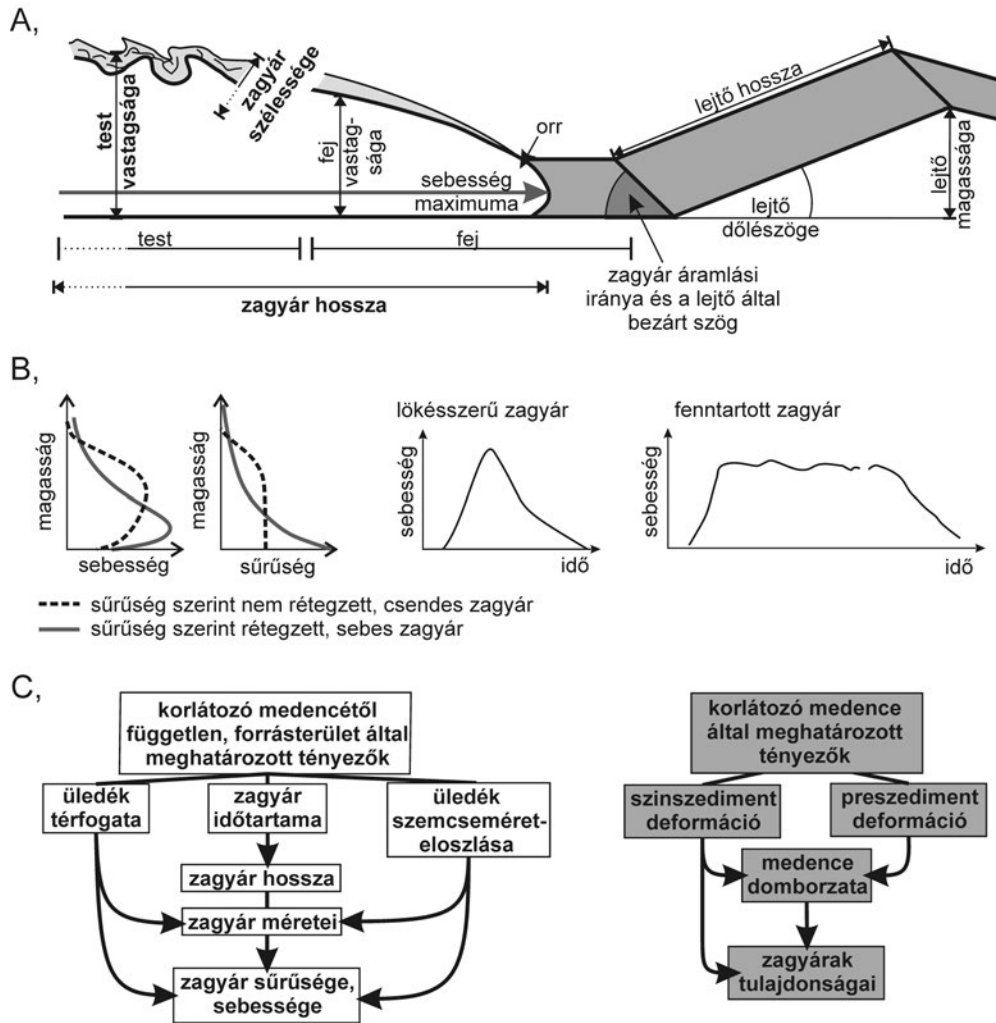
A természetes zagyárakban egyelőre nem lehetséges egyértelműen megfigyelni a szemcsefenntartó erőket, és más mechanizmusok — például a késleltetett ülepedés, szemcseütközések során fellépő diszperziós nyomás — is szerepet játszanak (KNELLER & BUCKEE 2000). Definíciójuk szerint a zagyár a zagy (víz és hordalék keveréke) és a befogadó víz közötti sűrűségkülönbség következtében fellépő, gravitáció által gerjesztett áramlás.

A zagyár többféleképp is viselkedhet, ha korlátozó lejtőhöz ér. Az ezt meghatározó változókat három csoportba lehet osztani: a topográfiához kapcsolódó, a zagyárra jellemző, illetve a kettő kapcsolatát leírókra. A topográfiai tényezők közül a zagyár haladásával párhuzamos dőlésű lejtőnél az akadályozó lejtő szöge, magassága, és az ezektől nem független hossza jöhetnek számításba (1. ábra, A). Ha a zagyár áramlási iránya se a lejtő dőlésével, se a csapásával nem párhuzamos, azaz ferdén érkezik, máshogy fog viselkedni.

Egy adott emelkedőnél a zagyár fizikai tulajdonságai — méretei, sűrűsége, sebessége — határozzák meg, hogyan fog reagálni az emelkedőre (1. ábra C). Ezeket első sorban a korlátozó medencén kívül eső tényezők határozzák meg: a zagyár által szállított üledék osztályozata, szemcseméret-eloszlása. Az utóbbtól függ a zagyár sűrűségprofilja, sűrűség szerinti rétegzettség és sebességprofilja is (1. ábra B).

A zagyár tulajdonságai közé tartozik az is, hogy milyen időtartamú: rövid, lökésszerű vagy hosszú, fenntartott (1. ábra B). Ez első sorban a zagyarat beindító folyamattól függ: a földrengés, csuszamlás eredetű zagyárak általában rövid életűek — néhány órán-napon át maradnak fenn –, míg a folyók áradásakor kialakuló hiperpiknális áramlás eredetűek akár hetekig eltarthatnak.

A zagyárak viselkedését befolyásolhatja külső alakjuk, geometriájuk, a fej, test és csóva magassága, hossza, széles-



**1. ábra.** A) Zagyár és lejtő leegyszerűsített tulajdonságai (KNELLER & BUCKEE 2000 után). B) Csendes, sűrűség szerint nem rétegzett és sebes, sűrűség szerint rétegzett zagyarak sebesség- és sűrűségprofilja (SEQUEIROS et al. 2010 után). Lökészerű és fenntartott zagyarak sebességváltozása (KNELLER & BRANNEY 1995 után). C) A zagyár tulajdonságait – méretei, sűrűsége, sebessége – elsősorban a korlátozó medencén kívüli tényezők határozzák meg: az üledék szemcseméret-eloszlása, az üledék térfogata és a zagyár időtartama (ábra KNELLER & BRANNEY 1995 után). A korlátozó medence által meghatározott tényező a deformáció, amely a medence domborzatát befolyásolja. A szinszediment deformáció meghatározhatja a zagyarak tulajdonságait is. A medence domborzata jelentősen befolyásolja a zagyár tulajdonságait

**Figure 1.** A) Simplified characteristics of a turbidity current and confining slope (after KNELLER & BUCKEE 2000). B) Density and velocity profiles of an unstratified, subcritical and a stratified, supercritical turbidity current (after SEQUEIROS et al. 2010). Velocity of surging and sustained turbidity currents (after KNELLER & BRANNEY 1995) C) Characteristics of turbidity currents – size, density, velocity – primarily depend on external factors such as grain size distribution, volume of sediment and duration of the turbidity current. Deformation, an internal factor with respect to the confined basin, affects the topography of the basin. Synsediment deformation can influence the characteristics of turbidity currents as well. The topography of the basin greatly influences the characteristics of turbidity current

sége is (1. ábra A). A medence által meghatározott tényezők és a zagyá tulajdonságai egymással is kölcsönhatásban vannak: például a csatornába szorított zagyár méreteinek megváltozása maga után vonja a sebesség és sűrűség átalakulását is (1. ábra C).

A sebesség és sűrűség a zagyárban eredetileg sem mindenhol egyforma. Ha egy függőleges profilban a sűrűség felfele folytonosan csökken, sűrűség szerint rétegzett zagyárról beszélünk (1. ábra B). Az olyan profil, amelyben van egy állandó sűrűségű szakasz, nem rétegzett sűrűség szerint, mert benne nagymértékű a függőleges keveredés. A legújabb kísérletekből kiderül, hogy a sebes zagyáakra

jellemző, hogy sűrűség szerint erősen rétegzettek: sűrűségük felfele folytonosan csökken, így a sűrűségkontraszt az alsó és felső rész között stabilan fennmarad (SEQUEIROS et al. 2010). A csendes zagyarak sűrűsége nem változik nagymértékben függőlegesen, így nem rétegzettek. A rétegzett zagyarak alsó és felső, eltérő sűrűségű része különbözőképp viselkedhet, elválhat, ha egyetlen a domborzat.

A zagyarak domborzatra adott választását analóg modellezzel lehet tanulmányozni, a zagyár és a lejtő fent leírt tulajdonságainak változtatásával. A medencék természetes domborzata azonban ennél sokkal bonyolultabb, ezek vizsgálatára a numerikus modellek adhatnak megoldást.

## Korlátozás fogalma

A vízfenék domborzatának hatását a zagyár mozgására nem mindig vették figyelembe. Az 1960-as évek előtt úgy gondolták, hogy a zagyárak szabadon szétterülhetnek a ki-egyenlített felszínű aljazaton (vö. LOMAS & JOSEPH 2004). A zagyár csapdázódásának lehetőségét először HERSEY (1965) és RYAN et al. (1965) vetette fel a Tirrén-tenger fenekén, nagy területen végigkövethető rétegek megfigyelésére alapozva. A jelenséget megrekedésnek ('ponding') nevezték el. VAN ANDEL & KOMAR (1969) a Közép-Atlanti-hátság oldalsó völgyeiben fedezett fel hasonló turbiditeket. Az üledékek sajátoságaiból arra a feltételezésre jutottak, hogy a zagyárak többszörösen „visszapattantak” a völgy falairól és teljesen megrekedtek a mélyedésben.

Az első adatokat a lejtőn történő feláramlásról DAMUTH & EMBLEY (1979) közölte. A Közép-Atlanti-hátság nyugati oldalára, a Ceará-hátra futottak fel zagyárak az óceáni aljzathoz képest 150–400 m magasra, helyenként 40 km hosszan. Ezt követően több helyről számoltak be egykor lejtőn felfele mozgó zagyárakról: például a Tiburon-hátról a Kis-Antillák akkrációs prizmájánál (DOLAN et al. 1989). A zagyáraknak itt 1100 km-t kellett haladniuk az aljazaton mielőtt elérték a kutatási területet. Ennél talán még meglepőbb, hogy legalább 800 m szintemelkedést kellett legyőzniük. DOLAN et al. (1989) felállított egy elméleti modellt és egy azt alátámasztó kísérletet a lejtőn felfele haladó zagyárra, összefüggést találva a feláramlás magassága és a zagyár vastagsága között.

Visszaverődött zagyárakra RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) találtak példát az olasz Appenninek miocén Marnoso-Arenacea Formációjában. A feltárásokban hosszan követhető rétegek az egykori emelkedő fele kivastagodtak, ez alapján azt feltételezték, hogy a zagyárak a medence lejtőinél eltérültek, vagy visszaverődtek. PICKERING & HISCOTT (1985) a kanadai középső-ordóvíciumi Cloridorme Formációból fedezett fel visszafordított zagyárüledékeket az áramlási irányok változásának segítségével. Következtéseik szerint a zagyárak túl kicsi, de mély medencébe érkeztek ahhoz, hogy fenn tudják tartani az egyes irányú mozgást. Az ilyen, elzárt medencéből a zagyár nem tudott kijutni. Ők ezt a jelenséget új névvel illették, bevezették a csapdázódás ('containment') fogalmát.

PICKERING & HISCOTT (1985) elméletét több kutató is követte. PANTIN & LEEDER (1987), KNELLER et al. (1991) és EDWARDS et al. (1994) analóg kísérletekben modellezte a zagyárak visszaverődését. További feltárásokban fedeztek fel visszaverődésre utaló nyomokat: MARJANAC (1990) Közép-Dalmáciában, KNELLER et al. (1991) az angliai Windermere Csoportban, PICKERING et al. (1992) pedig a nyugati Csendes-óceán fűrésaiból igazolta a modern zagyárak visszaverődését.

A korábbi fogalmakat — megrekedés ('ponding') és csapdázódás ('containment') — már nem választjuk külön, mindkettő alatt a teljes elzárttságot értjük, a zagyár nem jut ki a medencéből, az üledék egésze a medencén belül rakódik le (vö. LOMAS & JOSEPH 2004). A korlátozás ('confinement')

ezzel szemben a domborzatnak a zagyár áramlását észrevehetően befolyásoló hatása (vö. LOMAS & JOSEPH 2004). Gyakorlatilag a domborzat korlátozza a zagyár szabad szétterülését, de az nem feltétlenül reked meg. A zagyárak üledékét is illelhetjük ezzel a kifejezéssel, tehát megkülönböztethetjük a korlátozott turbiditeket ('confined turbidites'). A korlátozás nem kizárólag medencéknél használatos: a csatorna oldalfalának hatását is jellemzik így, ez esetben csatornában tartott ('channelized') zagyárról beszélünk. Ugyanígy egy lejtő is lehet korlátozó. Ha egy domborzati elem csak a nagy térfogatú zagyárakat tartja vissza a szabad szétterüléstől, de ekképp befolyásolja a morfológiai építőelemek elhelyezkedését, attól még nevezhetjük korlátozóknak. Illetve egy medence fejlődése során lehetnek korlátozó és nem korlátozó szakaszok.

Ha a korlátozás nem érvényesül, 'szokványos' törmelék-kúpok jönnek létre. A lejtőn egyenes kanyonok jellemzőek, amelyeken belül is többféle csatorna-gát rendszer épülhet (JANOCKO et al. 2013). A lejtőlábtól folytatódik a gáttal szegélyezett csatorna, míg valamivel távolabb a medencefenéken a lebenyek halmozódnak egymásra (pl. DEPTUCK et al. 2008, MULDER & ETIENNE 2010). Az óceáni aljzatra települő törmelék-kúpok sokszor legyező alakúak. Méretük, felépítésük, így a morfológiai építőelemek elterjedése és tulajdonságai nagyon függenek a meghatározó szemcseméretől, illetve a behordás típusától (READING & RICHARDS 1994). A homokos törmelék-kúpokra rövid szállítási út, rövid csatorna és kerek lebenyek jellemzőek, a rendszer általában előre épül; a homok/agyag aránya a szállítási úthoz képest oldalirányban csökken (STELTING et al. 2000, BOUMA 2000). Az iszapgazdag rendszerekben hatékony zagyárak jellemzőek, amelyek hosszan kifutnak, így hosszú a csatorna, amelyen lerakódás nélkül áthaladnak a zagyárak. A lebenyek is hosszúkásak. A homok/agyag aránya a lebenyeknél nagy, míg a csatorna-gát rendszerénél kicsi. A legtöbbek által elfogadott álláspont (STELTING et al. 2000) szerint törmelék-kúpoknak a recens, mélyvízi, nem korlátozott rendszereket nevezünk, míg a fosszilis eseteket — amelyek nagy része kontinentális aljazaton, aktív tektonikus területen rakódott le, így korlátozott lehetett — turbiditrendszerként érdemes leírni. Korlátozott rendszerekben az építőelemek nem biztos, hogy folyásirányban úgy következnek, mint egy nem visszatartott törmelék-kúpnál.

A továbbiakban előbb réteg, illetve fáciesegyüttes — vagyis egyetlen zagyár — szintjén mutatjuk be a korlátozást, majd a topográfia lebenyekre és csatornákra gyakorolt hatásával foglalkozunk.

## Lejtőn felfele áramlás

Először a modern óceánfenéki hátakon talált turbiditek alapján következtettek arra, hogy a zagyár lejtőn felfelé képes áramlani. Ennek megállapításához négy alapvető feltételt kell bizonyítani: (1) az ülepítő közeg zagyár volt, nem kontúrarámlás; (2) a ma észlelt emelkedő/magaslat akkor is az volt, amikor a zagyár lerakta üledékét; (3) a

zagyár vastagsága kisebb, mint a lejtő azon pontjának magassága, ahol a turbiditét észlelték és (4) a zagyár nem a vizsgált lejtőről származott, vagyis biztosan felfele mozgott.

Az Amazonas-törmelékfűző szomszédságában, az abisszikus síkságról kiemelkedő Ceará-hátat fedő pleisztocén–holocén üledékeit vizsgálta DAMUTH & EMBLEY (1979). A Ceará-hát törmelékfűzőhöz legközelebb eső oldalán mélyült fúrásokban hemipelágikus üledék mellett 5–50 cm vastag gradált turbiditék, a Bouma-sorozat a, b, e tagjaival is megjelentek, míg a magaslat többi részén csak pelágikus üledék volt jelen.

Az echogram szelvényen a jól reflektáló rétegek a törmelékfűzőtől a Ceará-hát gerincéig húzódnak. A gerinc a magaslat lábához képest 400 m magasban fekszik, és 40–45 km-re van tőle. Ez azt jelenti, hogy a zagyárnak ennyi szintkülönbséget kellett legyőznie. Az átlagos emelkedés a magaslat ezen oldalán 0,5–0,6°, azaz meglehetősen kis dőlésű lejtőről van szó.

DOLAN et al. (1989) is a Nyugat-Atlanti-óceán egy magaslatán, a Tiburon-háton talált meglepően durva szemcsésű üledékeket. Az 1100 km-re lévő dél-amerikai forrású terrigén turbiditék felett sokszor a hát magasabb részéről származó karbonátturbiditék települnek. A zagyarak legalább 800 m magasságig, 1,5°-os lejtőn, nagyjából 40 km hosszan jutottak fel a hátra.

E példákön kívül csak olyanokat ismerünk, amelyek azt mutatják, hogy a zagyarak alsó, homokban gazdag része általában nem képes néhány tíz méternél magasabbra feljutni a lejtőn. A feltárásokban megfigyelhető rálapolódások, például az Annot Homokkő is ezt támasztja alá (pl. SMITH & JOSEPH 2004). Valószínű, hogy a nagy távolságú felfele áramláshoz hatékony, iszapos zagyár és lapos lejtő szükséges.

### *Analóg kísérletek és numerikus modellek*

MUCK & UNDERWOOD (1990) összegezte a lejtőn felfele áramlás terepi megfigyeléseken alapuló példáit, numerikus elemzéssel és kísérletekkel elemezték a feláramlás magasságának és a zagyár vastagságának kapcsolatát.

Az elméleti modelljükből a felfele áramlás egy négy szakaszból álló folyamat utolsó része. Az első szakaszban megindul a zagyár egy lejtőn lefelé, a másodikban eléri a vízszintes aljzatot, ekkor hidraulikus ugrás jön létre: szuperkritikus (sebes) áramlásból szubkritikus (csendes) áramlásba vált át. A harmadik szakasz során az üledéklerakódással párhuzamosan az áramlás lassul, majd végül eléri a szemben lévő emelkedőt, feláramlik rá. Még az oldalirányban nem korlátozott, azaz kis vastagságú sebes áramlás sem tudja fenntartani a szuperkritikus állapotot, ezért legkésőbb az akadály elérésekor biztosan csendessé válik. Numerikus modelljük segítségével megállapítható az a magasság, ameddig fel tud jutni a zagyár: ez a sűrűlódást is figyelembe véve, a fej vastagságának 1,5-szerese.

Az elméleti modell helyességét kísérletekkel ellenőrizték. A hosszúkás tartályban sós oldatból álló zagyarat indítottak el, amely egy lejtőn begyorsult, egy szakaszon víz-

szintesen haladt, majd egy 28° dőlésszögű rámpára áramlott, amikor is szubkritikus állapot állt elő. A kísérletekben a maximum feljutási magasság átlagaként a zagyár vastagságának 1,53-szorosa adódott. Az áramlás vastagságán kívül az áramlási sebesség és sűrűség is befolyásolja a feljutási magasságot.

A modell érvényességét nagy léptékű valós folyamatok vizsgálatával is ellenőrizték. A terepen talált üledékek alapján kis, 1,06 g/cm<sup>3</sup> sűrűségű zagyárral számoltak. Egy 500 m magas domb csúcsának eléréséhez a képletek szerint minimum 320 m vastag és 9,5 m/s vége sebességű zagyár szükséges. A zagyarak többsége 10 m/s alatti sebességű, 20–25 m/s sebességet csak a lejtőn lefelé tudnak elérni, később lelassulnak 5–10 m/s-ra (HEEZEN & EWING 1952, HSU et al. 2008). Az Amazonas törmelékfűző-csatornáiban a zagyarak átlagsebessége csupán 2 m/s (PIRMEZ & IMRAN 2003). Következésképp a jelentős feláramlásra képes zagyarak valószínűleg kivételesen nagy térfogatúak és sebességűek voltak.

### **Eltérülés, visszaverődés**

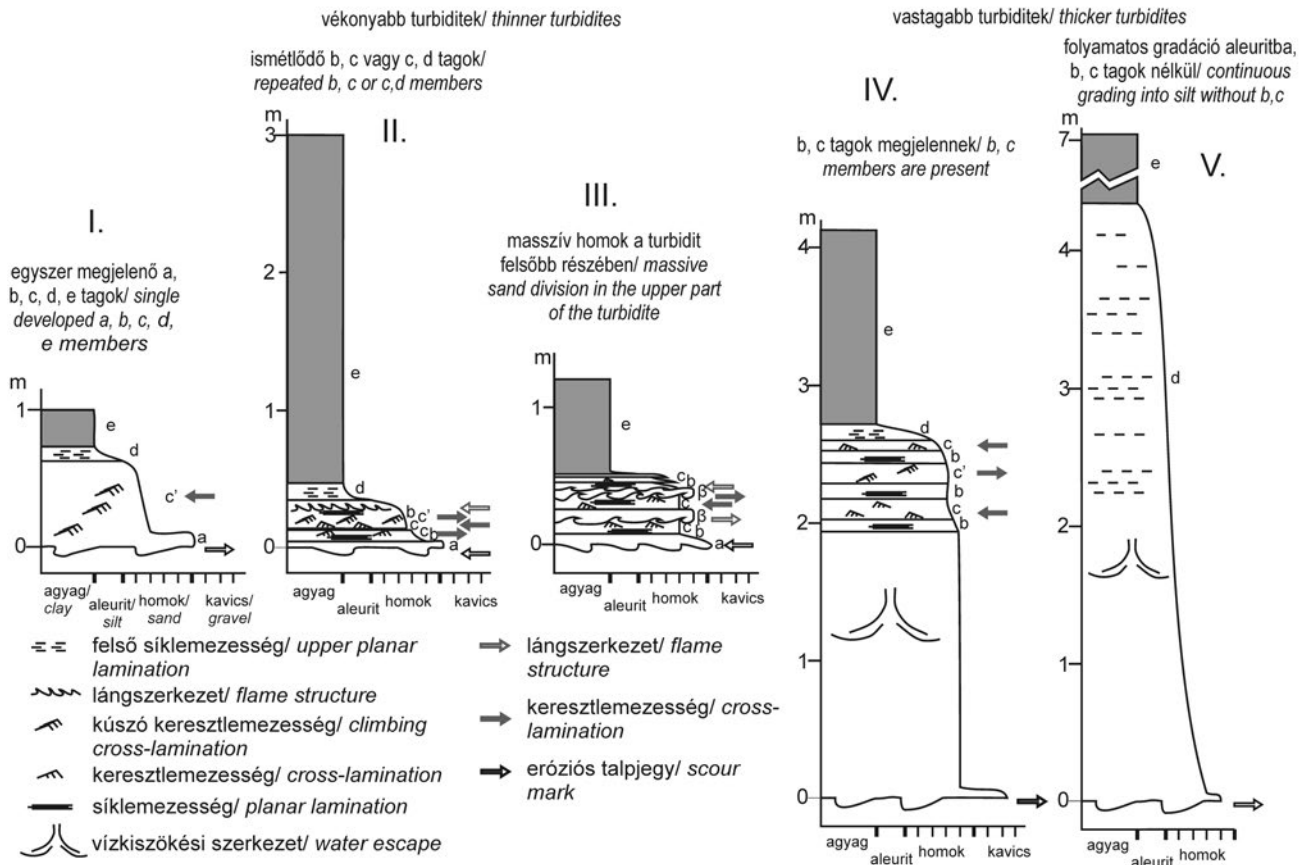
A visszaverődött turbiditék üledékes sajátosságait már sok tájékról leírták, a továbbiakban nyolc tanulmányt fogunk összehasonlítani (PICKERING & HISCOTT 1985, MARJANAC 1990, KNELLER et al. 1991, PICKERING et al. 1992, HAUGHTON 1994, KNELLER & McCAFFREY 1999, HAUGHTON 2000 és FELLETTI 2002), amelyek alapján a jellemző üledékes jegyeket öt csoportra osztottuk (2. ábra; I. táblázat). Általánosságban egy turbiditrétegben a visszaverődés legjellegesebb indikátorai a különböző áramlási irányok, a megújuló normál gradáltság és a nagy vastagságú agyagsapkák.

### *Visszaverődött turbiditék fáciesmodellje*

A tanulmányok alapvetően kétféle, vékonyabb és vastagabb turbiditekről adnak számot. A vékonyabb turbiditék (I., II., III. típus, 2. ábra) homokos része az 1 m-es vastagságot nem haladja meg, jellemzően 10–50 cm-es, a vastagabb turbiditék (2. ábra, IV., V. típus) 1–20 m vastag homokos részből állnak. Talpjegyét sok réteg alján találtak, ezek nem köthetők egyértelműen a vékony vagy vastag kifejlődéshez. A vékonyabb turbiditéknek csak egy része kezdődik szerkezetmentes, néha gradált durva-középszemcsés homokos vagy kavicsos T<sub>a</sub> taggal (BOUMA 1962). Gyakorta síklemezes T<sub>b</sub> vagy keresztlemezes T<sub>c</sub> taggal kezdődik (2. ábra, I., II. típus). A szelvények egyik részében (2. ábra, I. típus) a T<sub>abcd</sub> tagok legfeljebb egyszer jelennek meg. Az I. szelvényen például a kúszó keresztlemezeség ugyan 60 cm vastagságú, de végig egy irányban, nincs megszakadás, ismétlődés. A II. típusú szelvényekben a T<sub>bc</sub> tagok váltakozása a jellemző. Kúszó keresztlemezes T<sub>c</sub> (2. ábra, II.) és konvolút T<sub>c</sub> tagok is megjelenhetnek. A szemcseméret az ismétlődő tagok között megnőhet — néhol ez a határ lángszerkezetes (2. ábra, II.), vagy jelentősen lecsökkenhet. A szelvényekben mm vastag agyaglemezek választhatják el az ismétlődő tagokat: felettük folytatódik a homok gradációja, de kisebb

I. táblázat. Visszeverődött zagyárak üledékének fácies típusai, fáciesleírásai, azok értelmezése, zagyár és lejtő tulajdonságai és azok leírói  
 Table I. The five types of reflected turbidity current beds: facies, interpretation and papers describing the types

Típus	I.	II.	III.	IV.	V.
Főfácies	vékonyabb turbidit	vékonyabb turbidit	vékonyabb turbidit	vastagabb turbidit	vastagpados
Alfácies	egyszer megjelenő b, c, d, e tagok	ismétlődő b, c vagy c, d tagok	masszív homok a turbidit felsőbb részében	b, c tagok megjelennek	folyamatosan gradált aleuritba b, c tagok nélkül
Fácies leírása; turbidit geometriája	Eróziós talpjegyek jellemzőek. Néha 10-20 cm-es masszív, esetleg gradált durva-középszemcsés Ta taggal, esetleg kavicsos szinttel kezdődik. Sokszor a Ta tag kimarad és siklemezés Tb vagy keresztlemezes Tc taggal indul, amely eltérő áramlási irányt jelez a talpjegyhez képest. Vastag agyagsapka fedi.	Az esetleges Ta tag felett Tb, c tagok váltakozása a jellemző. A szemcseméret az ismétlődő tagok között enyhén nőhet – néhol lángszerkezetes ez a határ – vagy jelentősen csökkenhet. A szelvényekben mm vastag agyaglemezek választhatják el az ismétlődő tagokat: felettük folytatódik a homok gradációja, de kisebb szemcsemérettel, mint az agyaglemez alatti legfelső homok. A váltakozást sokszor gradált siklemezés Td tag fedi. FELLETTI (2002) leírt olyan turbiditot is, ahol egy Ta tag után Tc és lemezés Td tagok váltakoznak. Tb tag nélkül, szemcseméret-változással kísérve. Vastag agyagsapka fedi.	Az első T(a)bc tagok felett egy masszív, nem gradált, az alatta lévő finomszemcsés homokhoz képest nagyobb szemcseméretű homokpad következik ( $\beta$ tag, HAUGHTON 1994), amelyre újabb Tb, Tc tagok települhetnek. A masszív homokréteg többször is megjelenhet a szelvényben. A Td tagok kevésbé jellemzőek ezeknél a turbiditoknál. Vastag agyagsapka fedi.  Lejtő közelében helyezkedik el; $\beta$ tag a lejtő és medence felé is kivékonyodik; a medence felé átmehet IV. vagy V. típusú turbiditbe.	Alsó masszív homokrétege jóval vastagabb, mint a vékonyabb turbiditok 10-20 cm-es Ta tagja: 1 vagy akár 10 m vastag is lehet. Ezek is kezdődhetnek kavicszinttel. A vastag homokréteg debriáriszerű lehet, feltépt agyagklasztok és vízkiszökési talak, kúrtök gyakoriak. A masszív réteg teteje gradált, felette Tb, c tagot, esetleg ezek váltakozását figyelték meg. Td tag nem minden IV. típusú szelvényben jelentkezik. Vastag agyagsapka fedi.  Medence közepén helyezkedik el, B típusú, lejtő felé vastagodó kiékelődésnél a lejtőn is.	Az 1-10 m-es szerkezet nélküli homok folyamatos gradációval átmegeg egy párhuzamos lemezés aleuritba. Vastag agyagsapka fedi.  Medence közepén helyezkedik el, B típusú, lejtő felé vastagodó kiékelődésnél a lejtőn is.
Részletes értelmezés	A zagyár első útján erodál, vagy ülepedés nélkül áthalad. A visszaverődött zagyár ülepíti a sodrás eredetű szerkezeteket.	A kezdeti eróziót az eredeti zagyár végzi. Az első tagokat, így a keresztlemezes tagot is az első zagyár ülepíti. Ezt részben erodálja és áthalmazza az első erős visszaverődő zagyár. A homokra települő mm-es agyaglemez a két hullám közötti nyugodt szakasz eredménye. A következő homok- és agyaglemeztagok egy újabb, gyengébb hullám gerincét és völgyét képviselik, vagy a zagyár lökései és csillapodásai felelősek ezért. A tag hiánya a laposabb lejtőre, az összeomlás hiányára vezethető vissza. Így több szemcse lebegtetve maradhat, ami a sik- és keresztlemezes tagok kialakulását elősegíti.	A zagyár elejéből ülepednek le a Ta, b, c tagok. A masszív tag gyors lerakódás és nyírás miatti víztelepedés eredménye. A masszív tag megjelenését a meredek lejtőn a gyors összeomlás okozhatja (HAUGHTON 2000). Másik lehetőség, hogy a zagyár befordulásakor a lassú aggradáció első fázisában keletkezik. Később sodrás eredetű párhuzamos- és keresztlemezes tagok fedik be, a lassú ülepedés nem vált ki víztelepedést.	Nagy térfogatú zagyárak üledéke, a lapos lejtő felelős a sodrás eredetű üledékszerkezetekért.	A nagy térfogatú zagyárak meredek lejtőn V. típusú üledéket hozhatnak létre: a zagyár oda-vissza „löttyög” a medencében, az aleurit és homok együtt ülepedik le magas víztartalommal, így később víztelepedik az üledék. Sodrás eredetű rétegműformák ezért nem alakulhatnak ki.
Zagyár, lejtő tulajdonsága	kis térfogatú zagyár	kis térfogatú zagyár, lapos lejtő	kis térfogatú zagyár meredek lejtőn való összeomlása vagy beforduló áramlás	nagy térfogatú zagyár, lapos lejtő	nagy térfogatú zagyár, meredek lejtő
Leírók	MARJANAC (1990), KNELLER et al. (1991), FELLETTI (2002)	PICKERING & HISCOTT (1985), PICKERING et al. (1992), HAUGHTON (2000), FELLETTI (2002)	HAUGHTON (1994), KNELLER & McCAFFREY (1999), HAUGHTON (2000)	MARJANAC (1990), KNELLER et al. (1991), KNELLER & McCAFFREY (1999), HAUGHTON (2000)	HAUGHTON (1994), HAUGHTON (2000)



2. ábra. Visszaverődött zagyarak üledékének ötféle rétegszlopa.

Vékonyabb turbiditerek: I. típus – egyszer megjelenő Bouma-féle a, b, c, d, e tagok; II. típus – ismétlődő b, c vagy c, d tagok; III. típus – masszív homok a turbidit felsőbb részében. Vastagabb turbiditerek: IV. típus – b, c tagok megjelennek; V. típus – folyamatos gradációú aleurit b, c tagok nélkül (FELLETTI 2002, HAUGHTON 1994, 2000, KNELLER et al. 1991, KNELLER & McCAFFREY 1999, MARJANAC 1990, PICKERING & HISCOTT 1985, PICKERING et al. 1992 után)

Figure 2. Five types of reflected turbidity current deposits.

Thinner bedded turbidites: type I – single developed Bouma type a, b, c, d, e members; type II – repeated b, c or c, d members; type III – structureless sand division in the upper part of the turbidite. Thicker bedded turbidites: type IV – b, c members are present; type V – continuous grading into silt without b, c members (after FELLETTI 2002, HAUGHTON 1994, 2000, KNELLER et al. 1991, KNELLER & McCAFFREY 1999, MARJANAC 1990, PICKERING & HISCOTT 1985, PICKERING et al. 1992)

szemcsemérettel, mint az agyaglemez alatti legfelső homokban. A váltakozást sokszor gradált lemezes  $T_d$  tag fedi. FELLETTI (2002) leírt olyan turbiditét is, ahol egy  $T_a$  tag után  $T_{cd}$  tagok váltakoznak,  $T_b$  tag nélkül, szemcseméret váltakozással kísérve. A III. típust először HAUGHTON (1994) írta le: az első normál gradált  $T_{(a)bc}$  —  $\alpha$  tag — felett egy szerkezetmentes, nem gradált, az alatta lévő finomszemcsés homokhoz képest nagyobb szemcseméretű szakasz következik, ez a  $\beta$  tag, (HAUGHTON 1994), amelyre újabb  $T_{bc}$  tagok települhetnek. A szerkezetmentes homokrétteg többször is megjelenhet a szelvényben. A  $T_d$  tagok kevésbé jellemzőek ezeknél a turbiditeknél.

A vastagabb turbiditerek alsó szerkezetmentes homokréttege több méter vastag is lehet. Ezek is kezdődhetnek kavicsszinttel. Jellemző, hogy a vastag homokrétteg debritszerű: feltépett, deformált agyag- és homokklasztok agyagos homokmátrixban úsznak. Vízkiszökési tálak, kürtők gyakoriak lehetnek (2. ábra, IV.). A szerkezetmentes réteg felső része lehet gradált, ekkor felette  $T_{bc}$  tagot, esetleg ezek váltakozását figyelték meg (2. ábra, IV. típus). MARJANAC (1990) leírt egy olyan „megaturbiditét”, ahol a 10 m vastag masszív homok felett újabb 10 m  $T_{bc}$  vagy kúszó kereszt-

lemezes  $T_c$  tagok váltakozása következik.  $T_d$  tag nem minden IV. típusú szelvényben jelentkezik. Az V. típusban a szerkezet nélküli homok folyamatos gradációval átvált lemezes aleuritba.

A legkorábban megfigyelt jelenség a visszavert zagyarákkal kapcsolatban a homok feletti vastag agyagsapkák volt: VAN ANDEL & KOMAR (1969) és RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) is leírta már ezeket a Marnoso-Arenacea Formációból az Északi-Appenninekből, azonban PICKERING & HISCOTT (1985) hívta rá fel a figyelmet. Egy ideális Bouma-féle (BOUMA 1962) turbidit  $T_e$  tagja egyötöde-egyharmada a teljes rétegsor vastagságának. A bemutatott példák túlnyomó többségében ezzel szemben az agyagsapkák legalább olyan vastagok, mint a homokos részek. PICKERING & HISCOTT (1985) alpműnek számító munkájában 30–450 cm vastag agyagsapkákról számolnak be, amelyek kétszer olyan vastagok, mint a hozzájuk tartozó homok (2. ábra II.). A későbbi megfigyelések is vastag agyagsapkákról írnak. MARJANAC (1990) megaturbiditjében például a 20 m vastag homokot 30 m vastag agyag zárja. A Brazos-Trinity rendszer IV. medencéjének turbiditjei is vastag agyagsapkával bírnak (PIRMEZ et al. 2012). Kivételek

is találhatóak a korlátozó medencékben: például a 2. ábra I. szelvényében az agyagréteg kifejezetten vékonyabb, mint a homokrétegek, ezekre az értelmezés során még visszatérünk. Az agyagsapkák lehetnek gradáltak vagy homogének, de bioturbáció csak a felső részén jelenhet meg (PICKERING & HISCOTT 1985, HAUGHTON 1994).

Az egykori áramlási irányt több, különféle üledékszerkezet is jelezheti. A talpjegyek közt leggyakoribb, tömeges örvényárcok és egyéb, ritkább mechanoglifák, a mellső lemez dőlése vagy a kúszó keresztlemezség eltolódása egyértelmű indikátorok, akár csak a kavicsok vagy feltépett agyagklasztok zsindelyessége.

A leggyakoribb áramlási irányváltozást az örvényárcok és az áramlásfodrok alakította keresztlemezség között találták. A PICKERING & HISCOTT (1985) által vizsgált szelvények talpjegyei egy kivétellel mind ugyanabba az irányba mutattak, ezek kétharmadában a rátelepülő keresztlemezség ellenkező irányt jelez, a maradékban vagy nincs irányjelző belső üledékszerkezet, vagy ugyanazt az irányt mutatja, mint a talpjegyek. MARJANAC (1990) csak vékony padban talált mechanoglifát (2. ábra, I.), de az előtti kúszó keresztlemezség nagyjából ellenkező irányú. KNELLER et al. (1991) csak talpjegyek és keresztlemezség közötti irányeltérést írt le, az egykor hosszúkás medencében a talpjegyek a medencetengellyel párhuzamosan futottak, az e feletti keresztlemezség ezekre merőleges — a medence belseje felé mutató — irányokat jelez. PICKERING et al. (1992) a Nankai-árok mintáit nem szabad szemmel, hanem a természetes remanens mágnesség alapján elemezte. Ezzel a módszerrel az áramlásfodrok által megőrzött irányt tudták meghatározni, a talpjegyek orientációját nem. Ezenkívül a szemcsék irányítottóságát is megfigyelték, az anizotrop magnetit és titanomagnetit mágneses szuszceptibilitása megmutatta a zsindelyesség irányát. Az áramlási irány visszafordulása utáni irányjelzők rendszeresen a legnagyobb lejtés irányába mutattak, ezzel tükrözve az egykori domborzatot. KNELLER & MCCAFFREY (1999) csak a lejtőhöz közeli szelvényekben (2. ábra, III. típus) figyelt meg eltérő irányt a talpjegyekben és keresztlemezségben egy rétegen belül. FELLETTI (2002) az egy irányba álló örvényárcok felett nagy szórású keresztlemezséget talált az egykori medence közepén. Ezenkívül a keresztlemezség, kúszó keresztlemezség egy rétegekötetben is mutathatnak eltérést (2. ábra, III.). Több rétegsorban előfordul az is, hogy a talpjegyek egy irányba mutatnak, majd az első keresztlemezség az ellenkezőbe, és az azt követő keresztlemezség vagy más szerkezet újra az első irányt mutatja (2. ábra, II., III., IV.).

### *Turbiditek geometriája*

A rétegek geometriájával nem minden szerző foglalkozott: vagy nem találták említésre méltónak, vagy a feltártság szabott gátat a megfigyeléseknek. PICKERING & HISCOTT (1985) 25 km hosszan követhető rétegeket írt le, de vastagságuk, ill. belső szerkezetük oldalirányú változásáról nem tettek említést. HAUGHTON (1994) 5 km-en keresztül követte a rétegeket az egykori keskeny medence tengelyére

merőlegesen, és hatalmas változásokat észlelt: egy-egy pad vastagsága és szerkezete nagyon különböző az árok közepén és szélein. Az árok közepére jellemzőek a vastag, szerkezetmentes taggal kezdődő turbiditek (2. ábra, V.). Ezek oldalirányban fokozatosan kivékonyodnak: a homok és agyag is kivékonyodik (2. ábra, III.). A kiékelődés irányában a jellegzetes agyagsapka eltűnik, és a bioturbáció lehatol a homokig. A homokban hirtelen szemcseméret-ugrással és lángszerkezettel kezdődő, szerkezetmentes homokrétegek ( $\beta$  tag) lencse alakúak, mindkét irányba kivékonyodnak: a lejtő felé és az árok tengelye felé is.

Az eredeti lejtő dőlésében 1,4 km hosszan követhetőek a KNELLER & MCCAFFREY (1999) által vizsgált rétegek. A medence közepén masszív, vízkiszökési szerkezetekben bővelkedő, nem eróziós talpú vastag turbiditek (2. ábra, IV.) vannak. Ezekben a keresztlemezség a lejtő irányából érkező áramlást jelez. Az egykori lejtőhöz közeledve a vízkiszökés ritkább, de az eróziós talp gyakoribb, az örvényárcok a lejtő felé mutatnak, tehát az említett keresztlemezséggel ellentétes mozgásirányra utalnak. A homoktestek a lejtőn kiékelődnek: a vékony homokban a sík- és keresztlemezség gyakori (2. ábra, III.). A lejtőhöz közeli szelvényben az eróziós áramlási irány a lejtővel párhuzamosává válik. Az agyagsapkák a lejtőn messzebben és feljebb ékelődnek ki, mint a hozzájuk tartozó homoktestek.

HAUGHTON (2000) több rétegekötetet különített el, az egyikben jellemző a szerkezetmentes, nem gradált  $\beta$  taggal rendelkező vékonyabb turbidit (2. ábra, III.). Ezenkívül vastag, vízkiszökéses turbiditek is megjelentek (2. ábra, IV., V.). A másik rétegekötetben a vastagabb turbiditben jellemző a hirtelen szemcseméret-növekedés (2. ábra, IV. változata), viszont a vékonyabb turbiditekben a szemcseméret-csökkenés folyamatos (2. ábra, II.). A medence széle felé a turbiditek rálapolódnak, kiékelődnek a lejtőre, az egyik lejtőn jellemző, hogy eltűnik az agyagsapka a turbiditekben.

MCCAFFREY & KNELLER (2001) a korlátozó lejtőn való kiékelődéseket a lejtő felé kivékonyodó A típusba és a lejtő lábánál nagyon kivastagodó — akár 35 m vastag — homoktestekkel jellemezhető B típusba sorolták. A vastag, masszív homoktestekbe lokálisan törmelékfolyás eredetű réteg települ, mely ékre hasonlít, a medence irányába kivékonyodik, néhány száz méter alatt normál gradált rétegekbe megy át, mely átlagosan „csak” 6 m vastag. Itt is jellemző a szemcseméret egyszeri, hirtelen megugrása a felfelé csökkenő trenden belül és a vastag agyagsapka.

### *Értelmezés*

#### 180°-os visszaverődés

A megfigyelések értelmezését érdemes időrendben tárgyalni. PICKERING & HISCOTT (1985) az irányváltozásokat egyértelműen visszafordított zagyárraknak tulajdonította, amelyek a keskeny előtéri medencében megrekedtek. A hirtelen szemcseméret-csökkenéseket — amelyek az irányváltozások között jelennek meg (2. ábra, II.) — a többszöri visszaverődés eredményének tartották, vagyis a zagyár elhaladása, majd visszatérése között eltelt időben agyag



rakódhatott le. A szemcseméret-változásokat azért nem okozhatta több különböző zagyár, mert — az agyaglemezeket figyelmen kívül hagyva — a normál gradáció és főleg a vastag aleuritos agyagsapkák jelenléte egyetlen, nagy térfogatú, magas koncentrációjú zagyára utal. A lerakódás a kúszó keresztlemezség gyakoriságából ítélve időnként gyors lehetett. Az eddigiekben bemutatott II. típusú padok között akár több száz, ezeknél jóval vékonyabb réteget (I. típus) is találtak, amelyek azt jelzik, hogy a vastagabb II. típusú padokat ritka, de katasztrofális zagyarak hozták létre. A vékony padokra nem jellemző az irányváltás (2. ábra, I.), az ezeket létrehozó zagyarak nagyságrenddel kisebb térfogatúak és energiájúak lehetnek, és nem érték el a korlátozó lejtőt.

Az áramlási irányok alapján a nagy térfogatú zagyarak a medencét átszelték, és visszafordultak a korlátozó lejtőknél. A legtöbb padban örvényárcok csak a bázison vannak, vagyis csak az eredeti zagyárnak volt elegendő energiája ahhoz, hogy erőzót végezzen. Visszafordulás után erre már nem volt képes az áramlás. A legvastagabb pad arról árulkodik, hogy a medence egyik részén csak a visszaverődött áramlás vájt talpjegyeket, és a visszaverődés előtti, első útján nem mindenütt rakott le üledéket. Az utóbbi esetben a talpjegyek felett — ha vannak — közvetlenül ellenkező irányú  $T_c$  keresztlemezség következik.

Egy vagy két visszaverődés után az iszap megrekedt a medencében, felhőként szétterült az aljzat felett. Ekkor vélhetően még oda-vissza mozgott a lebegő hordalék „tölen-gés” (‘seiche’) formájában. A tölengés állóhullám: a zagy és tiszta víz közötti felületen a hullámok nem vándorolnak, hanem csak magasságuk változik periodikusan, mérleg-hintaszerűen. A terhelési szerkezetek ekkor keletkezhetnek. A szedimentáció utolsó szakaszában agyag ülepedett le, a magas koncentráció miatt viszonylag gyorsan, vastag agyagsapkát alkotva. A modell szerint a zagyarak teljes megrekedésére került sor.

MARJANAC (1990) a dinári eocén flis turbiditjeinek belső szerkezetéből azt a következtetést vonta le, hogy a zagyarak áramlási tartománya és áramlási iránya is változott. A heves, lökészerű zagyárokra jellemző lehet az áramlási tartomány (sebes/csendes) változása, az áramlási irány változását pedig a visszaverődés okozta. MARJANAC (1990) is úgy értelmezte a padokban egymás fölött elhelyezkedő többszöri irányváltást, hogy a zagyár többször, teljes egészében visszaverődött, tehát a fordulás után is megőrizte zagyár formáját és tulajdonságait. A homokkő tagokat fedő agyagpadok közül a vastagok a megrekedés során alakultak ki, az irányváltások mellett ezek is azt jelzik, hogy a medence visszatartotta a zagyarakat. Az áramlási irányok alapján lehetséges volt az egykori medencét tagoló akadályok feltérképezése.

#### Analóg kísérletek 180°-os visszaverődésre

A sűrűség szerint nem rétegzett, csendes zagyarak visszafordulását vizsgálta PANTIN & LEEDER (1987), majd EDWARDS et al. (1994) analóg kísérlettel. Ahogy a fej feljut a

rámpára, örvényessége lecsökken, majd gravitációsan összeomlik, azaz visszafordul (3. ábra, A és B, PANTIN & LEEDER 1987, EDWARDS et al. 1994). Amikor az emelkedő lábánál a kidomborodás elkezd visszafele mozogni, sűrűbb lévén a még előrefele mozgó csóva alá bukik. Anyaga a fej összeomlásából és az előremozgó csóvából származik, mert a visszafelé mozgó áramlás magával sodorja a felette ellentétes irányban haladó részecskék egy részét. A visszafordult áramlást torlópótlóként (‘bore’) lehet leírni áramlástanilag, amely egy mozgó, tömeget szállító hidraulikus ugrás. Visszaverődéskor ennek alakja kétféle lehet: szoliton vagy zagyár alakú (3. ábra, A, B, illetve C, D, EDWARDS et al. 1994). A szolitonok az áramlástanban jól ismert hullámok, amelyek függetlenek egymástól, saját sebességgel, alakváltozás nélkül mozognak, és üledéket is szállítanak (vö. TÉL 2003).

Zagyár típusú visszaverődésnek a nagy áramlási energia és a nagy dőlésszögű lejtő kedvez (EDWARDS et al. 1994). Az erős, zagyár típusú torlóár képes lehet a már ülepedett szemcséket újra felkapni, erodálni, majd azokból új üledékszerkezetet létrehozni, amelyek csökkenő áramlási intenzitást tükröznek. Ezek az áramlások átalakulhatnak szolitonokká. A szolitonok nemigen képesek erőzót végezni, de a hullámgerincek és -völgyek elhaladása már szemcsemozgással jár. A gerincek alatt a szemcse szállítás és a rétegfórmák épülése jellemző, míg a völgyek elhaladásakor a vonzott szemcsék megállnak és a lebegtetett szemcsék ülepednek, amely elősegíti az alattuk lévő formák megőrzését. Az elhaladó hullámok egyre gyengébbek, egyre finomabb üledéket szállítanak. EDWARDS et al. (1994) szerint a korábban leírt turbiditék közül (PICKERING & HISCOTT 1985, RICCI LUCCHI & VALMORI 1980, MARJANAC 1990) szinte mind zagyár típusú visszaverődésre utal. A váltakozó homok-agyaglemezek a szolitonok termékei.

#### Ferde visszaverődés

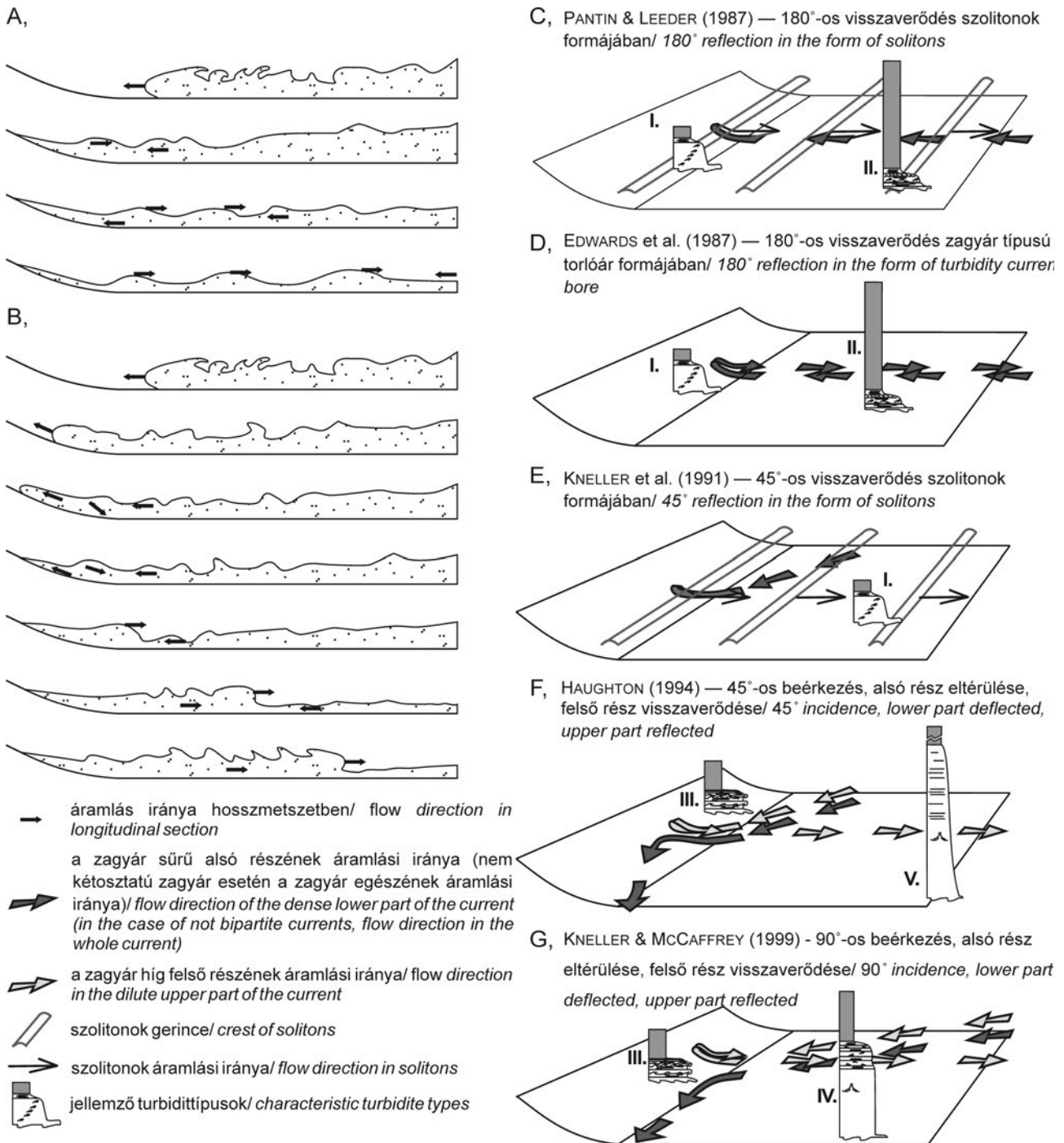
KNELLER et al. (1991) kísérleteiben a zagyarak radiálisan terjedtek szét, így a fej a különböző időpontokban a rámpa különböző részeit érte el (3. ábra, E). Ennek ellenére a szolitonok a rámpa csapásirányával párhuzamosan fejlődtek ki, és a hullámgerincek egyenesek voltak.

A hosszúkás medencékben — mint amilyen a Windermere csoport medencéje — az áramlás a medence tengelyével párhuzamosan mozog, erodál, tengelyirányú talpjegyeket hagy hátra, amelyeket betemet a lerakódó homok. Ahol a radiális terjedést korlátozza egy emelkedő, szoliton formájú visszaverődés jöhet létre, amely az emelkedő csapásával párhuzamosan terjed. Az anyagszállításra képes, áramló szolitonok áthalmozhatják a már lerakódott homokot áramlásfodrok formájában, amelyek a hullámok terjedési irányát őrzik meg. A Windermere csoportban megfigyelt fodrok geometriája egy egyirányú, de pulzáló áramlást tükröz, amely egyetértésben van a modellel.

HAUGHTON (1994) a Sorbas-medence különleges, szerkezetmentes  $\beta$  taggal bíró turbiditjeit is visszaverődött zagyár üledékeként értelmezte. A zagyár elejéből ülepedtek le a  $T_{abc}$  tagok. A szerkezetmentes  $\beta$  tag gyors lerakódás és nyírás miatti víztelenedés eredménye. Az áramlási irányok

térbeli változása azt mutatja, hogy az áramlás sűrűbb része bekanyarodott a lejtővel párhuzamos irányba (3. ábra, F). A zagyár tehát két részre szakadt a lejtőt elérve: a sűrű rész eltérült tengelyirányba, a hígabb rész feláramlott a lejtőn.

Ahogy a zagyár eleje feláramlott a lejtőre, ott összeomlott, az árokban pedig a tengelyirányban áramló sűrű résszel találkozott. Ekkor a legtöbb esetben összeomlott a tengelyirányú áramlás is.



**3. ábra.** A) kísérleti zagyárok visszaverődése szolitonok formájában; B) kísérleti zagyárok visszaverődése zagyár formájú torlóárként; C-H zagyárok visszaverődésének, elhajlásának modelljei: C) 180°-os visszaverődés szolitonok formájában – PANTIN & LEEDER (1987) elmélete; D) 180°-os visszaverődés zagyár alakú torlóár formájában – EDWARDS et al. (1994) elmélete; E) 45°-os visszaverődés szolitonok formájában – KNELLER et al. (1991) elmélete; F) 45°-os beérkezésnél alsó rész eltérülése lejtővel párhuzamos irányba, felső, híg rész visszaverődése – HAUGHTON (1994); G) merőleges beérkezésnél alsó rész eltérülése lejtővel párhuzamos irányba, felső, híg rész visszaverődése – KNELLER & MCCAFFREY (1999)

**Figure 3.** A) Reflection of experimental turbidity currents in the form of solitons. B) Reflection of experimental turbidity currents in the form of a turbidity current; C-H) Models of reflection and deflection of turbidity currents: C) 180 degree reflection in the form of solitons – model of PANTIN & LEEDER (1987); D) 180 degree reflection in the form of turbidity current bore – model of EDWARDS et al. (1994); E) 45 degree reflection in the form of solitons – model of KNELLER et al. (1991); F) 45 degree incidence, lower part deflected, upper part reflected – model of HAUGHTON (1994); G) 90 degree incidence, lower part deflected, upper part reflected – KNELLER & MCCAFFREY (1999)

KNELLER & McCAFFREY (1999) az egykori medence közepén IV., V., a korlátozó lejtőn III. típusú turbiditeket talált, melyeket ugyanazon zagyár üledékeként értelmezett. A IV. és V. típus gyors ülepedés és víztelenedés eredménye, mivel a medence közepén szétterjedt a zagyár. A lejtő felé közeledve azonban az áramvonalak összefutottak, ami miatt erózió vagy lerakódásmentes áthaladás történt, tehát egy részen csak a zagyár végéből rakódott le üledék. A lejtőnél a zagyár alsó, homokos része befordult a lejtővel párhuzamos irányba, a felső híg rész viszont fel-, majd visszaáramlott a lejtőn (3. ábra, G). A zagyár két részre szakadásának oka az erős sűrűség-rétegzettség lehetett. A lejtővel párhuzamosan haladó részben sík- és keresztlemezesség keletkezett, a lassú ülepedés nem váltott ki víztelenedést. A lejtőre rálapoló homokban jellemző a szerkezetmentes  $\beta$  tag. A felső híg rész visszaáramlása a medence közepén kezdetben nem hagyott nyomot maga után, lassuló fázisában azonban a lejtőre merőleges keresztlemezességet épített. Az előző modellekhez képest KNELLER & McCAFFREY (1999) a sűrűség-rétegzettséget adta meg a zagyár szétszakadásának kritériumaként. Tehát HAUGHTON (1994) ferde beérkezés esetére igazolt modelljét kiterjesztette merőleges beérkezésre is.

HAUGHTON (2000) a Tabernas-medencében a medence fejlődésében négy szakaszból kettőben írt le korlátozást. Az első korlátozó szakasz medencén belüli meredek korlátozó lejtőit az aktív tengerfenék-deformáció okozta, így kisméretű és mély medencék keletkeztek. A második szakaszra a kis medencék feltöltődtek és a domborzat „begyógyult”, de a nagyobb medence még mindig korlátozó volt, mind a négy oldalról határolva. Az első korlátozó szakaszban a III. típusú turbiditeket kis térfogatú zagyarak eredményének tartja, a szerkezetmentes  $\beta$  tag megjelenését a meredek lejtőn a gyors összeomlás okozta. A nagy térfogatú zagyarak ezzel szemben V. típusú üledéket hoztak létre, vagyis a zagyár oda-vissza „löttyögött” a medencében, az aleurit és homok együtt ülepedett le magas víztartalommal, így később víztelenedett az üledék. Sodrás eredetű rétegfórmák ( $T_b$  és  $T_c$  tagok) nem alakulhattak ki. A második korlátozó szakaszban a kis térfogatú zagyarak II. típusú turbidit hoztak létre, a  $\beta$  tag hiánya a laposabb lejtőre, az összeomlás hiányára vezethető vissza. Így több szemcse lebegtetve maradhatott, ami a sík- és keresztlemezesség kialakulását elősegítette. A nagy térfogatú zagyarak üledéke a IV. típusú turbidit, ennél is a lapos lejtő felelős a sodrás eredetű üledékszerkezetekért. Az agyagsapka hiányzik egyes lejtőre rálapoló turbiditokban, vagyis az agyagos zagy megrekedése a medencében alacsonyabban történhetett, mint a homokos rész felfutási magassága.

FELLETTI (2002) az áramlási irányokat és az agyagok kivastagodását a medence közepe fele értelmezte úgy, hogy a sűrűségrétegzett zagyár alsó része eltérült a lejtőnél, a híg agyagos rész a lejtőre feláramlott, visszafordult és a medence közepébe szállította az agyagot. A híg rész visszaverődését újra szolitonokként értelmezték.

McCAFFREY & KNELLER (2001) a zagyár magnitúdójának hatásával is számolt az Annoti Homokokban. Ez gyakorlatilag az üledékhozam az ár egységnyi széles részén:

a zagyár vastagságának, átlagsebességének és a mélységre átlagolt koncentrációjának a szorzata (McCAFFREY & KNELLER 2001). A nem gradált padok időben egyenletes, fenntartott zagyarakról tanúskodnak, amelyeknél a pad vastagságából nem lehet a zagyár magnitúdójára következtetni. A normál gradált padok lökésszerű zagyarak termékei, amelyeknél a pad vastagsága összefüggésben van a zagyár magnitúdójával: a vastag padokat nagy magnitúdójú zagyarak rakták le.

Értelmezésükben a lejtő fele kivékonyodó padok kis magnitúdójú, a kivastagodó padok nagy magnitúdójú zagyarak termékei. A nagy magnitúdójú zagyarak mivel vastagabbak, így valószínűbb, hogy meredekebb lejtőn feljebb is le tudnak rakni homokot, mint a kis magnitúdójú zagyarak. A lerakódott üledék azonban instabil a meredek lejtőn, könnyen áthalmozódik szemcsefolyás vagy homokos törmelékfolyás formájában. Így a lejtő aljában vastag homokrétegek halmozódhatnak fel. A kis magnitúdójú, vékonyabb zagyarak nem képesek a meredek lejtőn magasra feljutni, a homok, ami le tud rakódni, egyre kevesebb a lejtőn felfelé. A vastag agyagsapka, amely magasabban is megtalálható, mint a homok, a megrekedés eredménye, vagyis a megrekedt iszapos zagy teteje magasabban volt, mint ameddig a zagyár aktívan feláramlott.

AMY et al. (2004) a McCAFFREY & KNELLER (2001) által vizsgált kiékelődésekre fordított magyarázatot adott. Szerintük a lejtő felé vékonyodó kiékelődést gyors, nagyenergiájú zagyarak hozták létre, amelyek a lejtőn képesek voltak áthaladni ülepedés nélkül, míg a kis sebességű zagyarak a lejtő felé vastagodó üledéket raktak le.

A hibrid áramlások elméletének térhódításával PATACCI et al. (2014) újraz vizsgálta a kiékelődéseket. A „hibrid rétegeket” (‘hybrid event bed’, HAUGHTON et al. 2009) tiszta homok, sávós homok, agyagklasztos, agyagmátrixú homok, lemezes finomhomok-aleurit és agyagsapka építi fel. A különlegessége ezeknek a padoknak az agyagos homok fácies, amely törmelékfolyás eredetnek utal. Az elmélet szerint hibrid áramlás zagyárból alakul ki, de ebbe erózió révén agyag kerül, amely csillapítja a turbulenciát, az áramlás kohézióját növelve. Az így átalakult áramlás tehát már inkább törmelékfolyásként viselkedik, mint zagyárként. A hibridpadok turbiditrendszer oldali és disztális szegélyén gyakoriak, de hibridáramlás kialakulhat lokálisan korlátozó lejtőnél is (PATACCI et al. 2014). Az Annot Homokokban az agyagos homokkal rendelkező hibridpadok kivékonyodnak a lejtő felé; PATACCI et al. (2014) szerint ezek a közepes magnitúdójú áramlások termékei. A lejtő felé kivastagodókat nagy magnitúdójú, a kivékonyodó, de nem hibridpadokat kis magnitúdójú zagyákkal hozza összefüggésbe.

Összességében a padok elvégződése nagyon különböző geometriájú lehet, amely a tározótulajdonságokra is nagy hatással van, mégis vitatott, hogy mely kiékelődést hozták létre nagy, és melyiket kis magnitúdójú zagyarak.

### Minimedencék

A „minimedencék” máshogy hatnak a zagyarakra, mint a nagyobb kiterjedésű medencék, ezért fontos ezek tanulmányozása. LAMB et al. (2004, 2006), TONIOLO et al. (2006a, b) a

Mexikói-öböl kontinentális lejtőjén található sóelvándorlás miatt kialakult 15–20 km átmérőjű „minimedencék” zagyárfolyamatait vizsgálta. Következtetéseiket főleg kísérleti zagyárárból vonták le, de az elméleti hátteret is tisztázták (TONIOLO et al. 2006a), illetve numerikus modellt is alkottak (TONIOLO et al. 2006b).

A süllyedő diapírmedencék között csak keskeny, de néhány száz méter magas gerincek vannak. A medencéket sokszor csatornák kötik össze. A kisebb térfogatú zagyarak teljesen csapdázódnak egy medencében, csak akkor tudnak átjutni a következő medencébe, ha már a medence elegendően feltöltődött. A nagyobb térfogatú, hosszan fennmaradó zagyarak viszont képesek lehetnek egyik medencéből a másikba átfolyani egy esemény alatt (TONIOLO et al. 2006a).

Első körben LAMB et al. (2004) a lökésszerű és a hosszú ideig fenntartott zagyarak viselkedését és üledékének geometriáját vetették össze. A természetes lökésszerű zagyarak még egy-két óráig sem maradnak fenn. Ha kialakul a kvázi-egyenletes, nagyjából állandó sebességű zagyár, ezt már a fenntartott zagyarak közé sorolják. A kísérleti fenntartott zagyár felső része átbukott a peremen, a többi része visszaverődött és torlóárrá alakult. A kvázi egyenletes zagyarakban az üledés mértéke folyásirányban nem változott, így azok leperszerű, állandó vastagságú üledékekkel fedték be a medence aljzatát.

A lökésszerű zagyarak ezzel szemben rövidebbek, és túl kis térfogatúak ahhoz, hogy kiszökjenek a medencéből. A kísérleti zagyarak többször visszaverődnek, így egy megrekedt iszapos zagyá marad a medencében. Geometriája a leperszerű és a vízszintes felszínű, domborzatkiegyenlítő geometria között van (LAMB et al. 2004). Ahogy a zagyár-

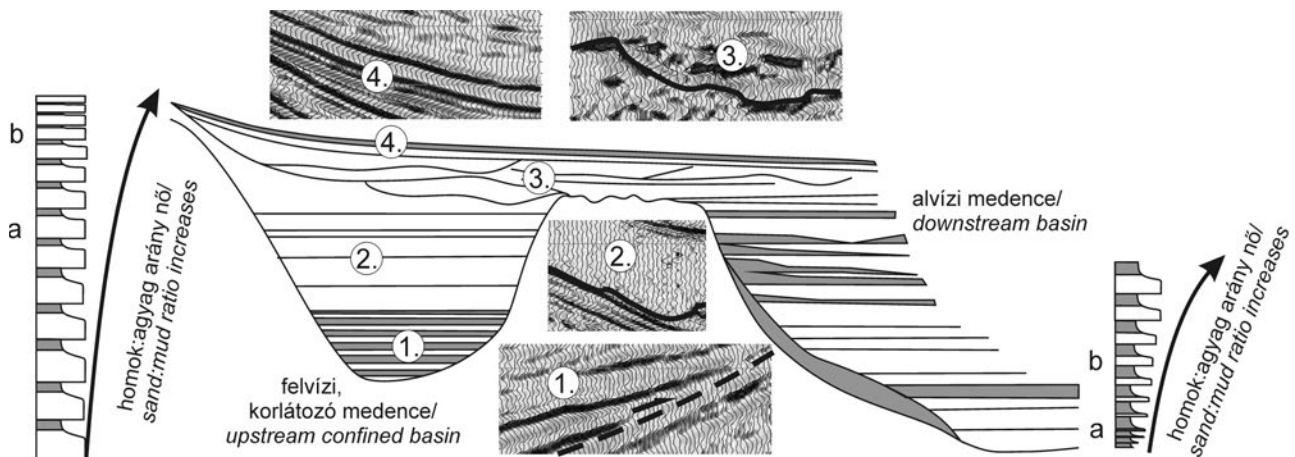
események során a medence töltődik, egyre jobban kiegyenlítődik a felszín.

## Medencefejlődés

### Korlátozó medence általános fejlődése és kitöltése

Korlátozó medencék és a korlátozó medencén túli medencék kitöltését, fejlődését SINCLAIR (1992), PRATHER et al. (1998) és SINCLAIR (2000) vizsgálta, majd eredményeiket SINCLAIR & TOMASSO (2002) összegezte. Egy korlátozó medence egyszerű esetben nagyjából izometrikus, és mérete kisebb, mint a medencébe érkező zagyarak potenciális kifutási hossza, a korlátozó falak mögött pedig egy újabb, „alvízi” medence vagy medencerész van. Ezt a konfigurációt a lejtőn, a lejtő lábánál vagy akár a medencealjzaton is el lehet képzelni. A korlátozó medence feltöltődése több lépésből áll.

Az első szakaszban a „felvízi” medencében vastag homokpadok és azokat fedő vastag agyagpadok ülednek, homok:agyag arány sokszor 50% körüli (4. ábra, 1. részlet; SINCLAIR & TOMASSO 2002). Ebben a szakaszban a zagyarak útjában álló korlátozó fal magasabb, mint a zagyarak feljutási magassága, így azok visszafordulnak, eltérülnek, teljesen megrekednek a medencében (5. ábra, 1. szakasz; SINCLAIR & TOMASSO 2002). A zagyarak teljes üledéke a „felvízi” medencében rakódik le, tehát a zagyár teljes szemcseméret-tartománya megjelenik az üledékben, amely nem korlátozott esetben szétterülne az aljzaton (4. ábra, BRUNT & KNELLER 2004). Ahogy a medence feltöltődik, a



4. ábra. Korlátozó medence kitöltése SINCLAIR (2000) és SINCLAIR & TOMASSO (2002) után; a jellemző szeizmikus fáciesek PRATHER et al. (1998) után és korlátozó medence idealizált rétegoszlopa analóg modellezés alapján, BRUNT & KNELLER (2004) nyomán

1 - Vastag homok- és agyagleplek, rálapolódás a medence peremére; teljes megrekedés fázisa; 2 - Összeolvadó homokrétegek, agyag alárendelten, alacsony reflektivitású fácies; zagyárszétzakadás fázisa. 3 - Eróziós felszínek, csatornakitöltések, kaotikus fácies; áthaladás, bevágódás, visszatöltés szakasza; 4 - Jól követhető agyagleplek; hemipelágikus betakarás szakasza. A rétegoszlopnál a csillagok ugyanazon zagyáreseemények termékét jelölik. Az alsó jelölt turbiditknél a zagyár nagy része a felső medencében maradt, az agyagos rész jutott át; a felső jelölt padnál az első medencénél való áthaladás volt a jellemző. Mindkét rétegoszlopnál a homok/agyag arány növekedése jellemző.

Figure 4. Sedimentary fill of a confined turbidite basin after SINCLAIR (2000) and SINCLAIR & TOMASSO (2002); the characteristic seismic facies after PRATHER et al. (1998) and the ideal log of a confined basin based on analog modelling, after BRUNT & KNELLER (2004)

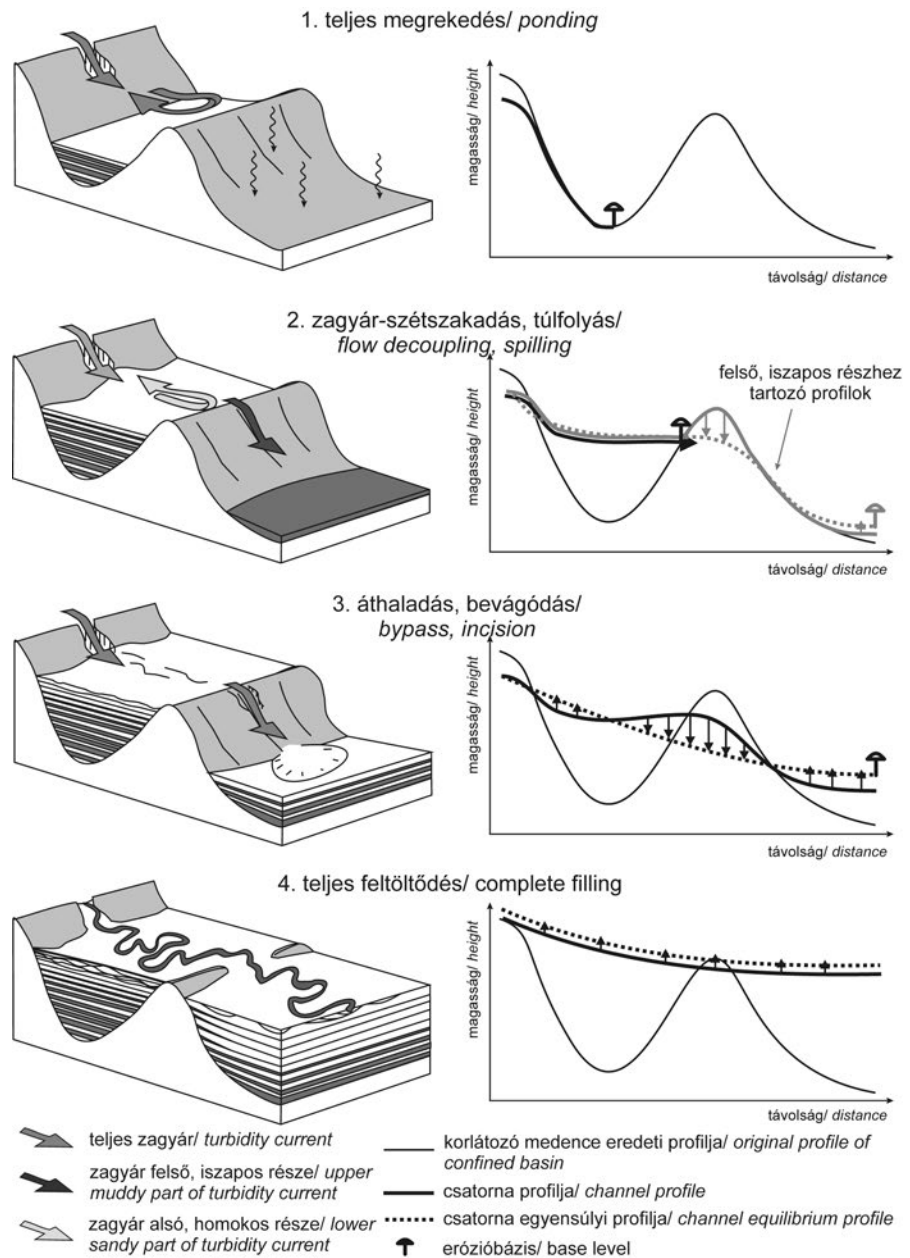
1 - Thick sand and mud sheets, onlap on the basin margins; complete ponding phase; 2 - Amalgamated sand, subordinate mud, low reflectivity facies; flow stripping or fill and spill phase; 3 - Erosional surfaces, channel fills, chaotic facies; bypass, incision, backfilling phases; 4 - Laterally continuous mud sheets; hemipelagic blanketing phase. The letters beside the logs indicate the deposits of the same turbidity current event: during the lower marked event, only a small part of the flow could escape, the sandy part was left in the basin. During the upper marked event, the turbidity current bypassed the first basin. The sand/mud ratio increases upward in both logs

medence aljzata egyre szélesebb lesz, az adott üledéktérfogatú zagyarak egyre nagyobb területen rekednek meg, tehát a rétegek vastagsága csökken (4., 5. ábra, 1. szakasz), a medence lejtőinek meredekségétől függően. Mindközben az egykor lejjebb fekvő medencében hemipelágikus agyag ülepszik.

A második szakaszra vékony agyagsapkás vastag homokpadok a jellemzőek, az agyagpadok vastagsága felfelé csökken, így fokozatosan nő a homok/agyag arány. A második szakasz felső részén már összeolvadt homokrétegek jellemzőek (4. ábra, 2. öszlet, SINCLAIR & TOMASSO 2002).

Az „alvízi” medencében ennek megfelelő időintervallumban vékonyréteges terrigén aleurit-agyag rétegei települnek (4. ábra). A második szakaszba akkor ér a medence, amikor annyira feltöltődött, hogy a zagyarak felfutási magassága megközelíti a medencét határoló lejtő gerincét, a zagyár felső része átszap a gerincen és továbbáramlik a következő medencébe (5. ábra, 2. szakasz). Ilyenkor tehát szétszakad a zagyár, a felső, iszapos, híg rész a következő medencében rakódik le, míg az alsó, durva szemcseméretű, sűrű rész még mindig visszafordul az első medencében. A korlátozó medencében ekkor fokozatosan kevesebb agyag rakódik le, ahogy a híg rész egyre nagyobb része jut át a gerincen, de a homokrétegek még mindig vastagok maradnak. Az „alvízi” medencében fokozatosan vastagabb rétegek rakódnak le, eleinte csak agyag, majd a homok finomabb frakciója is, így a homok/agyag arány itt is nő (5. ábra, 2. szakasz). A gát aljzathoz viszonyított magassága egyre csökken, mikor már csak a homok legdurvább része marad az első medencében, a zagyár szinte teljes térfogata átkerül a következő medencébe. Ha teljesen feltöltődik a korlátozó medence, azon már szinte lerakódás nélkül áthaladnak a zagyarak, csak a felhőből kiülepedő iszap rakódik le vékony rétegekben.

A zagyár egyensúlyi profilra törekvésének köszönhetően már az első átjutó híg zagyarak is elkezdik hátraharapva erodálni a korlátozó és az „alvízi” medencék közti gerincet (5. ábra, 2. szakasz). A bevágódás folytatódik



5. ábra. Korlátozó medence általános fejlődése SINCLAIR & TOMASSO (2002) után és a csatorna aktuális és egyensúlyi profiljának változása. Az ábra magyarázatát lásd a szövegben

Figure 5. Generalized development of a confined basin after SINCLAIR & TOMASSO (2002) and the evolution of the actual and equilibrium profile of the channel

azután is, hogy a felső korlátozó medence szinte feltöltődött, addig, míg ki nem egyenlítik a zagyarak a lépcsőt az első medence teteje és a második alja között. Ekkor ugyanis az erőzőbázisban változás következik be, amikor is előbb a korlátozó medence alja lesz a lokális erőzőbázis, majd a következő medence alja lesz (5. ábra, 2–3. szakasz). A második medencébe érve, a lejtőprofilban lévő törés miatt a zagyarakban hidraulikus ugrás következik be, és üledékük nagy részét lerakják a medence elejében (5. ábra, 3. szakasz).

Az „alvízi” medencében feljebb erőzős felszínek, összeolvadt és csuszamlásos eredetű homoktestek lesznek jellemzőek, majd ezeket is hemipelágikus agyag borítja.

Amennyiben ez a medence is korlátozó, a vékonyréteges aleurit–agygrétegek felett kezdődik a korlátozott rétegsor egyre vastagabb homokpadokkal és vastag agyagsapkákkal.

A térszín kiegyenlítése, a korlátozó medence feltöltődése után sokszor csatorna–gátrendszer fedi be az összletet (5. ábra, 4. szakasz). Ekkor már a medence domborzata egyáltalán nem befolyásolja a turbiditrendszer épülését. Másik lehetőség, hogy a korlátozó medence fejlődésének egyik szakaszán a turbiditrendszer áthelyeződik a területről. Ekkor hemipelágikus agyag fedi be az összletet, megőrizve az akkori domborzatot (SINCLAIR & TOMASSO 2002).

Amennyiben szinszediment a deformáció, például a sókiszorítás miatt, amely a korlátozó medencét kialakítja, az epizodikus deformáció új mélyedést hozhat létre, így a megrekedés, szétszakadás, áthaladás és bevágódás szakaszok, s így a rétegsorok is ismétlődhetnek (GRECULA et al. 2003). Szinszediment deformáció például a sókiszorításos medencékben jellemző

Szeizmikus képen is felismerhetőek a korlátozó medence feltöltődési szakaszai (4. ábra). Az első szakaszhoz tartozó szeizmikus fáciest a medenceperemre való rálapolódás miatt konvergens reflexiók jellemzik, a vastag homok- és agygrétegek magas amplitúdót és jó oldalirányú követhetőséget eredményeznek. Itt a gammagörbe táblás, harang, tölcsér és fűrészfogas alakot is ölthet (PRATHER et al. 1998). Ezeket megrekedt homok- és agyagleplekként értelmezik. A második szakasz összeolvadt homokleplekre alacsony reflektivitású kaotikus reflexiók jellemzőek (PRATHER et al. 1998). Ezek felett egy markáns eróziós felszín következik, amelyre összeolvadt csatornakitöltő homokrétegek települnek, jelezve a korlátozó medencén az áthaladást és későbbi feltöltődését (4. ábra, 3. összlet). Ez újfent kaotikus szeizmikus fáciest ad, viszont magasabb a reflektivitása, mint a második szakaszé (PRATHER et al. 1998). Mindezt sokszor lefelszerű, oldalirányban jól követhető szeizmikus fáciés, hemipelágikus agyag borítja be, ekkor a medencét feltöltődés után felhagyták a zagyárák (4. ábra, 4. összlet). A ciklus egyes medencékben ismétlődik, illetve kimaradhatnak tagok.

### *Egyensúlyi profil*

A mélytengerek csatornái is a folyókra jellemző egyensúlyi profil szerint alakítják medrüket egy egyenes, homorú görbe mentén, mely a lokális „erózióbázishoz” tart (PIRMEZ et al. 2000). Egy egyensúlyban lévő folyó nem erodál, üledéket sem rak le, csak, ha megváltozik az egyensúlyi állapot. A mélytengerben az erózióbázis az a legmélyebb pont, ahova a zagyárák leérhetnek egy adott úton (KNELLER 2003), legtöbbször a csatorna torkolata, elágazási pontja jelöli ki az erózióbázist. Az erózióbázis helyzete változik a lebenyek épülése és a csatorna progradációja során. Az egyensúlyi profilt befolyásolják az áramlási paraméterek: az áramlás sűrűsége, vastagsága, a szemcseméret maximuma. A csatorna alakjának egyensúlyba kerüléséhez sok zagyár szükséges. Az átlagos zagyár paraméterein kívül a ritka, de nagy zagyáresemények paraméterei is meghatározhatják a csatorna egyensúlyi profilját (KNELLER 2003).

Az áramlásokon kívül befolyásolja az egyensúlyi profilt a lejtő fejlődése — például csuszamlások kialakulása, iszap- vagy sódiapír fejlődése, aljzat egyéb szinszediment szerkezeti deformációja és a helyi és regionális erózióbázis közötti változás (KNELLER 2003). Ez utóbbi a csatorna áthelyeződése következtében történhet meg, vagy a lejtőn elhelyezkedő korlátozó medencék esetében.

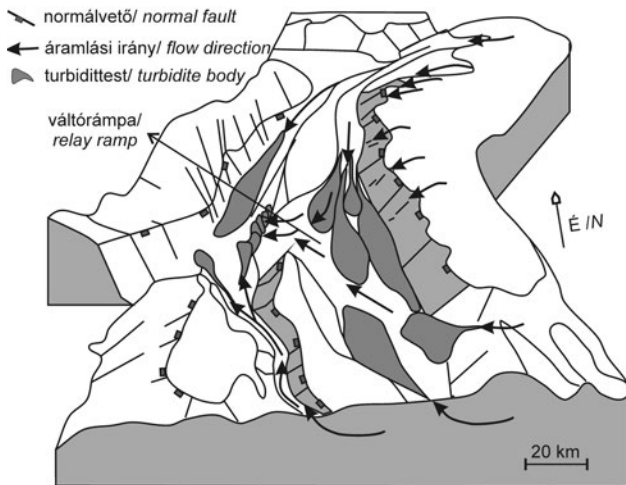
A csatorna egyensúlyi profilra törekvése azonban megáll, amennyiben a lejtő bármilyen okból bekövetkező kiemelkedési sebessége jelentősen meghaladja az erózió sebességét (GEORGIPOULOU & CARTWRIGHT 2013). Ekkor a zagyárák hatékonyabb útra terelődnek, az akadály erodálása helyett megkerülik azt. Így végeredményben a csatornák is eltérülnek, áthelyeződnek a szinszediment deformáció hatására.

### **Korlátozó medencék tektonikai helyzet szerint, példákkal illusztrálva**

A korlátozó medencék fejlődését, ahogy eddig is láttuk, több tényező befolyásolja: közvetlenül a zagyárák tulajdonságai, közvetetten a lepusztulási terület reliefje, a klíma, a tengerszint és a medence deformációja. Az utóbbi lehet egyrészt az üledékképződés előtti deformáció — ekkor az öröklött domborzat befolyásolja a zagyárák útját —, másrészt a szinszediment deformáció. A létrejövő medencék alakja elsősorban a lemezttektonikai helyzettől függ. Ezért e szempont szerint vesszük sorra a leírt recens, szubrecens és idősebb korlátozó medencéket. Hasonló, egyszerű morfológiájú medencék azonban különböző lemezttektonikai helyzetben is létrejöhetnek, ekkor fejlődésük is hasonló lesz (MORAES et al. 2004).

#### *Rift medencék*

A riftesedő medencék tagolt aljzatúak. Az extenzió miatt kialakuló normálvetők, és oldaleltolódásos normálvetők lépcsős térszint hozhatnak létre, a normálvetők között váltórámpákkal (6. ábra). Az aljzatmagaslatok, kiemelt blokkok korlátozó hatása érvényesülhet: a süllyedékek párhuzamosak a lejtő csapásával, a turbidittektestek hosszúkásak, melyek elterjedését váltórámpák nagymértékben befolyásolják. A legvastagabb üledék a váltórámpák alsó végén halmozódhat fel. A rámpa folyamatos fejlődésével pedig a depocentrum vándorol. A zagyárák két fő úton érkehetnek egy-egy lesüllyedt blokkra, egyrészt a rámpára kanyarodva, másrészt a kiemelt blokkról a normálvető felszínén lefutva. Mivel a vetők meredeksége nagyobb, mint az egyensúlyi profilé, ezért a vetős felszín erodálhatják a zagyárák, kis bevágódó kanyonok formájában. A fenti folyamatok egyik legszebben dokumentált példája a Norvég-tenger kréta mélyvízi üledékképződése riftesedéssel preformált kontinentális lejtőn történt (FUGELLI & OLSEN 2007, 6. ábra). Bár FUGELLI & OLSEN 2007) szeizmika léptékű turbidittektestekre koncentráltak, mégis meg tudták állapítani az eseményeszerű üledékképződés mikéntjét.



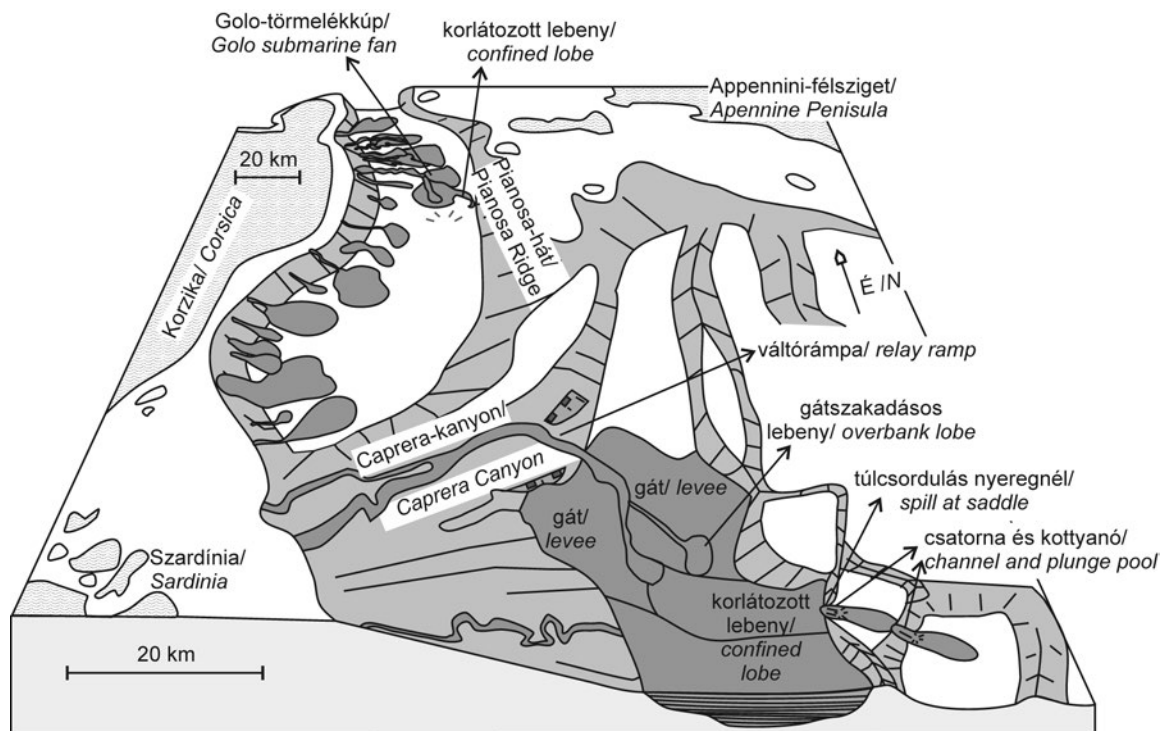
6. ábra. Váltórámpa hatása a zagyárok útvonalára és a turbidittestek elhelyezkedésére, Norvég-tenger, kréta korlátozómedence modellje. FUGELLI & OLSEN (2007) után

Figure 6. Effect of relay ramps on turbidity current routes and the distribution of turbidite bodies, Norwegian Sea, model of a Cretaceous confined basin. After FUGELLI & OLSEN (2007)

Lemezhátragördülés miatt kialakult extenziós, transz-tenziós feszültségterben jöttek létre a Krétától délre található, ma is korlátozóként működő medencék (ALVES et al. 2007). A deformáció a középső-miocénban kezdődött, s ezt kis késéssel követte a korlátozott turbiditképződés. A kor-

látozó árkok a lejtővel nagyjából párhuzamosak, így a kanyonok az árokra merőleges irányból szállítják az üledéket.

Hasonló ívmögötti extenzió során nyílt ki a Tirrén-tenger (FACCENNA et al. 1996), ahol a mai passzív peremen egy erősen tagolt, öröklött tengerfenék-domborzattal találkozhatunk (7. ábra). Szardínia partjainál a lejtőn vannak korlátozó medencék (DALLA VALLE & GAMBERI 2010). A lejtővel párhuzamos korlátozó gerinc 700 m magasra emelkedik ki a medencéből, rajta egy alacsonyabb nyereg van. A lejtőn a Caprera-kanyon több ága egyesül egy csatornává, amelyet egy váltórámpa kényszerít, hogy bekanyarodjon a lejtő csapásával párhuzamos irányba. A csatorna a korlátozó medencébe is elér, de a kanyargását és a gátjainak kiterjedését már a korlátozó lejtők akadályozzák. A medence közepén korlátozott lebenyek épültek. A gerincek közötti nyeregen kialakult egy újabb csatorna, amelyen a nagyobb térfogatú és energiájú zagyárok erózió és ülepedés nélkül áthaladnak egy teraszra, majd a következő medencébe. A lépcsők lábánál kis gödrök, kottyanók alakultak ki. Az a körülmény, hogy az első medencéből kijutnak a zagyárok, azt jelenti, hogy a korlátozó medencék fejlődésükben a harmadik stádiumban vannak, azaz: feltöltődtek. A csatorna mélységprofiljában törés van a váltórámpa után, ma szinte az egész csatornában hátráló erózió uralkodik, tehát nincs egyensúlyban. Az egyensúlyi profil változásáért a korlátozó



7. ábra. A Tirrén-tenger korlátozó medencéi DALLA VALLE & GAMBERI (2010) és GERVAIS et al. (2004) után

A Szardíniától keletre eső Caprera-kanyon csatornáját a váltórámpa készíti befordulásra, majd a kis medence visszatartja a csatorna gátjait és a lebenyt a szétterjedő épülettől. A feltöltődés olyan szakaszban van, hogy a nyeregen túlcsondulnak a nagy térfogatú zagyárok. A Korzika peremén lévő turbiditrendszer zagyái hasonló méretű medencébe érkeznek, mégis csak egy-egy lebenyt érint a korlátozás, mivel a korlátozó medence még korai fázisban van

Figure 7. Confined basins of the Tyrrhenian Sea after DALLA VALLE & GAMBERI (2010) and GERVAIS et al. (2004)

The Caprera Canyon is located on the east side of Sardinia. A relay ramp makes a bend in the channel, further on the small basin confines the levees and the lobe from expanding. Infill is in an advanced phase so the large volume turbidity currents spill to the next basin. The turbidite systems near the margin of Corsica develop in a basin similar in size to those of Sardinia. However, only few lobes are affected by confinement because the confined basin is in a very early stage where all flows are trapped within the basin

medence feltöltődése a felelős: mióta átjutnak a zagyárok a következő medencébe, az erózióbázis sokkal mélyebbre került. Annak ellenére, hogy itt az erózió az uralkodó, a rendszer recens fejlődésében az erózió és ülepedés váltakozását fedezték fel (DALLA VALLE & GAMBERI 2010), tehát valamely folyamat(ok) az erózióbázis mélyebbre kerülésének szerepét felülbélyegezték. Ez lehet például nagy frekvenciájú relatív tengerszintváltozás. Alacsony tengerszint esetén a folyók közvetlenül táplálják a mélytengert, így nagy energiájú zagyárok érkeznek ide, amelyek átcsapnak a másik medencébe. Emelkedő tengerszintnél a kisebb zagyárok nem érnek el a nyeregig, kisebb lebenyeket építenek a korlátozó medencén belül.

Korzikától keletre is van egy hasonló szélességű — 20–25 km széles — észak–déli csapású medence (7. ábra, GERVAIS et al. 2004), ám annak felépítése eltér a Szardínia keleti partján található medencétől. Itt kevésbé tagolt az aljzat, a Pianosa-hát korlátozó lejtője lankásabb. A Golo-törmelék-kúp távoli lebenyeit eltéríti a korlátozó lejtő dél felé, annál is inkább, mert az árok maga is dél felé lejt (7. ábra). Korlátozás azonban csak alacsony relatív tengerszintnél érvényesül, hiszen akkor kellően nagy energiájúak a zagyárok ahhoz, hogy elérjék a lejtőt és nagy lebenyek épüljenek. A korlátozó lejtőnél a lebeny progradációja helyett aggradáció történik. Emelkedő tengerszintnél a jóval kisebb lebenyek hátralépnek, magas tengerszintnél hemipelágikus üledékképződés a jellemző. A szardíniai és korzikai példák közti különbséget az adja, hogy a korlátozó medencék más feltöltődési fázisban vannak (DALLA VALLE & GAMBERI 2010). A korzikai medence még a teljes megrekedés fázisában van, egy zagyár sem jut ki a medencéből. Ezzel szemben Szardíniánál a medence feltöltődött az átcsapási pontig, a nagy térfogatú zagyárok visszaverődés helyett túljutnak a korlátozó medencén.

#### *Passzív perem — sókiszorításos medencék*

A passzív kontinentális peremeken a legkevésbé tagolt a mélytengeri domborzat. Mégis, növekvő vetők, csuszamlások tarkíthatják az egyszerű képet. Ahol a sótektonika aktív, a kontinentális lejtő domborzatát jelentősen befolyásolhatják a képződő diapírok és a sókiszorításos mini-medencék. Erre a legjobb példa a Mexikói-öböl kontinentális lejtője. A sóelvándorlással süllyedékek jönnek létre, a medencékben felhalmozódó üledék pedig további sóelvándorlást és süllyedést generál. A Mexikói-öböl selflejtőjén található a 150 km<sup>2</sup>-es, hosszúkás Auger-medence (BOOTH et al. 2003). A medencébe két irányból érkezik az üledék: egyrészt a felette elhelyezkedő, feltöltődött medencéből csapnak át a zagyárok egy pontszerű forrásból; ettől nem messze, a medence másik oldalán több csatorna szállít üledéket a medencébe. A pontszerű üledékforráshoz közel a medence kitöltése ciklusos. Egy ciklus lejtőlábi homokleplekkel, lebenyekkel kezdődik, amelyek rálapolódnak a medence lejtőjére. Ezt eróziós csatornák kitöltése és nagy tömegmozgások üledéke fedi, hiszen ahogy a lejtő magassága csökken, az egyensúlyi profil is megváltozik.

A medence végén — amelyet mindkét forrás táplál — megrekedt nagy agyag/homok arányú turbiditokkal kezdődik a ciklus, majd a rövid zagyár-szétszakadási fázisban homokos üledékek jellemzőek, végül az ülepedés nélküli áthaladás és bevágódás veszi kezdetét. Itt azért vált át lebenyből csatornába az üledékképződés, mert a lebeny lerakódásával a medence ezen része feltöltődik, a korlátozó hatás csökken.

A két forrásból érkező zagyárok más topográfia mentén haladnak a medencébe érve, ennek megfelelően különböző aktuális egyensúlyi profilra törekednek, mely meghatározza, hogy erózió, áthaladás vagy ülepedés fog-e történni (BOOTH et al. 2003). Az Auger-medencében első ránézésre a vonalmenti forrás a meghatározó, de mivel azok a csatornák közel egyensúlyban vannak, ezért nem jelentős az üledékfelhalmozásuk. Ezzel szemben az arra merőleges szállításért felelős pontforrás egyensúly alatti csatornákat táplál, amely jelentős üledék-felhalmozódást eredményez.

#### *Transzform lemezhatárok*

Kalifornia selflejtőjét a Szent András-törésvonallal közel párhuzamos medencék és hátságok váltakozása építi fel, amelyek a miocéntől kezdődő transzform tektonika miatt alakultak ki (COVAULT et al. 2007, COVAULT & ROMANS 2009). A medencék 15–40 km szélesek, 40–120 km hosszúak. A három északi, a Santa Barbara-, Santa Monica- és San Pedro-medence az összes üledéket korlátozza (NORMARK et al. 2009). A délebbi Santa Catalina-öböl és San Diego-árok részben nyitott egymás és a fenéksíkság felé is. A Santa Barbara-medencében alig volt homokos üledékképződés az utolsó 160 ezer évben. A szomszédos Santa Monica-medencében ezzel szemben négy homokos törmelék-kúpot táplálnak a kanyonok. A medencét határoló hátságra fokozatosan rálapolódnak a külső törmelék-kúp turbiditjai. (ROMANS et al. 2009). Míg általában a lebenyek a középső törmelék-kúpon a legvastagabbak, egyes lebenyek a külső törmelék-kúpon, a hátság közelében érik el legnagyobb vastagságukat. Ezt a nagy térfogatú zagyárok megrekedésével magyarázzák.

A Santa Catalina-öbölből három, a kiemelkedő blokkokat kerülő csatorna tart a hosszúkás San Diego-árok felé (NORMARK et al. 2009). Az árok nem elég széles ahhoz, hogy mind a három csatorna kiterjedt lebenyt építsen. A csatornák relatív hozamától függően hol az egyik, hol a másik csatorna lebenye korlátozza a többi lebeny épülését (COVAULT et al. 2007). A csatornákat tápláló kanyonok egy részét a pleisztocén kisvíz idején a folyók táplálták, ezeket az emelkedő tengerszint elvágta az üledékforrástól. A selfbe hosszan hátraharapó La Jolla-kanyon üledékét ezzel szemben a selfen kialakuló partmenti áramlás hordaléka teszi ki ma is. Így, a magas tengerszint ellenére, ez a legaktívabb kanyon-csatornarendszer az öbölben.

A Santa Catalina-öböl negyedik csatornája, a Carlsbad-csatorna, egy viszonylag kicsi — 200 km<sup>2</sup>-es — korlátozó medencébe ér, üledéke ott teljesen megreked. A lebenyek vastagok — 30 m a legnagyobb vastagság —, kis kiterjedé-



sűk, és hamar kiékelődnek, rálapolódnak a hátságokra. A korlátozott lebenyekre korlátozott csatorna–gátrendszerek települnek, a rendszer előre és felfelé épül. A legfiatalabb gátak már szinte eléri a korlátozó hátság tetejét, de mivel a rendszer csak kisvíz idején aktív, a túlfolyásra és a korlátozás megszűnésére még várni kell.

### Aktív perem — mélytengeri árok, gyűrt takarós rendszerek

Az aktív lemezperemeknél az akkréciós prizma által alkotott összetett domborzatú lejtő és a mélytengeri árok is korlátozza a zagyárat. A Makrán konvergens lemezszegélynél (Ománi-öböl) például a gyűrt takarós rendszer miatt összetett domborzatú a lejtő (8. ábra, BOURGET et al. 2011). Az egymásra tolt takarók egy-egy lépcsőfokot formálnak a lejtőn: a takarófrontok meredek gerinceket alkotnak, mögöttük pedig piggyback medencék vannak, amelyek korlátozzák a zagyárat. A piggyback medencék elnyúltak, akár több 100 km hosszúak, 5–20 km szélesek, a medencék feleke és az azokat határoló gerincek között néhány száz méter szintkülönbség van (MOUCHOT et al. 2010). Egy ilyen domborzaton — lejtővel párhuzamos korlátozó medencék sorozatán — nehezen tudnak lejutni a zagyárok. A zárt piggyback medencék megrekesztik a zagyárat, helyenként azonban takarók átlépési zónáiban vagy elvégződéseinél alacsonyabbak a gerincek, ott át tud jutni a zagyár a következő medencébe. A kanyonok, csatornák lefutása a lejtőn nagyon tekervényes, van, ahol 50 km hosszan egy takarón fut a lejtővel párhuzamosan és némelyik kanyon ma sem ér le a lejtő aljáig. A kanyonok lejtőprofiljában töréspontok vannak az akkréciós gerincek peremén, ahol a lejtő gradiense igen nagy. A meredek letörések aljában hirtelen válik lapossá a térszín, itt kottyanók ('plunge pool') alakulnak ki (8. ábra). Ezek 1–20 km hosszú és 120–300 m mély „gödrök” (BOURGET et al. 2011). Ahogy ez várható, ezek a lokális mélyedések is korlátozzák a zagyárat. A kottyanók távolabbi lejtőjén rakódik le a durva frakció, amely így felfelé gyarapodó gátat épít. A gáton már csak a zagyárok finom, iszapos része jut túl, de az radiálisan szétterül az abisszikus síkságon. A nagyenergiájú zagyárok erodálhatják a kottyanó önnön korlátozó hatása miatt épülő gátját.

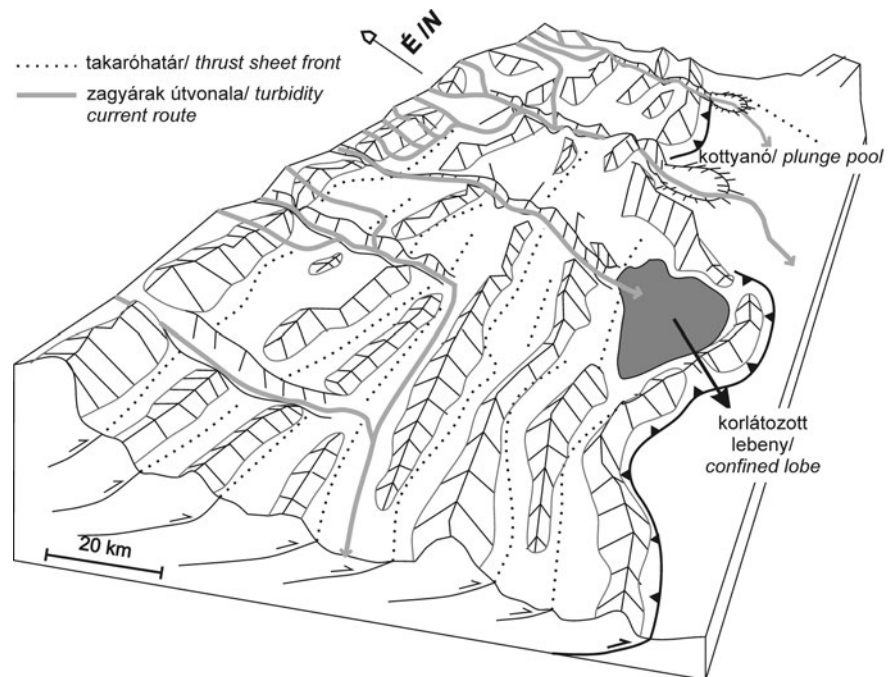
A kanyonoktól távolabb eső piggyback medencékben legtöbbször finom szemcseméretű

turbidit vagy hemipelágit van, azokban, amelyek kiemelt zagyárútvonalaként működnek, durvább szemcseméretű turbiditek rakódnak le. A zárt piggyback medencékben korlátozott lebeny épülhet (8. ábra). A kanyonok az akkréciós lépcsőfokokon korábbi korlátozott piggyback üledékbe vájják bele V-alakú medrüket. A lejtőig érő kanyonok a deformációs frontnál található utolsó kottyanó után csatornákat táplálnak, amelyeknek már nagyjából szabad az útjuk az abisszikus síkságon. Az abisszikus síkságra így már „szűrt” szemcseméretű zagyárok érkeznek.

### Orogén övek — előtéri medencék

A feltárásokban tanulmányozható turbiditek jelentős része előtéri süllyedékben, flisként rakódott le, kontinentális aljzaton. A gyűrt takarós rendszerek előtti flexurális medencék hosszúságak és általában az üledék az árokra merőlegesen érkeznek. A szinszediment deformáció alapvetően meghatározza az üledékképződést: egyre nagyobb mennyiségű és durvább szemcseméretű üledék érkezik a medencébe, illetve a medence morfológiája is változik, ahogy a takarófrontok közelednek.

Az Északi-Appenninek késő-oligocén kollíziós fázisában keletkezett az előtéri süllyedékben a Macigno Costiero turbiditrendszer (CORNAMUSINI 2004), melyet négy egymásra következő lebeny és egy csatorna épít fel. A lebeny-üledékek felfelé vastagodó és durvuló rétegsort alkotnak, a lebenyprogradáció fázisai elkülöníthetőek. A lebenyek feletti csatornarendszer a lejtő és a turbiditrendszer előre-



**8. ábra.** Gyűrt takarós rendszerekben a topográfia hatása a zagyárok, csatornák útvonalára, Makrán szegély. BOURGET et al. (2011) után

Zárt piggy-back medencében korlátozott lebeny fejlődik. Az akkréciós ék és síkság találkozásánál a lejtőprofilban törés van, itt kottyanók keletkeznek, amelyek visszatartják a zagyárok alsó, sűrű részét

**Figure 8.** Influence of topography on turbidity current and channel routes at a fold and thrust belt continental slope, Makran convergent margin. After BOURGET et al. (2011)

Confined lobe develops in a closed piggy-back basin. Plunge pools develop at the break in the slope profile at the accretional wedge and basin plain boundary. The plunge pools confine the lower dense part of the flows

lépését jelzi, amely a takaróhatár közeledésének eredménye lehet.

A lebenycsatorna átmeneti üledékei az átlagosnál vastagabbak (30 m) és a lebenyüledékek sem oldalirányban kiterjedő domború testek, hanem táblás geometriájúak. A lebenyek ráadásul összetett belső felépítésűek: sok a mély és meredek oldalú bevágódás, a szinte lerakódás nélkül áthaladó zagyárok durva üledéke, illetve gyakoriak a gyors felhalmozódásra jellemző terheléses és vízkiszökéses szerkezetek. CORNAMUSINI (2004) szerint ezek a tulajdonságok elegendőek ahhoz, hogy ezt egy korlátozott turbiditrendszerként értelmezzük. A medence az első három lebeny lerakódásakor valószínűleg az előtér felé nyitott, túlfolyásra képes korlátozó rendszer volt. A takarók mozgásával a turbiditrendszer is előre épült, és a takarók is magasodtak, az előtér külső medencéivel a kapcsolat megszűnt. A medence tehát teljesen zárt piggyback medencévé vált.

A Spitzbergák eocén előtéri medencéjének klinoformjai és a hozzájuk tartozó medencefenéki törmelékűpok kiváló feltártság mellett tanulmányozhatók (CRABAUGH & STEEL 2004). Az összlet alsó részében vastag agyaggal elválasztott homokos turbiditrendszerek határoztak meg, amelyek csupán 10–12 km széles kiterjedésűek, 15–60 m vastagok. Az egységeken belül felfelé vastagodó és durvuló rétegsor a jellemző, a külső lebenytől a csatornakitöltésig változott a környezet. A szállítás a medence felé történt, a lejtőn mély kanyonokat vágtak a gravitációs tömegmozgások. Az összlet legfelső részén azonban már csak 2–3 km szélesek a turbiditrendszerek, hamar kiékelődnek és a szállítási irány a medencével párhuzamos. A térképezés során kiderült, hogy ehhez a rétegtani szinthez szinszediment antiklinálisok tartoznak, melyek lényegesen befolyásolták az üledékképződést. A medencébe érő a zagyárat frissen kialakuló antiklinális lejtővel párhuzamos irányba terelte, így a lebenyek is a lejtővel párhuzamosan, keskenyebb helyen épültek.

## Következtetések

### *Visszaverődött turbiditek*

A visszaverődött turbiditeket három fontos tulajdonság — áramlási irányváltozások egy rétegen belül, megújuló normál gradáció és vastag agyagsapka — alapján ismerhetjük fel. A leírt visszaverődött turbiditeket két alcsoportra: vastagabb és vékonyabb turbiditekra, azon belül öt típusra bontottuk. A vékonyabb turbiditek általában kis térfogatú, a vastagabb turbiditek nagy térfogatú zagyárok termékei, amelyek máshogy reagálnak a lejtőre. Az egyszer megjelenő Bouma-féle b, c, d, e taggal rendelkező vékonyabb turbiditek kis térfogatú zagyárok termékei, amelyeknél a zagyár első útján erodál, vagy ülepedés nélkül áthalad, visszaverődéskor ülepti a sodrás eredetű (b, c) szerkezeteket. Az ismétlődő b, c vagy c, d tagos vékonyabb turbiditek az első áthaladásakor is ülepednek a zagyárból, majd az újabb sík- és keresztlemezes tagokat a visszaverődött szoliton típusú anyagszállító hullámhegyek haladása építi, a hullámok közötti szünetek-

ben agyaglemez ülepítve. A tagok váltakozását egyesek (KNELLER & McCAFFREY 1999) a zagyár lökéseinek tulajdonítják. A szerkezetmentes  $\beta$  tag hiánya lapos lejtőre, az összeomlás hiányára vezethető vissza. A szerkezetmentes  $\beta$  taggal bíró turbiditeket a meredek lejtőn való gyors összeomlás, vagy a zagyár befordulásakor a lassú aggradáció alakíthatja ki a lejtő közelében. A b, c tagos vastagabb turbiditeket nagy térfogatú zagyárok hozták létre a medence közepén. A lapos lejtőről való leáramlás alakította ki a sodrás eredetű szerkezeteket. A folyamatosan aleuritig gradált turbiditeket is nagy térfogatú zagyárok hozzák létre a medence közepén. Ezeket azonban a meredek lejtő hirtelen visszaverődésre, a medencén belüli oda-vissza áramlásra készíti.

A lejtő felé vékonyodó vagy vastagodó kiékelődés a zagyárok magnitúdójától, energiájától függ, de nincs egyetértés az értelmezésekben. A nagy magnitúdójú zagyárok a lejtő felé vastagodó kiékelődést hoznak létre (McCAFFREY & KNELLER 2001), a közepes magnitúdójúak átalakulnak hibrid áramlásá (PATACCI et al. 2014), a kis magnitúdójúak lejtő felé vékonyodó rétegeket raknak le (McCAFFREY & KNELLER 2001). Ezzel szemben AMY et al. (2004) szerint a nagy energiájú zagyárok erodálnak a lejtő lábánál, ezért azok a lejtő irányába vékonyodó kiékelődésért felelősek. A medence lejtőire általában vízszintesen futnak ki a réteghatárok, így a lejtő talpa hátrál.

A korlátozó lejtőn feláramolhatnak az iszapos, hatékony zagyárok, ha a lejtő lankás. Egy tengerfenéki 400 m magas, 0,5°-os lejtőre 45 km hosszan, a forrástól 200–500 km távol is fel tudtak jutni a zagyárok; lásd a ceará-háti példát (DAMUTH & EMBLEY 1979). A Tiburon-hátra legalább 800 m magasságig, a 1,5°-os lejtőn, nagyjából 40 km hosszan, 1100 km-re lévő forrásból jutottak fel zagyárok. Analóg modellezés alapján a sűrűség szerint nem rétegzett, csendes zagyárok a fej vastagságának 1,5-szeres magasságáig tudnak feljutni egy lejtőn (MUCK & UNDERWOOD 1990, KNELLER & McCAFFREY 1999).

Amennyiben a lejtő ennél magasabb, a zagyár mozgása lelassul, majd visszaáramlik. Ha a zagyár még nem terjedt szét és a lejtő meredek, zagyár alakú torlóár formájában verődik vissza, ekkor visszafelé is képes erózióra (EDWARDS et al. 1994). Laposabb és távolabbi lejtőnél a zagyár inkább szolitonok formájában verődik vissza, ekkor a hullámhegyek szállítják az üledéket, a közöttük lévő szünetekben pelit ülepedhet (PICKERING & HISCOTT 1985, EDWARDS et al. 1994). A sűrűség szerint nem rétegzett zagyárból visszaverődő szolitonok a lejtő dőlésirányával párhuzamosan terjednek (KNELLER et al. 1991).

A sűrűség szerint rétegzett, általában sebes zagyárok máshogy viselkednek. Akadályhoz érve szétszakadnak egy alsó, sűrű és egy felső, híg részre (HAUGHTON 1994, KNELLER & McCAFFREY 1999). Az alsó rész megkerüli az akadályt, így egy lejtőnél befordul a lejtővel párhuzamos irányba. Ez nem csak ferde, hanem a lejtőre merőleges beérkezésnél is megtörténik (KNELLER & McCAFFREY 1999). A zagyár felső része mindeközben feláramlik a lejtőn, majd visszaverődik, feltehetőleg szolitonok formájában (FELLETTI 2002).

A lökészerű és a fenntartott zagyárok más vastagságú testet építenek akadályhoz érve. Teljes megrekedés esetén a lökészerű zagyárok megrekedt geometriájú üledéket raknak le (LAMB et al. 2004). Tehát nem egyenletes vastagságban fedik be a felszínt, hanem kiegyenlítik a topográfiai különbségeket, főleg, ha több zagyár üledéke egymásra rakódik. A fenntartott, hosszú életű zagyárok átjuthatnak a gáton akkor is, ha abban a medencében a lökészerű zagyárok teljesen megrekednek (LAMB et al. 2006). Üledékük viszont lepusztuló, egyenletes vastagságú a korlátozó medencében.

### *Korlátozó medencék*

A korlátozó medencéket általánosan felfelé durvuló és vastagodó rétegsor tölti ki, felfelé növekvő homok/agyag aránnyal (például SINCLAIR 1992, PRATHER et al. 1998, SINCLAIR 2000, SINCLAIR & TOMASSO 2002). A medence aljában vastag homok- és agyagleplek az uralkodóak, amelyek kiegyenlítik a medencefenék domborzatát. Feljebb az agyagrétegek egyre vékonyabbak, a homoktestek összeolvadnak. Feljebb eróziós felszínek, eróziósan összeolvadó homoktestek, csatornakitöltések jellemzőek. Az „alvízi” medencében felfelé haladva hemipelágikus agyag, vékonyréteges aleurit-agyagrétegek, vastagodó homokbetelepülések, eróziós felszínek, összeolvadt homoktestek a jellemzők.

A rétegsort alapvetően négyszakaszú medencefejlődés alakítja ki (SINCLAIR & TOMASSO 2002). Az első szakaszban a zagyárok teljesen megrekednek a medencében. A második szakaszban a zagyárok híg, agyagos része átjut, túlfolyik a következő medencébe. Az egyre nagyobb térfogatban átjutó zagyárok új erózióbázisa a következő medence legmélyebb pontja lesz. Emiatt a korlátozó lejtőbe bevágódik a zagyárok szállító csatorna vagy kanyon — ez a harmadik szakasz. Ezek után a negyedik szakaszban a csatorna előre vagy felfelé épülése a jellemző, miközben a korlátozó medence teljesen feltöltődik.

A korlátozó medencék fejlődését elsősorban a medence morfológiája határozza meg, amelyet a lemeztektonikai helyzet diktál. A riftesedés kor kialakult normálvetők és a köztük lévő rámpák vezetnek a zagyárok útját, és a legvastagabb üledékcsomagok azok lábánál várhatóak (FUGELLI & OLSEN 2007). A széthúzásos-olddaleltolódásos deformáció során létrejött medencék fejlődési szakaszok függvényében a zagyárok különböző mértékben tartják vissza. Az egyes passzív peremek kontinentális lejtőjén kialakuló nagyjából izometrikus 100 km<sup>2</sup>-es sókiszorításos medencék egymás mellett helyezkednek el, sorban töltődnek fel. A medence kitöltését lejtőlábi homokleplek, progradáló, egyre nagyobb mértékben korlátozott lebenyek, majd progradáló csatornák jellemzik (BOOTH et al. 2003). A többirányú behordás különböző lejtőgradiense különböző mértékű felhalmozódást eredményez.

A transzform lemezhatároknál az oldaleltolódásokhoz kötődő hosszúkás, egymással párhuzamos medencék és hátaságok tartják vissza a zagyárok útját. Előfordul, hogy egyazon árkot több csatorna is táplál, de az árok nem elég széles ah-

hoz, hogy mindegyik csatorna kiterjedt lebenyt tudjon építeni (COVAULT et al. 2007, NORMARK et al. 2009). Mindig az aktuálisan legnagyobb hozamú csatorna győz, és építi a legnagyobb lebenyt, amely korlátozza a többi lebeny épülését.

Aktív lemezperemekenél a gyűrt takarós rendszerek lépcsős kontinentális lejtőt formálnak. A lépcsők végében párhuzamos hátak fejlődnek ki, amelyek így igen kacskaringós utat szabnak a zagyárok számára (BOURGET et al. 2011). Piggyback medencékben teljesen megrekedhetnek a zagyárok. A meredek takarófront és az abisszikus síkság találkozásánál a lejtőprofilban törés van, ahol kottyanók, gödrök alakulnak ki, amelyek szintén korlátozóak, így a síkságra csak a zagyár híg része ér el.

A feltárásokban tanulmányozott turbiditerek jelentős része előtéri medencékben rakódott le (MUTTI et al. 2009). A hosszúkás előtéri medencék üledékképződését meghatározza a szinszediment deformáció (például CORNAMUSINI 2004, CRABAUGH & STEEL 2004). A takarófront előrehaladásával a lebenyek előrelépnek, felfele vastagodó és durvuló rétegsorokkal találkozunk.

### *Korlátozás mértéke*

A turbiditrendszer morfológiája az üledéket befogadó medence és a medencébe érkező üledéktérfogattól függ (COVAULT & ROMANS 2009). A korlátozás mértékét az üledék legnagyobb vastagságának és az üledék elterjedési területének arányával jól lehet jellemezni. Ha az arány nagy, nagymértékben történt korlátozás. Sok korlátozott és nem korlátozott turbiditrendszer hosszúság/szélesség, illetve hosszúság/terület arányai hasonlóak, mivel az áramlási folyamatok és kompenzációs ciklusok hasonlóan mennek végbe a különböző léptékű rendszerekben (COVAULT & ROMANS 2009). Nagymértékű korlátozás esetén azonban a medence alakja erősen befolyásolhatja a két arányt.

Amikor egy medence korlátozó, és abba nagy mennyiségű üledék érkezik, a turbiditrendszer vastag lebenyekből épül fel. Amikor viszont az üledéktérfogat nem elegendő ahhoz, hogy a zagyárok elérjék a medence korlátozó falát, vékony lebenyek keletkeznek. A medencefejlődés különböző fázisai során, azonos üledéktérfogat mellett is előfordul a két eset. Amíg a medence nincs feltöltve, vastag üledékek rakódnak le. Ha a következő medencébe átjutnak a zagyárok, megnő a befogadó medence területe, ugyanaz az üledékmennyiség sokkal vékonyabb testet alkot. A turbiditrendszer viszont akkor is lehet vastag, ha az üledék nem tölti ki az egész medencét, de a zagyár eléri a szemben húzó gerincet. Ezek a zagyárok, amelyek elég nagy térfogatúak ahhoz, hogy elérjék a korlátozó lejtőt, már vastag üledéket hagynak hátra maguk után.

A korlátozást nemcsak turbiditrendszer léptékében, hanem egy-egy nagyobb turbidit elterjedését vizsgálva is meghatározhatjuk. Nem beszélhetünk korlátozásról, ha a turbiditpad nem ér el a szemben lévő lejtőig. Részben történt korlátozás, ha túlfolyás következett be, a zagyár egy részét visszatartotta, egy részét átengedte a következő medencébe a korlátozó lejtő. Annál nagyobb mértékű a

korlátozás, minél nagyobb területen fordul elő, és ehhez képest minél vastagabb a vizsgált turbiditréteg.

Turbiditrendszer elemzésekor, ha van olyan zagyár, amely elérte a szemben lévő lejtőt, már tekinthető „éppen csak” korlátozó medencének. Ezt az esetet érdemes megkülönböztetni attól, mikor a már feltöltődőben levő korlátozó medence túlsordul, tehát ezért kismértékű a korlátozó hatása. Turbiditrendszer szintjén a nagymértékben korlátozó medence sok zagyárat tart vissza.

A különböző eseteket érdemes lenne a medence és a turbiditek tulajdonságai alapján meghatározni, számszerűsíteni. Szóba jöhetők paraméterek a medence területe, a turbiditrendszer alapterülete, a lebenyek maximális vastagsága, hossza és szélessége. Recens medencéknél ismert mélységviszonyok, fúrások és 3D szeizmika ismeretében ez talán megvalósítható. Fúrások, szeizmikus megkutatótságot és feltárások esetén a

rétegvastagság eloszlása adhat támpontot a korlátozás mértékére (SINCLAIR & COWIE 2003, FELLETTI & BERSEZIO 2010, MALINVERNO 1997), azonban ez a módszer csak körültekintéssel alkalmazható (SYLVESTER 2007). A kérdés, hogy milyen módon definiáljuk a korlátozás mértékét, nyitott maradt.

### Köszönetnyilvánítás

TÓKÉS Lilla az ismerkedést a korlátozó medencékkel BSc szakdolgozatának megírásával kezdte, majd a panon-tavi alkalmazását PhD tanulmányaiiban folytatta. Munkáját a FODOR László vezette T.81530 sz. OTKA kutatási pályázat is támogatta. Köszönettel tartozunk bírálóink, SYLVESTER Zoltán (Chevron) és UHRIN András (Eriksfiord) tanácsaiért, melyek által a kézirat érthetőbbé, olvashatóbbá vált.

### Irodalom — References

- ALVES, T. M., LYKOUSIS, V., SAKELLARIOU, D., ALEXANDRI, S. & NOMIKOU, P. 2007: Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30'–36°N). — *Geo-Marine Letters* **27**, 41–61.
- AMY, L. A., McCAFFREY, W. D. & KNELLER, B. C. 2004: The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. — *Geological Society, London, Special Publications* **221/1**, 311–330.
- BOOTH, J. R., DEAN, M. C., DUVERNAY III, A. E. & STYZEN, M. J. 2003: Paleo-bathymetric controls on the stratigraphic architecture and reservoir development of confined fans in the Auger Basin: central Gulf of Mexico slope. — *Marine and Petroleum Geology* **20/6–8**, 563–586.
- BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation Elsevier Amsterdam.
- BOUMA, A. H. 2000: Fine-Grained, Mud-Rich Turbidite Systems: Model and Comparison with Coarse-Grained, Sand-Rich Systems. — *AAPG Memoir* **72** / *SEPM Special Publication No.* **68**, 9–19.
- BOURGET, J., ZARAGOSI, S., ELLOUZ-ZIMMERMANN, N., MOUCHOT, N., GARLAN, T., SCHNEIDER, J.-L., LANFUMEY, V. & LALLEMANT, S. 2011: Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. — *Sedimentology* **58**, 376–406.
- BRUNT, R. L. & KNELLER, B. C. 2004: Experimental modeling of the spatial distribution of grain size developed in a fill-and-spill mini-basin setting. — *Journal of Sedimentary Research* **74/3**, 438–446.
- CORNAMUSINI, G. 2004: Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep: physical stratigraphy and architecture of the “Macigno costiero” (coastal Tuscany, Italy). — *Geological Society, London, Special Publications* **222/1**, 261–283.
- COVAULT, J. A. & ROMANS, B. W. 2009: Growth patterns of deep-sea fans revisited: Turbidite-system morphology in confined basins, examples from the California Borderland. — *Marine Geology* **265**, 51–66.
- COVAULT, J. A., NORMARK, W. R., ROMANS, B. W. & GRAHAM, S. A. 2007: Highstand fans in the California borderland: The overlooked deep-water depositional systems. — *Geology* **35**, 783–786.
- CRABAUGH, J. P. & STEEL, R. J. 2004: Basin-floor fans of the Central Tertiary Basin, Spitsbergen: relationship of basin-floor sand-bodies to prograding clinoforms in a structurally active basin. — *Geological Society, London, Special Publications* **222/1**, 187–208.
- DALLA VALLE, G. & GAMBERI, F. 2010: Erosional sculpting of the Caprera confined deep-sea fan as a result of distal basin-spilling processes (eastern Sardinian margin, Tyrrhenian Sea). — *Marine Geology* **268**, 55–66.
- DAMUTH, J. E. & EMBLEY, R. W. 1979: Upslope flow of turbidity currents on the northwest flank of the Cearà Rise: western Equatorial Atlantic. — *Sedimentology* **26**, 825–834.
- DEPTUCK, M. E., PIPER, D. J. W., SAVOYE, B. & GERVAIS, A. 2008: Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. — *Sedimentology* **55/4**, 869–898.
- DOLAN, J., BECK, C. & OGAWA, Y. 1989: Upslope deposition of extremely distal turbidites: An example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic. — *Geology* **17**, 990–994.
- EDWARDS, D. A., LEEDER, M. R., BEST, J. L. & PANTIN, H. M. 1994: On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites. — *Sedimentology* **41**, 437–461.
- FACCENNA, C., DAVY, P., BRUN, J.-P., FUNICIELLO, R., GIARDINI, D., MATTEI, M. & NALPAS, T. 1996: The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. — *Geophysical Journal International* **126/3**, 781–795.
- FELLETTI, F. 2002: Complex bedding geometries and facies associations of the turbiditic fill of a confined basin in a transpressive setting (Castagnola Fm., Tertiary Piedmont Basin, NW Italy). — *Sedimentology* **49**, 645–667.
- FELLETTI, F. & BERSEZIO, R. 2010: Quantification of the degree of confinement of a turbidite-filled basin: A statistical approach based on bed thickness distribution. — *Marine and Petroleum Geology* **27**, 515–532.

- FUGELLI, E. M. G. & OLSEN, T. R. 2007: Delineating confined slope turbidite systems offshore mid-Norway: The Cretaceous deep-marine Lysing Formation. — *AAPG Bulletin* **91/11**, 1577–1601.
- GEORGIPOULOU, A. & CARTWRIGHT, J. A. 2013: A critical test of the concept of submarine equilibrium profile. — *Marine and Petroleum Geology* **41**, 35–47.
- GERVAIS, A., SAVOYE, B., PIPER, D. J., MULDER, T., CREMER, M. & PICHEVIN, L. 2004: Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). — *Geological Society, London, Special Publications* **222/1**, 59–89.
- GRECULA, M., FLINT, S., POTTS, G., WICKENS, D. & JOHNSON, S. 2003: Partial ponding of turbidite systems in a basin with subtle growth-fold topography: Laingsburg-Karoo, South Africa. — *Journal of Sedimentary Research* **73/4**, 603–620.
- HAUGHTON, P. D. 1994: Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, southeast Spain. — *Journal of Sedimentary Research* **64**, 233–246.
- HAUGHTON, P. D. 2000: Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. — *Sedimentology* **47**, 497–518.
- HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W. & BARKER, S. 2009: Hybrid sediment gravity flow deposits — Classification, origin and significance. — *Marine and Petroleum Geology* **26**, 1900–1918.
- HEEZEN, B. C. & EWING, W. M. 1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake. — *American Journal of Science* **250/12**, 849–873.
- HERSEY, J. B. 1965: Sediment ponding in the deep sea. — *Geological Society of America Bulletin* **76/11**, 1251–1260.
- HSU, S. K., KUO, J., LO, C. L., TSAI, C. H., DOO, W. B., KU, C. Y. & SIBUET, J. C. 2008: Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung Earthquake off SW Taiwan. — *Terrestrial Atmospheric & Oceanic Sciences* **19**, 767–772.
- JANOCKO, M., NEMEC, W., HENRIKSEN, S. & WARCHOL, M. 2013: The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. — *Marine and Petroleum Geology* **41**, 7–34.
- KNELLER, B. 2003: The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. — *Marine and Petroleum Geology* **20**, 901–910.
- KNELLER, B. & BRANNEY, M. J. 1995: Sustained high density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. — *Sedimentology* **42**, 607–616.
- KNELLER, B. & BUCKEE, C. 2000: The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. — *Sedimentology* **47**, 62–94.
- KNELLER, B. & MCCAFFREY, W. 1999: Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope; deflection, reflection, and facies variation. — *Journal of Sedimentary Research* **69**, 980–991.
- KNELLER, B., EDWARDS, D., MCCAFFREY, W. & MOORE, R. 1991: Oblique reflection of turbidity currents. — *Geology* **19**, 250–252.
- LAMB, M. P., HICKSON, T., MARR, J. G., SHEETS, B., PAOLA, C. & PARKER, G. 2004: Surging versus continuous turbidity currents: flow dynamics and deposits in an experimental intraslope minibasin. — *Journal of Sedimentary Research* **74**, 148–155.
- LAMB, M. P., TONIOLO, H. & PARKER, G. 2006: Trapping of sustained turbidity currents by intraslope minibasins. — *Sedimentology* **53**, 147–160.
- LOMAS, S. A. & JOSEPH, P. 2004: Confined turbidite systems. — *Geological Society, London, Special Publications* **222**, 1–7.
- MALINVERNO, A. 1997: On the power law size distribution of turbidite beds. — *Basin Research* **9/4**, 263–274.
- MARIANAC, T. 1990: Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia. — *Sedimentology* **37**, 921–929.
- MCCAFFREY, W. & KNELLER, B. 2001: Process controls on the development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation. — *AAPG bulletin* **85**, 971–988.
- MEIBURG, E. & KNELLER, B. 2010: Turbidity currents and their deposits. — *Annual Review of Fluid Mechanics* **42**, 135–156.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1973: Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. — *Proceedings of Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles* 1–38.
- MORAES, M. A. S., BLASKOVSKI, P. R. & JOSEPH, P. 2004: The Grès d'Annot as an analogue for Brazilian Cretaceous sandstone reservoirs: comparing convergent to passive-margin confined turbidites. — *Geological Society, London, Special Publications* **221/1**, 419–437.
- MOUCHOT, N., LONCCE, L., MAHIEUX, G., BOURGET, J., LALLEMANT, S., ELLOUZ-ZIMMERMANN, N. & LETURMY, P. 2010: Recent sedimentary processes along the Makran trench (Makran active margin, off Pakistan). — *Marine Geology* **271/1–2**, 17–31.
- MUCK, M. T. & UNDERWOOD, M. B. 1990: Upslope flow of turbidity currents: A comparison among field observations, theory, and laboratory models. — *Geology* **18**, 54–57.
- MULDER, T. & ETIENNE, S. 2010: Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. — *Sedimentary Geology* **229**, 75–80.
- MUTTI, E., BERNOULLI, D., LUCCHI, F. R. & TINTERRI, R. 2009: Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins. — *Sedimentology* **56**, 267–318.
- NORMARK, W. R., PIPER, D. J., ROMANS, B. W., COVAULT, J. A., DARTNELL, P. & SLITER, R. W. 2009: Submarine canyon and fan systems of the California Continental Borderland. — *Earth science in the urban ocean. Geological Society of America Special Papers* **454**, 141–168.
- PANTIN, H. M. & LEEDER, M. R. 1987: Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. — *Sedimentology* **34/6**, 1143–1155.
- PATACCI, M., HAUGHTON, P. D. W. & MCCAFFREY, W. D. 2014: Rheological complexity in sediment gravity flows forced to decelerate against a confining slope, Braux, SE France. — *Journal of Sedimentary Research* **84/4**, 270–277.
- PICKERING, K. T. & HISCOTT, R. N. 1985: Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. — *Sedimentology* **32/3**, 373–394.
- PICKERING, K. T., UNDERWOOD, M. B. & TAIRA, A. 1992: Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: flow collapse and reflection. — *Geology* **20**, 1099–1102.
- PIRMEZ, C. & IMRAN, J. 2003: Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. — *Marine and Petroleum Geology* **20/6**, 823–849.
- PIRMEZ, C., BEAUBOUFF, R. T., FRIEDMANN, S. J. & MOHRIG, D. C. 2000: Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. — In: *Global deep-water reservoirs: Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference*, 782–805.

- PIRMEZ, C., PRATHER, B. E., GIANNI, M., O'HAYER, W. W., DROXLER, A. W. & WINKER, C. 2012: Chronostratigraphy of the Brazos-Trinity Depositional System, Western Gulf of Mexico: Implications for deepwater depositional models. — *In: Application of the Principles Seismic Geomorphology to Continental Slope and Base-of-slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues* 111–143.
- PRATHER, B. E., BOOTH, J. R., STEFFENS, G. S. & CRAIG, P. A. 1998: Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. — *AAPG Bulletin* **82**, 701–728.
- READING, H. G. & RICHARDS, M. 1994: Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. — *AAPG Bulletin* **78/5**, 792–822.
- RICCI LUCCHI, F. & VALMORI, E. 1980: Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. — *Sedimentology* **27**, 241–270.
- ROMANS, B. W., NORMARK, W. R., MCGANN, M. M., COVAULT, J. A. & GRAHAM, S. A. 2009: Coarse-grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica Basin, California: Implications for evaluating source-to-sink flux at millennial time scales. — *Geological Society of America Bulletin* **121**, 1394–1408.
- RYAN, W. B., WORKUM, F. & HERSEY, J. B. 1965: Sediments on the Tyrrhenian abyssal plain. — *Geological Society of America Bulletin* **76/11**, 1261–1282.
- SEQUEIROS, O. E., SPINEWINE, B., BEAUBOUF, R. T., SUN, T., GARCÍA, M. H. & PARKER, G. 2010: Characteristics of velocity and excess density profiles of saline underflows and turbidity currents flowing over a mobile bed. — *Journal of Hydraulic Engineering* **136/7**, 412–433.
- SINCLAIR, H. D. 1992: Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Taveyannaz sandstones of eastern Switzerland. — *Sedimentology* **39/5**, 837–856.
- SINCLAIR, H. D. 2000: Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: a new depositional model for the Annot Sandstones, SE France. — *Journal of Sedimentary Research* **70/3**, 504–519.
- SINCLAIR, H. D. & COWIE, P. 2003: Basin-Floor Topography and the Scaling of Turbidites. — *The Journal of Geology* **111**, 277–299.
- SINCLAIR, H. D. & TOMASSO, M. 2002: Depositional evolution of confined turbidite basins. — *Journal of Sedimentary Research* **72**, 451–456.
- SLATT, R. M. 2003: Deepwater turbidite deposits and their economic significance. — *Exploration & Production: The Oil & Gas Review* **2**, 69–71.
- SMITH, R. & JOSEPH, P. 2004: Onlap stratal architectures in the Grès d'Annot: geometric models and controlling factors. — *Geological Society, London, Special Publications* **221/1**, 389–399.
- STELTING, C. E., BOUMA, A. H. & STONE, C. G. 2000: Fine-Grained Turbidite Systems: Overview. — *AAPG Memoir* **72 / SEPM Special Publication No. 68**, 1–7.
- SYLVESTER, Z. 2007: Turbidite bed thickness distributions: methods and pitfalls of analysis and modelling. — *Sedimentology* **54/4**, 847–870.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L. & WALLIS, R. J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167.
- TÉL, T. 2003: Környezeti áramlások. — *Kézirat*, ELTE, Elméleti Fizikai Tanszék, Budapest, 276 p.
- TONIOLO, H., LAMB, M. & PARKER, G. 2006a: Depositional Turbidity Currents in Diapiric Minibasins on the Continental Slope: Formulation and Theory. — *Journal of Sedimentary Research* **76**, 783–797.
- TONIOLO, H., PARKER, G., VOLLER, V. & BEAUBOUF, R. 2006b: Depositional turbidity currents in diapiric minibasins on the continental slope: experiments—numerical simulation and upscaling. — *Journal of Sedimentary Research* **76**, 798–818.
- TÖRÖ, B., SZTANÓ, O. & FODOR, L. 2012: Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlemény* **142/4**, 339–356.
- UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlemény* **139/3**, 273–282.
- VAN ANDEL, T. H. & KOMAR, P. D. 1969: Ponged sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22 and 23 north latitude. — *Geological Society of America Bulletin* **80**, 1163–1190.
- VÁRKONYI, A. 2012: Észak-Somogy késő-kainozoos deformációjának és üledékképződésének vizsgálata szeizmikus adatok alapján. — *MSc szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 97 p.

Kézirat beérkezett: 2015. 02. 09.