

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana III.

Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése „3D” földradar (GPR) szelvények alapján

TÓTH Péter^{1,2}, SZAFIÁN Péter³ és SZTANÓ Orsolya^{1,*}

¹ ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

² jelenlegi címe: Eriksfiord AS, Prof.Olav Hanssens vei 7A, 4021, Stavanger, Norway (ptoth@eriksfiord.com)

³ MOL NyRt., 1117 Budapest, Október 23 u. 18., (pszafian@mol.hu)

* levelező szerző: sztano@ludens.elte.hu

Three-dimensional GPR imaging of a Gilbert-type delta: a case study from the Late Miocene Lake Pannon, Hungary

Abstract

During the early stage of its evolution Lake Pannon had been dissected by several islands and peninsulas. One of the largest of these might have been the present Transdanubian Range rimmed by rocky coasts, sands and gravels at about 10 Ma ago (Kálla Gravel). These gravels were partly formed as wave-reworked beach deposits and as Gilbert-type deltaic deposits.

Three depositional units were distinguished in the outcrops of the Kálla Gravel in the Tapolca Basin. The uppermost is made up of horizontal strata of well sorted, fine sand and pebbly sand and unconformably overlies the lower ones, which have a steep depositional dip up to 20–30°. The lower two units are mainly made up of open-fabric clast-supported gravel and sandy gravel. The dip of beds is not constant, there are internal low angle differences and downlaps. The two lower facies units are different only regarding their thickness and transport direction. The lowermost unit attains 20 m thickness with southerly dip directions. The overlying unit observed and studied in details in the SE part of the largest quarry is only 2–3 m thick and dips towards the NE. Both the large and small steep progradational surfaces were interpreted as foresets, while horizontal surfaces as topsets of a shallow-water Gilbert-type delta.

In the largest outcrop — an active gravel pit — of the deltaic deposits ground penetrating radar (GPR) measurements were carried out in order to reveal the architecture of the deltaic body. Data were gained from three pseudo-three-dimensional grids of about 30×30 m with 2 m spacing of parallel sections. Only basic processing steps were applied: bandpass filtering, true amplitude recovery and static correction. For comparison and control of GPR images geological cross-sections, logs and photographs taken during the last eight years were also used.

Based on reflection terminations, amplitude and continuity variations three major units were distinguished on the radar sections as well. The lowermost unit is characterised by strong, steep, oblique reflections, which can be seen even at least to a depth of 12 m. 3-D mapping of these surfaces demonstrated fairly straight and uniform dip planes to the S, SE in harmony with the dip of the lowermost large foreset unit. In the south-eastern measure grid it is cut by a high amplitude low angle reflection, which is a downlap surface of oppositely dipping reflections up to a height of about 3 m. 3-D mapping revealed a set of small curved surfaces extending to a few tens of metres only, indicating migration towards the N–NE. Above both set of dipping reflections horizontal reflections are detected, corresponding to the topmost horizontal strata of the delta.

The GPR study demonstrated that the main transport was towards the S, SE having only subtle differences in transport direction, however, still enough to show reflection terminations between the separate lobes. The low angle erosion of the previously deposited lobes may point to a lake-level drop of a few metres amplitude. The resulted accommodation was filled by minor lobes quickly migrating aside (NE) by the major one. The overlying topsets indicate a continued gradual rise of lake-level.

Keywords: Lake Pannon, Gilbert-type delta, ground penetrating radar, palaeotransport direction

Összefoglalás

A Pannon-tó kialakulása kezdetén szigetek és félszigetek tagolták a vízfelületet. A legnagyobb félsziget a Dunántúli-középhegység tömbje lehetett, melyet kb. 10 millió éves abráziós szikláspartok, kavicsos-homokos hullámveréses fővenypartok és lokálisan kavicsos, Gilbert-típusú delták szegélyeztek (Kállai Formáció).

A Tapolcai-medencében a Kállai Kavics feltárásaiban három üledékes egység különíthető el. A legfelső, vízszintes településű, jól osztályozott homok és kavicsos homok váltakozásából épül fel, mely alatt meredek (20–30°) dőlésű

mátrixmentes szemcsevázú kavics és homokos kavics rétegek találhatók, kissé változó látszólagos dőlésszöggel. Az alsó két egység anyagában nem, csak méretében és szállítási irányában különbözik: a legalsó, dél felé dőlő rétegekből álló egység magassága eléri a 20 m-t, míg a közbűlső egység, amelyet a részletesen vizsgált bánya délkeleti felén észleltünk, csak 2–3 m magas és ÉK felé dől. A nagy- és a kisméretű, meredeken dőlő felszínek egyaránt a Gilbert-delta homlokrétegei, míg a vízszintes felszínek annak fedőrétegei.

A Gilbert-delta egyik legnagyobb feltárásában — egy aktív művelt kavicsbányában — földradar méréseket végeztünk a deltatest belső szerkezetének megismerése céljából. A földradarszelvények három, 30×30 m-es mérési hálóban, 2 m-es szelvénytávolsággal készültek. Csúpan egyszerű adatfeldolgozási lépésekre — sávszűrés, amplitúdó-visszaállítás és statikus tolás — volt szükség. A radarszelvényeket az elmúlt nyolc év terepbejárásai során készült fényképekkel, valamint a bányafalak földtani és szedimentológiai szelvényeivel vetettük össze.

A radarszelvényeken a reflexiók elvégződése, amplitúdója és a folytonossága alapján három radarfácies különül el. A legalsó egységben nagy amplitúdójú, meredek, ferde reflexiók láthatók a felszíntől legalább 12 m mélységig. Ezek háromdimenziós térképezése kimutatta, hogy nagy kiterjedésű, viszonylag sík, D–DK felé dőlő rétegekről származnak, melyek a legalsó üledékes egységgel azonosak. A délkeleti mérési hálóban ezeket a rétegeket lapos szögű, erős eróziós felszín metszi, melyre ellentétesen, ÉK felé dőlő reflexiók következnek, egy maximum 3 m magas egységet alkotva. Háromdimenziós térképezésük néhányszor 10 m-es kiterjedésű, ívelt rétegfelszínek jelenlétére utal. Mindkét fajta meredek dőlésű reflexióköteg felett vízszintes reflexiókat találunk, a feltárás rétegsorához hasonlóan.

A rétegdőlések egyezően a földradarral kiterképezett progradálási irány déli-délkeleti a fő delta test esetén — a kis különbségek az egyes lebenyek alig eltérő lerakódási irányaiából erednek. A már leülepedett lebenyeket metsző lapos eróziós felszín néhány méteres vízszintesés révén alakulhatott ki. Az így képződött térbe települt a fő építési irányra közel ellentétesen, ÉK felé, a kis, karéjos lebenyek sora. A delta felfelé épülő fedő rétegei a folytatódó fokozatos, relatív tőszintemelkedést jelzik.

Tárgyszavak: Pannon-tó, Gilbert-típusú delta, földradar, szállítási irány

Bevezetés

A Tapolcai-medence peremén több kavics- és homokbányában fejtett Kállai Formáció területi elterjedését BUDAI et al. (1999) térképezték ki, rétegtani helyzetét CSILLAG et al. (2010) jellemezték. Szedimentológia jellemzői alapján a kavicsos-homokos felépítésű kőzettestek a Káli-medence környékén hullámveréses fővenypartokon (BABINSZKI et al. 2003), míg a Tapolcai-medencében Gilbert-típusú delta üledékeiként keletkeztek (SZTANÓ 1995, SZTANÓ et al. 2010). A részletes szedimentológiai elemzésekkel, a kavicsok zsindelyességének és a delta mintegy 20 m magas, 20–30° dőlésű homlokrétegei dőlésirányának mérésével egyértelműen kimutatható, hogy a kis-bakonyi, billegei és lesenceistvándi területeken egyöntetűen dél felé történt a delta kiépülése. Ugyanakkor a billegei bánya délkeleti részén ezzel 90–120°-ot bezáró szállítási irányokat kaptunk teljesen azonos kőzetösszetételű testek meredek rétegeinek dőlésméréséből. Ezek a kőzettestek mindenütt eróziósan települtek a „nagy” délies dőlésű homlokrétegekre, vagy legfeljebb 3–4 m vastag kékülőkötegekben egymásra. Fedőjük a délre progradáló homlokrétegek fedőjével azonos: a deltasíkságon lerakódott horizontális homok- és kavicsos-homok rétegek. A terepi szedimentológiai észlelésekkel ezen furcsa, látszólag „visszafelé” progradáló testek pontos geometriáját, mibenlétét, eredetét nem tudtuk megválaszolni (1. ábra).

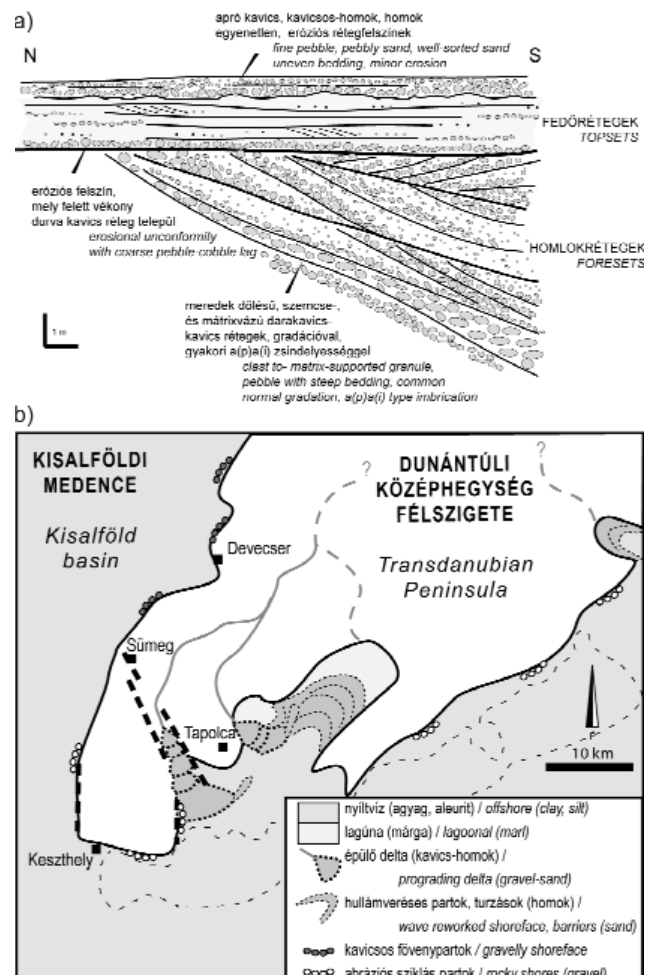
1. ábra. a) A Kállai Kavics szedimentológiai szelvénye

A különböző dőlésszögű rétegek egy sekélyvízi Gilbert-típusú delta homlok- (I) és fedőrétegeiként (III) keletkeztek. A homlokrétegek között a billegei bánya déli részén látszólag ellentétes dőlésű kavicsstesteket (II) találunk, melyek eredete az egyszerű progradáló delta modelljével nem magyarázható

Figure 1. a) Simplified sedimentological sketch of the Källa Gravel

Beds with different dip angles and directions were formed as foresets (I) and topsets (III) of a shallow-water Gilbert-type delta. At the southern part of the Billege gravel pit, however, a unit with oppositely dipping foresets (II) is situated, which origin cannot be understood with the simple progradational deltaic model

b) Palaeogeographical sketch about the rim of the Transdanubian Peninsula with the occurrence of small gravelly deltas, wave reworked sandy beaches and rocky shores at about 10 Ma ago



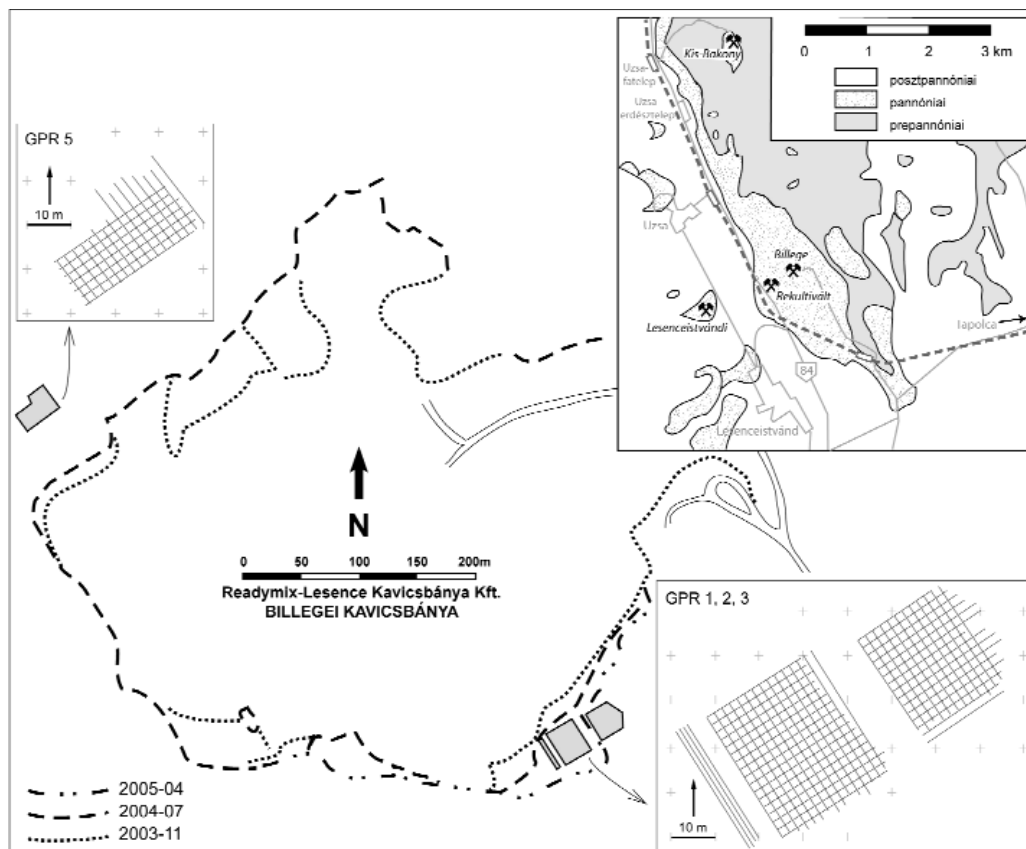
Ezen tanulmány célja, hogy a hazai földtani kutatásban eddig kevésbé használt geofizikai vizsgálati módszerrel, a földradarral (GPR) leképezve a rétegek elhelyezkedését, megoldást találjunk a „visszafelé progradáló” egységet érintő kérdéseinkre. Radarszelvényeken elsősorban a rétegek geometriája, települési viszonyai figyelhetők meg, de egyes litológiai jellemzők is kikövetkeztethetők (ANNAN & DAVIES 1989, JOL & SMITH 1992, REGLI et al. 2002, NEAL 2004). Ezeket térben kitérítve, majd összehasonlítva a mérésekhez közeli bányafalakon észlelt jelenségekkel, a kérdéses kőzettest keletkezése részben megérthető. Egyúttal tesztelni is kívántuk, hogy a földradaras mérések milyen módon és milyen részletességgel képezik le a kavicsos-homokos kőzeteket, milyen további földtani problémák megoldásában nyújthat segítséget ez a módszer.

A vizsgált terület földtani felépítése

A Keszthelyi-hegységtől Nyirádig húzódó nagy kiterjedésű, uralkodóan homok és laza „rozsdás” homokkő, illetve helyenként agyag kifejlődésű rétegeket faunájuk alapján LŐRENTHEY (1905), majd LÓCZY (1913) sorolta a pannóniai emeletbe. A tágabb terület földtani felépítését egyrészt nyersanyagkutató fúrásokból (bauxit, bazalt, üveghomok, építőanyag stb.), másrészt különböző földtani térképezések

során nyert adatokból ismerjük (BUDAI et al. 1999). A Tapolcai-medence északi peremén Lesenceistvánd–Billegei-erdő–Uzsabánya-Kis-Bakony térségében működő bányákban (2. ábra) a pannóniai korú Kállai Formáció transzgresszív települ a triász Földolomitra vagy a származata mészkőre. Néhány kilométerrel délebbre a Tapolcai-medencében pannóniai agyagmárgára (Száki Formáció; CSILLAG et al. 2010) települ, látszólag regresszív. Fedője eróziósan települő fiatalabb pannóniai aleuritos finomhomok (Somlói Formáció), vagy pleisztocén korú, már áthalmazott bazaltszemcséket is tartalmazó homokos kavics (BENCE & BUDAI 1987, BUDAI et al. 1999). Az aljzatra települő pannóniai kavics vastagsága Sümeg környékén csupán 5–10 méter, ám dél felé vastagodva a kis-bakonyi bányában már 20 m-es falban látható, míg a tapolcai-medencei fúrásokban az 50 m-t is eléri (JÁMBOR 1980, JOCHÁNE EDELÉNYI 1984, CSILLAG 2004, CSILLAG et al. 2010). Ez arra utal, hogy a Gilbert-delta dél felé egyre nagyobb vízmélységű medencébe épült.

A Kállai Formáció anyaga legtöbbször kvarcit, ritkábban tüztkő, lidit, kvarcporfirrit, egyéb metamorf kőzet, szórvaosan tüztkő, de gyakoriak az alapegységéből származó karbonátkavicsok is. Jól koptatott, gömbölyített voltak miatt kapták a „gyöngykavics” nevet, melyet JÁMBOR (1980) az abrázios, hullámveréses parti eredettel, valamint a strand anyagának érett, többszörösen átdolgozott jellegével magyarázott. A kapcsolódó homok kitűnően osztályozott,



2. ábra. Vázlatos földtani térkép a vizsgált pannóniai képződmények elterjedésével (BUDAI et al. 1999 után) és a billegei bánya helyszínrajza a GPR szelvények helyének és lefutásának feltüntetésével

Figure 2. Simplified geological map of the study area (after BUDAI et al. 1999) and the map of the Billege gravel pit with the location of the GPR sections

anyaga szintén kvarc, kvarcit, mész-, és csillámentes, melyet a Káli-medencében üveghomokként termelnek ki. A kavicsanyag feltételezhetően a Csatkai Formációból halmozódott át, bizonyítva a középhegységi szárazulat létét ebben az időintervallumban (JÁMBOR 1980, MAGYAR et al. 1999). A kavicsos kifejlődések ősmaradványokban meglehetősen szegények: a káli-medencei homok fáciesű lelőhelyek faunáját MAGYAR (1988), MAGYAR et al. (2007) dolgozták fel, megállapítva azok sekély tavi eredetét és kb. 10 millió éves korát. A „kállai homok” keletkezési viszonyaival, nyomfossziliáival és üledési környezetével újabban BABINSZKI et al. 2003 foglalkozott. Eredményeik szerint a Káli-medencében a homokos kifejlődésű rétegek a hullámbázis közelében képződött viharüledékeknek tekinthetők, a kavicszinóros fáciesek pedig a parthomlok fröccszónájában alakultak ki.

SZTANÓ (1995) és SZTANÓ et al. (2010) az uzsabányai, a lesenceistvándi felhagyott bányákban és a billegei-erdő aktív fejtésében végzett részletes szedimentológiai elemzések alapján a tapolcai-medencei kifejlődésű „kállai kavicsot” egy a sekély tóba kiépülő Gilbert-típusú delta üledékének tartják. Megfigyelhető három fő üledési egység (*I. ábra*). A legalsó 4–15 méter vastag, melyet arasznyi–öles vastagságú, meredeken dél felé dőlő, főleg szemcsevázú, ritkábban homok mátrixú, gyengébben osztályozott kavicsrétegek alkotnak. A középső egységet, több méter vastag, ugyancsak meredek, 20–30 fokos dőlésű kötegekből álló kavics alkotja. Az elkülönítés legfőbb indoka az eltérő dőlésirány, mely a középső egységben É–ÉK-i. A legfelső egységet horizontális településű homok, kavicsos homok és mátrixvázú kavics változó rétegei építik fel. Az alsó két egység meredek dőlésű rétegei a sekélyvízi Gilbert-típusú delta dél és meglepő módon északkelet felé épülő frontjának üledékei. A vízszintes rétegzettségű üledék a deltasíkság lapos térszínén halmozódott fel. A delta kiépülése részben a Száki Agyagmárga üledésével egy időben, a Pannon-tó transzgresszióját kísérendő kezdődhetett a Dunántúli-középhegység délnyugati, részben szinszediment vetőkkel (CSILLAG 2004, CSILLAG et al. 2010) tagolt peremén (*I. ábra*). A vízszintemelkedés ellenére a középhegységi félszigetről érkező bőszeges üledékutánpótlásnak köszönhetően a delta gyorsan épült dél felé. Előbb sekélyebb vízben a mezozoos és középső-miocén anyagú aljzatra, majd elérve az eredetileg is kissé mélyebb medencerészt a progradáció folytatódott a korábban lerakódott agyagmárga felett (CSILLAG et al. 2010), miközben a parttól távol eső területeken folytatódhatott az agyagmárga felhalmozódása. Ezzel egy időben az üledékforrástól csapásirányba eső Káli-medencében a delta hullámveréssel átdolgozott, áramlásokkal elszállított, szortírozott, immár főleg homokos anyaga ülepedhetett.

A kavics fáciese a billegei bányában

A billegei bányában négyféle közettípust különíthetünk el, melyeket a domináns szemcseméret, a szövet, az osztályozottság, másodlagosan a szín és a cementáltság, valamint

a Gilbert-típusú delta különböző részein elfoglalt helyzete különböztet meg egymástól (SZTANÓ et al. 2010)

A szemcsevázú, jól osztályozott, teljesen mátrixmentes, nagy porozitású kavics (1. fácies) színe élénken vörös, narancs-barna a limonitos átitatódástól. Helyenként kemény, sötétbarna konglomerátummá cementálódott. Ez a litofácies a delta meredek dőlésű 10–50 cm vastag homlokrétegeinek leggyakoribb alkotóeleme. Az ugyancsak szemcsevázú, de rosszul osztályozott, szürke színű kavics (2. fácies) az előzőhöz hasonlóan a delta homlokrétegeit alkotja, de a rétegek vastagsága nagyobb, gyakran eléri az 1–1,5 m-t is. A gyenge osztályozottságból eredően porozitása az előzőnél jóval kisebb, limonitosodás nem jellemző. Az uralkodó mennyiségben jelen levő kavicsokhoz egyes rétegekben kitűnően osztályozott apróhomok társul (3. fácies), meggátolva a limonitos cementációt, de még a gyengébb festődést is. A homoktartalomtól függően előfordul szemcsevázú változata, ahol a homok csak a kavicsok közti rést tömi el. Ahogy növekszik a homok mennyisége, úgy válik az üledék inkább kavicsos homokká. Ez a közettípus a leggyakoribb a delta legfelső, vízszintes fedőrétegei között, de megjelenik az összlet meredek dőlésű részén is. A 4. fáciestípust vakító fehér, kavicsmentes, jól osztályozott, aprószemcsés homok képviseli, mely a billegei bányában a delta fedőrétegeiben jellemző.

Az itt felsorolt litológiai típusok a radarszelvényeken nem különíthetők el, de a reflexiók erősségére, folytonosságára, sőt helyenként az „átvilágítás” mélységére is jelentős hatást gyakoroltak.

A földradaros mérések elve és kivitelezése

Az üledék nagyléptékű szerkezetének leképezésére a földtani vizsgálatokban is egyre inkább elterjedő geofizikai kutatómódszert, a földradart (GPR) használtuk (ANNAN & DAVIES 1989, JOL & SMITH 1992, BRISTOW & JOL 2003, VAN DAM & SCHLAGER 2000). A földradaros szelvényezést gyakorta hasonlítják a szeizmikus mérésekhez, lévén mindkettő hullámterjedésen alapul, és ráadásul a két mérési eljárás eredményeit is hasonló módon jelenítjük meg (FISHER et al. 1996). A vízszintes tengelyen a szelvénymenti távolság, a függőleges tengelyen pedig a jelforrásból kibocsátott hullám kétszeres futásideje van feltüntetve. A földtani információt pedig a rétegekről visszaverődő hullámok hordozzák. Ugyanakkor fontos hangsúlyozni, hogy a földradar elektromágneses hullámok segítségével képezi le a vizsgált teret, amelyek terjedését egészen más törvények szabályozzák, mint a szeizmikában használt rugalmas hullámokét, ezért az alábbiakban röviden összefoglaljuk a földradar-mérésekre vonatkozó legfontosabb összefüggéseket.

Ha a vizsgált közeg elektromos vezetőképessége (s) kicsi — ami igaz a kőzetek és üledékek jelentős részére —, miközben a méréshez használt elektromágneses hullám frekvenciája a megahertzes tartományba esik, a hullámok terjedését alapvetően a közeg dielektromos tulajdonságai határozzák meg. A terjedési sebesség (v) fordítottan arányos

a közeg relatív dielektromos állandójával (ϵ_r) és a relatív mágneses permeabilitással (μ_r):

$$v = c / \mu_r \cdot \epsilon_r,$$

ahol a , c a fény vákuumban mért terjedési sebessége. A legtöbb kőzetben — néhány erősen mágnesezhető kőzet kivételével — a μ_r közel egységnyi, tehát az elektromágneses hullámok terjedési sebessége a relatív dielektromos állandó függvénye, a szeizmikával ellentétben tehát nem mélységfüggő. A kőzetek túlnyomó részénél a dielektromos állandó értéke 3–20 közé esik, míg a nedves agyagban a 40-et is elérheti. A víz relatív dielektromos állandója 81, vagyis a vizsgált öszlet víztartalma jelentősen lassítja a radarimpulzus terjedési sebességét. A radarhullámok sebességét m/ns-ban szoktuk megadni: száraz homokban, kavicsban 0,15–0,1 m/ns, nedves agyagban 0,1–0,05 m/ns, míg vízben 0,03 m/ns a jellemző érték (vö. LEMPERGER 2003).

A radarhullámok határfelülethez érve arról részben visszaverődnek, illetve megtörve behatolnak a felület alá. Egy felületről annál erősebb reflexiókat kapunk, minél nagyobb a két közeg relatív dielektromos állandója közötti különbség.

Terjedésük során az elektromágneses hullámok csillapítódnak, szóródnak, végül elnyelődnek, így korlátozott annak a tértartománynak a vastagsága, amelyről földradar méréssel információt nyerhetünk. Behatolási mélységként (d) azt a mélységet szokás megadni, ahol a jel aktuális, illetve felszíni amplitúdójának aránya $1/e$, vagyis az amplitúdó a kiindulási értékének kb. 37%-ra csökken. Ez nem egyezik meg azzal a mélységgel, ameddig a radarhullámok valójában eljutnak, ám jó közelítéssel megadja azt, honnan kapunk még észlelhető visszavert jeleket.

A földtani célú vizsgálatoknál jellemző közegek esetében jó közelítéssel azt mondhatjuk, hogy a behatolási mélység egyenesen arányos a közeg relatív dielektromos állandójának négyzetgyökével, és fordítottan arányos az elektromos vezetőképességgel. Amint azt korábban említettük, a relatív dielektromos állandó a kőzetek esetében legfeljebb egy nagyságrendet változik, ezért a radarhullámok behatolási mélységét alapvetően a lényegesen változó, több nagyságrendet átölelő fizikai jellemző, az elektromos vezetőképesség határozza meg: minél nagyobb a közeg elektromos vezetőképessége, annál kisebb a behatolási mélység. Itt jut döntő szerephez a kőzetek pórussterét kitöltő víz, amely iontartalmánál fogva jelentősen emeli a vezetőképességet. Hasonló módon a jól vezető agyag-ásványok jelenléte is erősen korlátozza a leképezhető mélységtartományt. Ugyancsak csökkenti a behatolási mélységet az is, ha sok határfelület jellemzi a vizsgált földtani öszletet, hiszen a visszaverődés emészti az energiát. Általánosságban azt mondhatjuk, hogy a földradar kutatások jellemző mélységtartománya a felső 20 m, ami optimális esetben az 50–60 métert is elérheti, de például tengervízbe a radarhullámok mindössze egy centimétert, agyagba pedig nagyjából 30 centimétert tudnak behatolni (SPIES 1989, SMITH & JOL 1995).

A leképezhető mélységtartomány mellett nagyon fontos paraméterek a vertikális és horizontális felbontóképesség is.

Az elméleti vertikális felbontóképesség konzervatív becslés szerint a beérkező jel hullámhosszának a negyede, azaz ha két felület ilyen távolságra helyezkedik el egymás alatt, a róluk visszaverődő jeleket már meg tudjuk különböztetni. Egy adott frekvenciájú jel hullámhossza a terjedési sebesség függvényében változik: a hullámhossz a sebesség és a frekvencia hányadosa. Ebből következően kis terjedési sebességgel jellemezhető közegben nagyobb a vertikális felbontás, mint egy nagy sebességű öszletben. Ha például egy 300 MHz frekvenciájú földradarral vizsgálunk egy 0,12 m/ns sebességű közeget, akkor az elméleti vertikális felbontóképesség 10 cm, míg 0,06 m/ns terjedési sebesség mellett 5 cm-re levő rétegeket is meg tudunk különböztetni.

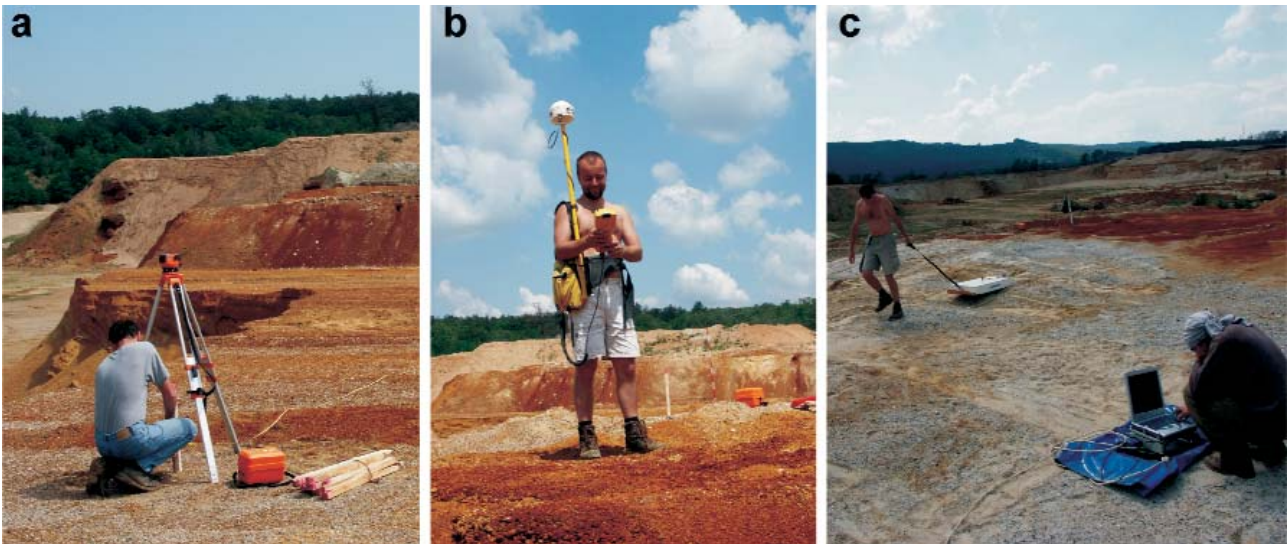
A horizontális felbontást az első Fresnel-zóna átmérőjével (w) közelíthetjük, ez azt a felületet jelenti, amelynél kisebbeket diffraktáló pontokként észlel a radarhullám. Ennek a zónának a mérete egyenesen arányos a mélységgel és a hullámhosszal, vagyis minél nagyobb a jel hullámhossza, s minél mélyebben található felületeket vizsgálunk, annál nagyobb a Fresnel-zóna átmérője, következésképpen annál kisebb a horizontális felbontás. A fenti példában említett két közegben öt méter mélyen a horizontális felbontás az első esetben $w_1 = 2$ m, míg a másodikban $w_2 = 1,41$ m.

A földradar szedimentológiai célú alkalmazásaiban a reflexiók kialakulását és erősségét, vagyis a relatív dielektromos állandót és a hullám terjedési sebességét több tényező befolyásolja. A legfontosabb ezek közül a víz jelenléte, amely a kőzet porozitásától és permeabilitásától függő mértékben növeli a közeg relatív dielektromos állandóját és elektromos vezetőképességét, miközben csökkenti a terjedési sebességet és az áthaladó hullám amplitúdóját. A porozitás és permeabilitás pedig közvetlen módon függ a kőzet szemcseméretétől, osztályozottságától, kompaktáltságától, cementáltságától, illetve az adott üledékes egység belüli kisebb szöveti változásoktól. A kőzet anyagi összetétele hasonlóképpen jelentős hatással van a reflexiókra: az agyagtartalom növekedése emeli a relatív dielektromos állandót, míg a kvarctartalom emelkedésével csökken az értéke (pl. PRINGLE et al. 2003). Összességében megállapíthatjuk, hogy az elsődleges reflexiók megjelenését és erősségét az üledékes és üledékes kőzetek litológiai sajátosságai határozzák meg.

Nem az elsődleges üledékszerkezethez, rétegzettséghez köthető, ún. másodlagos reflexiók is megjelenhetnek a radarfelvételen. A leggyakoribb, hogy a talajvízszint megmutatkozik: a hajszálcsovesség miatt fokozatosan telítetté váló zóna vízszintes vagy enyhén dőlő, az eredeti rétegzettséget metsző erős, folytonos reflexióként jelenik meg. Ugyancsak módosíthatják a reflexiók képet a különböző diagenetikus változások (utólagos cementáció, kicsapódás) is, különösen, ha ezek során vastartalmú ásványok is megjelennek az öszletben (VAN DAM et al. 2002).

Mérési adatok és feldolgozások

A billegi bányában több helyen végeztünk földradar méréseket (2., 3. ábra). Tapasztalatunk szerint a több méter



3. ábra. A mérési háló kitűzése (a) és helyzetének meghatározása differenciális GPS-szel történt (b). A jelforrást és a visszatérő jelet érzékelő műszer szelvénymenti vontatása és a terepi adatrögzítés közben a nyers adatok megtekinthetők, előzetesen értelmezhetők (c)

Figure 3. Geodetic positioning (a) of the survey area occurred with differential GPS (b). Source and receiver is included in the towed device during data acquisition, while raw data can be evaluated on site (c)

vastag, fehér, aprószemcsés, lezivárgó vízzel átítatott homok elnyelte a radarjelet, így végül értékelhető szelvényeket ott kaptunk, ahol a talajtól, pleisztocén és fiatalabb kavics alkotta a felszínt. Az északnyugati blokkot (GPR5) egy a bányatalpnál körülbelül 15 méterrel magasabb platón mérték ki, míg a két délkeleti mintaterületet (GPR1, GPR3), melyet egy megközelítőleg 10 méter széles sáv választott el egymástól, egy alacsonyabb 5,5 és 7 m magas platón jelöltük ki. A szelvények az üledék geometriai viszonyait a felszíntől számított kb. 12 m mélységig képezték le. A mintaterületek úgynevezett pszeudo-háromdimenziós formában, azaz merőleges hálózatban, hossz-, és keresztirányban is 2 méteres szelvénytávolsággal készültek. A blokkok és szelvények pontos helyét differenciális GPS segítségével állapítottuk meg (3. ábra).

A nyers adatrendszerből az értelmezést megnehezítő zajokat egy 45–390 MHz-es sávszűrő távolította el, a gömbi szóródás miatt csökkenő amplitúdók helyreállítását pedig csatorna menti logaritmusos erősítés segítségével végeztük. Fontos lépése volt a feldolgozásnak az egyes csatornák statikus korrekciója. Az adott környezetben a mérés vertikális felbontóképessége 10–20 cm. A bányaudvar felszínének egyenetlensége ezt a mértéket lényegesen meghaladta, ami azzal a veszéllyel járt, hogy korrekció nélkül a leképezett reflexiókban megjelenik a felszín topográfiája is. Ezért elengedhetetlen volt a mérések pontos színtezése, majd ennek statikus korrekcióként való alkalmazása. Ennek a feldolgozási lépésnek köszönhető, hogy egyes szelvények nem a 0 ns kétszeres futásidőnél kezdődnek, hanem az alatt: a mérési hálózat vonatkoztatási szintjét a legmagasabb ponthoz illesztettük.

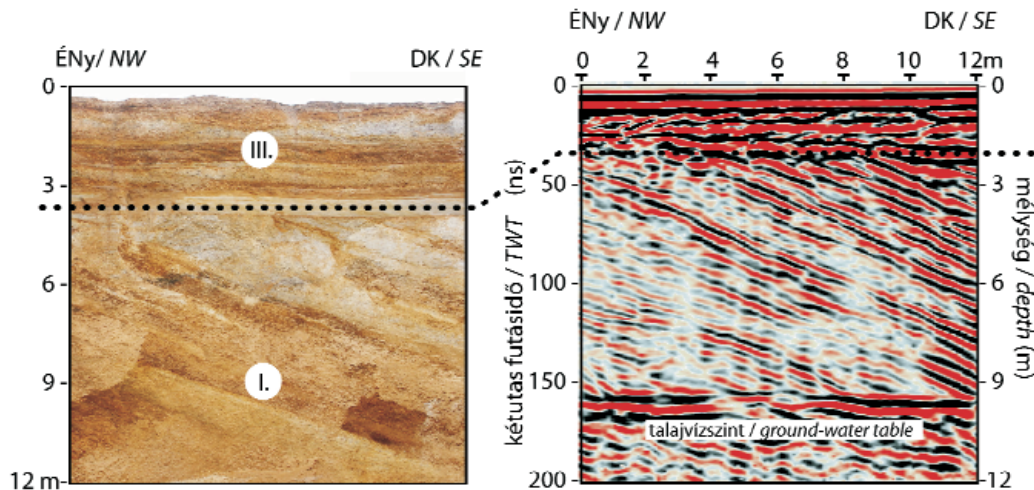
Az adatok értelmezését a Landmark GeoGraphix SeisVision program felhasználásával végeztük. A radarszelvények tetején megjelenő nagyon erős, koherens, közel

horizontális reflexióköteg nem geológiai eredetű, hanem a direkthullám okozta jel, a méréshez használt radar elektronikájának hatása. Az alábbiakban bemutatott szelvények mélységskáláját 0,12 m/ns konverziós sebességet használva számítottuk ki a kétszeres futásidőből. Ezzel a talajvízszint reflexiók képe a fúrási adatokéval egyező mélységűnek adódott. A szelvények megjelenítésekor igyekeztünk függőlegesen és vízszintesen is közel egyező méretskálát használni, annak érdekében, hogy a rétegek meredek dőlését valós szögűnek láttassuk.

Eredmények

Üledékes egységek GPR képe

A földradarszelvényeken három, egymástól markánsan eltérő egységet különítettünk el, a reflexiók amplitúdója, folytonossága (radarfáciése, vö. BRISTOW & JOL 2003) és dőlésiránya alapján. Ezeket éles határfelületek, ki- és lelapoldási felszínek választják el egymástól, melyek minden esetben megfeleltethetők voltak a közeli bányafalakon látható üledékes egységeknek és az azok közötti eróziós felületeknek (4. ábra). Az erős, nagy amplitúdójú reflexiók kitűnően leképezték az üledék rétegzettségét, főleg az 1. litofáciében, a szemcseméret és a limonitos cementáció váltakozása miatt (vö. VAN DAM et al. 2002). A gyengébb osztályozottságú 2. fációsú kavicsban, ahol az egyes rétegek fizikai tulajdonságai kevésbé eltérőek, gyengébb és kevésbé folytonos jelet kaptunk. A szelvények nagy részén meredek, különböző irányba dőlő reflexiók láthatók, melyek felett csupán néhány vízszintes reflexió figyelhető meg. A bánya déli részén, az alacsonyabb térszínen mért szelvényeken kb. 170 ns-nál megfigyelhető egy erős horizontális reflexió, mely alatt a ferde reflexiók folytatódnak (4., 5. ábra). A bányában mélyült fúrások adatai szerint ez a horizontális



4. ábra. A meredeken dél felé dőlő I. és a rátelepülő vízszintes rétegzettségű III. egységek geometriáját tökéletesen adja vissza a radarszelvény. A GPR szelvény alsó részén az üledékes eredetű reflexiókat erős, folytonos, nagy amplitúdójú horizont szakítja meg, melyet a bányatalp alatt 1–1,5 m-rel elterülő talajvíztükrök okoz

Figure 4. Geometry of the southward dipping steep foresets (unit I) and the overlying horizontal beds (unit III) are imaged on the GPR section. At the lower part of the image a high amplitude, continuous horizontal reflection cuts the dipping ones of sedimentary origin. This horizon is interpreted as the groundwater table 1–1.5 m below the bottom of the gravel pit

reflexió a talajvízszint mélységében — a bányatalp alatt 1–1,5-m-rel fut. A bánya északi oldalán magasabb térszínen történt a mérés, így a radarszelvények már nem jelenítik meg a talajvíztükröt.

A radarszelvényeken a terepen megismert üledékes egységekhez hasonlóan vastag vonallal jelölt elsőrendű, és vékony vonallal jelölt másodrendű reflexiók, határfelületek figyelhetők meg. Elsőrendűnek azokat tekintettük, melyek eróziós csonkulás, kilapolódások és lelapolódások sora mentén jelölhető ki, s melyek ezzel jelentős dőlésirány vagy dőlésszög változást képeztek le. Másodrendűnek azokat a felszíneket tekintettük, melyeket körülbelül azonos dőlésű sorozaton belüli kisebb erózió és/vagy rálapolódás jelez. Ezek, nagy valószínűség szerint, az egymást követő réteg-csoportok kissé eltérő dőlésirányából adódnak. Elsőrendű felszínt találunk a vízszintes helyzetű reflexiók (III), valamint a látszólag ÉNy felé dőlő reflexiócsomag (II) talpán (5. ábra).

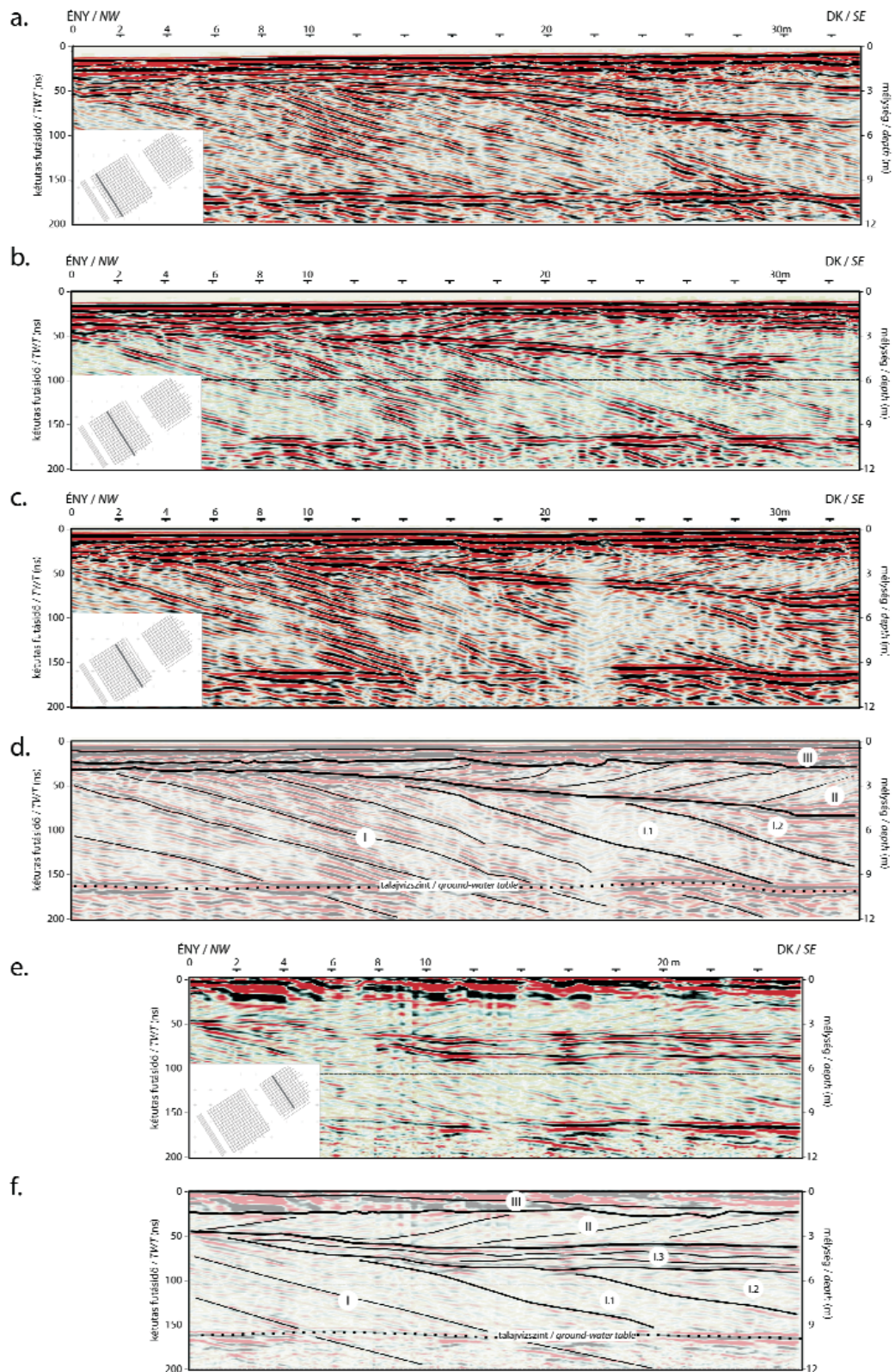
Az I. egységet alkotó reflexiók nagy része folytonos, amplitúdója közepes-nagy. A sorozat alsó elvégződését nem láthatjuk, mert a reflexiók a feltételezett talajvízszint alá futnak, és a mérés frekvenciáján 12 m-nél mélyebbről nem kaptunk értékelhető jelet. Ezért az I. egység vastagságáról — mellyel a deltakiépüléssel egyidős vízmélységet becsülhetjük — továbbra is csak a bányafalban mért adat (legalább 13 m) áll rendelkezésünkre (SZTANÓ et al. 2010). Az I. reflexiókötegen belül, az erős reflexiókat követően elkülöníthetjük a gyenge amplitúdójú, kis folytonosságú I.1 radarfáciest, valamint az I.1-re laposabb szögben, rálapolódásokkal települő I.2-t. A mérési terület keleti részén megjelenik a kiugróan nagy amplitúdójú és lapos dőlésszögű I.3 egység is. Ennek belső szerkezete bár rétegzettséget sugall, inkább „lencsék” jelenlétére utal. A II. egység folytonos, közepes-gyenge reflexiói lelapo-

lódók. Hossz-szelvényen (5. ábra) az I. reflexióval ellentétes irányban ÉNy felé dőlnek, míg a kereszt-szelvényeken (6. ábra) DNy illetve ÉK felé szintén lelapoló lapos dombszerű formát mutatnak. A mérési háló délnyugati szélén látható egy kisebb (II.1), melyet befed egy nagyobb, legalább 30 m széles „domb” (II.2) nyugati szárnya. A II. egység északnyugat felé kiékelődik, míg délkelet felé haladva eléri a 3 m-es vastagságot. A szelvények déli részén a II.-ra, északi részén az I.-re következik egy nagy amplitúdójú, kitűnő folytonosságú, vízszintes reflexiókból álló sorozat (III.), melynek vastagsága maximum 2 m.

Dőlések

A gyakorlatilag háromdimenziós szelvényháló nyújtotta lehetőséggel élve kiterképeztük az I. és II. sorozatba tartozó reflexiók, valamint az első és másodrendű határfelületek dőlését, mélységét és alakját (7. ábra). Ezt összehasonlítottuk a legközelebbi bányafalakon, az elmúlt évek sorozatos terepbejárásai és szelvényezései során kompasszal mért rétegdőlésekkel (8. ábra). Az I. sorozat reflexiói 135/25° dőlésű, csapásirányban 80 méteren át térképezhető, meglehetősen sík (7. ábra, a és g), egymással párhuzamos felületekről származnak, melyek vastagságtartóan követik egymást délkelet felé. Az I.2 egységben azonban, ahogy az a rálapolódásból is sejthető volt (5. ábra, d), a dőlésirány kissé keletesebbre fordul (7. ábra, b). Az I.3 egység, amely csak a vizsgált terület keleti részén térképezhető a II. egység talpa alatt, szintén KDK-i dőlésű (7. ábra, c), ám dőlésszöge csupán kb. 10°.

A II. sorozat talpa az I.-ével közel egyező irányban, ám sokkal kisebb szögben dől és topográfiáját tekintve egyenetlen lefutású (7. ábra, d). A II. sorozatban több kicsi, csapásirányban 20–30 m széles, karéjos alakú felszín

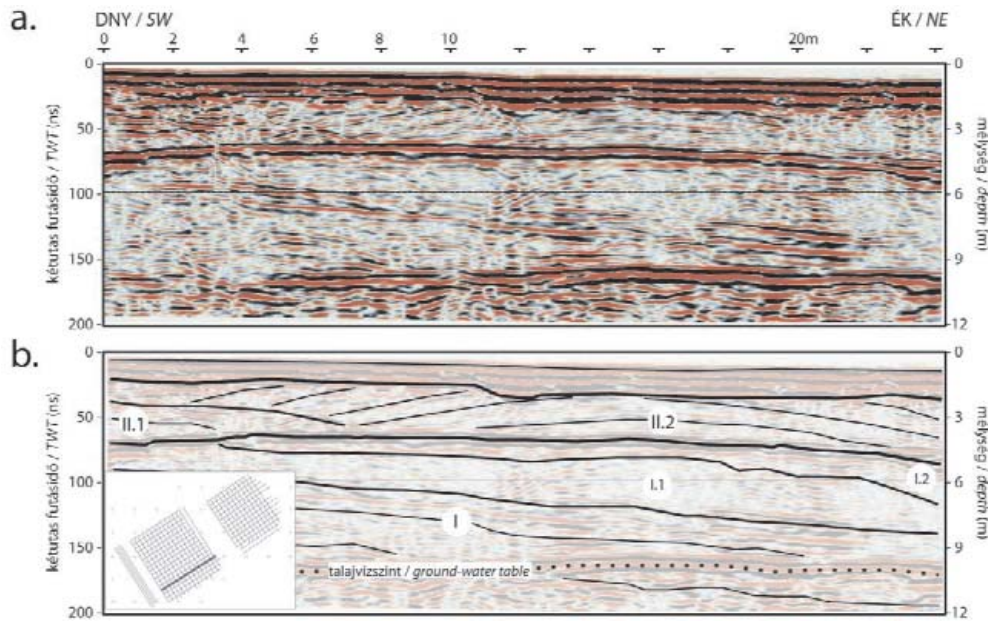


5. ábra. A delta progradációjával párhuzamos földradarszelvények (a, b, c és e), valamint az utóbbi kettő értelmezése (d és f)

Meredek, déli dőlésű reflexióként (I.) jelentkeznek a delta homlokrétegei. Eróziósan, lapos szögben lenyesett felszínük erős reflexió, melyre északias dőléssel, lelapolódásokkal következik a II. sorozat. Mindkettőt fedi a vízszintes reflexiókból álló III. sorozat. Kisebb szállítási irány eltérés feltételezhető I.1 és I.2 dőléskülönbsége alapján, míg I.3 közel vízszintes, nagy amplitúdójú reflexiói alapján különül el. A c. szelvényen kb. 22 m-nél megfigyelhető gyenge jelerősségű függőleges sávot egy a szelvény közelében futó üledékes telér okozhatta (l. 9. ábra, e)

Figure 5. GPR profiles parallel to direction of progradation (a, b, c and d) and their interpretation (e and f)

Southward dipping steep reflections are inferred as deltaic foresets. These are erosionally truncated by a high amplitude, high continuity surface, which is overlain by downlapping reflections of unit II. Both are overlain by flat reflections of unit III. Minor deviation in palaeotransport directions can be supposed from varying dip of subunit I1 and I2. Subunit I3 is distinguished as high amplitude low angle horizons. Weak, almost "empty" vertical zone at 22 m on section c, may have been generated by a sand-filled sedimentary dyke nearby (see also Figure 9e)



6. ábra. A I. és II. épüléséhez képest is közel csapásirányú radarszelvény (a) és értelmezése (b)

I. dőlése nem változik számottevően, míg a II. egység két egymásra lapolódó, lapos, dombszerű alegységből áll, II.2 szélessége kb. 30 m-re becsülhető

Figure 6. Strike-directed GPR profile (a) with respect to direction of progradation and its interpretation (b)

Dip of unit I is uniformly low, in contrary unit II is constructed of two downlapping lobes. The width of subunit II.2 can be estimated as 30 m

térképezhető, melyek ÉNy–E–ÉK-i dőlésűek (7. ábra, e). A közeli bányafalakon csupán az íves formák KÉK-i (73/20°) dőlését tudtuk kimérni (8. ábra).

A III. egységet a hossz-, és kereszt-szelvényeken egyaránt horizontálisan megjelenő reflexiók alkotják. Ezek erős, nagy amplitúdójú, folytonos reflexiók, melyek általában a szelvények teljes hosszán követhetők. Kivételesen az ÉNy–DK irányú szelvények délkeleti részén rálapolódások láthatók, összhangban a III. talpfelület néhány fokos délkeleti dőlésével és a III. egység ugyanilyen irányú vastagodásával.

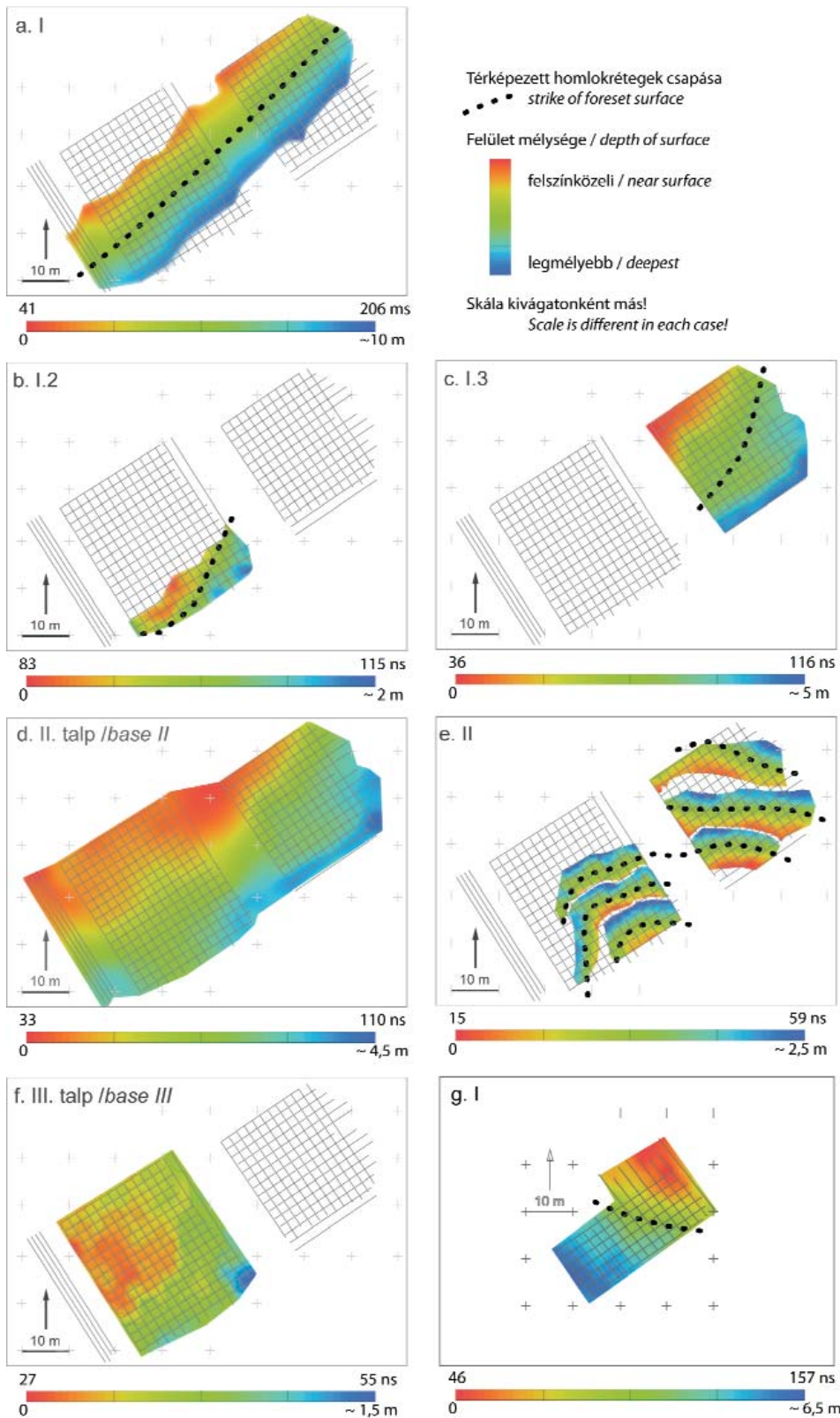
Értelmezés

Az I. egység a Gilbert-delta meredeken dőlő homlok-rétegeinek leképezése (4., 9. ábra), melyek a bánya déli részén DK, az északnyugati, nyugati részén pedig D felé épültek. A deltalejtőn váltakozva jó osztályozottságú „tisztá” kavics (1. litofácies), és kevésbé osztályozott, valószínűleg eredendően is homoktartalmú, vagy a lejtőn további gravitációs áthalmazódással kevert szemcseméretű anyag ülepedett (2. litofácies) (9. ábra, a). Feltehetőleg a nagyobb amplitúdójú, folytonos reflexióképp jól rétegzett, limonitos szemcsevázú kavicsból, míg a gyengébb, kevésbé folytonos, kissé kaotikus kép a nagyobb vastagságú, rosszul osztályozott, gyakran homokos kavicsból származik. Ilyen — tehát az I.1-hez hasonló képet adó — szürke homokos kavicsréteg a méréshez közeli bányafalon is látható volt. A reflexiók dőlésszögében megfigyelhető kis változások (I.2) a feltárásban is észlelhetők voltak (9. ábra, b). Ennek magyarázata, hogy a delta torkolatánál éppen aktív medrek kis mértékben állandóan változtathatták helyzetüket, így a lejtőn kissé

változó irányú és vastagságú, egymásra lapolódó lebenyeket kell elképzelnünk az ülepedés elemi egységeként.

Ugyancsak a GPR13 blokkok közvetlen közelében láthatunk a II. egységnek megfelelő üledéket (9. ábra, c és d). Terepi észlelésekkor a kis méretű, 20–30 m átmérőjű, egymást követő karéjos lebenyeknek főképp ÉK felé dőlő szárnyát tárta fel a bányafal. Az É–ÉK-i progradációs iránya ellenére a II. sorozat DK felé, alsó határfelületének lejtésirányával egyezően vastagszik. Legalábbis, míg térképezni tudtuk. Ez arra utal, hogy egy a delta oldalán létrejött mélyedést töltött ki, mégpedig úgy, hogy rétegei nem a fekü topográfia lejtésének irányába, hanem azzal teljesen ellentétesen épültek ki. Tehát a mélyedésnek szükségképp kellett legyen déli elvégződése, vagy az ÉK re épülő rétegeket „megtámasztó” fala, melyet még sem a bányaművelés, sem a GPR mérések nem értek el. A mélyedés kialakulására utalhat az is, amit kb. 30 méter hosszan a mélyedés közvetlen fekéjében tapasztaltunk. A II. egység talpa alatt egy kb. 30–50 cm széles sávban (9. ábra, d) a fekü (I. egység) kavicsos rétegei vízkiszökést szenvedtek, nagyméretű konvolúció és üledékkeveredés figyelhető meg. Így létrejött az I. anyagából álló, de II. talpával azonos településű réteg, mely valószínűleg a radarszelvényeken a I.3 egység formájában jelenik meg. A nagyobb felületet érintő hirtelen víztelenedés oka leginkább vagy a tó drasztikus vízszintesésével, vagy az üledék pl. csuszamláshoz kötődő rázkódásával magyarázható. Mindkettő okozhatta az eróziós mélyedés kialakulását.

A billegei bánya déli fala mentén sorozatos észleléseink során nagyon sok, változatos méretű, 0,5–3 m átmérőjű, környezetétől eltérő kitöltésű üledékes telért találtunk (9. ábra, e). A telérek metszik az II. és az I. egység limonitos

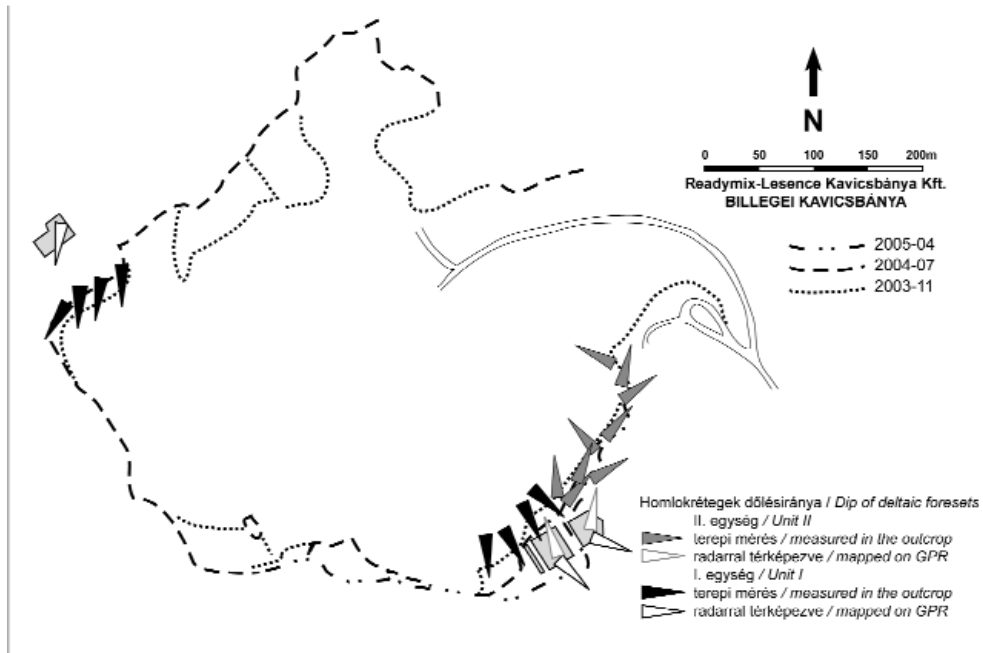


7. ábra. Az I. egység idő-mélység térképről a bánya déli részén (a), valamint északi részén (g) leolvasható dőlésirány DK és D, a felület csapása egyenes (b) dőlését mutató felszín (b) néhány fokkal eltérő irányba dől és inkább íves lefutású, mint sík. Az I.3 egységre (c) szintén KDK-i dőlésirány, de jóval kisebb dőlésszög jellemző. A II. sorozat talpát jelentő eróziós felszín (d) dőlésiránya szintén DK-i, de dőlése néhány fokkal csupán. A II. sorozaton belüli reflexiók dőlésének (e) csapásvonalai 20–30 m széles, északi dőlésű, ívelt felületeket rajzolnak ki. A III. sorozat talpát jelentő felszín (f) dőlése kisebb 3°-nál, iránya D-DK-i

Figure 7. Time-depth map of selected horizons in unit I from the southern (a) and from the northern part of the quarry respectively (g) display dip directions to SE and S, with fairly straight strike (b) Dip in subunit I2 deviates from the main trend with a few degrees and also has a slightly curved strike. (c) Subunit I3 also dips to ESE, but its dip angle is very low. (d) The base of unit II is parallel to the underlying I3 or truncates with low angle into other parts of unit I. Within unit II (e) strike of reflections revail strongly curved, 20–30 m wide surfaces, with a steep northward dip. Base of unit III (f) is very flat (dip angle is less than 3°), but a S-SE-ward direction is still mapable

kavicsát, kitöltésük java részben a III. egység fehér, kavicsos aprószemcsés anyagára hasonlít. Némelyik falával párhuzamosan kisebb vetőket, vagy feltolódásokat láttunk, de ez nem általános. Néhány esetben megfigyelhető volt, hogy a III. egység valóban fedi a teléreket, tehát azok az üledék-képződéssel valószínűleg egykorúak. Sajnos egyetlen

radarszelvény sem harántolt ilyen telért, viszont az 5. ábra c szelvényén látható gyenge jelerősségű vertikális sáv magyarázható egy a radarjelet elnyelő, tapasztalatunk alapján homok anyagú közeli test hatásával. Az üledékes telérek keletkezésével kapcsolatosan több ötlet merült fel: vak vetőkhöz kapcsolt depressziós tölcsek, óriási vízki-



8. ábra. A bánya térképén feltüntették a terepi rétegdőlés mérésekből származó és a radarszelvényekből kitérképezhető, ezzel kitűnő egyezést mutató szállítási irányokat, mind a fő, délre épülő deltalebeny (I. egység, vö. 7. ábra, a és g), mind az anomáisan északkelet felé épülő, kisebb vastagságú lebeny (II. egység) esetében (vö. 7. ábra, e). A lebenyépülés irányát mutató dölések (szürke nyilak) szerint a II. egység lebenyei először észak felé vándoroltak, majd később fordultak északkelet felé.

Figure 8. Palaeotransport directions are shown by simple field measurements of dip, as well as by mapped dip directions of reflections on GPR profiles. The two different methods resulted in good correspondance of data both in case of Unit I and II (cf. Figures, a, g and e).

From the dip directions (grey arrows) it also can be read that lobes in unit II were migrating first towards N and turned to NE only somewhat later.

szökési kürtők, esetleg a karbonátos aljzat víznyelőivel vagy forrásaival kapcsolatos tölcserék, de egyelőre egyik változatra sem találtunk elfogadható bizonyítékot.

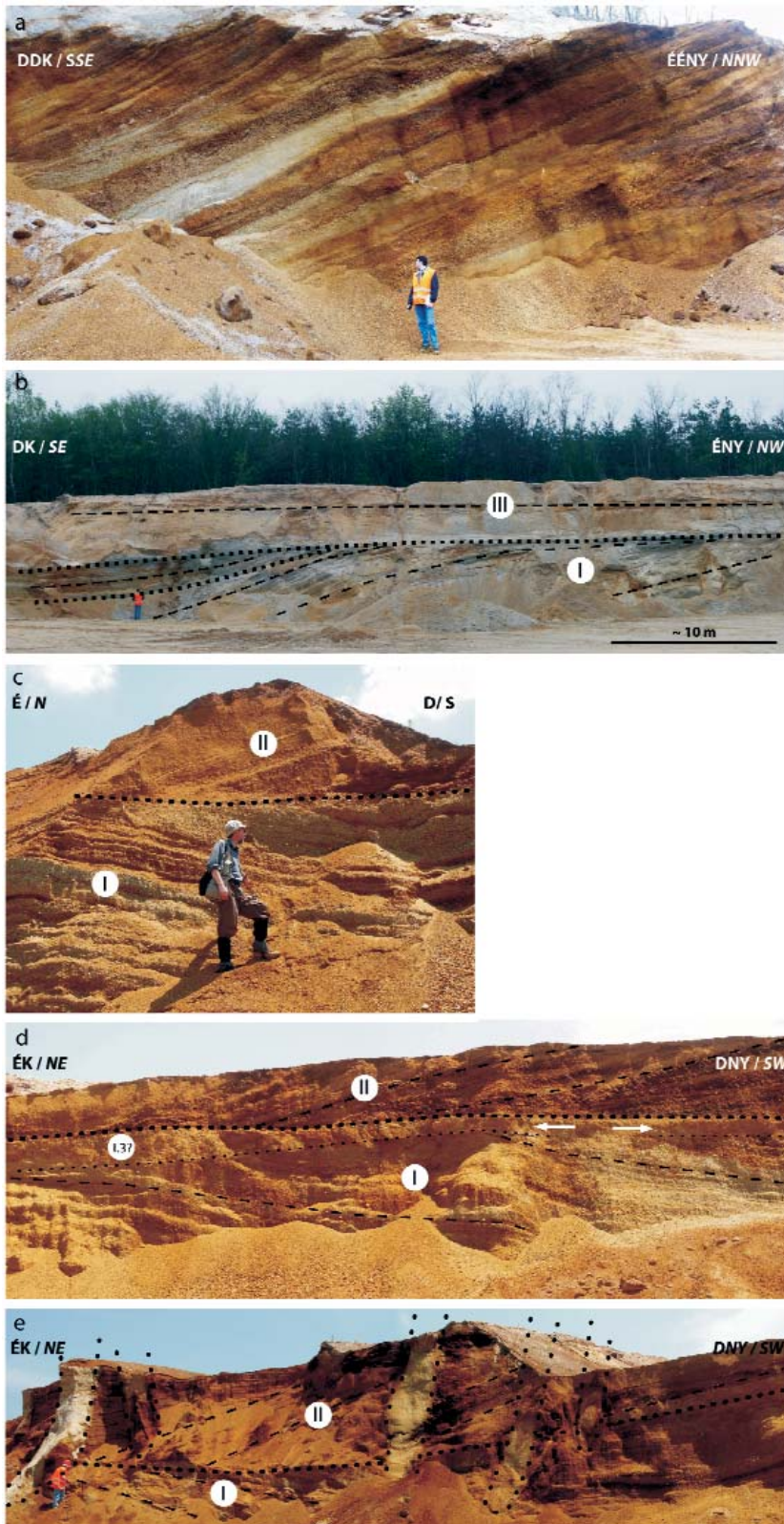
Diszkusszió

A delta fő tömegét az alsó, I. egységnek megfelelő kőzettest alkotja, amely DNy–DDK-i irányba épült és legalább 500 m széles volt (a billegei bánya csapásirányban ennyit tár fel belőle, ám ha a szomszédos bányákat is figyelembe vesszük akár 2 km széles frontja is lehetett). Ezen belül az egyes szelvényeken kisebb rálapolódással járó dőlésszögváltozások figyelhetők meg, melyeket kitérképezve megállapíthatjuk, hogy az egységesen haladó delta-lejtőt több forrásból, torkolatból táplálkozó, egymással néha átfedő réteg, illetve időnként gyorsabban épülő lebeny alkotta. A delta épülése során rendelkezésre álló kitölthető tér nem egyformán töltődött fel. A behordás helyi ütemétől függően, ahol a gyors feltöltődésnek köszönhetően a deltasíkság „előreszaladt”, ott a lejtő és a síkság között éles szögkülönbséggel jelzett eróziós felszín alakult ki. Ahol a torkolatok kissé „hátramaradtak”, például a delta oldalsó vidékén, ott inkább fokozatos hajlattal, sekély vízborítással, felfelé is épülő síkság alakult ki. Az ilyen hátramaradó öblökben különösen nagy valószínűséggel jelennek meg

kisebb lebenyek, melyek azonban a fő szállítási iránytól jelentősen nem különbözően épülhettek tovább.

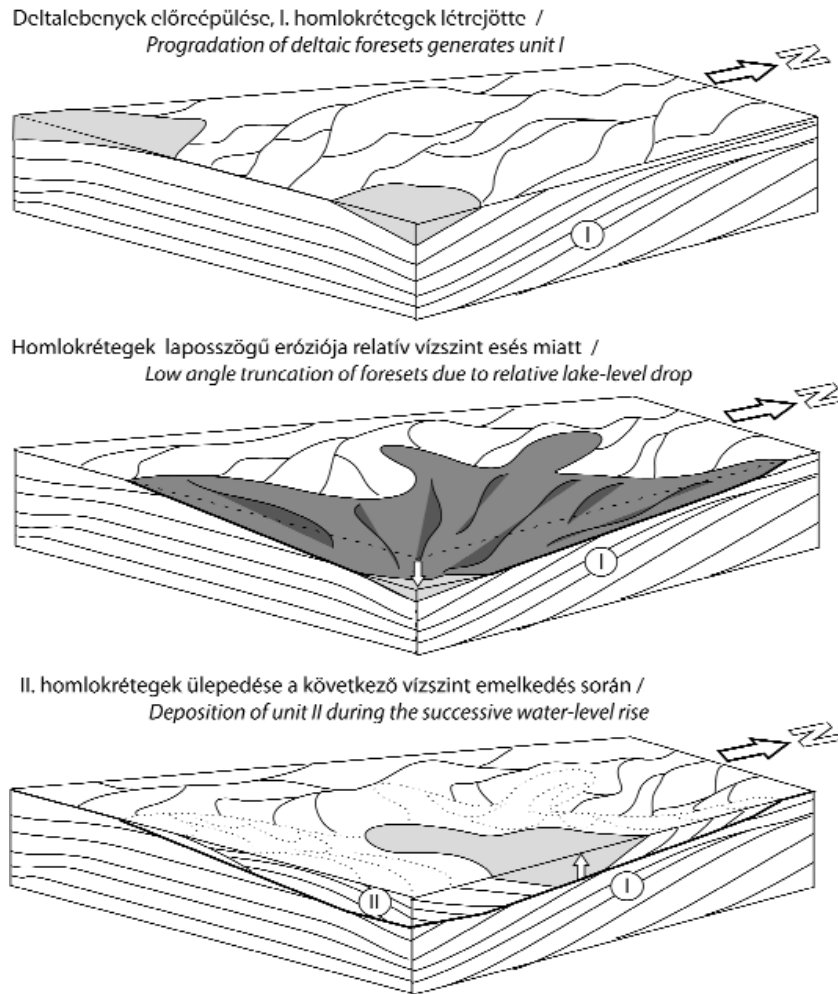
A II. egység homlokrétegei azonban — mind földradar mérések szerint, mind a feltárásban mérhető dőlésértékek alapján — a fő szállítási iránnyal 90–150°(!)-t bezáróan, É–ÉK-re dőlnek. A lebenyek kis vastagságából és csekély oldalirányú kiterjedéséből következik, hogy csupán néhány méteres vízmélységben, több kishozamú torkolatból épülhettek (10. ábra). Az, hogy létezhetett a II. egységnek ezekkel a testekkel ellentétesen, azaz a fő épüléssel közel egyező irányban épülő fele is, azt a billegei bánya északi részén észlelt (vö. SZTANÓ et al. 2010, 9. ábra c) dölésekre alapozhatjuk. Azt azonban, hogy a vizsgált „anomális” dőlésirányú és a rétegtanilag hasonló helyzetben levő, ám jelentősen nem különböző dőlésirányú rétegek egy testet alkottak-e, kialakulásuk egyetlen nagyobb mélyedés létrejöttéhez köthető-e, nem bizonyítható. Mindenesetre a GPR mérések területén a II. egység észak fele kiemelkedni látszik (5. ábra).

A II. egység keletkezését megelőzően kellett képződnie annak a lapos szögben dél felé dőlő, kissé egyenetlen eróziós felszínnek, amely az egység talpát alkotja (7. ábra, d). Ez vagy relatív vízszintesés következtében alakulhatott ki, vagy a feltárásban észlelt méretű csuszamlásoknál jóval nagyobb, több száz méter széles csuszamlás, esetleg egy mélyebben fekvő vakvető menti lezökkenés révén. Vetős



9. ábra. (a) A billegei bánya nyugati falán hosszan követhető a Gilbert-delta D felé meredeken dőlő, erősen limonitos kavics, szürke homokos kavics és fehér homok váltakozásából álló, párhuzamos homlokrétegei. A homlokrétegek anyagi változatossága okozza a radarképeken a változó amplitúdójú reflexiókat. (b) A bánya délnyugati csücskében megfigyelhető az I. egység dőlésszögváltozása, hasonlóan a GPR szelvényeken látható I.2 egységekhez. (c) A déli mintaterülethez közel álló bányafalakon azonosítható a délkeleti dőlésű I. és az északi dőlésű II. egység, a közöttük húzódó éles eróziós felülettel. (d) Valószínűleg a II. egység talpi eróziós felületének létrejöttével közel egy időben az I. egység felső részén (nyíl) víztelenedéssel kevert szemcseösszetételű réteg jött létre, melyet az I.3 egységgel párhuzamosítunk. (e) Fehér kavicsos homokkal kitöltött üledékes telérek metszik a II. és I. rétegeit is. Feltehetőleg ilyen szerkezet szelvényhez közeli helyzete okozta az 5. ábra c részén 22 m-nél látható halvány sávot

Figure 9. (a) Steep southward dipping parallel forsets of alternating brown limonitic gravel, grey sandy gravel and rarely white fine sand are seen on the western quarry wall. Variation in grain size and sorting in particular results in varying amplitude and continuity of reflection on the GPR profiles. (b) Variation in dip angle in unit I is the result of diverging dip direction of different depositional units at the SW corner of the quarry, providing an analogue to unit I2 on Figure 5, c. Near to GPR block 13 at the southern part of the quarry both SE dipping unit I and northward dipping unit II can be identified, as well as the sharp erosional surface between them. (d) Dewatering homogenized sandy gravel (arrowed) at the eroded top of unit I, just below unit II. It most likely occurred in connection with the formation of the erosional surface. Unit I3 is interpreted as the equivalent of this bed. (e) Sedimentary dykes commonly filled by white pebbly sand cuts into beds of unit II and I. The near section occurrence of a dyke may result in weakening of signals in a vertical zone on Figure 5, c at 22 m



10. ábra. Az építőegységek kialakulásának elvi modelje (lépték nélkül)

Figure 10. Simple model for the generation of the main architectural elements (not to scale)

peremeket elfedő Gilbert-típusú deltáknál gyakori, hogy a delta alatt elhelyezkedő vető kiújulásával az azt fedő rétegek, így a delta egy része lezökkenhetett (vö. COLELLA et al. 1987, DABRIO 1990, GAWTHORPE & COLELLA 1990, VAN DER STRAATEN 1990, ULICNY 2001). Ez alakíthatta volna ki azt a mélyedést, amely a kitöltést befogadta. Azonban a fent felsorolt példák esetén egy ilyen lezökkenés mindig a torkolat hátrálásával és így egy-egy újabb, a lezökkenett blokkon egymás felett előreépülő egység megjelenésével járt, anomális szállítási irány megjelenése nélkül. Ráadásul az üledékképződéssel egyidős szerkezeti elemeket csak keveset és kis elmozdulással járó látunk a bányában. Csuszamlásos eredet esetén nehéz megmagyarázni, miért lapos és nagyterjedésű a csúszósík maga. Továbbá víz alatt, a progradáció folytatódása közben, tehát ismét csak északról délre történt volna a visszatöltés. Lapos szögű visszatöltött rétegek helyett határozott kötegekbe rendeződött, meredek dőlésű lebenyeket látunk, melyek határozottan dél, délnyugat felől kerültek a mélyedésbe, így ezt a magyarázatot is elvethetjük. Legvalószínűbb tehát a vízszintesítés okozta eróziós mélyedés kialakulása. A csupán néhány méteres amplitúdójú tószintesítés minden bizonnyal a

deltasíkság több részén is okozhatott bevágódást, eróziót. Ez magyarázhatná a földradar méréssel kiterképezett mélyedést és a bánya északi részén észleltet, akár összefüggtek, akár különbözőek voltak. Az erózióval nem érintett területeken, esetleg a mélyedések talpán is kereshetnénk szub-aerikus kitérítések bizonyítékait. Sem ezek kialakulásának, sem megőrződésének az uralkodóan kavicsos litológia nem kedvez. Továbbá a kitöltéshez vezető vízszintemelkedéssel járó víz alatti erózió is elmoshatta a szárazra kerülés nyomait. Valójában a bevágódásoktól és azok későbbi kitöltődésétől is a fő szállítási irányok átlagos követését várnánk, de egy-egy könnyebben erodálható terület kimélyülése, egy-egy korábbi folyóág csapdázódása ezen mélyedésekben, kis területeken meglepően változatos kitöltéseket és szállítási irányokat eredményezhetett (10. ábra).

Következtetések

A Kállai Formáció Tapolca környéki, főképp kavicsos kifejlődése az alaphegységre transzgresszívén települő Gilbert-típusú deltaként keletkezett (SZTANÓ et al. 2010).

A delta három klasszikus egységéből kettőt — a progradáló lejtőt alkotó homlokrétegeket és az aggradáló deltai síksági fedőrétegeket — azonosítottunk terepi észlelések és a földradarszelvények értelmezése során is. Az összletet a használt frekvencián a mérés síkjától — a fedőtől letakarított bánya felszínétől kb. 12 m mélységig, deciméteres felbontással leképeztük. Ahol ezen mélységintervallumban előfordult, ott a radarfelvételeken a talajvíztükör képe is megjelent. A meredeken dőlő kavics, homokos kavicsos rétegek reflexiós képe váltakozóan erős, nagy amplitúdójú és párhuzamos, ferde, néhol szigmoidális reflexiókótegekből áll. Tapasztalatunk szerint a jelerősség ugyan mutat összefüggést a kavics homoktartalmával, de mégis leginkább a váltakozó szemnagyságú rétegek geometriai viszonyaira, a dőlés változékonyságával meghatározott üledékes építőegységek elterjedésére és dőlésirányaira nyertünk adatokat.

A földradar mérésekkel kiterképeztük az építőegységek kiépülési irányát. Megállapítottuk, hogy a déli szállítási irányú homlokrétegek nagy kiterjedésű sík felületek. A nagyjából ellentétesen épülő kisebb egységek rétegei ezzel szemben néhányszor 10 méter széles, karélyos felületek. Leképeztük a két sorozat között húzódó kis dőlésű, egyenetlen eróziós felületet is.

Kísérleti mérésről lévén szó, a bánya területéhez mérten kicsi mérési blokkokban, viszonylag kis behatolással végeztük a vizsgálatokat, a nagyobb felbontás érdekében. Megállapítottuk, hogy a módszer ebben a földtani környezetben az adott probléma megoldására kiválóan alkalmas, de a részletes értelmezéshez ajánlatos a feltárásban tapasztalható szedimentológiai jelenségekkel való összehasonlítás is. A földradar mérésekkel, ha csak a fekvő vagy a fő építőegységek geometriai viszonyainak leképezése a cél, az alkalmazottnál ritkább hálóban, nagyobb területre és mélységre kiterjedően is gyorsan, hatékonyan nyerhetünk képet, amennyiben a felszínközeli szinten nincsenek a mikrohullámokat elnyelő anyagú rétegek.

Köszönetnyilvánítás

A földradar mérések kivitelezéséért és feldolgozásért TÓTH Tamást, HÁMORI Zoltánt (Geomega Kft, Budapest) és LEMPERGER Istvánt (MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Sopron) illeti köszönet. Köszönjük továbbá ORBÁN Ferenc igazgató úrnak a bányaművelési adatokat, illetve, hogy engedélyezte sorozatos látogatásainkat a Readymix Kft. bányáiban. A tanulmány alapos és gyors lektorálásáért ROSTA Évának (MOL) és BABINSZKI Editnek (MÁFI) vagyunk hálásak. A Geographix értelmező programot a Landmark és az ELTE közötti „University Grant” keretszerződés révén használhattuk. Az anyagi forrást a T 037724 számú OTKA pályázat biztosította.

Irodalom — References

- ANNAN, A. P. & DAVIS, J. L. 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. — *Geophysical Prospecting*, **37**, 531–551.
- BABINSZKI E., SZTANÓ O. & MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfossziliái és szedimentológiai bélyegei. — *Földtani Közlemények* **133**, 363–382.
- BENCE G. & BUDAI T. 1987: A Tapolcai-medence és a Balaton-felvidék partszegélyi szarmata képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1985**, 249–260.
- BRISTOW C. S. & JOL H. M. 2003: GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. Ground Penetrating Radar in Sediments. — *Geological Society, London, Special Publications* **211**, 9–27.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.
- COLELLA, A., DE BOER, P. L. & NIO, S. D. 1987: Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. — *Sedimentology* **34**, 721–736.
- CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 95–110.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrési adatok tükrében. — *Földtani Közlemények* **140/2**, 445–468.
- DABRIO, C. J. 1990: Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. — In: COLELLA, A. & PRIOR D. B. (eds): Coarse-grained Deltas. — *IAS Special Publication* **10**, 91–111.
- FISHER, S. C., STEWART, R. R. & JOL, H. M. 1996: Ground penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. — *J. Environ. Eng. Geophys.* **1**, 89–96.
- GAWTHORPE, R. L. & COLELLA, A. 1990: Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. — In: COLELLA A. & PRIOR, D. B. (eds.): Coarse-grained Deltas. — *IAS Special Publication* **10**, 113–127.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **52**, 259 p.
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1984: Középső miocén. — In: HAAS J. (szerk.): Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geologica Hungarica series Geologica* **20**, 194–202.
- JOL, H. M. & SMITH, D. G. 1992: Geometry and structure of delta sin large lakes: a ground penetrating radar overview. — *Geological Survey of Finland, Special Paper* **16**, 159–168.

- LEMPERGER I. 2003: Párhuzamosan rögzített vízi szeizmikus és georadar szelvények együttes szoftveres kiértékelése. — Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék, 85 p.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I.* **1**, 581 p.
- LŐRENTHEY I. 1905: Érdekesebb kövületek előfordulása Tinnye és Budapest környékén. — *Földtani Közlemény* **35**, 189–190.
- MAGYAR, I. 1988: Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkál, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis Rolando Eötvös Sectio Geologica* **28**, 209–222.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- NEAL, A. 2004: Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. — *Earth Science Reviews* **66**, 261–330.
- PRINGLE, J. K., WESTERMANN, A. R., CLARK, J. D., GUEST, J. A., FERGUSON, R. J. & GARDINER, A. R. 2003: The use of vertical radar profiling (VRP) in GPR surveys of ancient sedimentary strata. — In: BRISTOW, C. S. & JOL, H. M. (eds): *Ground Penetrating Radar in Sediments*. — *Geological Society London, Special Publications* **211**, 225–246.
- REGLI, C., HUGGENBERGER, P. & RAUBER, M. 2002: Interpretation of drill core and georadar data of coarse gravel deposits. — *Journal of Hydrology* **255**, 234–252.
- SMITH, D. G. & JOL, H. M. 1995: Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. — *Journal of Applied Geophysics* **33**, 93–100.
- SPIES, B. R. 1989: Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. — *Geophysics* **54**, 872–888.
- SZTANÓ, O. 1995: Pannonian Gilbert-delta, Lesence. — In: TARI G.: *Extensional collapse of the Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the western Pannonian Basin*. — *AAPG Field Trip Guide* **6**.
- SZTANÓ O., MAGYARI Á. & TÓTH P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlemény* **140/2**, 167–182.
- ULICNY, D. 2001: Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. — *Sedimentology* **48**, 599–628.
- VAN DAM, R. L. & SCHLAGER, W. 2000: Identifying causes of ground penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses. — *Sedimentology* **47**, 435–449.
- VAN DAM, R., SCHLAGER, W., DEKKERS, M. J. & HUISMAN, J. A. 2002: Iron oxides as a cause of GPR reflections. — *Geophysics* **67/2**, 536–545.
- VAN DER STRAATEN, H. C. 1990: Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain. — In: COLELLA A. & PRIOR D. B. (eds): *Coarse-grained Deltas*. — *IAS Special Publication* **10**, 199–222.
- Kézirat beérkezett: 2010. 06. 24.