

Késő-miocén–pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében

UHRIN András¹, SZTANÓ Orsolya², CSILLAG Gábor¹, HÁMORI Zoltán³

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

³Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4.

Reconstruction of Late Miocene – Pliocene rivers in south-eastern foreland of the Vértes Hills

Abstract

During Late Miocene to Pliocene times, following the gradual infill of Lake Pannon, a widespread alluvial plain was formed throughout the Pannonian Basin, depositing a thick alluvial succession over large areas. The outcrops of these deposits, however, can only be seen at a few locations, chiefly along the rims of the recent mountainous areas. In this paper, the Late Miocene to Pliocene fluvial sedimentary environments are reconstructed on the basis of field observations taken in several outcrops in the south-eastern foreland of the Vértes Hills, a part of Transdanubian Range. Due to poor outcrop conditions, the field observations were supplemented with borehole data and electrical resistivity ground imaging; the latter is a geophysical method recently introduced for applications in fluvial sedimentology.

Besides some silt and mud, it is mainly trough, cross-stratified sand that has been deposited in the ancient fluvial channels which appear in the outcrops. Boreholes and geoelectric profiles, however, prove that the bulk of the alluvial deposits consists of floodplain silt and mud that surrounds isolated channel sandbodies. In most of the reconstructed channels, the sedimentary accretions are mainly vertical, demonstrating the lateral stability of the channel paths. Signs of point bar formation (lateral accretion) were recognized at only one location. This palaeoenvironment is very similar to the facies model of anastomosing rivers, although the presence of coexisting interconnected channels cannot be proven in the case considered here. From one of the studied outcrops, a large-scale planar cross-bedded sand is described, and this has been interpreted as the sediment of a braided channel.

The measured palaeocurrents and the orientation of a channel sandbody mapped in 3D from geoelectric profiles indicate that the Latest Miocene to Pliocene rivers of the study area flowed chiefly from north-west to south-east, across an alluvial plain with a very gentle slope. The very flat palaeotopography is suggested by the presence of laterally stable channels with low sinuosity. However, structural activity could have resulted in significant alternations of flow direction and river form in certain locations, even creating a braided channel in the vicinity of a presumed synsedimentary fault. The maximum depth of the ancient channels was probably 4 to 7 m, on the basis of the size of bedforms visible in the outcrops. This supports the assumption that the Late Miocene to Pliocene alluvial sediments of the Vértes foreland were deposited by rivers significantly smaller than the recent Danube. Palaeoflow directions and magnitudes of the channels suggest that these rivers drained only the Western Carpathians, located 150–250 km west and north of the study area.

Keywords: sedimentology, fluvial deposits, Pliocene, Vértes Hills, Vértesacsza Formation

Összefoglalás

A Pannon-tó feltöltődése során a miocén legvégére és a pliocénre kiterjedt alluviális síkság alakult ki a Pannon-medencében, sokfelé vastag folyóvízi rétegsort létrehozva. A felszínen azonban csak kevés helyen, elsősorban közép-hegységeink peremén tanulmányozhatók ezek a képződmények, melyek a Dunántúlon Vértesacsai Formációként ismeretesek. Munkánkban a Vértes délkeleti előterében lévő feltárások részletes szedimentológiai leírása és értelmezése alapján rekonstruáljuk a késő-miocén–pliocén folyóvízi üledékképződési környezeteket. A gyenge feltártság miatt a terepi észleléseket fúrású rétegsorokból összeállított szelvények értelmezésével, valamint a folyóvízi üledékek vizsgálatában újdonságnak számító geofizikai módszerrel, a multielektrodás geoelektromos szelvényezéssel egészítettük ki.

A vizsgált feltárásokban kevés agyag és aleurit mellett főként vályús keresztrétegű homok jelenik meg. A fúrású rétegsorok és a geoelektromos szelvények tanúsága szerint azonban a Vértesacsai Formáció nagy részét pelit alkotja, melyen belül elszigetelt homoktestek fordulnak elő. A jelentősebb homoktesteket mederüledékként értelmeztük, megállapítva, hogy az egykori medrek általában hosszú időn át stabil helyzetűek voltak, üledékük elsősorban felfelé gyarapodott; övzátónyépülésre utaló jelek csupán egyetlen helyen mutatkoztak. Ez a környezet jól megfelel a szövedékes

folyók fáciesmodelljének, habár az e folyótípus nevét adó elágazások jelenlétét nem igazoltuk. Egy feltárásban (Pátka közelében) sík-táblás keresztretegzett homokot észleltünk, ami fonatos meder üledékeként értékelhető.

A feltárásokban mért szállítási irányok, ill. a geoelektromos szelvények segítségével térképezett mederhomoktest orientációja szerint a terület késő-miocén–pliocén folyói északnyugatról délkelet felé tartottak, a stabil helyzetű, kis kanyargósságú medrek alapján igen kis esésű alluviális síkságon keresztül. A pátikai feltárás példája azonban azt mutatja, hogy közeli vetők aktivitása helyenként mind a folyásirányt, mind a folyóástílust jelentősen befolyásolhatta. A folyók maximális mélysége rétegformáik vastagsága alapján 4–7 méterre tehető, tehát a Vértesacsai Formáció üledékeit a mai Dunánál kisebb, nagyságrendjük és folyásirányuk alapján vélhetően a Nyugati-Kárpátokból eredő vízfolyások rakhatták le.

Tárgyszavak: szedimentológia, folyóvízi üledék, pliocén, Vértes, Vértesacsai Formáció

Bevezetés

A késő-miocén végén, mintegy 9,5 millió évvel ezelőtől az Alpok és a Kárpátok által körülvevett Pannon-tó területe viszonylag gyors ütemben zsugorodni kezdett (MAGYAR et al. 1999). Az uralkodóan északnyugati és északkeleti irányból érkező deltarendszerek az addigi tó egyre nagyobb részét töltötték fel üledékükkel, így a mély nyílt víz helyét előbb a medence északi pereme mentén, később dél felé terjeszkedve egyre többfelé deltasíkság, majd alluviális síkság vette át (JUHÁSZ & MAGYAR 1992). A pliocénben így a Pannon-medence legnagyobb részén már folyóvízi üledékképződés zajlott (MAGYAR et al. 1999). A késő-miocén–pliocén folyóvízi képződmények — litosztatigráfiai egységként Zagyvai Formáció, Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció és Vértesacsai Formáció — a Kisalföldön és az Alföldön több száz méter vastagságban fordulnak elő (JUHÁSZ 1994). Felszíni feltárásokban ugyanakkor csak középhegységeink peremein jelennek meg, ahol a pliocén–kvarter medenceinverzió (HORVÁTH 1995) következtében ezek az üledékek újra kiemelkedtek, ill. részben erodálódtak.

Az említett folyóvízi összlet lerakódásakor fennálló öskörnyezeti viszonyok — így az alluviális síkságon áthaladó folyók típusai, lokálisan jellemző folyásirányai — mindmáig kevésbé ismertek. Részletesebb szedimentológiai tanulmányok eddig csupán a Gödöllői-dombság területén lévő előfordulásokról készültek (UHRIN 2005, UHRIN & SZTANÓ 2007). A pontosabb öskörnyezeti rekonstrukció ugyanakkor mind az üledékképződéssel egy időben végbe menő tektonikai folyamatok, mind a medence belsőbb területein egyidejűleg zajló üledékképződés részleteinek megismeréséhez hozzájárulhat. Számolnunk kell viszont azzal, hogy a folyóvízi üledékek szegényes ősmaradvány-tartalma miatt korhatározásuk igen bizonytalan, az egyes előfordulások kora, ill. időrendi sorrendje a késő-miocén–pliocén intervallumon belül sokszor nem határozható meg.

A Vértes délkeleti előterében a triász medencealjzatra közvetlenül vagy szárazföldi és sekélytengeri szarmata képződményeket követően viszonylag vastag (100–200 m) pannóniai–pliocén törmelékeny összlet települ (CSILLAG et al. 2004, BUDAI & FODOR szerk. 2008). A finomszemcsés, majd felfelé fokozatosan durvuló, a jellegzetes fauna alapján jól elkülöníthető pannon-tavi üledékek felett jelenik meg a

szárazföldi összlet, amit TÓTH (1971) még a pleisztocénbe sorolt és tavi eredetűnek minősített, JÁMBOR (1980) már a pannóniaiba helyezte, mai ismereteink szerint pedig a folyóvízi eredetű Vértesacsai Formációba sorolható. A Vértesacsai Formáció üledékei nagy területen megtalálhatók a felszínen, vagy legfeljebb néhány méternyi kvarter fedő alatt (CSILLAG et al. 2003, FODOR et al. 2008). Vastagságuk az általunk vizsgált terület (1. ábra) nyugati részén, Zámoly–Magyaralmás környékén feltehetően meghaladja, másutt megközelíti a 100 métert (cf. CSILLAG 2008). Jelen munkánkban az e területen folytatott vizsgálataink alapján kívánjuk bővíteni a Pannon-medence késő-miocén–pliocén folyóvízi üledékképződéséről rendelkezésre álló képet. Ehhez a terepi szedimentológiai megfigyelések és fúrású rétegsorok vizsgálata mellett az e célból végzett geoelektromos mérések eredményeit is felhasználjuk.

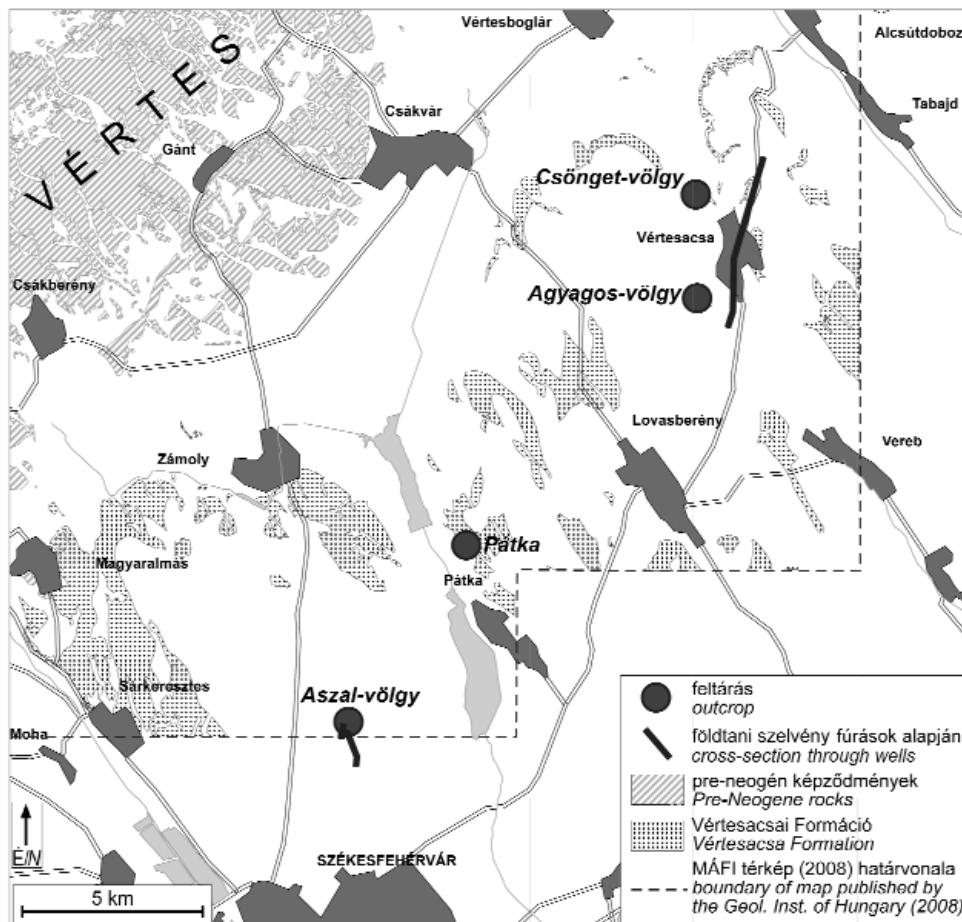
Alkalmazott módszerek

Rétegformák és fáciesegységek vizsgálata

A területen előforduló feltárások (1. ábra) vizsgálatánál a szedimentológiai irodalomban általánosan (pl. MIALL 1988, GARCÍA-GIL 1993, JO & CHOUGH 2001) alkalmazott fáciesosztályozás módszerét követtük: a szemcseméret, ill. az üledékszerkezetek alapján meghatározott litofáciesek mindegyikét az egykori üledékképződési környezet egy-egy elemének feleltettük meg. Ezek kombinációiból állnak össze a fáciesegyüttesek, melyek azonosítása már elvezet az egyes folyótípusok fáciesmodelljeihez.

Amennyiben az egykori medrek üledékében keresztretegzéssel találkozunk, az előforduló legnagyobb keresztretegzett kötegek (azaz a legkevésbé erodált egykori dűnék) vastagsága alapján az üledéket lerakó vízfolyás mélységét is megbecsülhetjük ALLEN (1968) empirikus képletével, mely szerint $H=(h \cdot 11,628)^{0,84}$ (h : dűnemagasság, H : vízmélység). A keresztretegzés dőlése, azaz a dűnék épülésének iránya ugyanakkor az egykori folyásiránynak felel meg.

Mivel kutatási területünkön a vizsgált képződmény fel-tárttsága gyenge, közvetlenül csupán a fáciesegyüttesek szórványos elhelyezkedésű, kisebb részletei tanulmányozhatók. Ezért ahol lehetséges volt, a feltárások közelében lévő, néhányszor tíz méter mély vízkutató fúrások rétegsorait



1. ábra. A kutatási terület térképvázlata, a felhasznált feltárások és szelvények helyének megjelölésével

Figure 1. Overview map of the study area with the locations of the studied outcrops and subsurface (geoelectric and borehole) sections

és karotázsszelvényeit is megvizsgáltuk, ezáltal a különböző szemcseméretű egységek határai nagyobb léptékben váltak követhetővé. Fúrási adatok hiányában ugyanezt a célt a folyóvízi rétegsorok vizsgálata terén újdonságnak számító geofizikai módszerrel, a multielektrodás geoelektromos szelvényezéssel (BAINES et al. 2002) értük el.

Multielektrodás geoelektromos mérés

A geoelektromos kutatási módszerek az egyes kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának különbözőségén alapulnak. A fajlagos ellenállást elsősorban a kőzet ásványos összetétele, porozitása, kötött, ill. szabad víztartalma és a víztartalomban lévő ionok mennyisége határozza meg. A pelites képződményekre általában 2–20 Ohmm közötti érték jellemző, míg homokban és kavicsban akár több száz Ohmm-ig emelkedhet a fajlagos ellenállás (SALÁT & SZABADVÁRY 1970).

A multielektrodás geoelektromos szelvényezés elve a régóta ismert vertikális elektromos szondázásra (VESZ) vezethető vissza. Ez utóbbi során egy elektródapáron keresztül egyenáramot vezetünk a földbe, és egy másik

elektródapárral mérjük a kialakuló potenciálkülönbséget, mely az áramelektrodák közötti térrész átlagolt (látszólagos) fajlagos ellenállásával lesz arányos. Az áramelektrodák távolságának növelésével az áram egyre nagyobb mélységben elhelyezkedő rétegekbe hatol be, így az észlelt potenciálkülönbséget már nemcsak a felszínhez közeli, hanem a mélyebben fekvő rétegek fajlagos ellenállása is befolyásolja. Az egyre nagyobb elektródátávolságokkal végzett mérések eredményét értékelve így egyre mélyebb szintek ellenállásáról kapunk információt.

A multielektrodás mérés esetében — melynek lehetőségeit a hazai földtani irodalomban PALOTAI et al. (2006) és CSILLAG et al. (2010) ismertették — egy szelvény vonalában nagyszámú, kábellel összekötött elektródát helyezünk el, melyekből egy elektronika választ ki két-két áram- és mérőelektródát. Ezáltal tulajdonképpen az elektródátávolságnak megfelelő lépésként egy-egy vertikális szondázást végzünk. A kapott adatokból a számítógépes feldolgozás során megkaphatjuk az egyes kőzettestek vastagságát és valódi fajlagos ellenállását. A mérés felbontóképessége a használt elektródátávolságtól, míg a behatolási mélység a kihelyezett elektródák számától függ.

Az alkalmazott ARS-200 (GF Instruments, Brno) típusú műszerhez 5 darab egymással összeköthető, nyolcelektrodás kábelrakat tartozik, melyek a használt 4 méteres elektródátávolsággal közvetlenül 156 méteres terítési távolságot tesznek lehetővé. Ezek a paraméterek megszabták az adott mérés behatolási mélységét (esetünkben 35–40 méter), a szelvény hosszát viszont nem. Ez utóbbi tetszőlegesen növelhető, ha az első kábelrakatot rendre felszedve a lefektetett kábelszakasz másik végéhez csatlakoztatjuk. A szelvény végeihez közeledve adott pontokra egyre kisebb elektródátávolságú elemi mérések vonatkoznak, ezért a maximális behatolási mélységet a szelvény végpontjaitól számított fél terítési hossz után érhetjük el.

A mért adatok számítógépes feldolgozását — a fajlagos ellenállásokat ábrázoló, a felszín domborzatával korrigált ún. invertált szelvény elkészítését — a Geotomo Software (LOKE & BARKER 1996) Res2DInv programjával végeztük. A kapott szelvények értelmezésekor a felbontás változása mellett a módszer és a feldolgozás egyéb hibalehetőségeit is figyelembe kell venni. Több esetben számolnunk kell az ún. oldalhatással is: a szelvény nyomvonala közelében, de azon kívül eső kőzeteken szintén keresztülhalad az áram, így azok tulajdonságai is hatással vannak az eredményre. A végeredményként kapott invertált szelvény végpontjai közelében a mérési pontosság már jelentősen lecsökken, így az itt látszólag kirajzolódó kőzettesteket is fenntartásokkal érdemes kezelni.

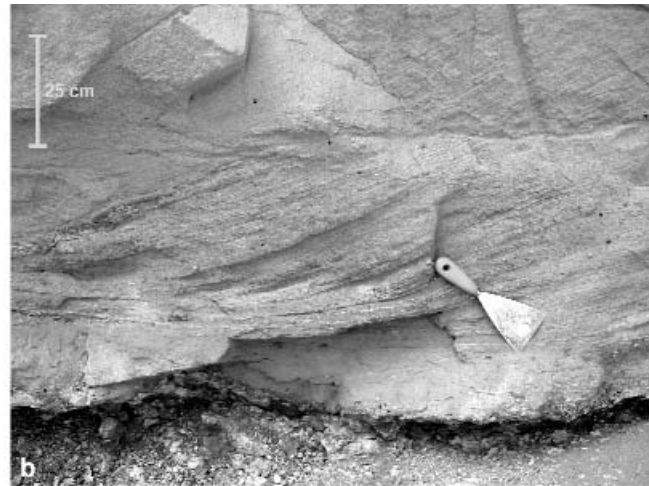
Észlelések és értelmezésük

Vértesacsca, Csönget-völgy, feltárás

A Vértesacscai Formáció legnagyobb feltárását a Csönget-völgy nyugati szakaszának átlagosan 7–8 m magas, közel függőleges természetes falai alkotják (2. ábra, a). A völgy e része elsősorban homokba vágódik be, a meredek falakon agyag csak a völgytalp közvetlen közelében jelenik meg. A völgyfőttől 100 m-re keletre a völgy oldalai már talajréteggel és növényzettel borítottak: néhány itteni kibúvás alapján ez a szakasz a nehezebben erodálható agyagba mélyült. A feltárásban a litológiai jellemzők és az üledék-szerkezetek alapján három fáciesegységet különítettünk el (3. ábra).

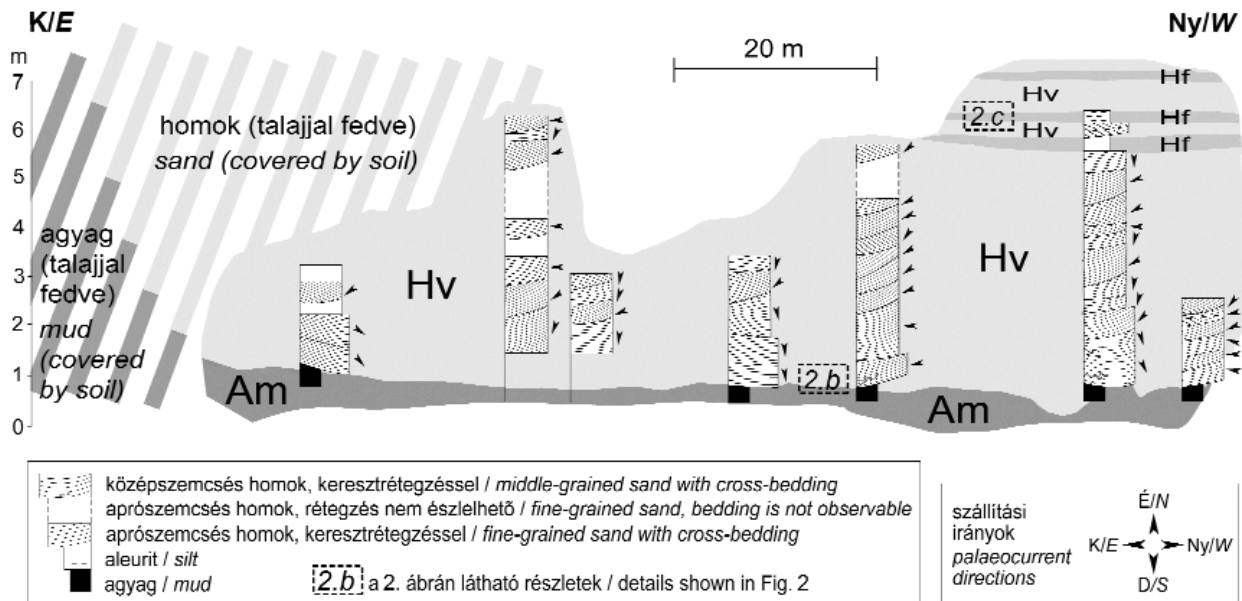
Am: rétegtetlen, mészfelhalmozódásos agyag

A völgy falainak legalsó részén jelenik meg, a feltárást uraló homokos üledékek (Hv és Hf fáciesegység) fekéjében. Látható vastagsága legfeljebb 1–1,5 méter, ám lefelé természetesen ennél tovább is folytatódhat. Uralkodóan morzsalékos, sötétszürke agyag alkotja, amiben helyenként — elsősorban a feltárás nyugati részén — 1–2 cm átmérőjű mikrites mészkonkréciók fordulnak elő. A völgy kevésbé meredek falú, emiatt rosszabb feltártságú keleti folytatása már teljes egészében ebbe a fáciesegységbe vágódott be.



2. ábra. A vértesacscai Csönget-völgy látképe (a), a feltárás vályús kereszt-rétegzésű homokjának az agyagba vágódó eróziós felület feletti szakasza (b), és a vályús kereszt-rétegzésű homok felső szakaszán betelepülő aleuritszintek egyike (c). Az ábrázolt részletek elhelyezkedését lásd a 3. ábrán

Figure 2. View of Csönget Valley (a). Trough cross-bedded sand (unit Hv) overlying an erosional surface cutting into mud (unit Am) (b). One of the silty horizons (unit Hf) intercalating within the upper part of trough cross-bedded sand (unit Hv) (c)



3. ábra. A vértessacsi Csönget-völgy feltárásának vázlatja. A vázlaton a fáciesegységek (Hv: vályúsan keresztretegzett apró- és középszemcsés homok, Hf: aleurit és finomszemcsés homok, Am: agyag) elhelyezkedése mellett láthatóak a felvett szelvények és az ezek mentén keresztretegzett kötegenként mért szállítási irányok
 Figure 3. Sketch of the Csönget Valley outcrop indicating the facies units (Hv: trough cross-bedded fine- to medium grained sand, Hf: silt and very fine grained sand, Am: mud) and seven logs with palaeocurrent directions measured in each cross-set of them

Hv: apró-és középszemcsés, vályúsan keresztretegzett homok

Alulról éles, enyhén hullámos eróziós felület választja el az Am egységet felépítő agyagtól (2. ábra, b). Változó mértékben meszesen cementált, a cementáció egyes helyeken kivehetetlenné teszi a rétegformákat. Anyaga közepesen osztályozott, aprószemcsés, az alsó eróziós felület közelében néhol középszemcsés homok. Az eróziós felületre közvetlenül települő rétegformákban sok szabálytalan formájú, viszonylag koptatott, 2–5 mm átmérőjű mészcsozó fordul elő, melyek koptatottságuk alapján a homokkal együtt szállíthatottak. Az egység alsó részén a keresztretegzett kötegek vastagsága átlagosan 50 cm, de helyenként a 80–90 cm-t is eléri, míg feljebb a 20–30 cm vastag kötegek a leggyakoribbak, és a legnagyobbak sem haladják

meg az 50–60 cm vastagságot. Az egységet alulról határoló eróziós felszín felett 5 méterrel már a közbetelepülő finomhomokos–aleuritos szintek (Hf egység) is megjelennek.

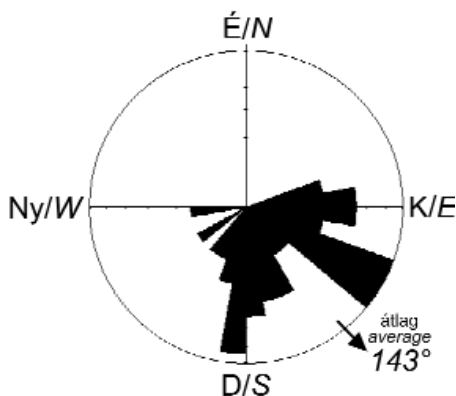
A keresztretegzés dőlésirányai — melyek az egykori üledékszállítás irányának felelnek meg — a feltárás mentén mindenütt uralkodóan délkelet felé mutatnak (4. ábra), szórásuk viszont jelentős, különösen a fáciesegység legalsó 1–1,5 méterében (3. ábra).

Hf: aleurit és finomszemcsés homok

A már bemutatott vályúsan keresztretegzett (Hv) fáciesegység felső részén belül oldalirányban több tíz méteren át is követhető három, környezeténél jóval finomabb szemcseméretű üledékből álló, 20–30 cm vastagságú szint (2. ábra, c). Ezeket elsősorban aleurit, helyenként keresztlemezes finomszemcsés homok építi fel; alsó és felső határuk éles, megközelítőleg egyenes, vízszintes felület. A legalsó ilyen képződmény 5 méterrel a Hv egység alsó határa felett jelenik meg (3. ábra).

A feltárás értelmezése

A völgy nagy része olyan homoktestet tár fel, melyben a rétegformák mérete, ill. a szemcseméret egyaránt felfelé csökkenő tendenciát mutat. Az előforduló legnagyobb keresztretegzett kötegek, vagyis egykori víz alatti dűnék 80 cm-es magassága alapján ALLEN (1968) képletével számítva az üledéket lerakó vízfolyás legnagyobb mélysége 6–7 méternek adódik. A felfelé csökkenő kötegméret tanúsága szerint ez a mélység az üledékképződés során fokozatosan egyre kisebbé vált. Az egykori folyásirány a keresztretegzés dőlésirányai (4. ábra) alapján északnyugatról délkelet felé

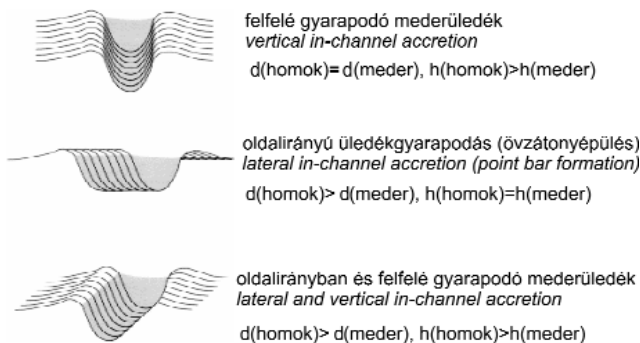


4. ábra. A szállítási irányok összesített megoszlása (53 mérés alapján) a vértessacsi Csönget-völgy feltárásában

Figure 4. Overall distribution of palaeocurrent directions (from 53 data) in the Csönget Valley outcrop

mutatott. Látható, hogy a homoktestet keleti irányból és alulról agyag határolja, más irányokban viszont kiterjedése a feltárás alapján nem állapítható meg, így vastagságára is csak alsó korlátot jelent az itt megjelölt 7,5 méter.

A folyóvízi üledékképződés során kialakuló, a látotthoz hasonló nagyságrendű homoktestek mederüledékeknek feleltethetők meg, míg az ezeket körülvevő, élesen elkülönülő pelites képződmények valószínűleg ártéri környezetben halmozódtak fel. A mederüledékek felhalmozódási ütemében, gyarapodási irányában azonban jelentős különbség mutatkozik különböző típusú folyók között (5. ábra; MAKASKE 2001, GIBLING 2006), az üledékes rétegsorokból is lehetővé téve a fosszilis folyók típusának meghatározását. A meanderező folyók övzatonyai a kanyarulatok fejlődése nyomán jellemzően oldalirányban épülnek, a felfelé gyarapodó mederüledékek pedig az ún. szövedékes folyótípusra (*anastomosing river*, SMITH & SMITH 1980) jellemzőek. Természetesen a jól definiálható folyótípusok közötti átme-



5. ábra. Különböző szélesség/vastagság (d/h) arányú mederüledék-testek kialakulása (MAKASKE 2001 nyomán). A keletkező homoktest kiterjedése felfelé való üledékgyarapodás esetén függőlegesen, oldalirányú gyarapodás esetén oldalirányban haladja meg az eredeti meder méretét, ám a kétféle épülési irány együttesen is előfordulhat

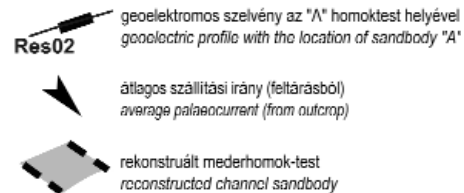
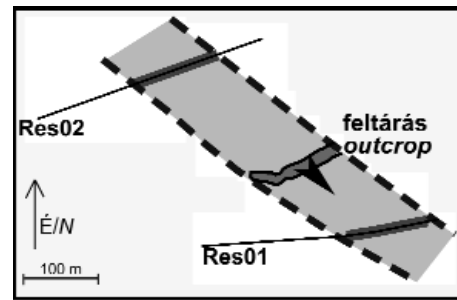
Figure 5. Formation of channel sandbodies with different width/thickness (d/h) ratio (after MAKASKE 2001). In case of vertical accretion, the vertical extent of the sandbody exceeds the size of the original channel, while lateral accretion forms a sandbody horizontally larger than it. However, the two types of accretion can occur together

netekkel, tehát oldalirányú és felfelé történő mederüledékgyarapodás együttes jelenlétével is gyakorta találkozhatunk.

A fentiekből kiderül: a Csönget-völgyben látott üledékeket létrehozó folyó típusának megállapításához szükségünk van arra, hogy a homoktestet a feltárást jelentő kis völgyön túl is lehatároljuk. Ezt teszi lehetővé a már bemutatott geofizikai módszer, a geoelektromos szelvényezés.

Vértesacsca, geoelektromos szelvények

Az előzőekben bemutatott feltárástól 100 m-re délre és 170 m-re északra, a völgyfalakkal közel párhuzamosan került felvételre egy-egy 312 m hosszúságú geoelektromos szelvény (6. ábra). Az alkalmazott 4 méteres elektródátávolsággal 35–40 méteres behatolási mélység volt elérhető, azaz még a kb. 20 méter mély Csönget-völgy talpánál mélyebben lévő rétegekről is képet kaphattunk. Az ilyen



6. ábra. Az egymással korrelált mederhomok-előfordulások helyzete a geoelektromos szelvényekben és a feltárásban, ill. az ezek alapján rekonstruált, ÉNy–DK irányban elnyúló mederhomok-test becsült körvonalai

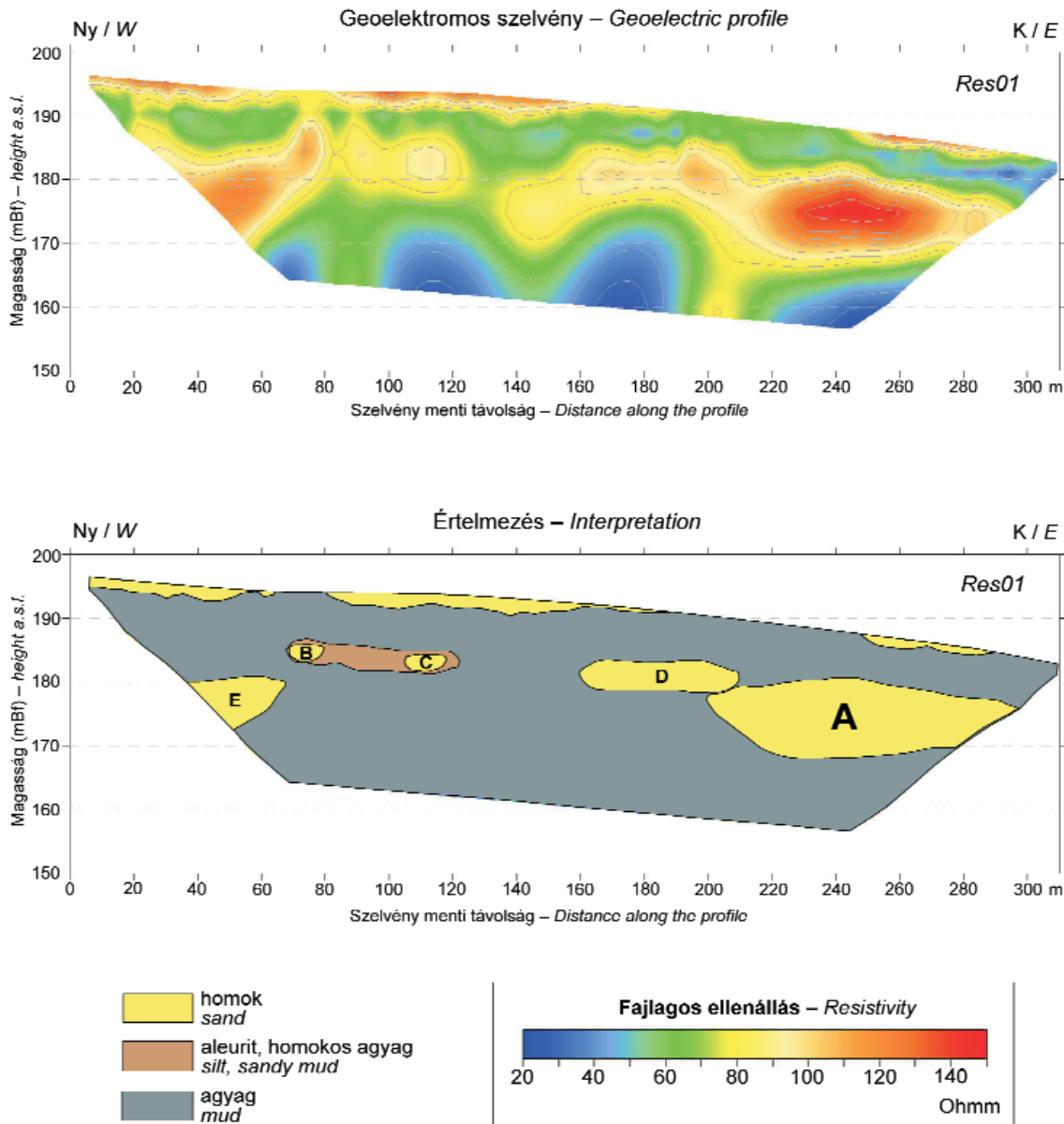
Figure 6. Locations of the correlated occurrences of channel sands in Csönget Valley outcrop and the nearby geoelectric profiles. Connecting these locations, a NW–SE trending ribbon of sand (ancient channel) can be reconstructed

elektródátávolsággal járó felbontás lehetővé teszi a folyóvízi rétegsorban várható, legalább néhány méteres nagyságrendű homoktestek azonosítását. A szelvények nyomvonalának kijelölésekor feltételeztük, hogy az ott mért szállítási irányoknak megfelelően a feltárásban megjelenő mederüledék — azaz homoktest — ÉNy–DK irányban nyúlik el. Várható tehát, hogy folytatása a kijelölt szelvényekben megjelenik.

A szelvényekben jól elkülönülnek a különböző ellenállású üledékek: a nagyobb ellenállású, homoknak megfeleltethető testeket jóval kisebb ellenállású, pelitesként értelmezett üledék veszi körül.

Déli (Res01) szelvény

A szelvény legszembetűnőbb eleme a keleti részén, a tengerszint feletti 170–180 m között elhelyezkedő nagy ellenállású, vélhetően homokból álló forma (7. ábra, „A”). Ezt a formát alulról és felülről közel vízszintes felületek mentén jóval kisebb ellenállású, agyagosnak tekintett rétegek határolják. A határoló felületek szelvényen látható egyenetlenségét megmagyarázhatja, hogy a homoktest legnagyobb ellenállású része a feldolgozás során kisebb kivastagodásként jelenhet meg. E formával látszólag összefügg a tőle nyugatra (a szelvény menti 160–205 m közt) és pár méterrel magasabban látható, mintegy 3 m vastagságú, szintén homoknak minősíthető részlet (7. ábra, „D”), ám fontos megjegyeznünk, hogy a két homoktestet esetlegesen elválasztó keskeny, kis ellenállású zóna a szelvényben nem feltétlenül jelenik meg.



7. ábra. A csönget-völgyi feltárástól délre felvett geoelektromos szelvény (Res01) és földtani értelmezése
 Figure 7. Geoelectric profile (Res01) south of Csönget Valley outcrop, with geological interpretation

A szelvény nyugati részén, szintén a tengerszint feletti 170–180 m között is egy nagy ellenállású folt látható (7. ábra, „E”). Ez egy szélesebb, a szelvénytől nagyrészt nyugatra húzódó homoktest elvégződését jelezheti. Kissé keletebbre, a szelvény menti 65–80 m közt lévő, a tengerszint feletti 180 m fölé emelkedő „folytatása” azonban már kisméretű (10–15 m széles, néhány méter vastag) homoktestként (7. ábra, „B”) értelmezhető, amely kelet felé mintegy 50 m hosszan a környező agyagnál némileg nagyobb ellenállású szintben folytatódik. Ez a szint vélhetően aleuritből vagy homokos agyagból áll, 105–115 m közötti szakaszán az ottani nagyobb ellenállás alapján ismét a homok uralkodóvá (7. ábra, „C”).

A felsorolt durvább szemcseméretű üledéktesteket körülvevő agyagban észlelhető inhomogenitásoknak — így

a szelvény legalsó részén látszó, 40 Ohmm alatti fajlagos ellenállású „réteg” erősen hullámos felső határának — nincs földtani jelentősége. Ezt a hatást felszínközeli rétegek és a domborzati változások hatására hozza létre a számítógépes inverzió.

Északi (Res02) szelvény

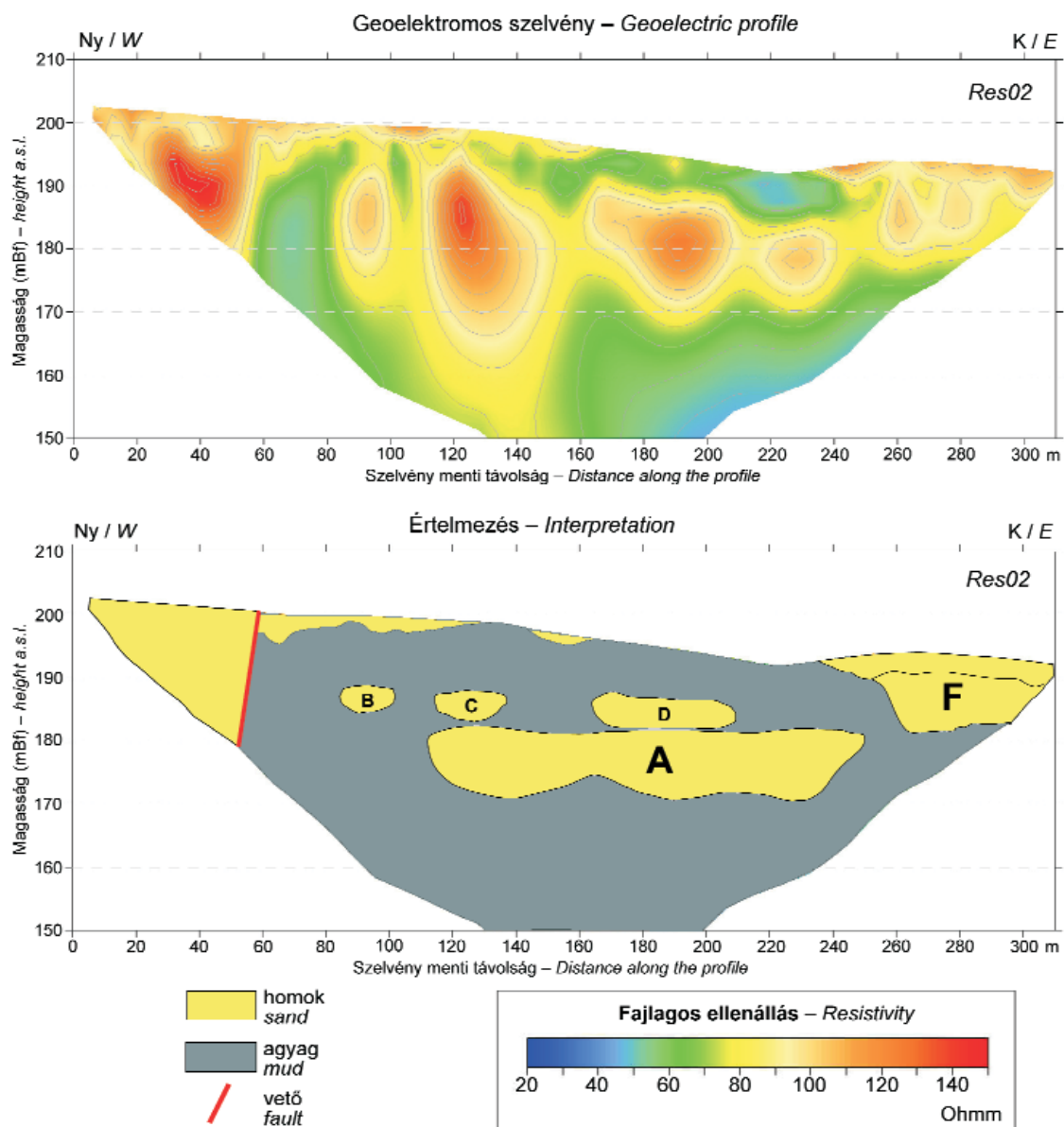
A szelvény középső szakaszán a tengerszint feletti 170–190 m közötti szintben négy nagy ellenállású folt rajzolódik ki. Ezek közül a szelvény menti 120–240 m között elhelyezkedő három folt egységes homoktestnek tekinthető (8. ábra, „A”), melynek a feldolgozott szelvényen látszó háromszatú jellegét a felette elhelyezkedő üledékek változó ellenállása idézi elő. A homoktest középső részének (szelvény menti 170–210 m között) felfelé való kivas-

tagodását valós jelenségnek tekintjük, mivel a felszíntől alig 10 m-re a mérés felbontása mindenképpen elegendő ekkora részletek megjelenítéséhez. A földtani háttér ismeretében (miszerint a homoktestek mederüledékek) ugyanakkor valószínűbb, hogy ez a „kivastagodás” valójában egy, az „A” jelű fölé települő újabb, legfeljebb 3–4 m vastagságú homoktest („D”) megjelenése.

Még nagyobb vastagságú és ellenállású foltként jelenik meg az „A” homoktest nyugati, a szelvény menti 120–150 m között elhelyezkedő része. Feltűnő azonban, hogy ezt egy keskeny, földtanilag nehezen értelmezhető, 80 Ohm körüli ellenállásúnak látszó sáv köti össze a felszíni (negyedidőszaki) nagy ellenállású réteggel. Az értelmezéskor így számolnunk kell azzal a lehetőséggel, hogy a mélyben lévő homoktest a felszíni rétegek hatása, tehát mérési effektus miatt tűnik a valóságnál vastagabbnak. A 8. ábrán

látható értelmezés szerint a kérdéses nagy ellenállású alakzatot is együttesen alakítja ki a kiterjedt „A” és a fölötte települő, jóval kisebb „C” homoktest. A nagy ellenállású foltnak a tengerszint feletti 170 m alá nyúló része ugyanakkor valószínűleg a már említett mérési effektus eredménye.

A felszíni nagy ellenállású rétegek által előidézett torzítás lehetőségét figyelembe kell vennünk a 85–100 m közötti nagy ellenállású foltnál is. Ez alapján valószínű, hogy itt csupán egy néhány méter vastag durvább szemcseméretű üledéktest (8. ábra, „B”) található. A szelvény menti 50 méternél élesen kirajzolódik egy közel egyenes, meredek szögben nyugat felé dőlő felület: ettől nyugatra legalább 20 méter vastagságban nagy ellenállást látunk. Ez a felület értelmezésünk szerint valószínűleg vető, amely mentén a 20 métert meghaladó függőleges elmoz-



8. ábra. A csönget-völgyi feltárástól északra felvett goelektromos szelvény (Res02) és földtani értelmezése

Figure 8. Geoelectric profile (Res01) north of Csönget Valley outcrop, with geological interpretation

dulás eredményeként egy igen vastag, oldalirányban ismeretlen kiterjedésű homoktest került a mai felszín közelébe. Ez a homoktest a vetőtől keletre azonosított, előzőekben tárgyalt formák egyikével sem hozható kapcsolatba.

A szelvény legkeletibb részén, a felszín közvetlen közelében szintén megfigyelhető egy 10 métert elérő vastagságú, nagy ellenállású képződmény („F”). Ez egy, a leképezett szakasztól kelet felé is folytatódó, függőleges kiterjedése alapján az „A” jelűhöz hasonló homoktestként értelmezhető, ami közvetlenül érintkezik a felszín menti vékony, ám még kiugróbb ellenállású negyedidőszaki összlettel.

A geoelektromos szelvények és a csönget-völgyi feltárás együttes értelmezése

A geoelektromos szelvényezés fő célja az volt, hogy lehetőség nyíljon a csönget-völgyi feltárásban vizsgált homoktest felszín alatti folytatásának azonosítására. Mivel mederüledékről van szó, az egykori folyásirányban, vízszintesen elnyúló üledéktestre lehetett számítani. A várt jellemzőknek jól megfelel a Res01 szelvény keleti részén azonosított „A” jelű homoktest, hiszen alsó határa egy szintbe esik a feltárásban látható vályúsan keresztretegzett homok alsó, eróziós határával. Szélessége (100 m) és magassága (10 m) eléri, ill. meghaladja a feltárásban látható (100 m széles, 7,5 m magas) részlet nagyságát. Ugyanebben a szintben helyezkedik el a Res02 szelvény „A” homoktestje, melynek 10 méteres vastagsága és 120 méteres szélessége szintén megengedi, hogy megfeleltessük a csönget-völgyi mederüledékeknek. A két szelvényben azonosított részletek és a feltárás összekötésével északnyugat–délkelet irányú egykori meder rajzolódik ki (6. ábra).

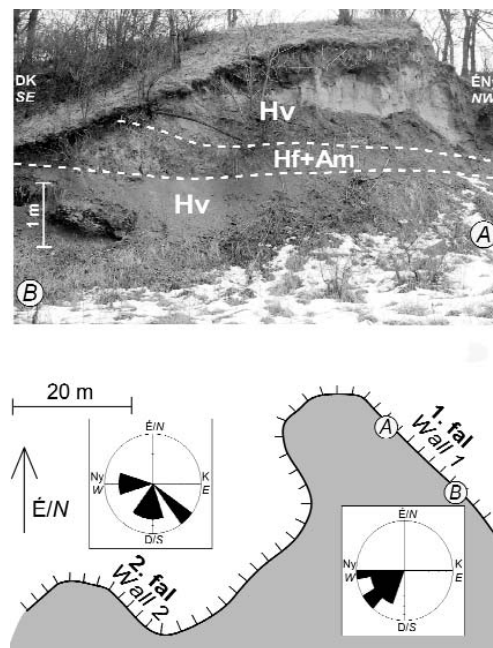
A szelvényekben látható kisebb homoktesteket („B”, „C”, „D”) vizsgálva szembetűnik, hogy ezek 180–190 m tengerszint feletti magasság között mindkét szelvényben szinte azonos elrendeződést mutatnak. Ez valószínűvé teszi, hogy a felsorolt alakzatok a két szelvény között szintén megfeleltethetők egymásnak, tehát a nagy mederüledéktesthez („A”) hasonlóan ÉNy–DK irányban hosszan elnyúló, pelittel körbevett testek. Kis méretük azonban arra utal, hogy más módon keletkeztek: valószínűleg nem a fő folyómederhez, hanem azzal kapcsolatban álló kisebb medrekhez köthetők. Ilyen medrek jellemzően az ún. ártéri hordalékkelebek (JORGENSEN & FIELDING 1996), vagyis az áradás idején a mederből az ártérre kilépő víz által lerakott üledéktesteken jelennek meg. Ebben az esetben az sem meglepő, hogy az egyes csatornák homokja között a hordalékkelebek fő tömege is megjelenik az ártéri agyagokét kissé meghaladó ellenállással, azaz kissé durvább szemcsemérettel (aleurit vagy homokos agyag) — ahogyan azt a Res01 szelvény „B” és „C” homoktestjei között látjuk. A szelvényekkel csupán részben leképezett 10 m körüli vastagságú homoktestek („E”, „F”) jelenléte azt valószínűsíti, hogy a vizsgált összletben egy nagyobb területre kiter-

jedő vizsgálat több, az „A” jelűhöz hasonló mederüledéktestet is kimutathatna.

Összességében tehát megállapítható, hogy a Csönget-völgyben egy körülbelül 100 méter széles, mintegy 10 m vastagságú, pelites ártéri üledékekkel körülvett mederüledék-test jelenik meg, melyet jóval vékonyabb, vélhetően ártéri hordalékkelebeknek tulajdonítható homok- és aleuritfelhalmozódások kísérnek. A mért üledékszállítási irányok és a homoktest megnyúltsága alapján a mederben a víz északnyugatról délkelet felé áramlott. A mederüledék legnagyobb rétegformáinak méretéből számítható 6–7 méteres vízmélység jelentősen elmarad a homoktest vastagságától. A feltárásban látott 7,5 méter vastagságú részlet egyenes felfelé finomodó (ill. felfelé egyre kisebb rétegformákat mutató) tendenciája mindazonáltal alátámasztja, hogy a homok egyetlen mederhez tartozik, tehát nem két, egymás fölé települő mederüledék-testet látunk — azaz mindenképpen jelentős volt a felfelé történő üledékgyarapodás.

Vértesacsca, Agyagos-völgy, feltárás

Az Agyagos-völgyben lévő kis homokfejtés több falán is megjelennek a Vértesacscai Formáció üledékei és az ezeket fedő pleisztocén löszös homok. A feltártsági viszonyok két falon tették lehetővé a részletes észlelést és a szállítási irányok mérését (9. ábra). A Vértesacscai Formáción belül a Csönget-völgy feltárásából már ismert fáciesegységek jelennek meg, ezek elrendeződése és jellemzőik azonban némileg eltérnek az ott látottaktól.



9. ábra. Az Agyagos-völgy (Vértesacsca) feltárásának vázlatos térképe, az egyes falakon mért szállítási irányok megoszlásával és az 1. fal fotójával, melyen kirajzolódik a mederhomok-testek (Hv fáciesegység) közé települő pelites szint (Hf+Am fáciesegységek)

Figure 9. Overview map of Agyagos Valley outcrop, with the distribution of palaeocurrent directions on each wall. On the photo of wall 1, a pelitic level (units Hf and Am) is intercalating between two channel sandbodies (unit Hv)

Hv: apró- és középszemcsés, vályúsan keresztarétegzett homok

Az 1. falon (9. ábra) annak délkeleti részén kb. 1 m magasságig, majd egy pelites szintet (Hf és Am egység) követően egy látszólag ÉNy felé dőlő eróziós felület és a pleisztocén képződmények alsó határa között, 1–3 m vastagságban figyelhető meg. A 2. falon — amely teljes egészében, vagyis 2–3 m vastagságban ezt az egységet tárja fel — az előbbiektől a magasabb helyzetű homokos egység folytatása látható.

Ennek anyaga jellemzően aprószemcsés, csupán egyetlen keresztarétegzett köteget alkot középszemcsés homok. A keresztarétegzett kötegek vastagsága 10 és 90 cm között változik. Ezen belül tendencia csupán az 1. fal magasabb helyzetű homoktestjében észlelhető, melynek alsó határa közelében fordulnak elő a legnagyobb rétegformák, míg 2–3 méterrel magasabban a kötegvastagság már nem haladja meg az 50 cm-t. Az alsó homoktest látható részében 45 cm a maximális kötegvastagság.

Az 1. falon a keresztarétegzés dőlésirányai, azaz az egykori szállítási irányok átlagosan délnyugat (239°) felé mutatnak, viszonylag kis szórással (9. ábra). A 2. falon mért adatok szórása már nagyobb, mivel a délnyugati–nyugati dőlésirányú kötegek között déli–délkeleti dőlésűek is megjelennek, így az átlagos dőlésirány is délnek (179°) adódik.

Hf: finomszemcsés homok

Az 1. fal két homoktestjét elválasztó, uralkodóan pelites szinten belül egy kb. 70 cm vastag, vízszintesen települő réteg anyagát adja. Alsó határa éles, míg felfelé egy néhány centiméter vastag átmeneti szakaszon keresztül olvad bele az Am egység agyagjába. Üledékszerkezetek nem figyelhetők meg benne.

Am: rétegmenten, mészfelhalmozódásos agyag

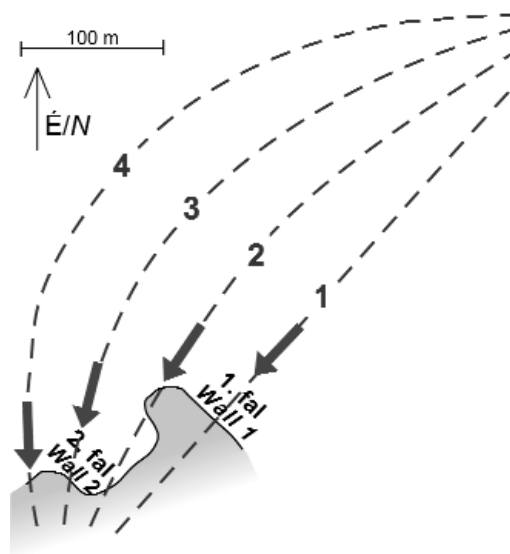
Az 1. fal két homoktestje közötti, már említett pelites szint fő tömegét alkotó, javarészt sötétszürke agyag tartozik ebbe a fáciesegységbe. A Hf egység szintje alá eső szakasz elszórtan 1–3 cm átmérőjű mikrites mészkonkréciókat tartalmaz.

Értelmezés

Az ártéri üledékként értelmezhető finomszemcsés, ill. pelites fáciesegységek két különálló, vályús keresztarétegzésű homoktest között találhatóak, azaz két meder üledékeit választják el egymástól. Az idősebb, az 1. fal alsó részén kibukkanó homoktestet létrehozó meder a rétegformák vastagsága alapján legalább 4 m mély volt, vize a dőlésirányok tanúsága szerint délnyugat felé folyhatott. A fiatalabb homoktestet egy, eleinte 6–7 m mélységű, majd a kötegméret felfelé való csökkenése alapján 4–5 méteresre sekélyedő meder rakhatta le. A vízfolyás sekélyedésének ez a jele a meder alját jelentő eróziós felülethez jóval közelebb válik egyértelművé, mint a Csönget-völgyben. Ez felveti, hogy a tendencia övzátanyépülés, vagyis oldalirányú

üledégyarapodás eredményeként alakult ki. Erre utaló jelnek tekinthetjük a homoktest két falon mért szállítási irányai közti eltérést is, amit jól megmagyaráz, ha egy folyókanyarulat fejlődése, és az ezzel járó, a mederbevágódás helyétől (a homoktestet alulról határoló eróziós felületről) ÉNy felé történő övzátanyépülés nyomán fordult délnyugatról déliesre az egykori folyásirány (10. ábra).

A két mederhomok-test között elhelyezkedő agyagos szintben előforduló mészkonkréciók az egykori ártéren zajló talajképződés jelei. Arid klíma, illetve tartós száraz időszakok esetén a talajba leszivárgó víz párolgása folytán bizonyos mélységben kalcium-karbonátra nézve túltelítetté



10. ábra. Északnyugat felé épülő övzátany fejlődésének lépései (felülnézetben) az ennek során létrejövő folyásirányokkal

Figure 10. Subsequent steps of the formation of a point bar accreting north-westwards (in flat view) with the changes of flow direction

válík, így megkezdődik a mészfelhalmozódás. E folyamat során előbb kisebb-nagyobb meszes gumók, majd összefüggő meszes kérgek, ún. caliche-ok alakulnak ki. Az utóbbiak képződéséhez szükséges időtartam különböző vizsgálatok szerint néhány ezer (pl. HAY & REEDER 1978, KHADKIKAR et al. 2000) és néhány tíz- vagy akár százézer év (pl. REEVES 1970, GILE 1975, HUBERT 1978, CANDY et al. 2004) között alakul. A mészfelhalmozódás ütemét a tapasztalatok szerint elsősorban a hőmérséklet befolyásolja (RESTALLACK 1990; I. táblázat). Tízezer évnél rövidebb idő alatt létrejövő fejlett mészkonkréciókra vagy caliche-okra elsősorban 20 °C körüli évi középhőmérséklet mellett számíthatunk, a Pannon-medence késő-miocénjére és pliocénjére jellemző 13–14 °C-os értékek (NAGY 2005, ERDEI et al. 2007) esetén több tízezer évre becsülhető a kialakulásukhoz szükséges időtartam. Az egykori karbonátellátottság nehezen számszerűsíthető mértéke természetesen bizonytalansággal terheli a becslést.

Ez az érték arra utal, hogy esetünkben az ártéri üledék-képződés üteme igen lassú lehetett, több tízezer év során legfeljebb 1–2 métert tehetett ki, hiszen ennél gyorsabb

I. táblázat. A mészfelhalmozódás üteme különböző éghajlati viszonyok mellett jelenleg képződő talajokban (RETALLACK [1990] adatai). A képződési idő kiszámításához a meszes szintek CaCO_3 -tartalmát 300 mg/cm^3 -nek tekintettük (Soil Survey Staff [1996] nyomán)

Table I. Recent rates of pedogenic carbonate accumulation under different climatic conditions (data of RETALLACK [1990]). For calculating the duration of the formation of calcic horizons, their CaCO_3 concentration was regarded as 300 mg/cm^3 (based on the definition of Soil Survey Staff [1996])

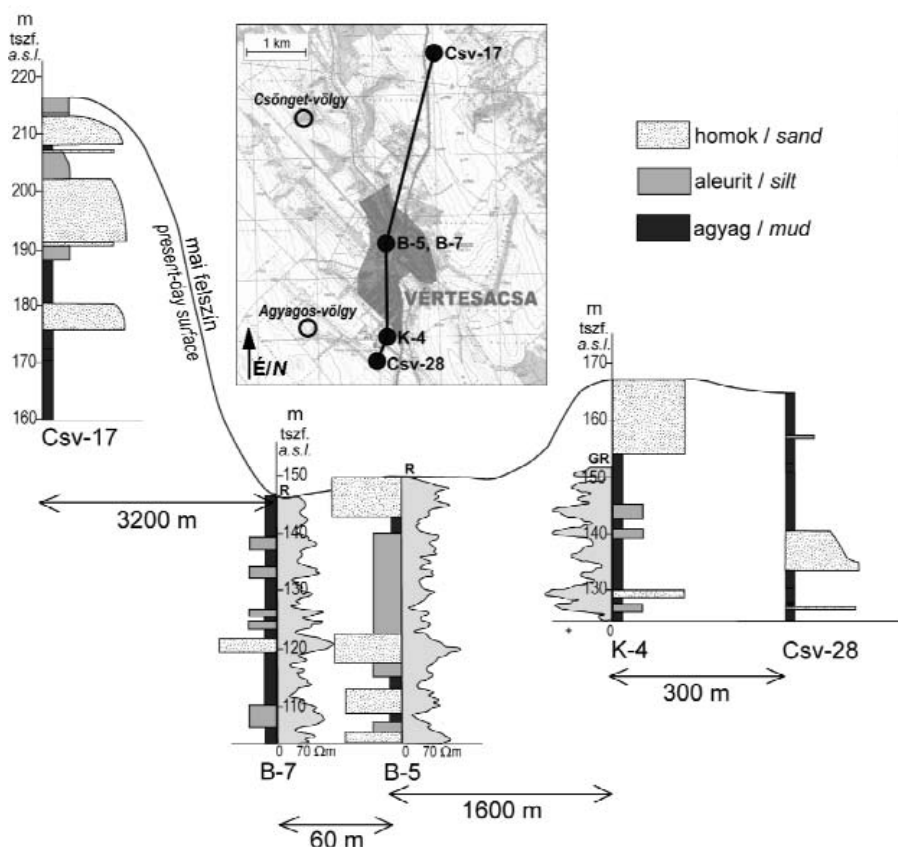
	Évi középhőmérséklet Annual mean temperature	Évi csapadékösszeg Annual precipitation	Mészfelhalmozódás üteme, $\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{év})$ Rate of carbonate accumulation $\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{year})$	20 cm vastag meszes szint számított képződési ideje Calculated duration of the formation of a 20 cm thick calcic horizon
Roswell (New Mexico, USA)	17,2 °C	320–355 mm	0,51	11 800 év/years
Las Cruces (New Mexico, USA)	15,5 °C	204 mm	0,26	23 100 év/years
Boulder (Colorado, USA)	9,7–11,0 °C	376–472 mm	0,09	66 700 év/years

üledékfelhalmozódás esetén a mészfelhalmozódás zónája — mely a talajfelszínhez képest közel állandó mélységben helyezkedik el — már a mészkonkréciók kialakulása előtt elhagyta volna az üledék adott szintjét. Az agyagon belül megjelenő finomszemcsés homokbetelepülés ugyanakkor arra utal, hogy a lassú üledékképződést egy ízben a mederből kilépő ártéri hordalékkelebezy homokjának lerakódása szakította meg.

Fúrású rétegsorok Vértesacsai térségében

A feltárások, ill. a geoelektromos szelvények vizsgálata után felmerül a kérdés, hogy az ezekben látott rész-

letek alapján tett megállapítások mennyiben jellemzőek a Vértesacsai Formáció itteni kifejlődésére. Ennek megválaszolására érdekében áttekintettük a Vértesacsai közeli mélyült víz- és bauxitkutató fúrások rétegsorát. Az ezekből összeállított É–D irányú szelvényen (11. ábra) szembejövő, hogy a Vértesacsai Formáció üledékeinek túlnyomó része, a vizsgált rétegsorok összesítése alapján 73%-a agyag, ill. aleurit, amin belül elszigetelt homokos szintek jelennek meg. Ez utóbbiak nagy része 5–10 m vastagságú, de néhány jóval vékonyabb homokbetelepülés is előfordul. Figyelemre méltó, hogy a vastag homokos szintek is csupán egy helyen, az egymástól mindössze 60 méterre lévő B–7 és B–5 jelű fúrások között (a tengerszint



11. ábra. A Vértesacsai Tagozat litológiai összetétele Vértesacsai közelében mélyült vizkutató fúrások rétegsorában, néhány geofizikai szelvény (B–7, B–5: ellenállás, K–4: természetes gamma) feltüntetésével

Az 5–10 méter vastagságú homokszintek mederüledékként értelmezhetők, az egymástól távolabb lévő fúrások közti korreláció hiánya miatt kis oldalirányú kiterjedéssel

Figure 11. Lithological composition of Vértesacsai Member in the successions of water exploration wells, with some well-logs (B–7, B–5: resistivity, K–4: gamma-ray)

Sandbodies with thickness of 5–10 m can be interpreted as channel deposits; the lack of their correlation between boreholes further than 100 m to each other suggests that they are relatively narrow ribbons of sand

felett kb. 120 méterrel) feleltethetők meg egymásnak. Hasonló korreláció sem ugyanezen két fúrás többi homoktestje esetében, sem az egymástól távolabb (a K-4 és a Csv-28 esetében csupán 300 méterre) elhelyezkedő fúrások között nem lehetséges.

A fúrások rétegsorában megjelenő különböző vastagságú homoktesteket a geoelektromos szelvények esetében már látott módon értelmezhetjük: a vékonyabbak vélhetően ártéri hordalékkelebe nyeken rakódtak le, míg a vastagabbak mederüledékeknek tekinthetők. Az, hogy a mederüledéktetek egymáshoz közeli fúrások között is ritkán korrelálhatók, e képződmények korlátozott (legfeljebb 100 m körüli) oldalirányú kiterjedésére utal; a nagyobb méretű övzátányok épülése tehát nem lehetett jellemző a folyóvízi környezetre.

Székesfehérvár, Aszal-völgy, feltárás

A Székesfehérvártól északra lévő Aszal-völgy keleti oldalában egy 100 méter hosszú, 5 méter magas, ÉÉK–DDNy csapású mesterséges fal tárja fel a Vértesacsai For-

mációt, ami e helyen kizárólag vályús kereszttrétegzésű homok, vagyis az előző feltárásokból leírt Hv fáciesegység formájában jelenik meg (12. ábra).

Ez a homok jellemzően közép szemcsés, csak elvétve fordulnak elő apró- vagy nagyszemcsés anyagból álló kereszttrétegzett kötegek. A szemcseméretben sem függőlegesen, sem vízszintesen nem láthatunk tendenciaszerű változást, eltekintve attól, hogy a köteghatárok mentén néhol 0,5–3 cm közötti átmérőjű, erősen meszes agyagklastok jelennek meg. A kereszttrétegzett kötegek vastagsága a feltárás bármely szintjében egyaránt 10 és 60 cm között szóródik. A homokban mért szállítási irányok (13. ábra) jelentős szórás mellett átlagosan kelet-délkelet (109°) felé mutatnak, a feltárás különböző részei között ebben sem mutatkozik eltérés.

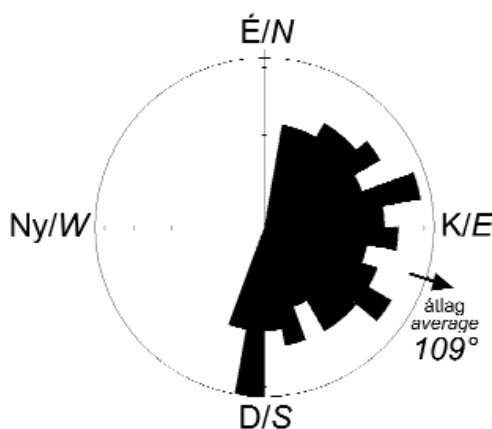
Értelmezés

A feltárásban látott vastag homoktest anyaga egyértelműen mederüledéknek minősíthető. A köteghatárokon



12. ábra. Vályús kereszttrétegzésű homok (Hv fáciesegység) a székesfehérvári Aszal-völgyben

Figure 12. Trough cross-bedded sand (unit Hv) in the Aszal Valley outcrop



13. ábra. Szállítási irányok összesített megoszlása (79 mérésből) a székesfehérvári Aszal-völgy feltárásában

Figure 13. Overall distribution of palaeocurrent directions (from 79 data) in the Csönget Valley outcrop

itt-ott megjelenő meszes agyagklastok arra utalnak, hogy ez a meder is ártéri pelites üledékbe vágódott, ám sem maga a bevágódást jelző felület, sem annak közelségére utaló bélyegek (pl. az agyagklastok jelentősebb feldúsulása) nem figyelhetők meg a falon. Szintén hiányoznak a meder fokozatos elsekélyesedésének, közelgő felhagyásának, ill. eltolódásának jelei: még a feltárás legfelső szakaszán sem csökken a kötegvastagság és a szemcseméret. Mindez valószínűvé teszi, hogy a mederüledék alsó és felső határa nincs a feltárt rész közvetlen közelében, így a homoktest teljes vastagsága jóval meghaladhatja a közvetlenül észlelhető 5 métert. Mivel az észlelt kötegméreteken alapján a vízfolyás maximális mélysége is csupán 5 m körüli, valószínű, hogy a vértesacsai Csönget-völgyhöz hasonlóan itt is jelentős volt a felfelé való üledékgyarapodás.

A szállítási irányok tanúsága szerint a feltárás közel merőleges az egykori folyásirányra, így a fal 100 méteres

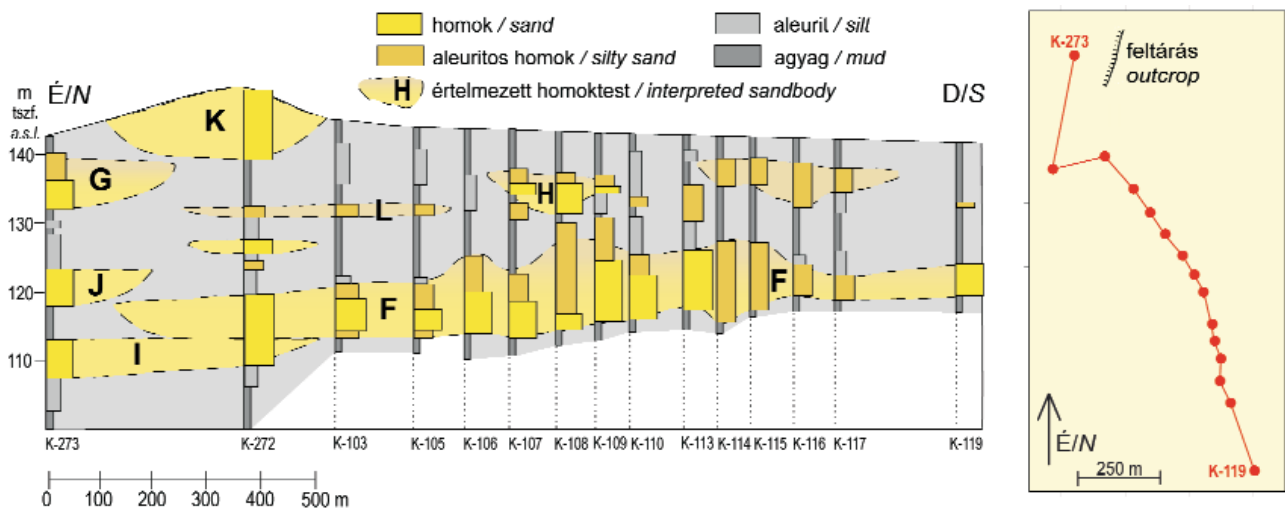
hossza a homoktest lehetséges szélességének alsó határát mutatja meg. Ezáltal az esetleges oldalirányú üledékgyarapodás mértéke közvetlenül nem derül ki, ám jelentősebb övzátanyépülés esetén (ahogyan a vértessacsi Agyag-völgyben) ilyen méretű feltárásban már megjelenhetne a szállítási irányok fokozatos változása, esetleg az övzátanyépülés lépéseit jelző ún. laterálakkreciós felületek (COLLINSON 1986, GARCÍA-GIL 1993, WILLIS 1993) is láthatóvá válnának, hasonlóan a Nagyalföldi Formáció folyóvízi homokjának egyes Gödöllő környéki feltárásaihoz (UHRIN & SZTANÓ 2007). Esetünkben viszont a fenti bélyegek egyike sem figyelhető meg, így mindent egybevetve viszonylag stabil helyzetű, üledékeit elsősorban felfelé építő, kelet-délkeleti folyásirányú mederben rakódhatott le az itt látott homok.

Fúrasi rétegsorok a székesfehérvári Aszal-völgyben

A Vértessacsi Formáció általános összetételének, a homoktestek kiterjedésének megállapításában ezen a területen is vízkutató fúrások rétegsorából összeállított szelvény volt segítségünkre (14. ábra). A nagyrészt ÉÉNy–DDK irányú szelvényben szembevetendő a pelit túlsúlya (összességében a rétegsorok 63%-a agyagból, ill. aleuritből áll), amin belül jól körülhatárolható, aleuritos

Több, olyan 5–10 m vastagságú homoktestet is találunk, ami csupán egyetlen fúrásban jelenik meg, vagy legfeljebb pár száz méteren át követhető. Ezek egy részének üledéke felfelé finomodik („G”, „H”), másutt ilyen tendencia nem mutatkozik („I”, „J”, „K”). Néhány, alig 1–2 m vastag homok-, ill. aleuritos homokszinttel is találkozunk a fúrásokban, melyek közül csak egyet („L”) lehet több fúrásán át (mintegy 300 m távolságon keresztül) korrelálni.

A vértessacsi szelvényhez hasonlóan a vastag homoktestek itt is mederüledékek lehetnek, míg a vékonyabbak (egyúttal gyakran aleuritosabbak) ártéri hordalékkelebebenyekeletkezettek. Mivel a legalább 5 m vastagságot elérő 6 homoktest közül csupán egyetlen („F”) követhető pár száz méternél nagyobb távolságon, általánosságban itt sem feltételezhetünk jelentős mértékű övzátanyépülést. Az „F” homoktest kivételesnek látszó kiterjedését az is magyarázhatja, ha ez a meder a szelvényvel közel párhuzamos volt, vagyis az általa létrehozott hosszam elnyúló „homokszalagot” nem kereszt-, inkább hosszszelvényben látjuk. Természetesen az övzátanyeredet sem vethető el (a felfelé finomodó üledék is megfelelne ennek), ám ez esetben is inkább oldalirányú és felfelé való üledékgyarapodás együttes jelenlétével számolhatunk, hiszen utóbbi hiányában ilyen vastag üledéktestet csak 10 m-nél mélyebb vízfolyás építhetett volna fel. Ez a mederméret ugyanakkor a feltárásban



14. ábra. Vízkutató fúrások rétegsorából összeállított szelvény a székesfehérvári Aszal-völgy mentén. Az ártéri pelit jól körülhatárolható mederüledék-testeket vesz körül

Figure 14. Section along Aszal Valley, based on the successions penetrated by water exploration wells. Channel sandbodies are surrounded by large amount of floodplain silt and clay

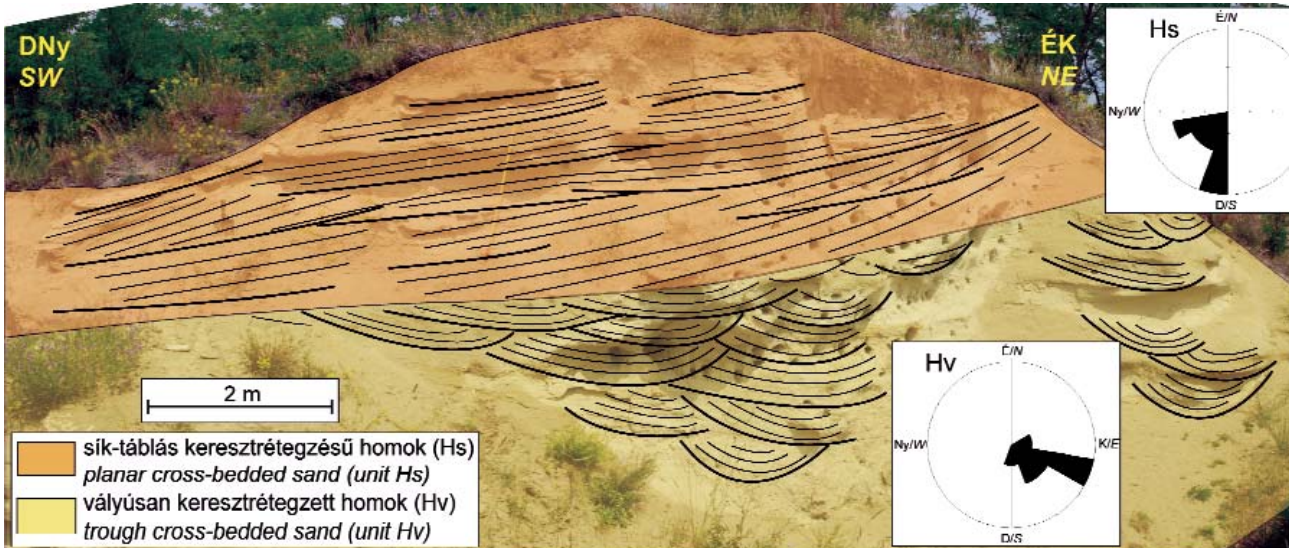
homokból, ill. homokból felépülő testek rajzolódnak ki. Ez utóbbiak közül az egyik legvastagabb („F”) a szelvény szinte teljes hosszában végighúzódik; vastagsága 10 m körüli, de felső határának helyzete bizonytalan, mert üledéke felfelé finomodva többé-kevésbé fokozatosan megy át a fedő pelitbe. A homoktest aleurittartalma déli irányban némileg növekszik, ezzel együtt helyzete is néhány méterrel magasabbra kerül a szelvény északi részéhez képest.

látottak és a fúrászelvény többi homoktestjének nagysága alapján nem volt jellemző a területen. Ha az üledék dél-délkelet felé és felfelé egyidejűleg épült, az a homok bázisának észak felé való lejtését is megmagyarázza az 5. ábrán vázolt eset mintájára. Ez utóbbi jelenség tektonikai kibillentéssel nem indokolható, miután a területre vízszintes településű rétegek, illetve a Dunántúli-középhegység felől az előtér irányába, dél-délkelet felé mutató, igen lapos (1–2°) szögű rétegdőlések jellemzőek.

Pátka, feltárás

A Pátkától 2 km-re északra található kis homokfejtésben a Vértesacsai Formáció egyöntetűen homok formájában jelenik meg, ezen belül azonban a rétegformák alapján két, markánsan elkülönülő fáciesegységet jelölhetünk ki, melyeket egy délnyugat felé dőlő, sík eróziós felület választ el (15. ábra).

kelet-délkeleti folyásirányú, a 45 centiméteres maximális kötegvastagság alapján kb. 4 méter mély folyómederben történetelt. A feltárás kis mérete és a felszín alatti adatok hiánya miatt itt a homoktest térbeli kiterjedésére, épülési irányára nem tehetünk becslést. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a két fáciesegységet elválasztó felszín a folyó tulajdonságainak gyökeres átalakulására utal. Nemcsak a folyásirány fordult délnyugatra, hanem a folyó jellege is megvál-



15. ábra. A pátkai feltárás fáciesegységei és az ezekben mért szállítási irányok diagramja

Figure 15. Facies units of Pátka outcrop, with the distribution of palaeocurrent directions in each unit

Hv: középszemcsés, vályúsan kereszttrétegzett homok

A fent említett eróziós felület alá eső részen a többi feltárásból is leírt vályús kereszttrétegzésű homok látható, 10 és 45 cm közötti vastagságú kötegekkel. Anyaga szinte egyöntetűen középszemcsés homok, csupán egyes köteghatárok mentén jelenik meg néhány milliméter vastagságban aleurit, ill. finomszemcsés homok. A fáciesegységen belül a rétegformák nagysága csupán véletlenszerűen változik. Az egykori üledékszállítás iránya viszonylag kis szórással kelet-délkeleti (átlagosan 128°).

Hs: középszemcsés, sík-táblás kereszttrétegzésű homok

Az eróziós felület fölé eső szakaszon a „vályúk” helyett több méter hosszúságban elnyúló, 20–30 cm vastag táblás kötegek láthatóak, melyek jellemzően délnyugati dőlésű mellső lemezei csupán néhány fokos szöget zárnak be a köteget határoló, 10–15°-os szögben szintén délnyugat felé dőlő sík felületekkel. E fáciesegység anyaga kizárólag középszemcsés homok.

Értelmezés

A vályús kereszttrétegzésű homok lerakódása az előző feltárásokból rekonstruálthoz hasonló körülmények között,

tozott: a vályús kereszttrétegzéssel szemben a sík-táblás rétegformák kifejlődése nem a meanderező vagy stabil medrű (klasszikusan „szövedékesnek” tekintett), hanem a fonatos medrű folyók sajátossága (COLLINSON 1986). Utóbbiak vízmélységéről azonban a táblás kereszttrétegzett kötegek mérete nem ad információt, mivel ezeket nem az aljzaton kialakuló egyedi dűnék, hanem a fonatos meder zátonyainak közel folyásirányban épülő mellső lemezei hozzák létre (MIALL 1977).

A késő-miocén–pliocén folyók jellemzése

Habár a Vértesacsai Formáció felszíni feltárásaiban nagyrészt homok jelenik meg, a fúrási rétegsorok és a geoelektromos szelvények alapján kiderül, hogy képződményeinek nagy részét az ártereken lerakódott pelites üledékek alkotják. Ezen belül kisebb arányban, elszigetelten jelennek meg az egykori medrekhez köthető homoktestek, ill. néhol az árterei hordalékkelebek homokja által alkotott kisebb üledékformák.

A rekonstruált medrek általában a rétegformák méretéből megállapított egykori vízmélységüknél nagyobb vastagságban raktak le homokot, jelezve üledékük felfelé történő gyarapodását. Övzátonyok viszont a homoktestek kis széles-

sége alapján, ill. a feltárások tanúsága szerint csak kevés helyen épültek. A felfelé történő üledékgyarapodás e túlsúlya azzal magyarázható, hogy a medrek helyzete oldalirányban viszonylag stabil lehetett (5. ábra). Ezt támasztja alá a homoktestek szélesség/vastagság aránya is. FRIEND (1983) szerint a 15-nél nagyobb szélesség/vastagság aránnyal jellemezhető homoktestek döntően oldalirányú épülést valószínűsítenének, míg az ennél kisebb arányok viszonylag állandó helyzetű medreket jeleznek. Természetesen a típusok közötti átmenetek fokozatosak, ám a Csönget-völgynél megfigyelt 8–12 körüli szélesség/vastagság arány (80–120 méter széles, 10 m vastag homoktest) már egyértelműen állandó mederhelyzetre utal, és a fúrások tanúsága szerint a hasonlóan keskeny, ám vastag homoktestek a területen általánosan jellemzik a Vértesacsai Formációt.

Miután a fonatos és a meanderező folyók medrei egyaránt folyamatosan változtatják helyzetüket, az állandó lefutású, üledéküket elsősorban felfelé építő medrek e folyótípusokra nem jellemzőek. Jól megfelel viszont a kép a szövedékes folyók klasszikus fáciesmodelljének (SMITH & SMITH 1980). A munkánkban azonosított homoktestek tágabb környezete nem ismert, ezért nem állapíthatjuk meg, hogy jelen vannak-e a folyótípus nevét adó, egyidejűleg aktív, egymásból elágazó medrek. Az elmúlt egy-két évtizedben világszerte kutatott számos recens és fosszilis folyóvízi környezet rekonstrukciója azonban világossá tette, hogy a medrek oldalirányú stabilitását, üledékeik felfelé való gyarapodását nem feltétlenül kíséri az elágazások jelenléte (NANSON & CROKE 1992, MAKASKE 2001). A vértesacsai Csönget-völgy és a székesfehérvári Aszal-völgy helyén rekonstruált medrekről tehát így is kijelenthető, hogy kis kanyargósságú, stabil helyzetű vízfolyásokhoz tartozhattak, melyek vize a szállítási irányok, ill. a Csönget-völgy esetében a geoelektromos szelvényekből adódó nyomvonal alapján nyugat-északnyugatról kelet-délkelet felé áramlott.

A hosszú időn át stabil medrű (klasszikusan szövedékesnek tekintett) folyók által lerakott üledékes összletek további jellegzetessége a homok kis mennyisége az ártéri pelitekhez viszonyítva (BRIDGE & LEEDER 1979). A Vértesacsai és a székesfehérvári Aszal-völgy térségében mélyült fúrások rétegsorának kis homok/agyag aránya (előbbi területen a rétegsor 27%-át, utóbbi helyen 37%-át alkotja homok) is alátámasztja a stabil helyzetű medrek jelenlétét.

A fenti általános képnek a vértesacsai Agyagos-völgyben azonosított meanderfejlődés sem mond ellent, hiszen miután a folyótípusok közötti átmenet fokozatos, néhol az alapvetően stabil medrű folyók mentén is megjelenhetnek övzónák. A pátkai feltárás sík-táblás keresztretégzett homokját lerakó, délnyugat felé áramló, vélhetően fonatos medrű folyó viszont jelentősen eltérő feltételek között jöhetett létre.

Ősföldrajzi következtetések

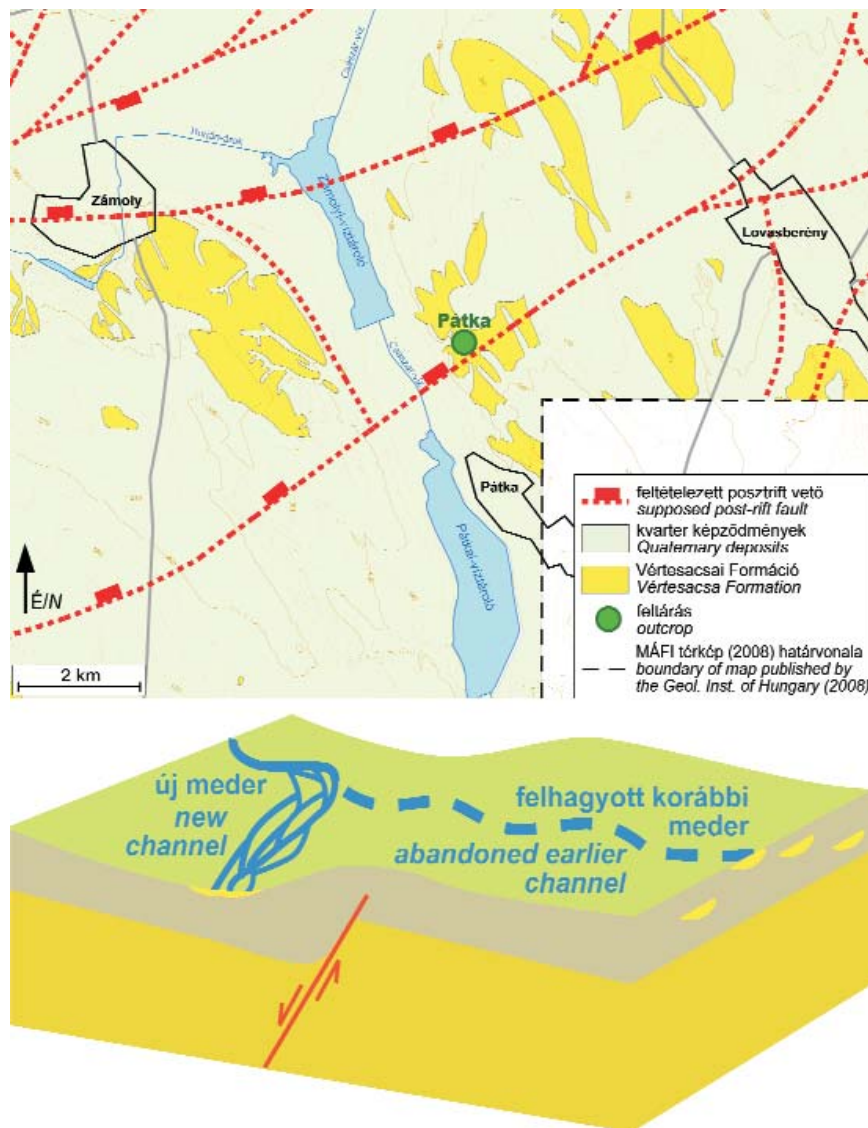
Az előzőekben jellemezhető hasonló, stabil medrű folyók, ill. szövedékes folyóhálózatok általában más (mean-

derező és fonatos) folyótípusokhoz képest kis esésű térszíneken, a vízfolyások ebből következően csekély energiája mellett fejlődnek ki (SCHUMM & KHAN 1972, KNIGHTON 1984). A medrek helyzetét tovább stabilizálja, ha az árterek üledéke az ottani talajképződésnek, ill. növényzetnek köszönhetően nehezen erodálható (FRIEND et al. 1979, GIBLING & RUST 1990, HUANG & NANSON 1997). A Vértes előterében ilyen tényező volt az ártéri agyagokban megfigyelt mészfelhalmozódás, ami jelentős időszükséglete miatt arra is utal, hogy a területen a medencealjzat sülyedésének üteme (amivel az ártéri üledékképződés lépést tart) nem haladta meg az 1–2 métert néhány tízezer év alatt. Tehát a Pannon-medence más részeihez viszonyítva kimondottan lassan sülyedő területről volt szó, ahol a Pannon-tó ottani részének feltöltődését követően kialakult alluviális síkságon — a rekonstruált medrek kis esésének tanúsága szerint — még a mai, főként meanderező folyók járta Alföldhöz viszonyítva is csekély szintkülönbségek lehettek jellemzőek.

A különböző helyeken egymással jó összhangban lévő szállítási irányok valószínűvé teszik, hogy a terület késő-miocén–pliocén medreinek vize döntően délkeleti irányban folyt. Ez összhangban van a Pannon-medence feltöltődéséről alkotott elképzelésekkel (JUHÁSZ & MAGYAR 1992, MAGYAR et al. 1999), melyek szerint a terület folyói a medence északi és nyugati peremét jelentő hegységkeret felől a medence belső, ill. déli, délkeleti területei felé tartottak.

Ezt a képet azonban egyes helyeken olykor jelentősen átalakíthatják a helyi tektonikai hatások. A pátkai feltárásból rekonstruált fonatos meder kialakulásához a vízfolyás energiájának lényeges növekedésére volt szükség, ami elsősorban az esés növekedésének lehet a következménye. A folyóirány itt megfigyelt délnyugatra fordulását szintén az egykori topográfia átalakulása okozhatta. Felmerül azonban a kérdés: mi idézhetett elő ilyen átalakulást az általánosságban véve lassan sülyedő síksági területen? A választ a Vértes közelmúltban végzett földtani térképezése (FODOR et al. 2008) során feltételezett „posztrift” (tehát a pannóniában, ill. esetleg még azt követően is aktív) vetők nyomvonala adhatja meg. A 16. ábrán jelzett, a pátkai feltárás közvetlen közelében futó vető esetleges hosszabb (a sík topográfia kialakulását lehetővé tevő) inaktív állapot utáni reaktivációja a délkeleti szárny relatív kiemelésével ugyanis létrehozhatta azt a tereplépcsőt, ami a vízfolyás számára akadályt jelentve annak irányát a vetővel párhuzamosan délnyugat felé terelte (16. ábra). Az északnyugati szárny sülyedése egyúttal megnövelhette a folyó esését, előidézve a meder fonatossá válását (vö. SCHUMM & KHAN 1972, OUCHI 1985).

A rekonstruált medrek 4–7 méteres mélységét mai folyókkal összevetve kiderül, hogy méretük a Tisza nagyobb mellékfolyói (Körös, Maros) alföldi szakaszának nagyságrendjébe esik. Ebből látható, hogy a hasonló nagyságrendű folyók a jelenlegi klímaviszonyok mellett is kiterjedt vízgyűjtő területtel rendelkeznek. A Vértesacsai Formáció képződésének idejére a paleotalaj-eredetű ártéri mészfelhalmozódások — a pliocénre vonatkozó korábbi megállapításokkal (NAGY 2005, VAN DAM 2006) egybe-



16. ábra. A normálvető menti elmozdulás a felszín addigi sík topográfiáját megváltoztatva eltérítheti a folyó folyásirányát és megnövelheti annak esését, utóbbival fonatos meder kialakulásához vezetve. Az egyszerűsített földtani térkép a pátkai feltárás térségében feltételezett posztrift szerkezeti elemek helyzetét jelzi, FODOR et al. (2008) nyomán

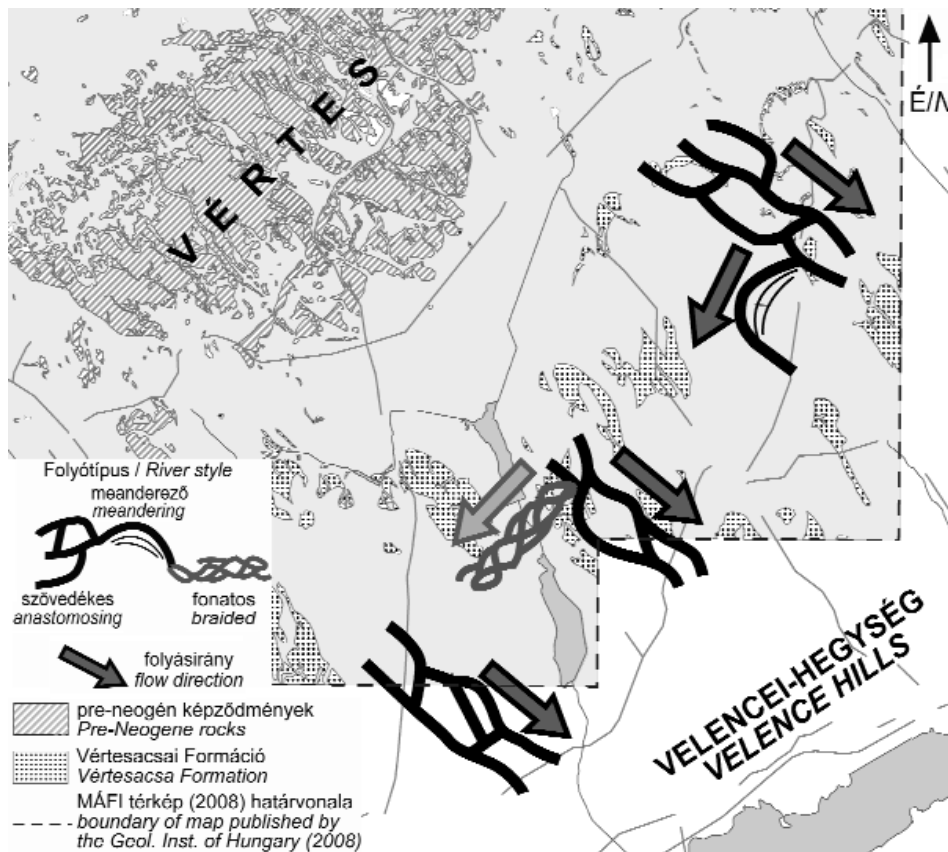
Figure 16. Movement along a normal fault changes the previously flat topography of the surface, resulting in the shift of flow direction and the increase of channel slope. The latter can lead to the formation of braided channel. The simplified geological map indicates the presumed post-rift (Late Miocene and younger) structural elements in the vicinity of Pátka outcrop, based on FODOR et al. (2008)

hangzóan — a mainál aridabb éghajlatot (magasabb átlaghőmérséklet mellett ugyanannyi vagy kevesebb csapadékot) valószínűsítene, ezért adott vízhozamú folyó kialakulásához még a maihoz képest is nagyobb vízgyűjtőterületre lehetett szükség. Emiatt feltételezhető, hogy a vizsgált vízfolyások jelentős távolságból — a megállapított folyásirányokat (17. ábra) figyelembe véve valószínűleg az Északnyugati-Kárpátokból — kiindulva, a mai Dunántúli-középhegység területén keresztül érthették el a jelenlegi Vértes-előtér területét, ahol már kis eséssel, kis energiával haladtak át, nagy kiterjedésű árterekkel övezett, csekély kanyargósságú, hosszú időn át stabil helyzetű medreket kialakítva. A mai Dunához hasonló méretű, ill. a Duná-

éhoz fogható vízgyűjtő területtel rendelkező folyó jelenlétére utaló jelet azonban nem találunk a Vértesacsa Formációban. Ugyanakkor (amint a pátkai feltárás jelzi) helyi tektonikai hatások eredményeként néhol a felvázolt általános képtől jelentősen eltérő típusú és folyásirányú medrek is megjelenhettek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk FODOR Lászlónak és SELMECZI Ildikónak ötleteikért, hasznos tanácsaikért. A geofizikai mérések a Geomega Kft. önzetlenségének, illetve MOLNÁR



17. ábra. A Vértessacsi Tagozat feltárásaiból rekonstruált folyótípusok és folyásirányok

Figure 17. River styles and flow directions reconstructed on the basis of the studied outcrops and profiles

Péter Pál és PART Róbert terepi közreműködésének köszönhetően valósulhattak meg. A mérési eredmények értékelésében nagy segítséget nyújtottak DÖVÉNYI Péter (†) javaslatai. A csönget-völgyi feltárásszelvényeinek felvételében REGÖS Szilárd működött közre.

Köszönjük az alapos munkát a kézirat bírálóinak, MAGYAR Imrének és JÁMBOR Áronnak, mellyel pontosabbá és közérthetőbbé tették eredményeink közzétételét.

Munkánk elkészítését az OTKA T.037724 és K.81530 számú pályázatai támogatták.

Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1968: *Current Ripples*. — North Holland Publishing Co., Amsterdam, 433 p.
- BAINES, D., SMITH, D. G., FROESE, D. G., BAUMAN, P., NIMECK, G. 2002: Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. — *Sedimentology* **49**, 441–449.
- BRIDGE, J. S. 2003: *Rivers and Floodplains*. — Blackwell Publishing, 491 p.
- BRIDGE, J. S. & LEEDER, M. R. 1979: A simulation model of alluvial stratigraphy. — *Sedimentology* **26**, 617–644.
- BUDAI T., FODOR L. 2008: A Vértessacsi hegység földtana. Magyarázó a Vértessacsi hegység földtani térképéhez (1:50 000). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 368 p.
- CANDY, I., BLACK, S. & SELLWOOD, B.W. 2004: Quantifying time scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria. — *Sedimentary Geology* **170**, 177–187.
- COLLINSON, J. D. 1986: Alluvial sediments. — In: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, 20–62.
- CSILLAG G., SELMECZI I. & SÜTŐ-SZENTAI M. 2003: Stratigraphic studies in the Upper Miocene of the South-Eastern foreland of the Vértess Mountains. — 6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc. Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető, 9–10.
- CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. & SIPOS-BENKŐ, K. 2004: Denudation surfaces, development of Pannonian formations and facies distribution indicate late Miocene to Quaternary deformation of the Transdanubian Range. — *Geolines* **17**, *Proceedings of the 2nd Meeting of the Central European Tectonic Group, Lucenec, Slovakia*, 26–27.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140**, 183–196.

- ERDEI, B., HABLY, L., KÁZMÉR, M., UTESCHER, T. & BRUCH, A.A. 2007: Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **253**, 131–156.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T. & SELMECZI I. 2008: A Vértes hegység földtani térképe, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FRIEND, P.F. 1983: Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. — In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell, Oxford, 345–354.
- FRIEND, P. F., SLATER, M. J. & WILLIAMS, R. C. 1979: Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. — *Journal of the Geological Society of London* **136**, 39–46.
- GARCÍA-GIL, S. 1993: The fluvial architectures of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. — *Sedimentology* **40**, 125–143.
- GIBLING, M. R. 2006: Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. — *Journal of Sedimentary Research* **76**, 731–770.
- GIBLING, M. R. & RUST, B. R. 1990: Ribbon sandstones in the Pennsylvanian Waddens Cove Formation, Sydney Basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry. — *Sedimentology* **37**, 45–65.
- GILE, L. H. 1975, Holocene soils and soil geomorphic relations in a semi-arid region of southern New Mexico. — *Quaternary Research* **7**, 112–132.
- HAY, R. L. & REEDER, R. J. 1978: Calcretes of Olduvai Gorge and the Ndolanya Beds of Northern Tanzania. — *Sedimentology* **25**, 649–673.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HUANG, H. Q. & NANSON, G. C. 1997. Vegetation and channel variation: a case study of four small streams in southeastern Australia. — *Geomorphology* **18**, 237–249.
- HUBERT, J. F. 1978: Paleosol caliche in the New Haven Arkose, Newark Group, Connecticut. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **24**, 151–168.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 1–259.
- JO, H. R. & CHOUGH, S. K. 2001: Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. — *Sedimentary Geology* **144**, 307–334.
- JORGENSEN, P. J. & FIELDING, C. R. 1996: Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: Three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. — *Sedimentology* **43**, 479–495.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemény* **124**, 341–365.
- JUHÁSZ Gy. & MAGYAR I. 1992: Pannóniai litofáciesek és molluszká-biofáciesek korrelációja. — *Földtani Közlemény* **122**, 167–194.
- KHADKIKAR, A. S., CHAMYAL, L. S. & RAMESH, R. 2000: The character and genesis of calcrete in Late Quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **162**, 239–261.
- KNIGHTON, A. D. 1984: *Fluvial forms and processes*. — Arnold, London, 218 p.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. 1996: Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection using a quasi-Newton method. — *Geophysical Prospecting* **44**, 131–152.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAKASKE, B. 2001: Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. — *Earth Science Reviews* **53**, 149–196.
- MIALL, A. D. 1977: A review of the braided river depositional environment. — *Earth-Science Reviews* **13**, 1–62.
- MIALL, A. D. 1988: Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. — *AAPG Bulletin* **72**, 682–697.
- NAGY, E. 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **205**, 120 p.
- NANSON, G. C. & CROKE, J. C. 1992: A genetic classification of floodplains. — *Geomorphology* **4**, 459–486.
- OUCHI, S. 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. — *Geological Society of America Bulletin* **96**, 504–515.
- PALOTAI M., CSONTOS L., DÖVÉNYI P. & GALÁ CZ A. 2006: Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmazott tömbjei. — *Földtani Közlemény* **136**, 325–346.
- REEVES, C. C. Jr. 1970: Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico. — *Journal of Geology* **78**, 352–362.
- RESTALLACK, G. J. 1990: *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. — Allen & Unwin, London, 520 p.
- SALÁT P. & SZABADVÁRY L. 1970: A geoelektromos módszerek fizikai és földtani alapjai. — In.: STEGENA L. (szerk.): *Geofizikai kutatási módszerek III. — Felszíni geofizika*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 413 p.
- SCHUMM, S. A. & KHAN, H. R. 1972: Experimental study of channel patterns. — *Geological Society of America Bulletin* **83**, 1755–1770.
- SMITH, D. G., & SMITH, N. D. 1980: Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. — *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 157–164.
- Soil Survey Staff 1996: *Keys to soil taxonomy*, 7th Edition. — Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 644 p.
- TÓTH K. 1971: A Vértes hegység délkeleti előterének pannón képződményei. — In: GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (szerk.): *A magyarországi pannónkori képződmények kutatásai*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345–361.

- UHRIN A. 2005: Pliocén folyók szedimentológiai rekonstrukciója a Gödöllői-dombságon. — *Általános Földtani Szemle* **29**, 5–23.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2007: Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Gödöllő Hills, Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 291–300.
- VAN DAM, J. A. 2006: Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- WILLIS, B. 1993: Interpretation of bedding geometry within ancient point-bar deposits. — *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* **17**, 101–114.
- Kézirat beérkezett: 2011. 01. 12.