

Rezervoár analóg pannóniai turbiditek Kelet-Erdélyben: őskörnyezet és porozitásfejlődés

BARTHA István Róbert¹, SZÓCS Emese¹, TÓKÉS Lilla¹

¹ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
(isti.bartha@gmail.com; meseszocs@gmail.com; lillatks@yahoo.com)

Reservoir quality of the Late Miocene turbidites from the eastern Transylvanian Basin, Romania: depositional environment and porosity evolution

Abstract

Upper Miocene turbidites in the Transylvanian Basin are outcrop analogues to a number of hydrocarbon plays. These Late Miocene Lake Pannon and older Miocene turbidites are producing reservoirs in the subsurface in Romania and Hungary as well. In order to explore the reservoir quality of the turbidites, sedimentary facies and petrographic analyses were performed on two previously undescribed outcrops, with special focus on their depositional and diagenetic histories. The outcrops are near the eastern margin of the Transylvanian Basin, close to the source area, the Eastern Carpathians. Four facies associations were identified: thin-bedded, medium-bedded, thick-bedded sandstone and matrix-supported conglomerate facies associations. These were interpreted as low density turbidity currents, coupled high and low density turbidity currents and as debris flows. At Firtănuş, erosional surfaces are abundant, and overlain by upward thinning or thin bedded turbidites. These suggest a complex channel deposit subdivided by low relief scours. The outcrop at Medi oru Mic exposes laterally continuous beds and alternating thick and thin-medium bedded turbidites. These are interpreted as deposits that formed in the inner part of a lobe. The two outcrops are less than 4 km away, suggesting that the Firtănuş channel might be eroding into the Medi oru Mic lobe, forming one system. Formerly studied outcrops in the vicinity and their sequence stratigraphic interpretation (KRÉZSEK 2005) enables us to draw paleogeographic maps for the systems tracts of the Late Miocene. The two exposures are assigned to the LST8 lowstand systems tract, sensu KRÉZSEK et al. (2010). At the time of deposition, several sandy lobes and channels developed in the deep basin which were fed by fan-deltas and ultimately by the uplifting Carpathians. Immaturity of the sediments is reflected by poor to medium sorting, subangular to subrounded grains and abundance of lithoclasts, most of which are plastic grains that easily deform during physical compaction. The primary porosity and the mineral composition (i.e., abundance of lithics) predetermined the subsequent porosity changes. Physical and chemical compaction and calcite cementation had the most important role in destroying of the porosity, which is between 1–21% at present. Carbonate cementation was encountered in the channel deposits in form of concretions and cemented bedding planes, causing the compartmentalisation of the reservoir. The spatial distribution of the facies associations also influences the reservoir characteristics. The best porosity (21%) is encountered in the thin-bedded sandstone, but the thick-bedded sandstone is volumetrically more important, the non-cemented parts still maintain 16% of porosity. Connectivity between sand bodies is enhanced by erosion in the channel fill. Laterally continuous mud and debris layers of both the channel and lobe can create poor connectivity. The heterogeneous porosity distribution may also have affected diagenetic fluid flow, thus creating preferentially cemented layers. Additional high resolution investigations are necessary to model the complex fluid flow in these Transylvanian reservoirs.

Keywords: Transylvanian Basin, turbidite, reservoir quality, diagenesis, sedimentology, Late Miocene

Összefoglalás

Az Erdélyi-medencében feltároló késő-miocén pannon-tavi turbiditek több szénhidrogén-tároló képződménynek analógiái. A középső-miocén mélyvízi homokkövek mellett, sokszor a felső-miocén turbiditek is termelő rezervoárok az Erdélyi-medencében, valamint a Pannon-medencében egyaránt. A tárolótulajdonságok megismerése céljából megvizsgáltuk az üledékképződési környezetet és diagenézistörténetet két, korábban nem tanulmányozott feltároló fácies- és petrográfiai elemzést alkalmazva. Négy fáciesegytűst írtunk le, amelyek alapján nagy és kis sűrűségű zagyarákat, valamint törmelékfolyásokat azonosítottunk. A firtosmartonosi (Firtănuş) feltárolóban számos eróziós felület és rálapoldó, felfelé vékonyodó turbiditösszetlet jelenik meg. Az építőelem egy kisebb reliefű eróziókból építkező, összetett

csatorna lehetett. Kismedesérnél (Medi oru Mic) oldalirányban hosszan kitaró rétegek tárulnak fel, váltakozóan vastag, közepes vagy vékonyréteges turbiditokkal, amelyet egy mélyvízi leány közepső részeként értelmeztünk. A feltárások közel vannak a medence keleti peremét alkotó Keleti-Kárpátokhoz, azaz az üledék forrásterületéhez. A beszállított üledék éretlenségét a gyengén–közepesen osztályozott, szögletes – enyhén kerekített szemcsék és a magas közettörmelék-tartalom mutatja. Egyes litoklasztok fizikai kompaktáció során plasztikus deformációra képesek. Az üledékes fácies meghatározta az elsődleges porozitást (5–16%), és a szemcseösszetétel (pl. közettörmelék) befolyásolta a későbbi porozitásváltozást. Karbonátos cementet csak a csatornaüledékben találtunk, konkrétan úgy, hogy rétegekhez kötött. A fáciesegyüttesek oldalirányú folytonossága és térbeli eloszlása nagyban meghatározza a tároló kőzet tulajdonságait, valamint a heterogén porozitáseloszlás a diagenetikus fluidum áramlását is. A tárolókban történő komplex fluidum-áramlás modellezéséhez további nagyobb felbontású vizsgálatok szükségesek.

Kulcsszavak: Erdélyi-medence, turbidit, rezervoár minőség, diagenézis, szedimentológia, pannóniai

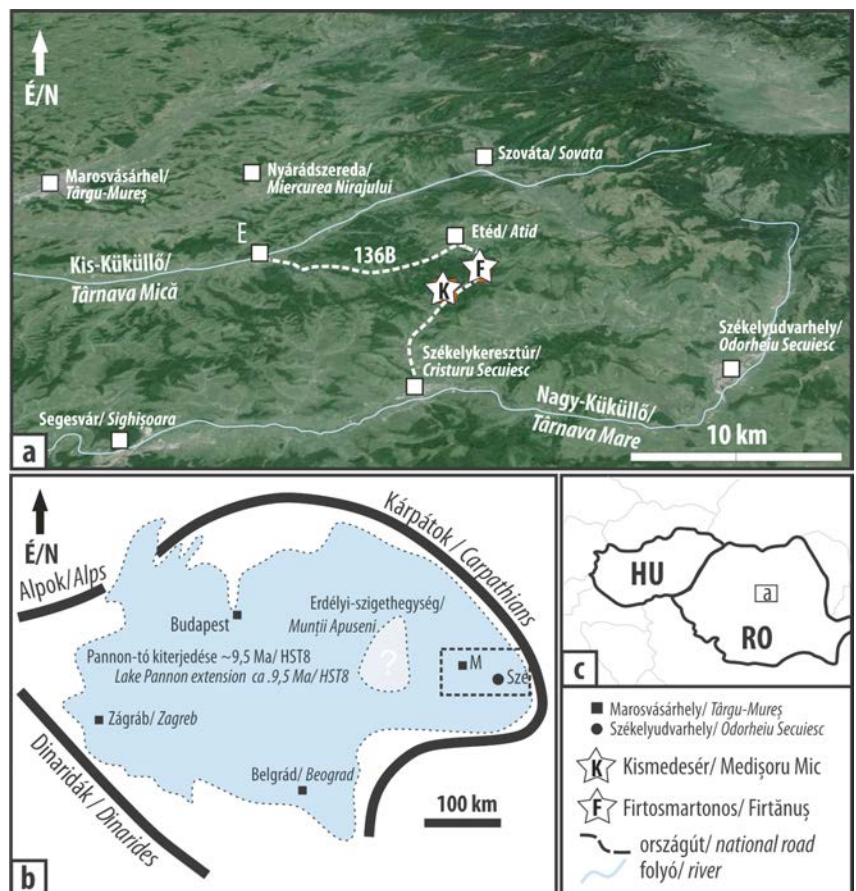
Bevezetés

Az Erdélyi-medence neogén rétegsora a Kárpát–Pannon térség ismert szénhidrogén-provinciáinak egyike (POPESCU et al. 1995). Az ismert, sónál fiatalabb miocén rezervoárok 70%-a turbidit (KRÉZSEK et al. 2010). A pannóniai mélyvízi üledékek azonban nemcsak a felszín alatt találhatók meg, hanem az Erdélyi-medence fiatal szerkezeti fejlődésének (SANDERS et al. 2002, TILIT et al. 2013) köszönhetően a felszínen is nagyobb területen fordulnak elő (KRÉZSEK et al. 2010) és fontosak a mélyben levő szedimentológiai sajátosságok megértéséhez. E területen az alapokat KRÉZSEK Csaba rakta le a főbb üledékképződési környezetek felvázolásával és azok időbeli változásainak megfigyelésével (KRÉZSEK 2005, KRÉZSEK & FILIPESCU 2005, KRÉZSEK et al. 2010). Ugyanakkor még nagyon sok olyan feltárás van, amely a mozaik egy-egy darabkájának beillesztésével a turbiditrendszer egyes elemeit jobban érthetővé teszi, vagy azok kapcsolatainak megértéséhez hozzájárul. Az egyes rezervoár tulajdonságokat meghatározó üledékközzetani jellemzők hasonlóak a felszín alatt is, ezért analógiaként felhasználhatók az ipari kutatásokban. Bár ezek a kőzetek valószínűleg hasonló betemetődéstörténeten mentek keresztül, a kiemelkedés során porozitásuk megváltozhatott a meteorikus folyamatok következtében.

A medence keleti szélén két, egymástól 3,7 km távolságra lévő, a pannóniai mélyvízi üledékeket feltáró lelőhely, Firtosmartonos (Firtănuș) és Kismedesér (Medi oru Mic), szedimentológiai leírását és a rétegek rezervoár szempontú makroszkópos és vékonycsiszolatos vizsgálatát végeztük el. A két vizsgált feltárás a Székelykeresztúrt (Cristuru Secuiesc) Erdőszentgyörgy (Sângeorgiu de Pădure) összekötő DJ136 jelű megyei út mentén, Gagy (Goagiu) és Etéd (Atid) között találhatóak (1. ábra, a).

Földtani háttér

A középső- és késő-miocén során a Kárpát–Pannon-mendecrendszer részét képezte az Erdélyi-medence (ROYDEN 1988). Ezt az ív mögötti medencesort a badeni–pannóniai korszakok között egy egységes víztömeg borította, a középső-miocénben a Paratethys, a késő-miocénben a Pannon-tó (1. ábra, b). Eltérő szerkezeti fejlődésük a különböző medencék üledékképződését viszont nagyban meghatározta. Az Erdélyi-medence az emelkedő Keleti-, Déli-Kárpátok és az Erdélyi-szigethegység által közrefogva alakult ki (1. ábra, b). A badeni időszak alatt nagymennyiségű eva-



1. ábra. a), c) A feltárások az Erdélyi-medence keleti peremén, a Kis- és Nagy-Küküllő között találhatóak. b) A Pannon-tó maximális kiterjedése, ~9,5 millió évvel ezelőtt (MAGYAR et al. 1999, MAGYAR 2010)

Figure 1. a), c) The outcrops are near the eastern margin of the Transylvanian Basin, between the Târnava Mare and Târnava Mic rivers. b) Maximal extent of Lake Pannon, ~9.5 million years ago (modified after MAGYAR et al. 1999, MAGYAR 2010)

porit képződött az üledékgyűjtőben. A medence központi részén a 300 m vastagságot is elérő só kulcsfontosságú szerepet játszott a késő-miocén üledékek későbbi deformációjában (KRÉZSEK & BALLY 2006). A szarmata elején, a medenceperemeken sekély tengeri képződmények, míg a medence központi részén több száz méter vastagságban mélyvízi lebenyek és hemipelágikus márgák képződtek. Ezt követően a relatív vízszint esésének hatására a selfbe erodáló völgyek jöttek létre. A szarmata végén az alacsony vízszintnek köszönhetően több száz méter vastag sekélyvízi durvatörmelék üledék rakódott le. Ennek anyagát a folyamatosan emelkedő Kárpátok biztosították (KRÉZSEK et al. 2010). Továbbá a keleti és déli peremek intenzív kiemelkedése a belső és külső kárpáti medencék egymástól való elszigetelődéséhez és a csökkent sós vizű Pannon-tó kialakulásához vezetett (MAGYAR et al. 1999, KOVÁCS et al. 2016)

Az Erdélyi-medence miocén üledékeinek tektonosztratiográfiai felosztását KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) végezte el, a badenitől a pannóniai korszakig nyolc szekvenciát különített el, amelyből az utolsó kettőt mutatjuk be. A pannóniaiban a relatív vízszint változását a medence és a peremek süllyedése és kiemelkedése vezérelte. A pannóniai időszak elején a durvaszemcsés szarmata üledékekre egy finomabb sekélyvízi rétegsor települ rálapolódással, amely egyértelmű jele a Pannon-tóban elkezdődő transzgresszióknak, amit KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) a 7. transzgressziós rendszeregységnek (TST7) nevez. A Pannon-tó kb. 9,5 M éve elérte maximális kiterjedését (MAGYAR et al. 1999). Az Erdélyi-medence nagy részére a mélyvízi üledékképződés volt jellemző, és ekkor nagy vastagságban rakódtak le a ma feltárásokban is vizsgálható (pl. Szenterszombat/Gușterița) hemipelágikus agyagok. A medence központi részén megjelennek a mélyvízi lebenyek (SZTANÓ et al. 2007). Később a medence kletii peremén, a keskeny és sekély selfen durvatörmelékű Gilbert-típusú delták épültek, a selfbe erodáló mélyvízi kanyonok és csatornák által összekapcsolva pedig törmelékűpók jöttek létre a lejtő aljában. Ezen belül KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) elkülönített négy rendszeregységet. A transzgresszív rendszeregységet (TST7) egy nagyvízi egység (HST7) követte. A peremek kiemelkedése miatti relatív vízszintes hatására kanyonok vágódtak be, majd a kisvíz idején, a korábrinál lényegesen durvább szemcséjű üledék, konglomerátum rakódott le a sekély vízben (LST8), míg a medence irányába durvaszemcsés homok progradált csatornában és lebenyekben. A következő transzgresszív és nagyvízi rendszeregységben (TST8, HST8) progradáló self és hordalékkúpok épültek. Ezt követően további 500 m vastag üledék rakódhatott le, amely a medence pliocén–holocén kiemelkedése során teljesen erodálódott (SANDERS et al. 2002). A medence peremén a fiatal pannon üledékek megőrződhetnek a náluk fiatalabb vulkanitok alatt (SZAKÁCS & KRÉZSEK 2006).

Az Erdélyi-medence szénhidrogénrendszere

Az Erdélyi-medence ipari jelentőségű szénhidrogéntelepeinek felfedezése az 1900-as évek elején megindult szisz-

tematikus kálisó kutatásoknak köszönhető (PARASCHIV 1979; WANEK 1998). A medence miocén kőzetei a becslések szerint közel 1,3 milliárd köbméter, közel 100% tisztaságú metángázt tárolnak. A gáz keletkezhetett az eltemetett magas szervesanyag-tartalmú kőzetek termális érésével (CRANGANU & DEMING 1996): a medence középső- és késő-miocén korú kőzetei az alacsony hőáramsűrűség miatt éretlenek, a termális érés csak a badeninél idősebb, 4 km-nél mélyebben levő üledékek esetében mutat szénhidrogén-képződést. A gáz eredetének egy másik magyarázata POPESCU et al. (1995), hogy a szénhidrogén forrása a sónál fiatalabb, az agyagos és márgás kőzetek szerves anyagának biogén bomlásából származik. A szerves anyag bakteriális degradációja során létrejövő tiszta metán nagy hasonlóságot mutat a medencében felhalmozódott földgázzal. Továbbá a biogén modell a CLAYTON (1992) által a miocén medencére meghatározott paraméterekkel is működik, úgy mint: 200–1000 m/mév ülepedési ráta, kevesebb mint 3 km-es mélység, 20–40 °C-os geotermikus gradiens.

A legjobb minőségű rezervoárok azok a homokkővek, amelyek a medence közepén felhalmozódó, laterálisan több száz méter szélességben elterülő mélyvízi lebenyeken rakódtak le a középső–késő-miocén során (CIUPAGEA et al. 1970, PARASCHIV 1979, KRÉZSEK et al. 2010). A pannóniai üledékek legfeljebb 400–500 m mélyen vannak, ezért viszonylag kevés ilyen korú rezervoárból termelnek gázt. A 10 m-nél vastagabb, különálló homoktestek átlagos porozitása 15–30%, permeabilitásuk pedig 20–1000 mD között változik. A mélységgel a permeabilitás értéke csökken, a 2,5–3 km mélységben levő késő-badeni korú rezervoárok esetében ez az érték <100 mD (CIUPAGEA et al. 1970, PARASCHIV 1979). Mind a középső-, mind pedig a késő-miocén üledékek között találunk jó zárókőzetként viselkedő nyugodt, nyíltvízi környezetben felhalmozódó agyagos képződményeket (KRÉZSEK et al. 2010), amelyek gyakran a felszínre bukkanak a medence peremeinek közelében.

Módszerek

A szedimentológiai értelmezéshez részletes, deciméter léptékű fáciesleírást végeztünk a kiválasztott feltárásokban. Fáciesegyütteseket különítettünk el, és megvizsgáltuk a fáciesek laterális és vertikális kapcsolatát a feltárások léptékében. Szedimentológiai szelvényekkel, feltárássrajzokkal és fotókkal dokumentáltuk a megfigyeléseket.

A makroszkópos vizsgálatokat mikroszkóppal egészítettük ki. A különböző fáciesegyüttesekből kiválasztottuk a feltárásokra legjellemzőbb kőzetpéldányokat, amelyekből hét darab vékonycsiszolatot készítettünk. A porusok meghatározásához kőzetmintákat csiszolás előtt vákuumban kék gyantába ágyaztuk be. A petrográfiai megfigyeléseket Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkóppal végeztük. A karbonátok elkülönítése érdekében alizarin vörös és kálium-ferricianid keverékéből álló Dickson-féle oldattal (DICKSON 1990) való csiszolatfestést alkalmaztunk. A vázalkotó szemcsék, autigén ásványok, valamint a porozitás arányának meghatározása érdekében a pontszámítás

JMicroVision szoftver segítségével történt. Csiszolatonként két darab, egyenként 1400×1000 µm átmérőjű területen 300 pontot számoltunk meg.

Fáciesegyüttesek

Fáciesegyüttes 1.: Vékonyréteges homokkő (FE1)

Az 1. fáciesegyüttes üledékei mind a firtosmartonosi, mind pedig a kismedeséri feltárásban előfordulnak. A fáciesegyüttest lemezes, kőzetlisztes agyag, vékony, kőzetlisztes finomhomok, valamint 1–5 cm vastagságú, normál gradált, sík és keresztlemezes homokrétegek alkotják (2. ábra, a; 3. ábra, d). A közepes és a vastagréteges (FE2 és FE3) fáciesegyüttesek közé települve jelenik meg. Az összlet vastagsága néhány cm és 1 m között változik (3. ábra, d). Az aleuritos agyag között megjelenő normál gradált homokrétegek jól osztályozottak, a rétegek talpán kisreliefű eróziós felületek figyelhetők meg, ezekre települ a gradált, szerkezetmentes, síklemezes, vagy keresztlemezes homok. Elszórtan a síklemezes fáciesben mm átmérőjű agyagkavicsok is megfigyelhetők. A homokos üledéksort maximum néhány mm vastagságú agyagos üledék zárja. Ezek a fáciesegyüttesek a firtosmartonosi szelvények alsó szakaszában figyelhetők meg (3. ábra, A, B, C).

A finomszemcsés, sík- és keresztlemezes homokkőben a vékonycsiszolat tanúsága szerint sok mátrix és pszeudomátrix van jelen. Csillámokban gazdag a homokkő, a homok osztályozottsága jó–közepes. Porozitása alacsony 20–21% (1. táblázat).

Fáciesegyüttes 2.:

Közepes vastagságú homokkövek (FE2)

A 10–50 cm vastag, eróziós talpú, normál gradált homokkövek szemcsemérete durva- és finomszemcsés homok között változik (2. ábra, g; 3. ábra, e; 4. ábra, b, 5. ábra, A, B, C, D). A felfele finomodó rétegek néha agyaggal végződnek. A homoktestek általában szerkezetmentesek, alárendelve síklemezes, és agyagkavicsos rétegek is előfordulnak. Elszórtan a réteg talpán megjelennek terheléses lág- és labdaszerkezetek. A szemcsék osztályozottsága változó. Az agyagkavicsos és szerkezetmentes rétegek jól, míg a síklemezes részek közepesen, esetleg rosszul osztályozottak (4. ábra, c). Az FE2 homokköveit a firtosmartonosi B szelvény, illetve a kismedeséri A, B, C szelvények alsó része mutatja.

A vizsgált mintákat nagy–aprószemcsés homokok alkotják, gyengén osztályozottak, a kisebb szemcsék szögletesek, a nagyobbak kerekítettek. Szemcsebevonó cement és kalcitcement előfordul. A porozitás 5–10% körüli (1. táblázat).

Fáciesegyüttes 3.:

Vastagréteges homokkövek (FE3)

A feltárások jelentős részét alkotó, olykor 1,5–2 m vastagságot is elérő, normál gradált padok (2. ábra, e; 3.

ábra, e) szemcsemérete a homokos aprókavics és az apró szemcséjű homok között változik. A rétegek alja eróziós, több esetben a feltárás léptékben is jelentősnek számító, 2 m reliefű eróziós felszínnek ezek (3. ábra, a). A réteghatárokon terheléses eredetű lág- és labdaszerkezetek is előfordulnak (2. ábra, d, f), ugyanakkor a kismedeséri feltárás esetében feltételezhető a rétegek összeolvadása is. A rétegek alján a kavicsos részek közepesen, vagy rosszul osztályozottak, fentebb a szemcseméret csökkenésével az osztályozottság egyre jobb lesz. Mind a síklemezes, mind pedig a szerkezetmentes homokban előfordulnak agyagkavicsok. Az FE2-vel ellentétben itt az agyagkavicsok mérete sokszor akár a 20 cm-t is eléri (2. ábra, c), a feltételezett kavicsok belső szerkezete nagy hasonlóságot mutat az FE1 lemezes megjelenésű agyagjaival. A vastagréteges homokkövekben keresztlemezes homok, illetve lemezes kőzetlisztes agyag fáciesek csak ritkán fordulnak elő. Az FE3 padok mindegyik firtosmartonosi és kismedeséri rétegoszlopban megjelennek.

Az uralkodóan közép–nagyszemcsés homokkő gyengén–közepesen osztályozott. A lehetséges porozitás 6–16% közötti. A rétegsorban megjelenő vastag padok 10–20%-a cementált (3. ábra, b). Ebben az esetben a porozitás 0%-ra csökken, kalcitcement tölti ki a korábbi pórusteret. A mátrix 0–7% között változik, látszólag nem befolyásolja a porozitást.

Fáciesegyüttes 4.:

Mátrixvázú konglomerátum (FE4)

A kismedeséri feltárásban megjelenő, több méter vastagságot is elérő, agyagos homok és kavicsos homok mátrixú konglomerátumban a szemcséket az akár több dm átmérőjű homokkődarabok, meggyúrt agyagkavicsok, valamint a hömpöly méretű kvarckavicsok alkotják (3. ábra, c; 4. ábra, d, e). A mátrixban egyaránt gyakoriak a kőzetszemcsék, illetve a jól koptatott kvarckavicsok. Sok esetben a plasztikusan deformált agyagszemcsék által bekebelezett mátrixanyag is megfigyelhető. Továbbá a mátrixban helyenként megjelennek apró héjtörmelékek és szenesedett növényi detritusz. A konglomerátum a Kismedesér A szelvényen jelenik meg.

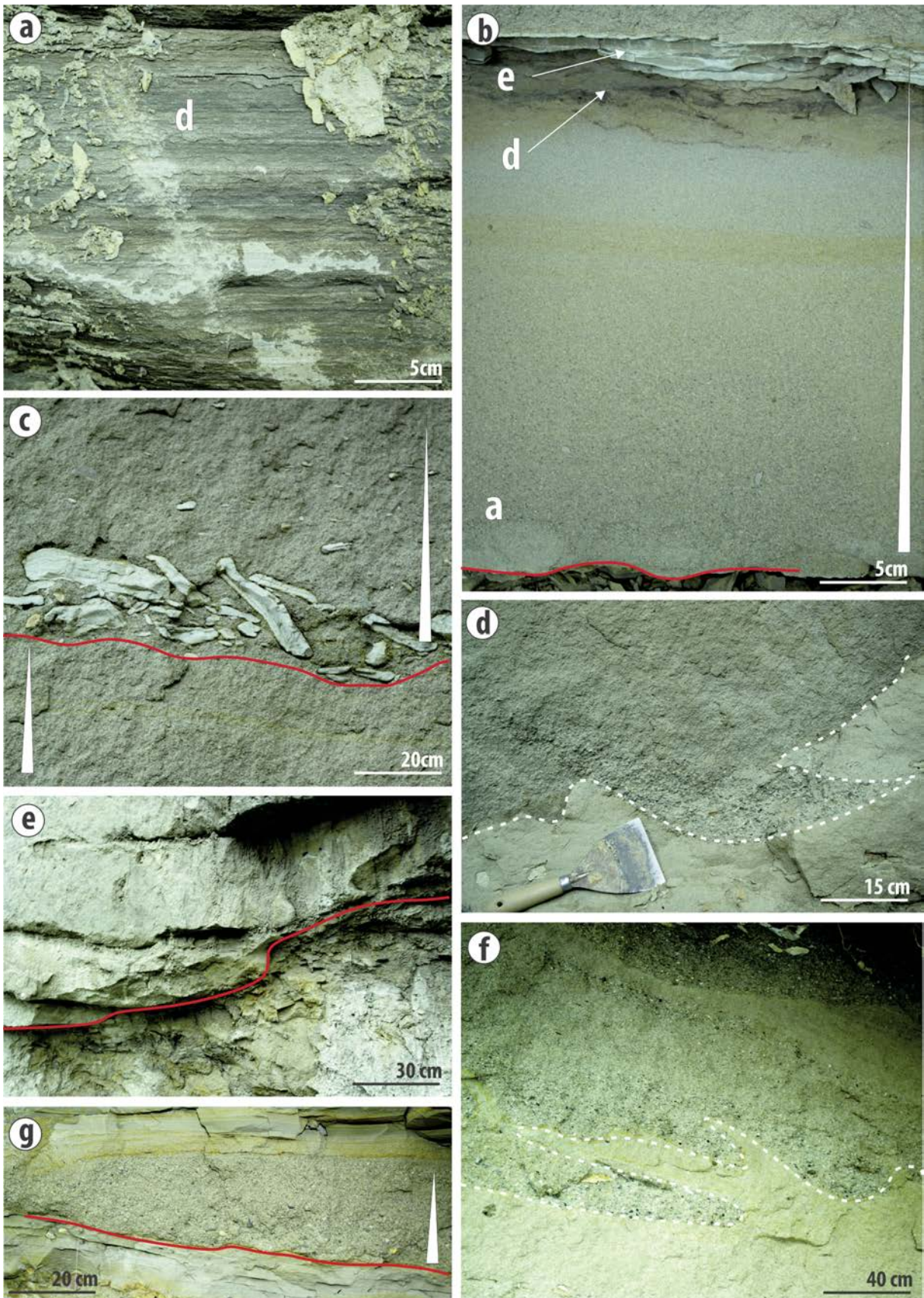
Feltárások bemutatása

Firtosmartonosi feltárás

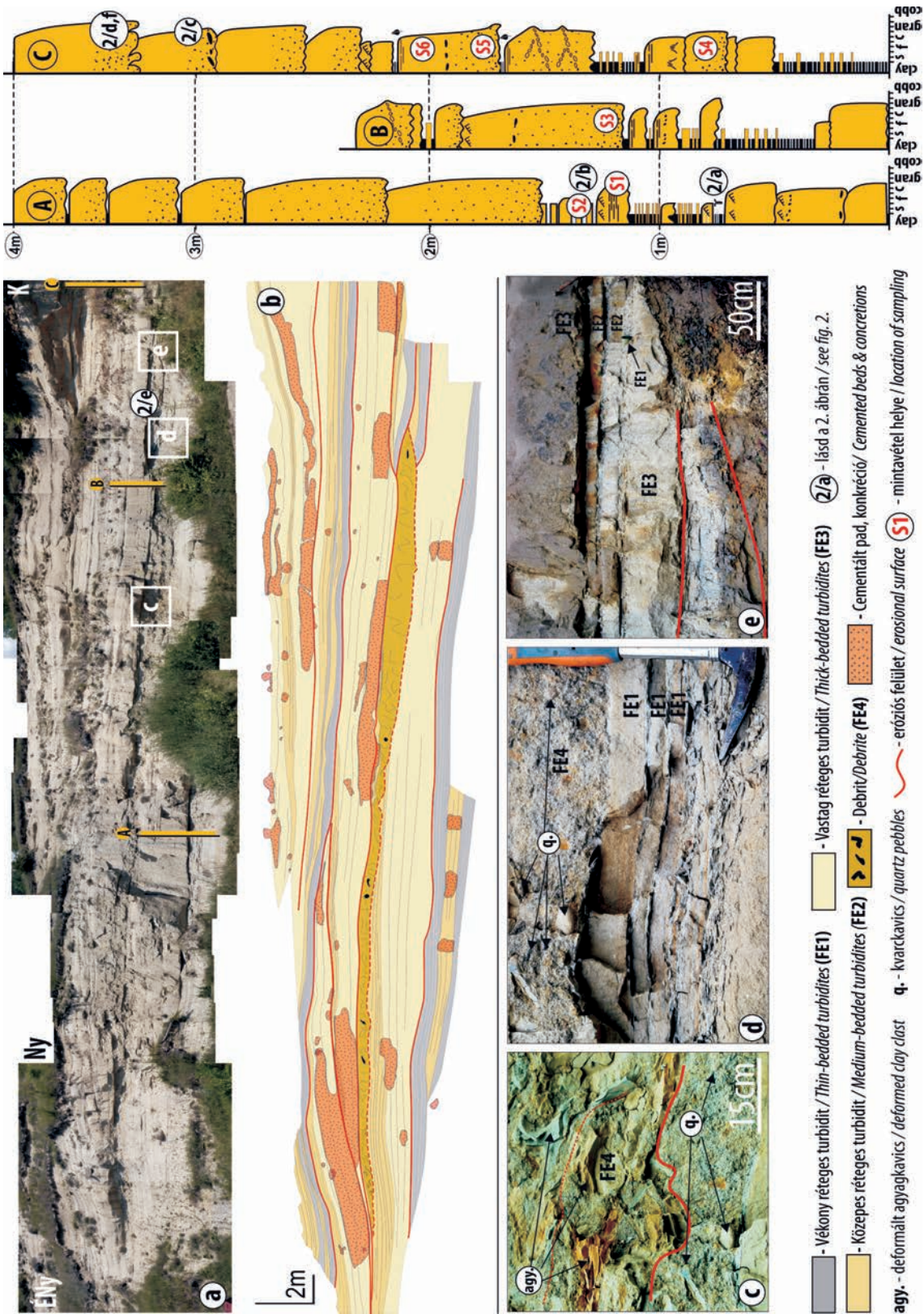
(46°24'19.08"N, 25°4'25.73"E)

A több mint 200 m hosszú és legalább 15 méter magas feltárás nagyon látványosan mutatja be a pannóniai mélyvízi üledékek jellegzetes szedimentológiai tulajdonságait (3. ábra, a).

A feltárásban megfigyelhető markáns, 1–2 m reliefű eróziós felületek különböző vastagságú agyag, homokkő és konglomerátum-összleteket választanak el egymástól. Az eróziós felszínnek lemetszik az egységek felső részét, a felületre pedig a következő egység rétegei rálapolódnak. A



2. ábra. A firtăsmartonosi feltárásban megfigyelt jellegzetes üledékszerkezetek: a) lemezes agyag és közetliszt. (d) tag; b) eróziós felszínre települő T(a, d, e) turbidit; c) imbrikált agyagkavicsok (a) tagban; d), f) láng- és labdaszerkezetek; e), g) eróziós felületre települő közepes és vastagréteges turbiditek
Figure 2. Sedimentary structures in the Firtănuș outcrop: a) laminated clay and silt (d) member; b) erosional based T(a, d, e) turbidite; c) imbricated clay clasts in (a) member; d), f) flame structures; e), g) medium and thick bedded turbidites on erosional surface



3. ábra. A firtosmartonosi feltárás panorámaképe

Megfigyelhetőek a mélyvízi csatornára jellemző eróziós felszínek, amelyekre kikelődnek a csatorna kitöltését alkotó homoktestek. Az erózió és ülepedés váltakozása összetett csatornaformát hozott létre. a), c), d), e) képeken a feltárásokra jellemző négy fáciesegységet látható (FE1-4). A sedimentológiai szelvényeken jelöltük a petrográfiai vizsgálatra szánt minták pontos helyét

Figure 3. Panorama photo of the Firtánuş outcrop

Erosional surfaces and pinching out sand bodies are characteristic for deepwater channels. Alternating erosion and deposition created a complex channel fill. a), c), d), e) photos show the four facies associations (FE1-4). Samples for petrographical analysis are indicated on the sedimentological logs

I. táblázat. A különböző fácies együttesekből származó minták szöveti jellemzői, valamint a homokkő komponenseinek mennyiségi arányai a pontszámlálás alapján

Table I. Textural characteristics of samples from different facies associations and proportions of components of the sandstone according to the point count data

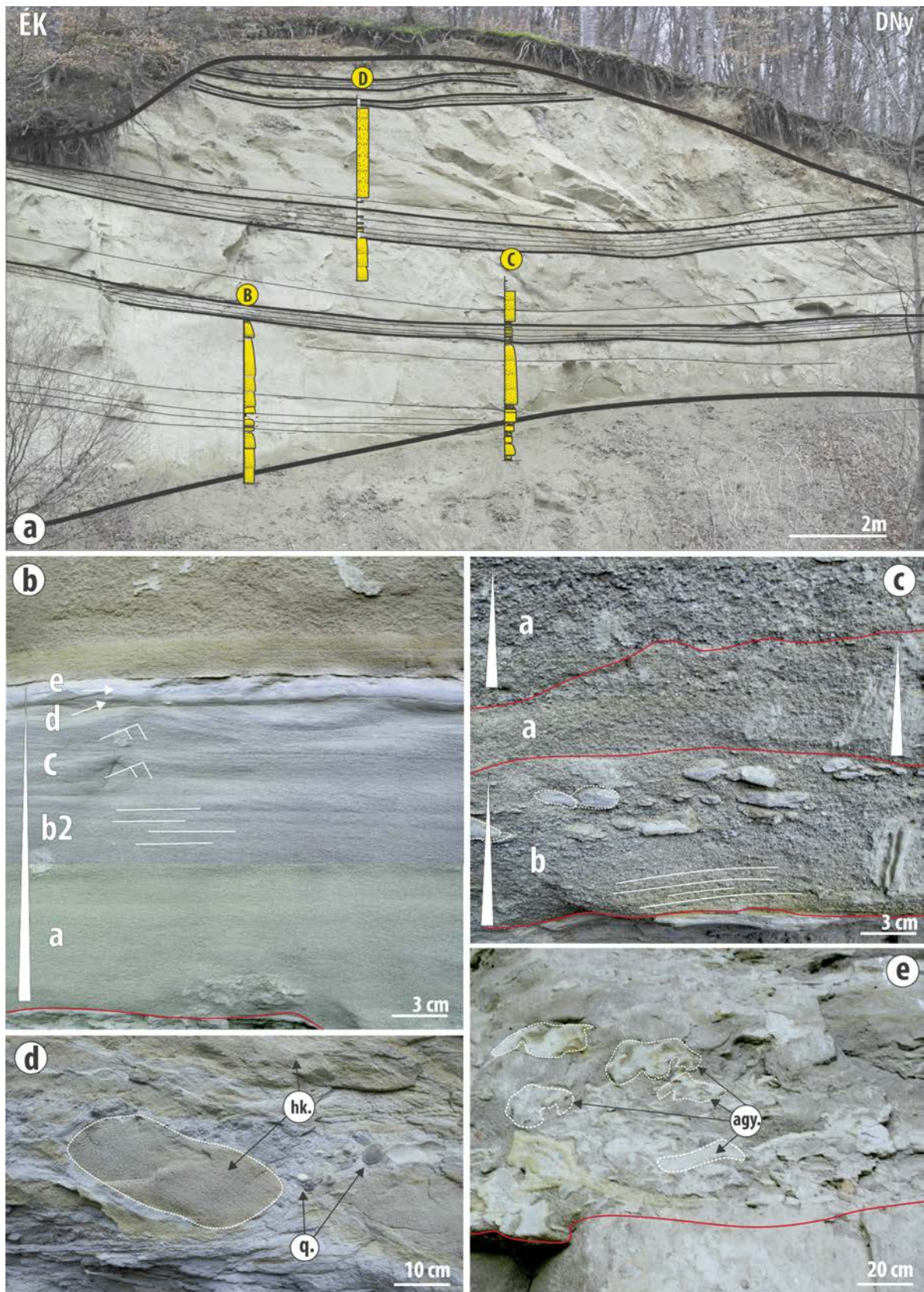
JELLEMZÉS	FE1		FE2				FE3					
Mintaszám	S2		S4		S1		S3		S6		S5	
Szemcseméret	finomszemcsés		nagy-, középszemcsés		közép-, aprószemcsés		apró-, finomszemcsés		közép-, aprószemcsés			
Osztályozottság	közepes		gyenge		gyenge, közepes		gyenge, közepes		gyenge, közepes			
Szemcsealak	szögletes		szögletes, nagyobb szemcsék lekerekítettek				szögletes, nagyobb szemcsék enyhén kerekítettek					
Megjegyzés	csillámgazdag		gyakori szemcsebevonó cement				karbonát- cement					
PONTSZÁMOLÁS	2. a.	2. b.	4. a.	4. b.	1. a.	1. b.	3. a.	3. b.	6. a.	6. b.	5. a.	5. b.
Kvarc	22	26	32	34	32	27	20	19	23	23	28	29
Földpát	9	8	11	9	12	11	12	10	13	11	9	9
Közettermelék-szemcsék (egyéb)	29	28	35	39	26	33	36	42	39	32	24	28
Közettermelék szemcsék (karbonát)	9	4	8	5	6	6	9	5	13	10	15	12
Porozitás	20	21	8	6	15	15	<1	<1	12	16	15	14
Mátrix	3	6	4	6	3	3	0	1		5	3	3
Kalcitcement	4	3			3	3	11	14	<1		3	3
Ásványhelyettesítő kalcit							12	9				
Csillám	4	3	2	1	3	1	<1	<1	<1	3	3	2
Összesen	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Kvarc%	32	39	37	39	42	35	26	25	26	30	37	37
Földpát%	13	13	13	10	16	15	16	14	15	14	11	12
Litoklasztok%	55	48	50	51	42	50	58	61	59	55	51	51

rétegsorok egy része felfele vastagodó homokrétegekből épül fel. Ezek alját 2–3 m vastag, az FE1-be sorolható homokréteg alkotja, erre maximum 1 m vastagságú FE2 települ, majd ezt követik a vastagpados homokkövek (FE3). A felfele vékonyodó rétegsor esetében, az eróziós felszínre FE3 települ, majd ezt követik a közepes- (FE2) és a vékony- (FE1) réteges homokkövek. Előbbiből három, míg utóbbiból négy található meg a feltárásban. Továbbá egy kb. 1 m vastagságú konglomerátumréteg is megfigyelhető, talpa ennek is eróziós (3. ábra, b).

A feltárásban számos helyen megjelennek cementált részek (3. ábra, b). Ezek nagy részét a rétegekkel párhuzamos, akár több réteget is érintő, nagy kiterjedésű cementált padok alkotják. A padokhoz képest alárendelt mennyiségben és jóval szerényebb méretben (10–50 cm átmérő) jelennek meg a közel izometrikus konkréciók. A cementált részek látszólag az agyagos, illetve agyag mátrixú konglomerátum-horizontok közelében, a kis szemcseméretű részek között jelennek meg.

Kismedeséri feltárás (46°22'47.92"N, 25°2'27.52"E)

A Nagy-patak mellett, a szénégető telep szomszédságában, a firtosmartonosi feltárástól 3,7 km-re, a kb. 25 m széles és 15 m magas pannóniai feltárás üledékei már távolról is különbséget mutatnak a fentiekben bemutatott, eróziós felszínekkel tagolt üledéksortól. A párhuzamosan települő 2–3 m vastag homokkőpadok a feltárás léptékében vastagságtartóak, a padok közé jóval vékonyabb homok- és agygrétegek váltakozásából álló egységek települnek, melyek vastagsága 0,5–1 m között változik (4. ábra, a). Közlebről megvizsgálva azonban láthatjuk, hogy a vastag homokkőpadokat az FE3 homokrétegei alkotják. A rétegek vastagsága 0,5–1 m között változik, a réteghatárok sokszor összeolvadnak, ilyenkor csak a szemcseméret változásából következtethetünk az eredeti rétegvastagságra. A padok között az FE1 és az FE2 fáciesegyüttes vékony, illetve közepes vastagságú homokkövei figyelhetők meg. A markáns eró-



4. ábra. a) A kismedeséri feltárás középső lebenyére jellemző párhuzamos homoktestek (FE2, 3), valamint a homoktesteket elválasztó agyagos rétegei (FE1). b) normál gradált turbiditréteg, szerkezetmentes (a), siklemezes (b-2), keresztlemezes (c), kőzetlisztes (d), valamint az agyagos (e) tagokkal; c) agyagkavicsos (b2) és szerkezetmentes (a) tagok; d), e) agyag-, homokkő- és kvarckavicsokat tartalmazó debrit a firtosmartonosi feltárásból

Figure 4. a) Inner lobe continuous sand bodies (FE2, FE3) and mud layers (FE1) of Medi oru Mic. b) normal graded turbidite, with structureless (a), plane laminated (b), cross-laminated (c), silt (d), and mud (e) members; c) plane lamination with mud clasts (b2) and structureless (a) members; d), e) mudclasts, sandstone clasts and quartz pebbles in a debris from Firtănuș

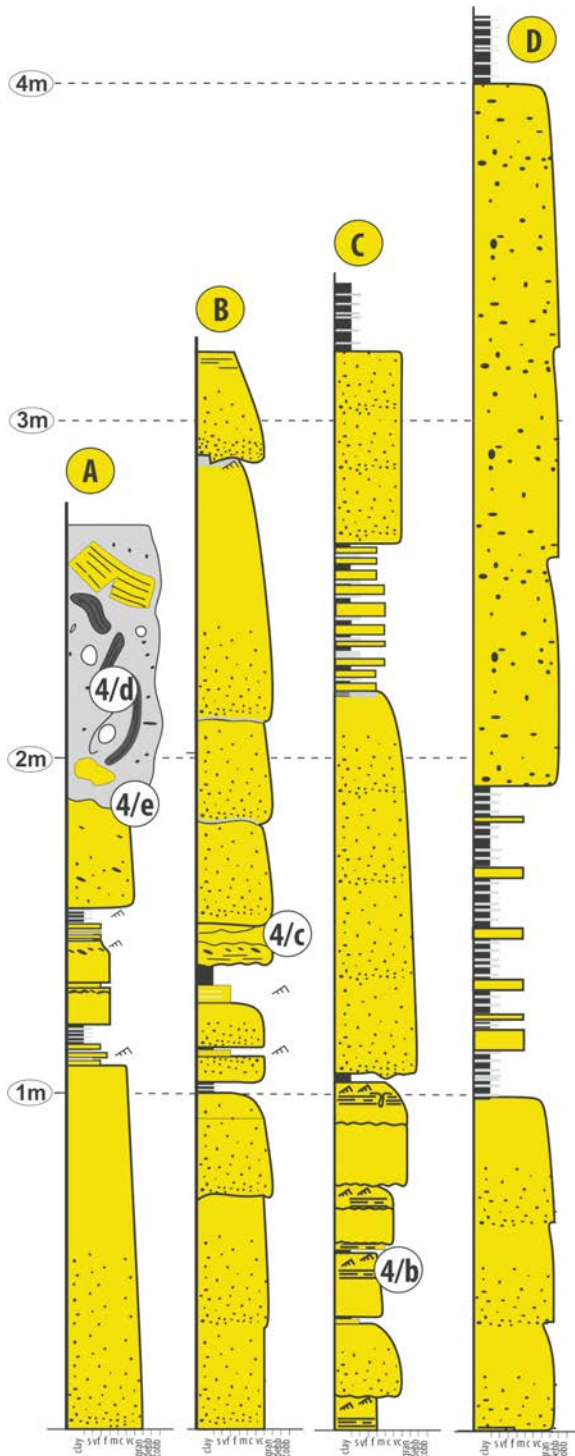
ziós felületek hiányoznak a rétegsorból, ugyanakkor kisebb amplitúdójú felszínnek az FE2 és az FE3 rétegek talpán megjelennék. A feltárás északkeleti oldalán egy több homokkőrétegbe is belevágó eróziós felszínre települő, a FE4-be tartozó konglomerátum figyelhető meg (4. ábra, d, e; 5. ábra, A). A kb. 3 m vastag, durvaszemcsés üledék alatt és felett szintén homokkőrétegek találhatóak, a konglomerá-

tum oldal irányban kb. a feltárás 1/3-nál kiemelkedik. Ellenében a firtosmartonosi feltárással, itt nem találtunk cementált padokat, illetve nagyméretű konkréciókat, kisebb méretek is csak elvétve jelennek meg.

Petrográfiai megfigyelések

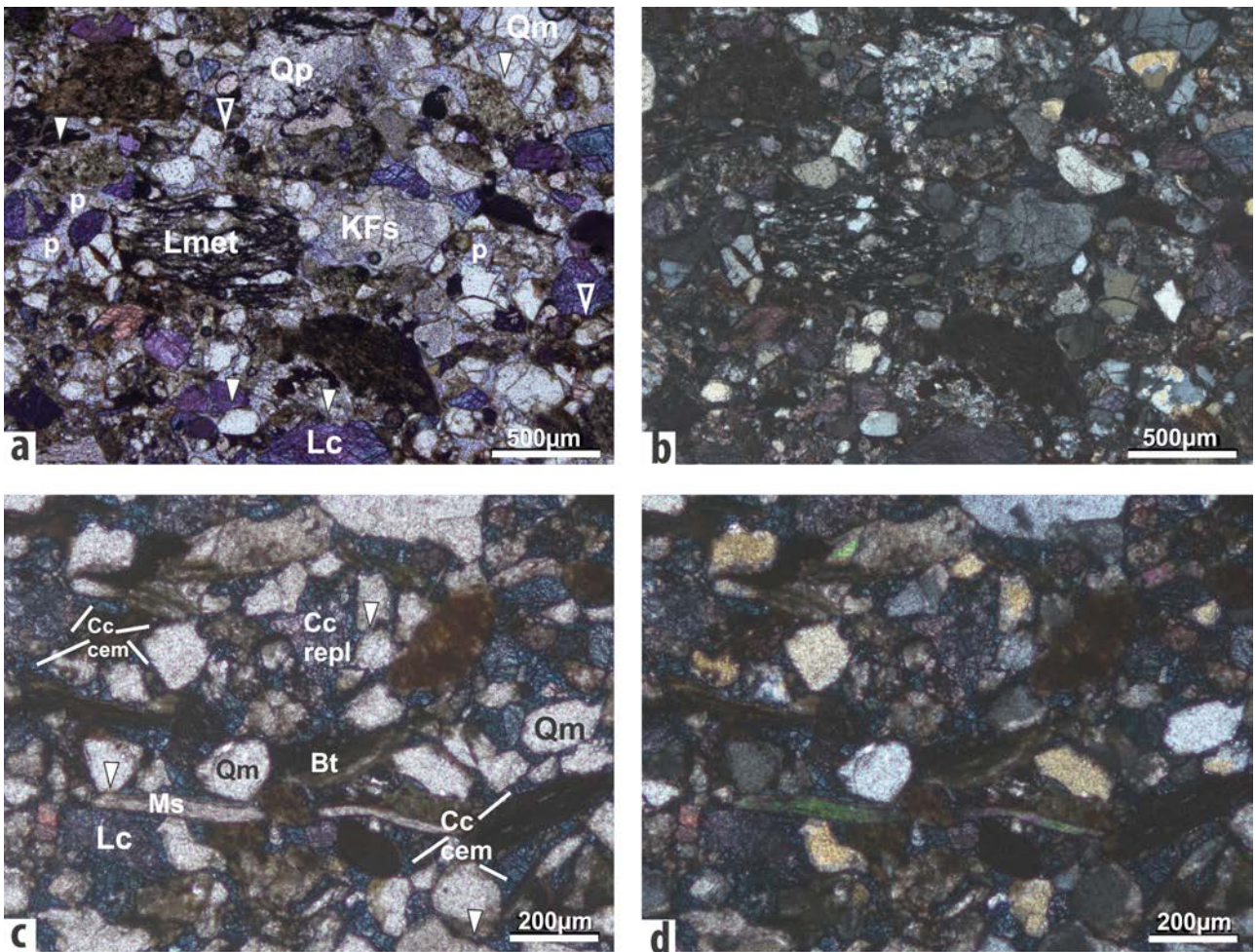
Petrográfiai elemzésre a firtosmartonosi feltárás különböző fáciesegyütteseiből választottunk mintákat, mivel ezek reprezentálják mindkét feltárás fáciesegyütteseit. A pontszámlálás alapján a vizsgált minták közettörmelék homokkövek, átlagos összetételük $Q_{34}F_{13}L_{53}$, ahol Q a kvarc, F a földpátok, és L a közettörmelék arányát jelzi (cf. FOLK 1968). A szemcseméret finom–durvaszemcsés homok, amely ritkán tartalmazhat aleurit, illetve finomszemcsés konglomerátum-betelepüléseket. A vázalkotó szemcsék általában gyengén vagy közepesen osztályozottak, enyhén lekerekítettek vagy szögletesek. A leggyakoribb törmelék ásványszemcséje a kvarc (19–34%), mely monokristályos és polikristályos formában egyaránt megjelenik (6. ábra, a, b, c, d). A monokristályos kvarc általában egyenes, ritkábban hullámos kioltást mutat. A földpátok 8–13% közötti arányban jelennek meg, a kálicföldpátok gyakoribbak a plagioklászoknál. A metamorf és magmás, illetve vulkáni közettörmelék szemcsék aránya 24–42% között mozog. Előbbieket a kvarcitok és a muszkovitos csillámpalák (6. ábra, a, b), utóbbiakat pedig a savanyú magmás és vulkáni kőzetek képviselik. Az üledékes közettörmelék szemcsék közül a karbonátok gyakoriak (pl. durvakristályos mészkő, mikrit, dolomit), de kalcittal cementált kvarchomokkőszemcsék is előfordulnak. Karbonát anyagú bioklasztok közül a molluszkák váztorodékei jellemzőek. A karbonát anyagú vázalkotó szemcsék aránya 4–15%. A Dickson-féle oldattal való festés eredményeképp a durvakristályos mészkőtörmelékek lilára, a bioklasztok pedig rózsaszínre színeződtek, tehát előbbiek vastartalmú, utóbbiak vasmentes kalcitból állnak (6. ábra, a, b). A szemcserintkezések leggyakrabban vonalszerűek, ritkábban pont-határok. Gyakran megfigyelhető a csillámok elhajlása, valamint a rideg szemcsék (pl. kvarc) benyomódása a képlékeny szemcsékbe (pl. mállott közettörmelék-szemcsék). Nyomási oldódásra utaló jelek a kvarc-szemcsék határán azonban csak ritkán figyelhetők meg.

A legfontosabb diagenetikus ásványok a vas-oxi-hidroxidok, földpát, kvarc, valamint a különféle karbonátok. A plagioklász és kálicföldpát-szemcsék körül gyakran megjelennek vékony továbbnövekedési cementek, amelyeket vékony agyagbevonat választ el az elsődleges törmelék szemcséktől. A kvarc-szemcsék gyakran euhedrális lapokkal határoltak, amelyek szintén továbbnövekedési folyamatra utalhatnak. A vas-oxi-hidroxidok szemcsebevonó cementként jelennek meg a karbonát anyagú törmelék szemcsék körül. Sokszor megfigyelhető, hogy az ilyen bevonattal rendelkező szemcsék vonalhatárral érintkeznek egymással és a többi szemcsével (6. ábra, a, üres nyílak). A törmelék dolomitszemcsék körül néha továbbnövekedés figyelhető



5. ábra. A kismesedéri feltárás szedimentológiai szelvényei, bejelölve rajtuk a 4. ábrán látható képek pontos helyei

Figure 5. Sedimentological logs from Medioru Mic outcrop, location of photos from Figure 4 indicated



6. ábra a), b) Közepesen érett, rosszul osztályozott, nagyszemcsés, közettörmelékös homokkő, a szemcsék gyengén kerekítettek (KE-10 minta). A karbonáttörmelék-szemcsék (Lc) lilára festődtek, ami vastartalmú kalcit összetételre utal. A szemcséközi porozitás (p) halványkék színnel látható. A függőleges kitöltött nyilak a fizikai kompaktáció irányát, illetve az ennek eredményeképpen kialakult vonalszerű szemcsehatárokat jelzik. Az üres nyilak, a karbonát szemcsék körül található vas-oxid cementeket mutatják. Egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) készült kép. c), d) Közepesen érett, közepesen osztályozott, apró-középszemcsés, közettörmelékös homokkő (KE-6 minta). A karbonáttörmelék-szemcsék (Lc) lilára, az ásványhelyettesítő (Cc repl) és cement kalcit (Cc cem) pedig kékre festődött. A függőleges nyilak a fizikai kompaktáció irányát, illetve az ennek eredményeképpen kialakult vonalszerű szemcsehatárokat jelzik. A kalcit cementáció a minta porozitását minimálisra csökkentette. Egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) készült kép

Figure 6. a), b) Submature, poorly sorted, subangular, medium-grained, litharenite (sample KE-0). Carbonate rock fragments (Lc) stained purple, which shows indicating that the grains are iron bearing calcite. Intergranular porosity (p) is shown in pale blue color. Vertical arrows show the direction of the physical compaction that also produced the linear grain contacts. Empty arrows show grain coating iron oxide hydroxide cements around carbonate lithoclasts. Left with plane polarised light, right with crossed polars. c), d) Submature, moderately sorted, medium-grained sandstone (KE-6 sample). Carbonate rock fragments (Lc) stained purple, replacive calcite (Cc repl) and calcite cement (Cc cem) stained blue. Vertical arrows show the direction, and the linear grain contacts created by physical compaction. Left with plane polarised light, right with crossed polars

meg. A legnagyobb mennyiségben előforduló diagenetikus ásvány a kalcit, mely ásványhelyettesítő és cement formában is megjelenik (6. ábra, c, d). A Dickson-féle oldattal való festés során kék színűre változott, ami vastartalomra utal.

Az ásványhelyettesítő kalcit a vázalkotó szemcsékhez hasonló méretű és alakú területeken jelenik meg és különféle szemcsék kisméretű maradványait tartalmazza, pl. karbonát törmelék-szemcsék, kvarc, földpátok. A kalcitcement általában nagyméretű (néhány-szor 100 mikrométer) kristályokat alkot és a rendelkezésre álló összes pórusteret kitölti, minimálisra csökkentve így a képződmény porozitását. A diagenetikus kalcit ránó a fizikai és

kémiai kompaktáció által létrehozott szemcsehatárookra, a törmelékös szemcsék körül megjelenő vas-oxid cementekre, valamint a földpát és kvarc továbbnövekedési cementekre és az ásványhelyettesítő kalcitra is (6. ábra, c, d). A vizsgált minták agyag- és mátrixtartalma alacsony, viszont gyakoriak a plasztikus szemcsék (mállott közettörmelék-szemcsék, csillámok), amelyek benyomódnak a ridegebb szemcsék közötti pórustérbe, pszeudomátrixként viselkedve (6. ábra, a)

A vizsgált kőzetek porozitása 1–21% között változik, leginkább szemcséközi pórusokból áll, viszont másodlagos pórusok is megfigyelhetők bizonyos instabil szemcséken belül.

Kis sűrűségű és nagy sűrűségű zagyárák, törmelékfolyások

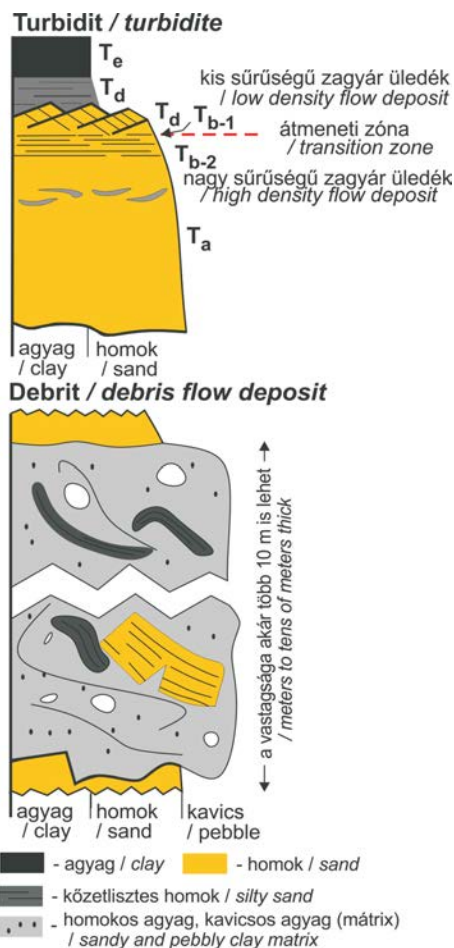
A gravitációs tömegmozgások által áthalmozott üledékek osztályozásának alapjául egyrészt az áthalmozás folyamatának fizikai paraméterei szolgálnak — ilyen az áramlás típusa, a szemcsék közötti kölcsönhatások vagy az áramló közeg sűrűsége — másrészt pedig a szemcsék mérete, a különböző méretű frakciók aránya az áramló közegben. A turbiditok osztályozásának egyik leginkább elfogadott módja az áramló közeg sűrűségén alapul. A TALLING et al. (2012) által készített összefoglalás a gravitációs tömegmozgások osztályozásánál figyelembe veszi az áramlás típusát (turbulens, vagy lamináris), valamint a szemcsék közötti kohéziót, amelyekre az üledék fáciesvizsgálatából következtet (7. ábra). Ezeket és BOUMA (1962) klasszikus tagok szerinti felosztását alapul véve elkülönít gyengén kohézív törmelékfolyást, erősen kohézív törmelékfolyást, nagy sűrűségű zagyárat, kis sűrűségű zagyárat, valamint tisztán agyagos zagyárat.

Törmelékfolyások esetében a mozgásban levő különböző méretű szemcsék kohézív tömegként mozognak, az ülepedés során a különböző frakciók nem különülnek el (MIDDLETON & HAMPTON 1973, IVERSON 1997), ezért az üledékben nem látunk normál gradációt. További sajátosságai ennek a gravitációs tömegmozgásnak a gyors befagyás és az üledékszerkezetek hiánya. Ezekkel a tulajdonságokkal rendelkezik a FE4, ahol a rendszer hirtelen befagyásának következtében a rosszul osztályozott szemcsék mindenféle gradáció nélkül őrződtek meg a rétegsorban (5. ábra, A szelvény). Továbbá a fáciesegyüttesben megfigyelhető kaotikus osztályozottság és a meggyűrt agyagklasztok a befagyás folyamatát őrizték meg (3. ábra, c; 4. ábra, d, e). Ilyenkor először a törmelékfolyás frontja, illetve a szélei dermednek meg, a központi része pedig továbbra is folyik (MIDDLETON & HAMPTON 1973), az ebből adódó konzisztenciakülönbség hatására pedig a mátrixban úszó képlékeny agyagklasztok meggyűrnődnek, elnyíródnak (3. ábra, c).

Ezzel szemben a zagyáráknál a zagyafelhőből a szemcsék csökkenő szemcseméretben „rétegről rétegre” ülepednek ki. TALLING et al. (2012) szerint a zagyáráknak van egy nagy és egy kis sűrűségű része, a nagy sűrűségű részt képviseli a síklemez (b-3), a szerkezetmentes (a) és a síklemez, agyagkavicsos (b-2) tag. A legalsó (b-3), sodrású szőnyegből (*traction carpet*) ülepedő tag nem jelenik meg a feltárásainkban. Az (a) tag nem tartalmaz üledékszerkezeteket és alacsony az agyagtartalma (cf. SYLVESTER & LOWE 2004; TALLING et al. 2007). A szerkezetmentes homok a zagyárból való gyors, nagyon sűrű kiülepedés és felhalmozódás során alakul ki (KUENEN 1966, MIDDLETON & HAMPTON 1973). A (b-2) az (a) fölött jelenik meg, a szemcsék a zagyár alján a még mindig nagy koncentrációjú sodrású szőnyegben helyezkednek el, ahol kialakul a síklemezesség. Szemcsemérete esetünkben közép–nagy szemcsés homok és gyakran tartalmaz agyagkavicsokat (2. ábra, c; 4. ábra, c), amely a nagy energiára utal.

Az erre települő (b-1), (c), (d) és (e) tagok képviselik a

zagyár kis sűrűségű részét (7. ábra). A (b-1) síklemez tagot tekintjük a klasszikus Bouma (b) tagnak (TALLING et al. 2012). Ez egy kis amplitúdójú réteghullám (‘bed wave’), amely kis sűrűségű áramlásban alakulhat ki. A (b-2) tagtól szemcsemérete és jobb osztályozottsága különbözteti meg,



7. ábra. Elvi szedimentológiai szelvény TALLING et al. (2012) alapján módosítva

Az ábrán az (a) és (b-2) tagok a nagy sűrűségű, (b-1) az átmeneti, a (c), (d), (e) tagok a kis sűrűségű zagyárák üledékének szedimentológiai jellegét mutatják be. A zagyárból az áramlás intenzitásának csökkenésével előbb az (a) és a (b-2) tagok ülepednek ki a zagyából. A nagy sűrűségű fenékáramlások vonzó hatása miatt a homokszemcsék egymással ütközve haladnak és halmozódnak át. A (c) és a (d) tagok a hígabb, apróbb szemcséket szállító, már teljesen turbulens áramlásból ülepednek, ugyanakkor itt még érvényesül a fenékáramlás hatása is. Az (e) tagot alkotó agyagszemcséket a telített híg fluidum turbulenciája szállítja. A törmelékfolyás esetében az áramlás belső felhajtóereje és kohéziója olyan nagy, hogy a mozgásban levő üledék egészen a rendszer teljes befagyásáig képes az extra nagy szemcsék szállítására, ezért nem látunk normál gradációt a debritben.

Figure 7. Conceptual sedimentological log after TALLING et al (2012) showing the characteristic sedimentary features of sediments that result from high to low density turbidity currents and debris flows

The (a) and (b-2) members are the products of a high density turbidity current, (b-1) is the transitional flow, and (c), (d), (e) members are made by low density currents. As the current is decelerating, deposition from traction carpet at high sediment fallout rate (a) is followed by traction carpet deposition and hindered settling (b-2). Low amplitude bed waves create finer (b-1) lamination, dilute flows deposit cross-laminated sand (c) and planar laminated silt (d). Mud is deposited from a dilute flow via floc settling. In the case of cohesive debris flows, outsize clasts are transported until en masse freezing, hence there is no normal grading

a (b-1) finom–aprószemcsés homok és folyamatosan fejlődik ki belőle a keresztlemezes. A keresztlemezes (c) (4. ábra, b) egy teljesen turbulens szuszpenzióból ülepedik ki (WALKER 1965, ALLEN 1982). A benne megjelenő konvolúció egyrészt a gyors üledékképződésre, másrészt a finom szemcsékből adódó rossz permeabilitásra is utal, ugyanis a pórusokból távozó víz a szabad áramlási út hiányában deformálja az üledéket (MIDDLETON 1970). További jele a gyors üledékfelhalmozódásnak és bőséges üledékutánpótlásnak a kúszó keresztlemezes, amely szintén a (c) tagban figyelhető meg (KUENEN & HUMBERT 1969). A lemezes finomhomokból és kőzetlisztből álló (d) tag átmenetet képvisel a keresztlemezes homok (c) és az agyag (e) között (2. ábra, b; 4. ábra, b). A (d)-t létrehozó hidrodinamikai folyamatokat még nem értjük világosan (TALLING et al. 2012). A tagok sorát lezáró (e) agyag kialakulása nem olyan egyértelmű, mint ahogyan első megközelítésben gondolnánk. Fontos hangsúlyozni, hogy a turbiditok esetében megjelenő (e) agyag nem azonos az áramlások szünetében a tengervízből kiülepedő hemipelágikus agyaggal. Utóbbiban általában gazdag mészvázú mikrofauna jelenik meg (WYNN et al. 2002, AMY et al. 2006), míg a turbiditfedő agyagok esetében magas a terrigén eredetű szervesanyag-tartalom (HESSE 1975, PIPER 1978). Tehát az (e) agyagok is valamilyen üledékszállításához köthetőek, a nálunk megfigyelhető néhány 10 cm vastag lemezes (e-1) tag esetében az agyagpelyhek és a kőzetliszt szemcsék egy kis sűrűségű turbulens oldatban szállítódnak, a kisebb és nagyobb szemcsék szétválva ülepednek ki a zagyából.

Figyelembe véve a szedimentológiai bélyegeket, az FE1, FE2 és FE3 fáciesegyüttes üledékeit kis és nagy sűrűségű zagyarak termékeinek gondoljuk. A vékonyréteges turbiditok (FE1) jelentős része kis sűrűségű, kis térfogatú zagyarakból ülepedett ki. A közepes vastagságú turbiditok (FE2) olyan zagyarak termékei, amelyek alsó-elülső része nagy sűrűségű volt, a hátsó része kis sűrűségű. A vastagréteges turbiditok (FE3) nagy sűrűségű, nagy energiájú zagyarakból ülepedtek ki, amelyek megérkezésükkor képesek voltak erodálni. A kis sűrűségű része a zagyaraknak továbbhaladt, ezen a helyen alig ülepedett. Mind a firtosmartonosi, mind pedig a kismedeséri feltárásban megfigyelhető mátrixvázú konglomerátumot törmelékfolyás termékének, azaz debritnek gondoljuk.

Üledékképződési környezet

Firtosmartonos

A feltárásban megfigyelhető vastagréteges, durvaszemcsés turbiditok a zagyár nagy sűrűségű részéből ülepedtek ki, erre utalnak a fáciesegyüttesben megjelenő (a) és (b) tagok. A zagyár kis sűrűségű része az üledékképződés szakaszában valószínűleg továbbhaladt a medence központi része felé, hisz ebben az alsó szakaszban kivétel nélkül csak a nagy sűrűségű tagok maradtak meg. Ugyanakkor az egységben belül valószínűleg ekkor volt a terrigén üledék

utánpótlás maximuma. További bizonyítékok a nagy mennyiségű, gyorsan felhalmozódó üledékre a feltárás felső részén megjelenő lág- és labdaszerkezetek (3. ábra, C szelvény felső szakasza). Később, a szállított üledék mennyiségének csökkenésével a zagyár kis sűrűségű része is ki tudott ülepedni ezen a helyen, ekkor alakultak ki a vékonyréteges turbiditok, ezek egyben az egységet is zárják. A vékonyodó üledéksor erózió általi megcsonkítása újra felélénkült üledék-utánpótlásra utal. Az áramlás energiájának változása is hasonlóképpen értelmezhető, ugyanis az egységek mindig egy markáns eróziós felületre települnek, ez a felület pedig gyakran az előző ciklus középső tagjáig erodál. Ezután az erózió mértéke folyamatosan csökken, minimumát az FE1 képződésekor éri el, a vékonyréteges turbiditok már nagyon kis reliefű eróziós felületekre települnek. Ugyanakkor, eróziós felszínre vékonyréteges turbidit is települhet: a feltárás felső részében a panoráma teljes szélességében, és a debrit keleti elvégződésénél alatta és felette is megfigyelhető a jelenség. Ennek egyik oka lehet az, hogy az áramlás nagy sűrűségű része tovább haladt, egy másik lehetséges magyarázat pedig az, hogy a nagy sűrűségű rész, valahol a feltáráson kívül oldalirányban vékonyréteges turbiditba vált át. A feltárásban megjelenő törmelékfolyás egy ritka nagy energiájú eseményhez köthető, ezt bizonyítja az eróziós talpa.

Az üledékképződési környezet pontosabb definiálásához azonban kulcsfontosságú az eróziós felületek vizsgálata. Azok szélessége, mélysége, valamint összetettsége arról árulkodik, hogy a zagyarak energiája még elég nagy volt ahhoz, hogy több méter — akár agyagos — üledéket erodáljanak. Ugyanakkor mégsem látunk 10–15 m mélységű eróziós felszíneket, amelyek lejtőre erodáló mély csatornára utalnának. A kis mélységű, nagy szélességű eróziós felszínnek valószínűleg egy nagyobb, összetett felépítésű csatorna részei. A magas homok-agyag arány, illetve a medence peremétől való kis távolság (kb. 10–20 km) arra enged következtetni, hogy a firtosmartonosi feltárás üledékei egy turbiditrendszer lejtőlábi csatornájában, vagy a lebenyen folytatódó csatornában képződtek. Feltártság hiányában ez nem dönthető el, agyagos környezet az előbbi, homokos az utóbbit erősítené meg. Az egymás fölött többször megjelenő FE3-FE2-FE1 egységek az üledékbeszállítás intenzitásának ingadozását jelölhetik. A fenti környezeti modellel magyarázható, hogy egyes esetekben miért nem látjuk a teljes üledéksort. A lejtő lábánál elhelyezkedő csatornában egy nagy tömegű és energiájú zagyár anyaga továbbhaladhatott anélkül, hogy abból bármilyen üledék lerakódott volna (*bypass*).

Kismedesér

Bár a fáciesegyüttesek hasonlóak a firtosmartonosi feltárás fáciesegyütteseivel, itt mégis a mélyvízi üledékképződési rendszer egy másik elemét látjuk. A kisebb eróziós felületek és terheléses szerkezetek mind nyugodtabb képződési körülményekről árulkodnak. Egy ilyen környezet a mélyvízi üledékképződési rendszeren belül a lebeny, ahol a

csatornákon keresztül érkező zagyarak szétterítik üledékeiket. Ezt a koncepciót erősítik az oldalirányban vastagságukat megtartó rétegek is. Az ilyen üledékképződési térszínre eljutó üledék-utánpótlás intenzitásának változása itt is szépen nyomon követhető a rétegsorban. A vastagpados homokkővek bőséges üledék-utánpótlásról árulkodnak, míg az agyagokkal sűrűn váltakozó vékony turbiditék a zagyarak gyakoriságának és intenzitásának csökkenését mutatják. Ugyanakkor, ez nem jelenti azt, hogy ekkorra a medence peremén teljesen leállt volna az üledékbeszállítás, sokkal valószínűbb az, hogy ilyenkor a lebenyek épülésének fő térszíne áthelyeződött, az üledék tömegének nagy része nem jutott el ideig, vagy áthaladt a területen és máshol rakódott le. A homokrétegek jelentős vastagsága és a magas homok-agyag arány jól mutatja, hogy Kismedesér esetében a lebeny központi része tárul fel. A feltárásban jól megfigyelhető, hogy a rétegsorban felfelé haladva a homokpadok vastagsága egyre nő, közelebről megvizsgálva a szelvényt, azt is láthatjuk, hogy a felső vastagpados egység átlagos szemcsemérete jóval durvább az alatta levő rétegeknél. Mindezek együtt utalhatnak arra is, hogy az üledék forrása „közeledett”.

A szelvényben megjelenő konglomerátum nemcsak az üledék minőségében különbözik a feltárás többi részétől, hanem az azt létrehozó folyamat is eltérő. A mátrixvázú, nagyméretű szemcséket tartalmazó réteg felhalmozódása egyetlen eseményhez köthető. A fáciesegyüttese alapján egy nagy belső kohézióval rendelkező törmelékfolyás szállíthatta a turbiditék közé betelepülő konglomerátumot. Egy ilyen esemény kiváltó oka lehet a lejtőn, selfperemen felhalmozódott, de még konszolidálatlan üledék csuszamlása, vagy a szárazföldön csapadékos időszakban kialakuló áradások hatására hirtelen a tóba jutó nagy mennyiségű terrigén üledék. Utóbbi mellett szól a konglomerátumban megjelenő jelentős mennyiségű, nagyméretű és jól koptatott szemcsékből álló kavicsanyag, amely a tóba kerülése előtt nagy valószínűséggel folyóvízi szállításnak volt kitéve. Az elszenesedett növényi maradványok is a szárazföldi forrást erősítik meg. Ugyanakkor a szemcsék egy másik részét alkotó nagyméretű homokkő- és agyagdarabok már a medencéből származó intraklasztok. Tehát a törmelékfolyás a lejtőn végighaladva erodálta annak anyagát és az így keletkező feltépett klasztokat tovább szállította a mozgás befagyásáig.

A feltárások közti távolság (<4 km) és a szedimentológiai bélyegek hasonlósága arra enged következtetni, hogy a két üledékképződési térszín szoros kapcsolatban állhatott egymással. Ha elfogadjuk, hogy Kismedesér mellett a lebeny felső részének üledékei tárulnak fel, Firtosmartonos határában pedig egy csatorna kitöltését látjuk, könnyen elképzelhető, hogy egy lebenybe erodáló csatorna mindkét építőeleme megőrződött a feltárásokban. Bár egyértelműen nem bizonyítható, hogy a két feltárás pontosan ugyanabban a rétegtani szintben található, de az előzetes földtani adatok, és a DTM felvételek alapján kiszámítható feltárások közötti ~10 m-es szintkülönbség arra enged következtetni, hogy a két feltárás valószínűleg ugyanannak az üledékképződési rendszernek a része.

Az Erdélyi-medence keleti peremének pannóniai üledékképződési rendszere

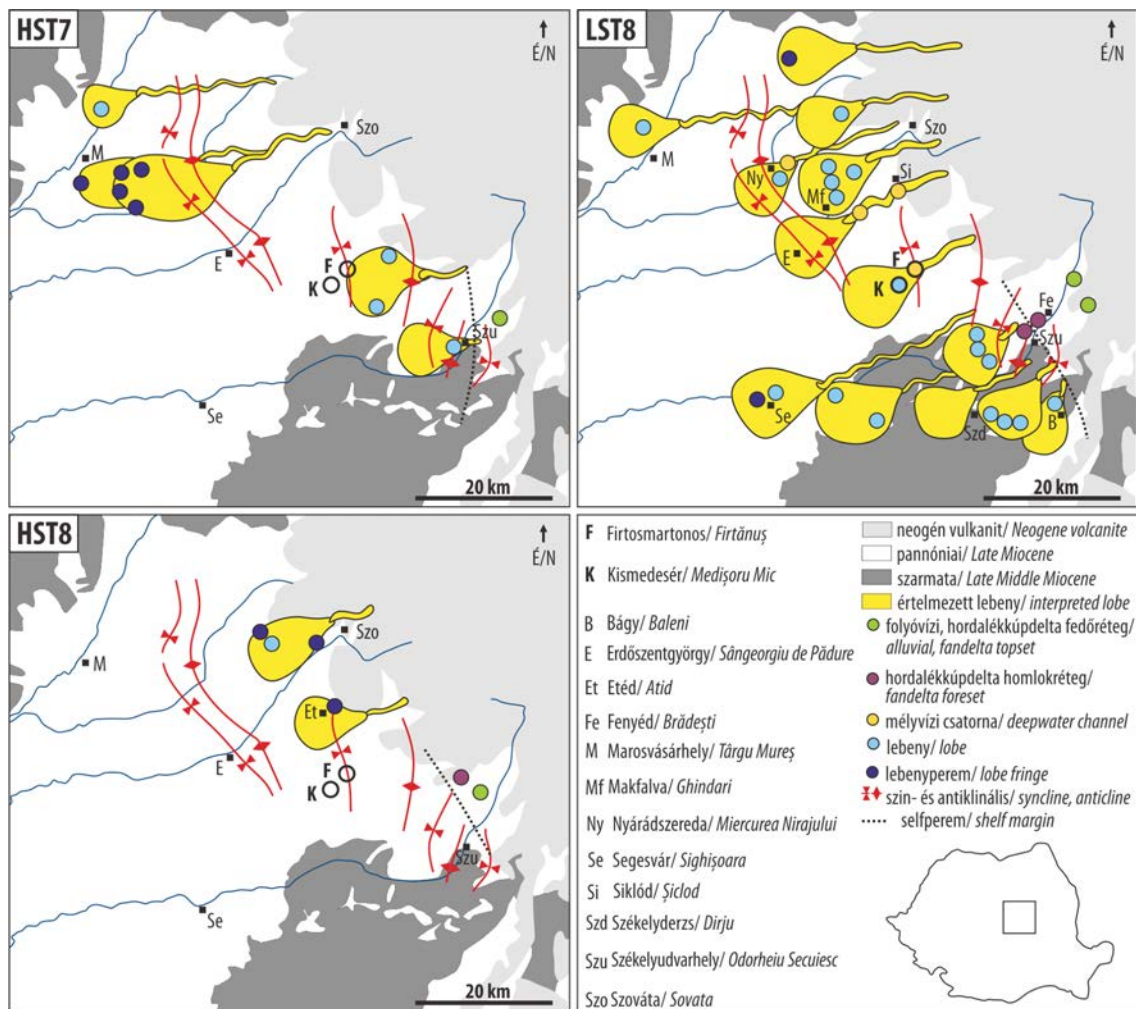
Értelmezésünk szerint a feltárások egy lebeny központi részét és az abba erodáló csatorna kitöltését képviselik. Az üledékek korának és szekvenciasztratigráfiai helyzetének megállapítását a területen található, KRÉZSEK (2005) doktori munkájában leírt feltárásokkal való összehasonlítás alapján kíséreltük meg. A feltárásaink közelében elhelyezkedő képződményeket több pannóniai rendszeregységbe sorolták (8. ábra). Keletre, illetve délkeletre az idősebb nagyvízi (HST7) lebeny, távolabb pedig folyóvízi üledékek vannak. 15–20 km-re északra Kibéd (Chibed), Makfalva (Ghindari), Nyárádszereda (Miercurea Nirajului), Nyárádszentanna (Sântana de Niraj) környékén az előbbieknél fiatalabb kisvízi (LST8) lebenyek találhatóak. Közelebb, 10 km-re északra Siklód (Siclod) és Szolokma (Solocma) határában ugyanabba a kisvízi rendszeregységbe sorolt csatorna-kitöltések tárulnak fel. Délebbre Mogyorós (Alunis), Muzsna (Mujna), Székelyderzs (Dirju), Bágy (Baleni) környékén ismét LST8-ba tartozó lebenyeket írtak le. Ezekről nyugatra, egészen Segesvárig (Sigisoara) megtalálhatóak hasonló képződmények.

A területen szerkezetileg egy É–D tengelyű szinklinális húzódik (8. ábra), melynek magjában találhatóak a vizsgált firtosmartonosi és kismedeséri feltárások és az északi LST8-as lebenyek is. A redő szárnyában pedig az idősebb HST7 bukkan ki (8. ábra, a). Ez a települési sorrend jól megfigyelhető az ÉK–DNy irányú szeizmikus szelvényeken is (KRÉZSEK 2005). Ezek alapján úgy gondoljuk, hogy az általunk vizsgált feltárások az LST8-ba tartoznak.

A három rendszeregység idejére értelmezett összes építőelemet felhasználva megrajzoltuk a terület ösföldrajzi képét. A lebenyek átmérőjét 10 km körülire feltételezzük, pannon-medencei analógiák alapján (SZTANÓ et al. 2013). A HST8 alatt távolra elérő, alacsony homok-agyag arányú lebenyek képződtek. Az LST8 idejére, figyelembe véve a keleti behordási irányt, a területen több lebenyt és az azokhoz tartozó csatornákat feltételezünk (8. ábra, b). A délkeleti lebenyek esetében a zagyarak forrása a Fenyéd (Brădesti) környéki Gilbert-deltarendszer lehet, tehát a lebeny lejtőlábi helyzetben van.

Az Erdőszentgyörgy (Sângeorgiu de Pădure) környéki lebenyek is közel lehettek a lejtőhöz, mivel gyakoriak a lebenyekbe erodáló, nagy energiájú áramlások üledékét megőrző csatornák. A segesvári (Sigisoara) lebeny ezzel szemben távolabb van az üledék forrásától, a feltárásokban a homok-agyag aránya is kisebb (KRÉZSEK 2005), tehát lejtőtől elváló lebeny lehetett, amelyet agyagosabb, hatékonyabb zagyarak táplálhattak.

A későbbi nagyvízi rendszeregység idején a selfperem hátralépett, és csak egy-két lebeny üledékét láthatjuk a felszínen. Az ezt követő üledékképződés termékeit a későbbi exhumáció és a vele járó erózió eltörölte. A kőzetek betemettségét nagyjából 500 m-re becsülte SANDERS (2002) a medence keleti peremén.



8. ábra. Ősföldrajzi rekonstrukció a pannóniai rendszeregségekről KRÉZSEK (2005) és KRÉZSEK et al. (2010) munkája alapján

A nagyvízi HST7 alatt távoli lebeny épültek, a hordalékkúpdelta Székelyudvarhely környékén nyomozhatóak. A kisvízi LST8 alatt sok lebeny épült, amelyek tápláló csatornáit is megfigyelhetők. A két vizsgált feltárást is ebbe a rendszeregségbe illesztettük, mivel egy szinklinális magjában helyezkednek el, amiben ebbe az egységbe sorolt feltárások megtalálhatóak. A HST8 idején a selfperem hátralépését láthatjuk

Figure 8. Palaeogeographic reconstruction of the Late Miocene systems tracts based on information from KRÉZSEK (2005) and KRÉZSEK et al. (2010) HST7 shows distal lobes and fan deltas near Odorheiu Secuiesc. During LST8, many low stand lobes were built, the supplying channels are also recorded. The two examined outcrops fit into this systems tract, as they are in the core of a syncline which hosts other outcrops of this time interval. HST8 saw the retreat of the shelf margin

Diagenesztörténet

Paragenetikai szekvencia

A diagenézis homokkövekre alkalmazott tartományait (eogenezis, mezogenezis, telogenezis) MORAD et al. (2000) definíciója alapján használtuk. A vizsgált minták a diagenesztörténet korai szakaszában (eogenezis) jelentős fizikai kompaktión mentek keresztül, melynek során vonalszerű szemcsehatárok kialakulása, csillámok elhajlása és egyéb képlékeny szemcsék deformációja következett be. A szemcsebevonó cementként megjelenő, jelenleg vas-oxi-hidroxid összetételű ásvány vonalhatárral érintkezik a többi szemcsével, ami alapján a fizikai kompaktió előtt vagy azzal egy időben keletkezhetett. Feltételezhető, hogy ez az ásvány a karbonátszemcsék esetében sziderit, egyéb szemcsék esetében agyagásványok felszíni mállásával képződhetett (BAKER et al. 1996, MILLIKEN 2003a, LOOPE et al. 2010).

A mélyeltetődiagenézis (mezogenezis) tartományába való átlépést a kémiai kompaktió által létrehozott nyomásoldódási felületek megjelenése jelzi. Ebben a zónában keletkezhetnek a plagioklász földpát és a kvarc továbbnövekedési cementek, melyek gyakran kapcsolódnak nyomásoldódási felszínhez. Ezeknek az ásványoknak a képződése általában 65, illetve 80 °C-on kezdődik (MILLIKEN 2003b, WORDEN & BURLEY 2005), azonban annak bizonyítására, hogy a képződés valóban elérte ezt a hőmérsékletet, további vizsgálatok szükségesek (pl. SEM, fluidzárvány-vizsgálatok). A vizsgált minták kompaktáltsága (rideg szemcsék közötti vonalhatárok gyakorisága, képlékeny szemcsék deformációja) alapján valószínűsíthetjük, hogy legalább 500 m-es betemetettség érte az üledéket. Amennyiben további vizsgálatokkal kimutatható, hogy a kőzet a mezogenezis zónájára jellemző hőmérsékletre került a betemetődés folyamán, SANDERS (2002) modellje megkérdőjelezhető. A kompaktiót és a medence eredeti

geometriáját figyelembe véve lehetséges, hogy a modell pontosítható.

A cementáló és ásványhelyettesítő kalcit a homokkőben szintekhez kötötten jelenik meg, ahol a képződmény porozitását minimálisra csökkentette. A kalcitcement poszt-kompakciós eredetűre utal, hogy ránc a kompakció által létrehozott szemcsehatárokra.

Porozitásfejlődés

A szemcseméretet és osztályozottságot figyelembe véve, kísérleti diagramok segítségével megbecsülhető a minták kezdeti porozitása. A gyengén, illetve közepesen osztályozott, apró–finomszemcsés homokkővek esetében ez 25–30% lehetett (BEARD & WEYL 1973, EHRENBURG 1995). A kalcitot nem tartalmazó minták esetében a porozitás értéke 15–20%-ra csökkent, míg kalcittal cementált mintákban a szemcseközi térben megjelenő diagenetikus kalcit aránya ehhez hasonló értéket mutat (kb. 15%). Ebből arra következtethetünk, hogy a vizsgált minták a diagenézis-történet korai szakaszában jelentős fizikai és kémiai kompakción mentek keresztül, amely a kezdeti pórusterű csökkenéséhez vezetett. A kalcitcement, amely a legnagyobb mennyiségben jelenlevő diagenetikus ásvány, ezután vált ki a képződmény egyes részein (cf. HOUSEKNECHT 1987). A jelenleg rendelkezésre álló adatok birtokában nem lehet eldönteni, hogy a kalcit a mélyeltemetődés zónájában, vagy már a kiemelkedéshez kapcsolódóan keletkezett. Ennek meghatározása stabilizotóp-, illetve fluidzárvány-vizsgálatokkal lenne lehetséges.

A kiemelkedéshez kapcsolódó telogenezis során a sziliklasztos képződményekben gyakran keletkeznek másodlagos pórusok az instabil szemcsék, illetve a karbonát cementfázisok oldódásával (MORAD et al. 2000). A vizsgált mintákban megjelennek másodlagos pórusok, a kiemelkedés során keletkezett porozitás számszerűsítéséhez azonban további vizsgálatok szükségesek, hasonló képződmények fúrómagmintáin.

Szénhidrogén-rezervoár tulajdonságok

A szedimentológiai folyamatok meghatározzák a szemcseméret-eloszlást, az osztályozottságot, a rétegvastagságot, a homok-agyag arányt és azok térbeli eloszlását, így a kezdeti porozitást is. A vizsgált képződmény gyenge osztályozottságának kialakulásában valószínűleg fontos szerepe van annak, hogy rövid szállítási utat követően ülepedett le. E mellett a homokkővet változatos alakú, méretű és összetételű klaszterek alkotják, melyek eltérő sűrűséggel rendelkeznek. Esetünkben a gyenge osztályozottság alacsony kezdeti porozitást feltételez. Ezt tovább rontja, hogy magas (32–52%) a litoklaszterek aránya, melyek a kompakció során könnyen deformálódnak és kitöltik a szemcseközi teret, úgynevezett pszeudomátrixot alkotva, mivel fizikailag és kémiaileg is instabilak (cf. GIER et al. 2008, MANSURBEG et al. 2012).

A porozitás tovább csökkenhet a különböző cementfázisok kialakulásával, melyek közül a kalcitnak volt a legnagyobb szerepe a porozitás csökkentésében. A zagyrák által létrehozott homokkővek esetében gyakori a konkretionszerűen, vagy rétegekben megjelenő kalcitcementáció, amely a rezervoárok tagolódását okozhatja, lokálisan minimálisra csökkentve azok porozitását (HENRY et al. 1996, DUTTON 2008, LI et al. 2014). A firtosmartonosi feltárásban a kalcit cement a FE3 vastagréteges turbiditokban, alárendelten a FE2 közepes vastagságú turbiditokban jellemző, az agyagos részek közelében rétegekhez kötötten, vagy konkretionszerűen. Hasonló esetekben az eltemetődéshez és a hőmérséklet növekedéséhez kapcsolódó agyagásványreakciókban keletkező Ca^{2+} ionokat tartják a kalcit cement lehetséges külső forrásának (cf. DUTTON 2008, LI et al. 2014). Mivel azonban a vizsgált képződmény jelentős mennyiségű (4–15%) karbonátanyagú szemcsét tartalmaz, nem szükséges külső forrást feltételeznünk (cf. GIER et al. 2008). A rétegszerű cementáció arra utal, hogy a fluidum-áramlás a vastag rétegeket (FE3) preferálta, mivel ezekben nagyobb lehetett a kezdeti permeabilitás.

Ezen folyamatok eredményeképpen a jelenlegi porozitás 1 és 21% között változik. (1. táblázat). A legjobb porozitással a vékonyréteges homokkővek (FE1) rendelkeznek, azonban a nem cementált vastagréteges homokkővek (FE3) porozitása is elfogadható (16%), térfogatuk pedig feltárásléptékben a legjelentősebb. A kalcitcement a fő meghatározója a térbeli porozitás eloszlásának, másodlagosak az agyagrétegek, és a rétegek kiemelkedése a csatornakitöltésekben. A kalcitcement tagolja, mozaikossá teszi a rezervoárt. A cementált részek arányát a készletbecslésnél is figyelembe kell venni, hiszen jelentős térfogatú homoktestek cementálódhatnak, ezáltal csökkentve a szénhidrogénnel kitölthető hasznos teret. Esetünkben a középső leány homokkőveit csak alárendelten érinti a cementáció, ennek megértéséhez további feltárások vizsgálatára lenne szükség.

A cementáción kívül a homoktestek közötti kommunikációt az agyagrétegek is gátolhatják (3. ábra, b). A firtosmartonosi csatornakitöltésben ilyen szerepe van az agyagmátrix debritrétegeknek, illetve az eróziós felszínre települő vékonyréteges, agyagos turbiditoknak. A debrit viszont nem biztosít teljes zárást, hiszen egy részén az erózió beleharap, a két homoktestet összekötve. A feltárás alapján így két különálló, nem kommunikáló testet tudunk leírni. 3D-ben az eróziós felszínnek köszönhetően valószínűleg megvan az összeköttetés, de a rezervoárszintek közötti kommunikáció tekervényes lehet. A kismedeséri leányban a homoktestek feltárásléptékben megőrzik vastagságukat, köztük a vékonyréteges, agyagos turbiditok a testek közötti vertikális konnektivitást gátolják.

Világviszonylatban, a magas litoklaszttartalmú turbidites rezervoárok kevésbé kutatottak, az Erdélyi-medence szénhidrogén-rendszerében ezek mégis fontos szerepet töltenek be. A témában továbblépési lehetőség a lepusztulási terület megismerése és a diagenézistörténet pontosítása az Erdélyi-medencében. A litoklaszterek nagyban hozzájárulnak a

kompakciós porozitásvesztéshez, így szükséges megismerni azok eloszlását, akár a beszállítás térbeli inhomogenitása, akár az eloszlást befolyásoló ülepedési folyamatok függvényében. A diagenesztörténet pontosításának egyik lehetséges módja a kalcitcementáció eredetének és hőmérsékletének meghatározása, a szénhidrogénmigrációhoz való időbeli viszony tisztázása. Ez fluidzárvány, vagy stabilizotópos vizsgálatokkal lenne lehetséges. A kalcitcementáció feltárásbeli elterjedése statisztikai módszerekkel vizsgálható. Az így kapott információk felhasználásával, numerikus modellezés segítségével, információt szerezhetünk a kalcitcement esetleges eloszlásáról és mennyiségéről, hasonló, rezervoár helyzetben levő képződmények esetében (cf. DUTTON et al. 2002). Bizonyos diagenetikus ásványok (pl. kvarc) magas betemetődési hőmérséklethez kapcsolódhatnak. Ezek vizsgálata segíthet a területen végbement erózió mértékének pontosításában.

Következtetések

Az Erdélyi-medence feltöltődésének egy kései fázisát őrzik meg a Firtosmartonosnál (Firtănuș) és Kismedesérenél (Medi oru Mic) feltárolt pannóniai üledékek. A vizsgált mélytavi turbiditrendszer kiváló rezervoár analógiái lehetnek az Erdélyi-medence korábbi miocén üledékeinek, illetve akár a késő-miocén ss. Pannon-medence peremén levő, a lokális behordáshoz közeli turbiditoknak is. Mindkét feltárás fázisai nagy és kis sűrűségű zagyarakról, és törmelékfolyásról tanúskodnak. A kismedeséri feltárás vastagságtartó rétegei egy lebeny középső részét képviselik, amely épülése során oldalirányba odébb helyeződött. Firtosmartonosnál az eróziós felületek csatornakitöltést jeleznek, amely lejtőlábi helyzetben keletkezhetett. A két feltárás közti kis távolság miatt elképzelhető, hogy a kismedeséri lebenybe vágódott bele a firtosmartonosi csatorna. A két feltárás a KRÉZSEK (2005) és KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) által felépített szekvenciaszatiográfiai keretbe illeszthető: az első pannóniai kisvízi rendszeregységben (LST8) foglal helyet. A Kárpátok kiemelkedése táplálta a medenceperemi hordalékkúp-deltákat és ezeken keresztül a turbiditrendszert. A forrás közelsége folytán éretlen, kőzettörmelékes homok rakódott le a

mély vízben. A lebeny- és csatornahomok szénhidrogénrezervoár tulajdonságait mikro- és makroléptékben is elsődlegesen a szedimentológiai folyamatok, másodlagosan, ezt felülírva, a diagenézis határozta meg. Makroléptékben az üledékképződés környezetétől és folyamataitól függ a rendszerben a homok-agyag aránya, a homokrétegek oldalirányú kiékelődése, az agyagrétegek elhelyezkedése és folytonossága, ezek határozzák meg a homoktestek konnektivitását. Mikroléptékű szedimentológiai jellemző a közepes–gyenge osztályozottság és a rétegek változó szemcsemérete, amelyek a kezdeti porozitást adják meg; a litoklaszt-dús összetétel a későbbi kompakcióra van hatással. A plasztikus szemcsék fizikai kompakciója lényegesen csökkentette a képződmény porozitását. A diagenetikus ásványok nagy része csak kis mennyiségben van jelen, ezért azok nem csökkentették jelentősen a porozitást. Ugyanakkor a diagenetikus fluidum áramlását, így a kalcit cementációját is irányította a homok- és agyagrétegek elterjedése. A szintekhez kötött és konkrétioszerűen megjelenő kalcitcement lokálisan az összes rendelkezésre álló pórusteret kitöltötte. A kőzetekből „kiolvasható” rezervoár tulajdonságok rávilágítanak, hogy a medencében előforduló analóg tárolók nem homogén porozitásúak. A feltárásvizsgálatok szükségesek a tárolókapacitás és konnektivitás korszerű becsléséhez.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani barátainknak, NAGY Orsolya Rékának és DÉNES Szilárdnak, akik a terepi munka során nélkülözhetetlen segítséget nyújtottak. Külön köszönettel tartozunk KOVÁCS Zoltánnak és SZIKSZAY Lászlónak, akik munkájuk mellett időt szakítottak kőzetmintáink és csiszolataink előkészítésére. Köszönjük bírálóinknak, BORDY Emesének és KRÉZSEK Csabának, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek és SZAKMÁNY Györgynek a dolgozat alapos átolvasását és a hasznos tanácsokat. SZTANÓ Orsolyának, SILYE Lórándnak és KRÉZSEK Csabának külön köszönet jár szakmai támogatásukért, és amiért bevezettek minket a pannon mélyvízbe. A tanulmány elkészülését a MAGYAR Imre által vezetett 116618. sz. NKFIH projekt támogatta.

Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1982: Structures and Sequences Related to Gravity-Current Surges. — In: ALLEN, J. R. L. (ed.): *Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis Volume II*. 395–431, Elsevier.
- AMY, L. A., TALLING, P. J., EDMONDS, V. O., SUMMER, E. J. & LESUEUR, A. 2006: An experimental investigation of sand–mud suspension settling behaviour: implications for bimodal mud contents of submarine flow deposits. — *Sedimentology* **53/6**, 1411–1434.
- BAKER, J. C., KASSAN, J. & HAMILTON, P. J. 1996: Early diagenetic siderite as an indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, southern Bowen Basin, eastern Australia. — *Sedimentology* **43/1**, 77–88.
- BEARD, D. C. & WEYL, P. K. 1973: Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand. — *AAPG Bulletin* **57/2**, 349–369.
- BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. — Elsevier, New York, Amsterdam, 168 p.

- CIUPAGEA, D., PĂUCĂ, M. & ICHIM, T. 1970: *Geology of the Transylvanian depression*. — Bucharest, Academia Republicii Socialiste Romania, 256 p.
- CLAYTON, C. 1992: Source volumetrics of biogenic gas generation. — In: VIALLY, R. (ed.): *Bacterial Gas*. Paris, Editions Technip, 191–204.
- CRANGANU, C. & DEMING, D. 1996: Heat Flow and Hydrocarbon Generation in the Transylvanian Basin, Romania. — *AAPG Bulletin* **80/10**, 1641–1653.
- DICKSON, T. 1990: Carbonate Mineralogy and Chemistry. — In: TUCKER, M. E. & WRIGHT, P. V. (eds): *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Publishing Ltd., 284–313.
- DUTTON, S. P. 2008: Calcite cement in Permian deep-water sandstones, Delaware Basin, west Texas: Origin, distribution, and effect on reservoir properties. — *AAPG Bulletin* **92/6**, 765–787.
- DUTTON, S. P., WHITE, C. D., WILLIS, B. J. & NOVAKOVIC, D. 2002: Calcite cement distribution and its effect on fluid flow in a deltaic sandstone, Frontier Formation, Wyoming. — *AAPG Bulletin* **86/12**, 2007–2021.
- EHRENBERG, S. 1995: Measuring sandstone compaction from modal analysis of thin sections: how to do it and what the results mean. — *Journal of Sedimentary Research* **65/2**, 369–379.
- FOLK, R. L. 1968: *Petrology of the sedimentary rocks*. — Austin, Hemphill Publishing Company, 170 p.
- GIER, S., WORDEN, R. H., JOHNS, W. D. & KURZWEIL, H. 2008: Diagenesis and reservoir quality of Miocene sandstones in the Vienna Basin, Austria. — *Marine and Petroleum Geology* **25/8**, 681–695.
- HENRY, J. P., TREWIN, N. H. & FALLICK, A. E. 1996: Low-Mg calcite marine cement in Cretaceous turbidites: origin, spatial distribution and relationship to seawater chemistry. — *Sedimentology* **43/5**, 877–900.
- HESSE, R. 1975: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. — *Sedimentology* **22/3**, 307–416.
- HOUSEKNECHT, D. W. 1987: Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones. — *AAPG Bulletin* **71/6**, 633–642.
- IVERSON, R. M. 1997: The physics of debris flows. — *Reviews of Geophysics* **35/3**, 245–296.
- KOVÁCS, E., MAGYAR, I., SZTANÓ, O. & PÍPÍK, R. 2016: Pannonian ostracods from the southwestern Transylvanian basin. — *Geologia Croatica* **69/2**, 213–229.
- KRÉZSEK, C. 2005: Sedimentology and architecture of Pannonian deposits from the eastern part of the Transylvanian Basin. Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca, 170 p.
- KRÉZSEK, C. & BALLY, A. W. 2006: The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. — *Marine and Petroleum Geology* **23**, 405–442.
- KRÉZSEK, C. & FILIPESCU, S. 2005: Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). — *Tectonophysics* **410**, 437–463.
- KRÉZSEK, C., FILIPESCU, S., SILYE, L., MATENCO, L. & DOUST, H. 2010: Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **27**, 191–214.
- KUENEN, P. H. H. 1966: Experimental Turbidite Lamination in a Circular Flume. — *The Journal of Geology* **74/5**, 523–545.
- KUENEN, P. H. & HUMBERT, F. L. 1969: Grain size of turbidite ripples. — *Sedimentology* **13/3–4**, 253–261.
- LI, Q., JIANG, Z., LIU, K., ZHANG, C. & YOU, X. 2014: Factors controlling reservoir properties and hydrocarbon accumulation of lacustrine deep-water turbidites in the Huimin Depression, Bohai Bay Basin, East China. — *Marine and Petroleum Geology* **57**, 327–344.
- LOOPE, D. B., KETTLER, R. M. & WEBER, K. A. 2010: Follow the water: Connecting a CO₂ reservoir and bleached sandstone to iron-rich concretions in the Navajo Sandstone of south-central Utah, USA. — *Geology* **38/11**, 999–1002.
- MAGYAR, I. 2010: A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. — Szeged, GeoLitera, 134 p.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147/3–4**, 151–167.
- MANSURBEG, H., DE ROS, L. F., MORAD, S., KETZER, J. M., EL-GHALI, M. A. K., CAJA, M. A. & OTHMAN, R. 2012: Meteoric-water diagenesis in late Cretaceous canyon-fill turbidite reservoirs from the Espirito Santo Basin, eastern Brazil. — *Marine and Petroleum Geology* **37/1**, 7–26.
- MIDDLETON, G. V. 1970: Experimental studies related to the problems of flysch sedimentation. — In: LAJOIE, J. (ed.): *Flysch Sedimentology in North America*. 7th ed., Geol. Soc. Can. Spec. Pap., 253–272.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanisms of flow and deposition. — In: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. SEPM Pacific Section, Short course lecture notes. 1–38.
- MILLIKEN, K. L. 2003a: Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone–Shale Sequences. — In: MACKENZIE, F. (ed.): *Treatise on Geochemistry: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. **7**, Elsevier, 159–190.
- MILLIKEN, K. L. 2003b: Microscale Distribution of Kaolinite in Breathitt Formation Sandstones (Middle Pennsylvanian): Implications for Mass Balance. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones*. IAS Special Publications **34**, Oxford, Blackwell Publishing Ltd, 343–360.
- MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47/Suppl. 1**, 95–120.
- PARASCHIV, D. 1979: Romanian Oil and Gas Fields Bucharest: Institutul de Geologie și Geofizică Studii Tehnice și Economice Seria A.
- PIPER, D. J. W. 1978: Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. — In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds): *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross, 163–178.
- POPESCU, G., MARUNTEANU, M. & FILIPESCU, S. 1995: Neogene from Transylvanian depression. Guide to excursion A1 Xth RCMNS Congress Bucuresti, 4–9 September 1995. — *Romanian Journal of Stratigraphy* **76/3**, 27.

- ROYDEN, L. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution*. AAPG Memoir **45**, 27–48.
- SANDERS, C., HUISMANS, R., VAN WEES, J. D. & ANDRIESSEN, P. 2002: The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 121–133.
- SYLVESTER, Z. & LOWE, D. R. 2004: Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania. — *Sedimentology* **51/5**, 945–972.
- SZAKÁCS, A. & KRÉZSEK, C. 2006: Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **158/1–2**, 6–20.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 05425, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-05425
- 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.
- TALLING, P. J., AMY, L. A. & WYNN, R. B. 2007: New insight into the evolution of large-volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. — *Sedimentology* **54/4**, 737–769.
- TALLING, P. J., MASSON, D. G., SUMMER, E. J. & MALGESNI, G. 2012: Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. — *Sedimentology* **59/7**, 1937–2003.
- TILIȚ, M., MATENCO, L., DINU, C., IONESCU, L. & CLOETINGH, S. 2013: Understanding the kinematic evolution and genesis of a back-arc continental “sag” basin: The Neogene evolution of the Transylvanian Basin. — *Tectonophysics* **602**, 237–258.
- WALKER, R. G. 1965: The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. — *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* **35/1**, 1–32.
- WANEK, F. 1998: Ásványvízkutatás és szénhidrogének a Keleti-Kárpátokban 1908 előtt. — *Acta (Székely Nemzeti Múzeum)* **1**, 44–56.
- WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2005: Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. — In: BURLEY, S. D. & WORDEN, R. H. (eds): *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., IAS, 1–44.
- WYNN, R. B., WEAVER, P. P. E., MASSON, D. G. & STOW, D. A. V. 2002: Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. — *Sedimentology* **49/4**, 669–695.

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 10.