

# **FOLYÓVÍZI SZEIZMIKUS MÉRÉSEK**

**Tóth Tamás**

**Doktori (Ph.D.) értekezés**

**Földtudományi Doktori Iskola**

**Doktori Iskola vezetője: Dr. Márton Péter egyetemi tanár**

**Földtan-Geofizika Doktori Program**

**Programvezető: Dr. Monostori Miklós egyetemi tanár**

**Témavezető: Dr. Horváth Ferenc tanszékvezető egyetemi tanár**

**ELTE Geofizikai Tanszék**

**Budapest**

**2003**

*Szüleimnek, Feleségemnek és Gyermekeimnek köszönettel*

# Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések</b> .....	<b>4</b>
2.1 A nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések definíciója .....	4
2.2 A nagy felbontású vízi szeizmikus mérések jelentősége a földtani kutatásban .....	5
2.3 Vízi szeizmikus jelforrások .....	7
2.3.1 <i>Kontrolált jelalakú források</i> .....	8
2.3.2 <i>Közvetlenül a vízoszlopot gyorsító források</i> .....	10
2.3.3 <i>Implóziós források</i> .....	14
2.3.4 <i>Exploziós források</i> .....	15
2.4 Az IKB-Seistec™ ultra-nagy felbontású szeizmikus mérőműszer .....	16
2.5 Nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezés .....	21
2.5.1 <i>Vízi szeizmikus mérések kivitelezése</i> .....	21
2.5.2 <i>Szárazföldi és vízi szeizmikus mérések összehasonlítása</i> .....	23
2.6 Ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezés .....	26
2.6.1 <i>Térbeli mintavételezés</i> .....	26
2.6.2 <i>Jelfeldolgozás</i> .....	29
<b>3. 2D vízi szeizmikus mérések Paks környezetében</b> .....	<b>39</b>
3.1 Bevezetés .....	39
3.2 A mérést megelőző tektonikai tanulmányok .....	39
3.3 Nagyfelbontású szeizmikus szelvények .....	41
3.3.1 <i>Dunai többcsatornás szeizmikus szelvények feldolgozása</i> .....	43
3.3.2 <i>Szárazföldi nagyfelbontású szeizmikus szelvények, és azok újrafeldolgozása</i> .....	45
3.4 Nagyfelbontású szeizmikus szelvények értelmezése .....	48
3.4.1 <i>Rétegtani és szerkezeti elemek kijelölése a szelvényeken</i> .....	48
3.4.2 <i>A vetődések kora; a mai aktivitás és a "képesség" problémája</i> .....	67
<b>4. 2.5D vízi szeizmikus mérések</b> .....	<b>76</b>
4.1 A 2.5D mérési módszer .....	76
4.2 A teszt-területek ismertetése .....	79
4.2.1 <i>Az 1661.5 – 1663 fkm közötti teszt-terület</i> .....	80
4.2.2 <i>A Dunakeszi és Göd közötti teszt-terület</i> .....	86
<b>5. 3D folyóvízi szeizmikus mérések</b> .....	<b>102</b>
5.1 3D szeizmikus mérések igénye .....	102
5.2 A Gellért-hegy előtti Duna-szakasz problematikája .....	104
5.2.1 <i>Előzetes tektonikai ismeretek</i> .....	104
5.2.2 <i>A Duna Szabadság híd alatti szakaszának földtani-geofizikai modellje</i> .....	106
5.3 3D egy- és többcsatornás vízi szeizmikus mérések .....	108
5.3.1 <i>Egycsatornás szeizmikus mérés kivitelezése és pozicionálása</i> .....	108
5.3.2 <i>Többcsatornás szeizmikus mérés kivitelezése és pozicionálása</i> .....	112
5.3.3 <i>Többcsatornás szeizmikus mérés feldolgozása</i> .....	116
5.4 A mérési eredmények értelmezése .....	119
5.4.1 <i>Az egycsatornás szeizmikus mérés eredményei</i> .....	119
5.4.2 <i>A többcsatornás szeizmikus mérés eredményei</i> .....	124
<b>6. Összefoglalás és következtetések</b> .....	<b>129</b>
<b>Hivatkozások</b> .....	<b>135</b>

## 1. fejezet

### Bevezetés

A Föld felszínén élve gyakran felmerül bennünk a kérdés, vajon mi rejlik a lábunk alatt. Ez a kíváncsiság valószínűleg a földtudósok, geofizikusok és geológusok körében a legerősebb, ez jelenti kutatásaink fő hajtóerejét. Meg szeretnénk ismerni és érteni Földünk felépítését és fejlődését. Természetesen nem csak azért, hogy kíváncsiságunkat kielégítsük, hanem azért is, hogy jobb életkörülményeket teremthessünk magunk és embertársaink számára. A jobb életkörülmények teremtése azonban többet kell, hogy jelentsen, mint a természeti erőforrások megtalálása, ami az alkalmazott földtudományok egyik hagyományos feladata. Számos más területen is olyan eredményeket értünk el, melyek az emberiség életkörülményeit javították, vagy a jövőben javítani fogják. Jó példa erre a földrengés-veszélyeztetettség vizsgálata. Bár nem tudjuk megjósolni, hogy mikor és hol fog a következő földrengés kipattanni, de megértve a felszín alatti tektonikai folyamatokat azonosítani tudjuk azokat a területeket, melyek magasabb szeizmikus veszélyt jelentenek. Ezeket az eredményeket figyelembe véve csökkenthető kommunális és ipari létesítmények kockázata, mindannyiunk élete biztonságosabbá tehető.

Ahhoz azonban, hogy megértsük egy terület geológiai felépítését és fejlődését, és szintetizáló elméleteket vezessünk le, megbízható mérési adatokra van szükségünk. Ez a felszíni megfigyelésektől a felszín alatti mérésekig terjed. Fontos azonban kiemelni, hogy ezen adatok megbízhatósága döntően befolyásolja a belőlük levont következtetések helyességét. Egy új mérési módszer segítségével gyűjtött adatok, vagy egy korábbi módszer továbbfejlesztésével leképezett, korábban nem látott részletek nagyban segítik a különböző elméletek összehasonlítását és új, továbbfejlesztett modellek kidolgozását.

Meggyőződésünk, hogy a nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések alkalmazása hazánkban hozzájárul a Pannon-medence újabb részleteinek megismeréséhez, fejlődésének megértéséhez. A magyarországi folyókon és tavakon mért reflexiós szeizmikus szelvények olyan részleteket képeztek le, melyek a szárazföldi szeizmikus szelvényeken, a módszer fizikai korlátai miatt soha nem voltak láthatók. Nem véletlen, hogy ezt az új módszert magunk között sokszor, mint szeizmikus mikroszkópot emlegetjük. A vízi

szeizmikus szelvényeken a rétegtani és tektonikai jelenségek a feltárásokban megfigyelhető részletekkel összevethető méretben képezhetők le. Ugyanakkor több tíz, esetenként több száz kilométer hosszú folyamatos szelvények mérhetők, lehetővé téve regionális léptékű összehasonlításokat is. Ezek az eredmények meggyőzően bizonyítják az eredetileg tengeri körülményekre kifejlesztett nagy és ultra-nagy felbontású szeizmikus reflexiós mérések tavi és folyóvízi környezetben való alkalmazhatóságát.

Dolgozatom fő célja az általunk használt mérési módszer ismertetése, és olyan esettanulmányok bemutatása, melyek során a mérési eredmények érdemben hozzájárultak a geológiai ismeretek bővítéséhez. Számos esetben az értelmezés során más geofizikai mérések és geológiai ismeretek figyelembe vételével az adott mérési területnél szélesebb geológiai környezetre tudunk következtetéseket levonni. Ez különösen fontos, hiszen ez a kutató módszer csak vízzel borított területeken alkalmazható, ami a Pannon-medencében a felszín töredék részét jelenti.

A *Bevezetés* után a dolgozat *2. fejezete* a nagy felbontású szeizmikus mérések módszertanát mutatja be egyrészt nemzetközi irodalmi adatok, másrészt pedig saját tapasztalataim alapján. Mind a nagy, mind pedig az ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérés leggyakrabban használt eszközeit ismertetem, kitérve a szárazföldi és a vízi szeizmikus mérések összehasonlítására is. Kiemelten szerepel az ismertetésben a hazai kutatásban is sikerrel alkalmazott IKB-Seistec™ (SIMPKIN és DAVIS, 1993) ultra-nagy felbontású szeizmikus mérőrendszer. A *3. fejezetben* egy Magyarországon végzett kétdimenziós vízi szeizmikus mérést mutatok be, ismertetve a mérési paramétereket, valamint a mérések feldolgozása során megoldandó feladatokat. A fejezetben bemutatásra kerülő kutatás során mind egy-, mind pedig többcsatornás folyami szeizmikus méréseket végeztünk és ezek eredményeit vetettük össze a szárazföldön mért reflexiós szeizmikus szelvényekkel, hogy a Paksi Atomerőmű környezetében tovább pontosítsuk a terület tektonikai ismeretét. KÓKAI & POGÁCSÁS (1991), valamint DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997) korábbi kutatásainak eredményeit figyelembe véve lehetővé vált a Duna és a Tisza alatt észlelt vetőzónák korrelációja. Ez a korreláció kulcsfontosságú volt a Paks környéki tektonizmus régóta vitatott korának behatárolásához. A *4. fejezet* a 2D mérések lehetséges térbeli kiterjesztését (2.5D) ismerteti, konkrét esettanulmányokat bemutatva. Ezek az 1996-ban a Dunán, Budapesttől északra kivitelezett többcsatornás, valamint az elmúlt évek során a Szentendrei-sziget körül végzett egycsatornás vízi szeizmikus mérések. Az *5. fejezetben* egy 3D szeizmikus mérés kerül bemutatásra, melynek során Budapest területén, a Dunán végzett szeizmikus mérések fűrasi és felszíni geológiai adatok figyelembe vételével együttesen kerültek kiértékelésre. A Duna

Budapestet kettéválasztó festői csíkja lehetőséget biztosított egy, a fővárost átszelő szeizmikus mérés kivitelezéséhez. A *6. fejezetben* összefoglalom a mérések eredményeiből levonható legfontosabb következtetéseket, amelyek doktori értekezésem téziseit jelentik.

## 2. fejezet

### Nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések

#### 2.1 A nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések definíciója

Reflexiós szeizmikus mérések során a felszínen, vagy a felszín közelében gerjesztett nyomáshullámok terjedését, pontosabban az egyes felszín alatti réteghatárokról (akusztikus impedancia-kontrasztokról) visszaverődött hullámok felszínre történő visszaérkezését vizsgáljuk. Célunk az egyes rétegek lehető legpontosabb leképezése, aminek egyik fő korlátja az, hogy nem tudunk tetszőlegesen közel lévő réteghatárokat elkülöníteni. Ezt hívjuk a szeizmikus mérés felbontóképességének (WIDESS, 1973), és tudjuk, hogy a felbontóképesség közvetlenül összefügg a szeizmikus jelalak frekvenciaspektrumával. A felszínre visszaérkező jelalak frekvenciaspektrumát alapvetően a forrás által kibocsátott jelalak frekvenciataralma, illetve a terjedés során kiszűrődött frekvenciák hiánya határozza meg. Ez utóbbit a kőzetekben végbemenő rugalmatlan elnyelődés okozza, amit felszíni geofizikai mérések során érdemben befolyásolni nem tudunk. Szárazföldi szeizmikus mérések során a rugalmatlan elnyelődés jelentős része közvetlenül a felszínközeli, ún. laza rétegben megy végbe, amely egyrészt kevésbé konszolidálódott, másrészt pedig pórusterfogata csak részben telített vízzel. A pórusterfogatban jelen lévő gáznemű anyag a magasabb frekvenciájú (néhány 100 Hz fölötti) nyomáshullámokat már néhány méteres távolságon elnyeli, megakadályozva ezzel deciméteres, de sok esetben még a méteres felbontás elérését is.

Jelentősen kedvezőbb a helyzet a vízi szeizmikus mérések esetén, hiszen ekkor mind a forrás, mind pedig az észlelő berendezések (hidrofonok) a vízszint alatt található, kiküszöbölve ezzel a laza réteg kedvezőtlen hatását. Mivel a víz a rugalmas hullámokat a gömbi szóródástól eltekintve közel csillapítás nélkül továbbítja, akár centiméteres felbontású szeizmikus szelvények is felvehetők. Ez, valamint a felvételezés gyorsasága és egyszerűsége jelenti a vízi szeizmikus mérések legnagyobb előnyét a szárazföldi mérésekkel szemben.

A vízi szeizmikus mérések helyett sok esetben helyesebb akusztikus mérést említeni, hiszen a mérések frekvencia-tartománya a klasszikus szeizmikus mérésekétől nagyságrendekkel különböző is lehet, egészen az ultrahang tartományáig nyúlik (10 Hz-től a több 10, néhány 100 kHz-ig). Éppen ez okozza a szakirodalomban gyakran használt nagy, illetve ultra-nagy felbontású kifejezések definiálatlanságát. Fontosnak tartjuk rögzíteni, hogy

jelen dolgozatban mit értünk nagy, illetve ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus méréseken. A felosztás önkényes, és nem általános érvényű, célja mindössze az, hogy az elkövetkező fejezetek során jól definiált fogalmakkal operálhassunk:

- *Nagy felbontású többcsatornás szeizmikus mérés:* A szeizmikus forrás hasznos frekvenciája a 10-1000 Hz tartományba esik, a regisztrálás pedig több hidrofonsoportot tartalmazó kábellel (kábelekkel) történik.
- *Ultra-nagy felbontású egycsatornás szeizmikus mérések:* A szeizmikus forrás hasznos frekvenciája a 1-10 kHz tartományba esik, a regisztrálás pedig egy hidrofonsoport segítségével történik.

## **2.2 A nagy felbontású vízi szeizmikus mérések jelentősége a földtani kutatásban**

Egy kutatási terület megismerése során kulcsfontosságú az elérhető legnagyobb vizsgálati részletesség. Részletesség alatt értjük mind a horizontális, mind pedig a vertikális felbontást, azaz a kutatás sűrűségét és klasszikus értelemben vett, vertikális felbontását. Megjegyzendő, hogy egy megfelelően tervezett felmérés során nem szabad megfeledkezni arról, hogy a vertikális felbontás és a horizontális mérési távolság egymással szorosan összefüggő paraméterek.

A részletes leképezés igénye mind a tektonikai, mind a sztratigráfiai vizsgálatoknál, de különösen a környezetvédelemmel és geotechnikával kapcsolatos felmérések esetén jelentkezik. A nagy és az ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus mérések ezen a téren jelentenek fontos előrelépést. Olyan felbontású leképezést tesznek lehetővé, mely az olajipar számára kifejlesztett szeizmikus kutatások során nem jellemző. Ez azonban nem jelenti azt, hogy az olajipar nem mutat komoly érdeklődést a nagyobb felbontású szeizmikus mérések iránt. Mint azt számos dolgozat mutatja, mind a kutatás (pl. CHOWDHURY & SHERIFF, 1996), mind pedig a tengeri fúrások tervezésénél kötelezően előírt, ún. site survey-ek (pl. ENSR CONSULTING AND ENGINEERING, 1991; MJOEN, 1994) során fellép a nagyobb felbontás igénye.

Szerkezeti kutatások során gyakran fontos az, hogy ne csak a jelentős elmozdulással bíró, hanem a kis elvetésű szerkezeti elemeket is le tudjuk képezni. Különösen fontos ez nagyobb létesítmények tervezését előkészítő vizsgálatoknál, de számos tudományos célú kutatás során is a részletesebb leképezés adhat választ a felmerülő kérdésekre. A TSIKALAS et



al. (1998) által ismertett vizsgálatnál például a nagy felbontású tengeri szeizmikus mérések döntő fontosságúak voltak a Barents-tenger alatt található kráter-szerkezet kialakulásának megértésében.

Napjainkban a szerkezeti kutatások középpontjába kerültek a neotektonikai vizsgálatok. Ennek egyik oka az, hogy az aktív tektonikai szerkezetek térképezése és megértése előrelépést jelenthet a földrengés-veszélyeztetettség vizsgálata során. Ez, ha különböző mértékben is, de a világ minden pontján közvetlen hatással van az emberi társadalomra. Ahhoz, hogy a neotektonikai vizsgálatok során a vetődések korát is vizsgálni tudjuk, nem csak a szeizmikus szelvények felbontása, de a közvetlenül a felszín alatti rétegek leképezése is elengedhetetlen fontosságú. Éppen ezért, ha a körülmények lehetővé teszik, a szárazföldi szeizmikus szelvények mellett célszerű vízi szeizmikus szelvényeket is mérni. Egy alaszki kutatás kapcsán mutat példát ilyen együttes vizsgálatra HAEUSSLER et al. (2000).

Ultra-nagy felbontású szelvények segítségével kedvező esetben akár holocén tektonizmus is kimutatható. OUELLET (1997) egy kanadai tavon elvégzett kutatás eredményéről beszámolva tárgyal egy ilyen esetet.

Az ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvényezés mind tengeri, tavi, mind pedig folyóvízi környezetben a részletes sztratigráfiai vizsgálatok hasznos segítségével. A felszíni feltárások megfigyeléseivel közvetlenül összevethető felbontású szeizmikus kép a felszín alatti tartományok olyan részletességű vizsgálatát teszi lehetővé, mely szárazföldi szeizmikus kutatással nem megvalósítható. A Tiszán mért egycsatornás szeizmikus szelvények alapján SZTANÓ (2002) végzett ilyen kutatásokat. A részletes sztratigráfiai vizsgálatok felhasználhatók a geológiai közelmúlt megismerésére, a jégkorszak, illetve az azt követő korok időjárásának vizsgálatára is. A paleoklíma vizsgálatok szintén előkelő helyet foglalnak el napjaink tudományos kutatási témái között. Hazánkban erre kitűnő lehetőséget nyújt a Balaton holocén iszapja. Mint arra már CSERNY & CORRADA (1989) vizsgálatai is felhívták a figyelmet, a balatoni holocén iszap, valamint az alatta található pannon rétegsor vizsgálata választ adhat nemcsak a Balaton kialakulásának régóta vitatott kérdésére, de a holocén során bekövetkezett klímaváltozásokra is új adatokkal szolgálhat. Hasonló kutatás során, az alpi tavak rétegsorának vizsgálatánál VAN RENSBERGEN et al. (1998) alkalmazott nagy felbontású szeizmikus sztratigráfiát.

A kis mélységű, alkalmazott földtani vizsgálatok közt meg kell említeni a geotechnikai és környezetvédelmi célú kutatásokat is. Ezek szintén fontos alkalmazási területét jelentik a nagy, de különösen az ultra-nagy felbontású szeizmikus méréseknek. Dánia előterében

végzett tengeri mérésekkel mutat erre példát NIELSEN et al. (1990). Ritkábbak a folyókon és tavakon végzett méréseket ismertető tanulmányok (pl. HENRIET et al., 1992).

A 80-as évek végén és a 90-es években végzett egycsatornás szeizmikus kutatások döntő többsége még analóg regisztrálással készült. Ez legtöbbször egy elektrosztatikus plotteren történő megjelenítést használt, ami nemcsak a későbbi számítógépes feldolgozás, de a korszerű értelmező szoftverek használatának lehetőségét is kizárta. Napjainkban még mindig sokan használnak analóg regisztrálást a mérések során, de szerencsére már többségben vannak a digitálisan rögzített és főként megfelelő pontosságú berendezéssel pozícionált mérések. A mérések feldolgozásának egyedi igényére is többen felhívták a figyelmet (pl. MARSSET, 1998).

Végül de nem utolsó sorban meg kell említeni, hogy a megnövelt felbontási képesség mellett a vízi szeizmikus mérések másik előnye az, hogy lehetővé teszi a szárazföldi kutatások során technikai okokból nem megkutatható területek vizsgálatát. A szárazföldi geofizikai mérések adatrendszerében fellépő adathiány pótlásának ideális eszköze lehet a bemutatásra kerülő mérési eljárás.

### 2.3 Vízi szeizmikus jelforrások

Egy adott kutatási feladathoz a megfelelő jelforrás kiválasztását több paraméter befolyásolja. Az elérendő felbontás és a behatolás a legfontosabbak, de számos további körülmény is döntő lehet. Ilyen például a rendelkezésre álló hajó mérete, vagy a kutatás tervezett költségvetése. Szintén fontos paraméter a jelalak és annak ismételhősége, ami a szeizmikus adatok feldolgozásakor kerül előtérbe. Számos adatfeldolgozási lépés alkalmazásakor előnyt jelent a szeizmikus jelalak ismerete, vagy annak megbízható becslése. A jelalak lövésről lövésre megtartott állandósága jelentős segítség ebben. Folyóvízi környezetben, ahol a partról visszavert oldalbeérkezések jelentősen befolyásolhatják a mérés eredményét, a kisugárzott energia irányitottsága is fontos tényező.

Visszatérve az először említett két paraméterhez, a felbontáshoz és a behatoláshoz, meg kell jegyezni, hogy ez a két paraméter nem független egymástól. Nagyobb felbontás általában kisebb behatolást is jelent, míg mélyebb behatolás csak alacsonyabb felbontás mellett lehetséges. Ennek oka a felszín alatti kőzetek fizikai tulajdonságaiban rejlik. A felszínközeli kőzetek és konszolidálatlan üledékek jellemzően alacsony jósági tényezővel ( $Q$ ) rendelkeznek, ami a nagyfrekvenciás hullámok gyors elnyelődését eredményezi. A

rugalmatlan elnyelődés az elérhető felbontás/behatólás fő korlátja. Mindezeket figyelembe véve megállapíthatjuk, hogy az adott kutatási feladathoz a megfelelő szeizmikus forrás kiválasztása olyan lépés, ami az egész mérés eredményességét döntően befolyásolja. A következőkben nemzetközi irodalmi adatok és saját mérési tapasztalataim alapján összefoglalom a leggyakrabban használt nagy és ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus jelforrásokat.

A tengeri méréseknél használt szeizmikus forrásokat számos publikáció tárgyalja (EDGERTON és HAYWARD, 1964; EDELMANN, 1968; GILES, 1968; HUTCHINSON és DETRICK, 1982; ZIOLKOWSKI et al., 1982; LUGG és BRUMMITT, 1986; TREE et al., 1986; GAMES, 1988; SCHOCK et al., 1989; SCHOCK és LEBLANC, 1990; SIMPKIN és DAVIS, 1993; VERBEEK és MCGEE, 1995; MOSHER et al., 1998; MOSHER és SIMPKIN, 1999). Ezek közül néhány (pl. az airgun) jól ismert a szénhidrogén-kutató tengeri mérésekből. A nagy felbontású mérések során használt változataik azonban kisebb energiával és magasabb frekvenciataralommal rendelkeznek.

A vízi akusztikus méréseknél használt források a következő négy csoportba sorolhatók:

- 1) kontrolált jelalakú források (pl. szonár),
- 2) közvetlenül a vízoszlopot gyorsító források (pl. boomer),
- 3) implóziós források (pl. watergun),
- 4) exploziós források (pl. sparker).

Az egyes források eltérő működésűek, különböző a jelalakjuk, frekvenciaspektrumuk, méretük és a kiegészítő berendezéseik. Megegyeznek azonban abban, hogy közvetlen vagy közvetett módon a körülöttük található víztömeg gyorsításával egy nyomáshullámot indítanak. A fenti csoportosítás alapja az, hogy a forrás miként alakítja a tárolt energiát nyomáshullámmá.

### **2.3.1 Kontrolált jelalakú források**

#### **Szonár**

Mintegy négy évtizede használt, széles körben elterjedt forrás (MOSHER és SIMPKIN, 1999), mely elsősorban vízmélység mérésére (nagy-frekvenciás mélységmérő szonárok), illetve a Doppler effektust kihasználva áramlási sebességek meghatározására alkalmas (BRIAN, 1997), de felszínközeli geológiai vizsgálatokra is megfelelő lehet. Egyedülálló az

ismertetett források között abban a tekintetben, hogy a szonár esetében ugyanaz a piezo kristály használható forrásként és érzékelőként is. Forrásként a piezo kristály a vezérlő elektromos jelet mechanikai rezgéssé alakítja, ha viszont a nyomáshullámokat alakítja elektromos jellé, akkor mint érzékelő üzemel. A szonárokat a hajótestbe építve, vagy pedig egy független úszótesten, akár több száz méterrel a felszín alatt is lehet üzemeltetni.

MOSHER és SIMPKIN (1999) részletesen tárgyalja a hagyományos szonárok, a paramétereizhető Krupp-Atlas, illetve a Chirp szonárok működését. A hagyományos szonárokból különböző rezonancia-frekvenciájú piezoelektromos kristályok találhatók, jellemzően a 20 Hz és 20 kHz közötti tartományban. A szonár forrással kibocsátható maximális energiát az adófejen létrejövő kavitáció korlátozza, azonban így is a mélytengeri kutatásoknál a mederfenék alatti leképezés alapvető eszközei, akár 1500 méteres vízmélységek esetén is alkalmazhatók. Ezt a kontrollált jelalak teszi lehetővé, melynek segítségével a mederfenék, illetve a mederfenék alatti reflexiók felismerése még nagyon kis amplitúdójú jel esetén is biztonsággal elvégezhető. A hagyományos szonárok előnye az egyszerű működés, nagy megbízhatóság, és a mélytengeri alkalmazhatóság. Hátránya viszont a rezonancia-frekvencia körüli szűk sáv szélesség, a fázisinformáció elvesztése illetve a kis behatolás.

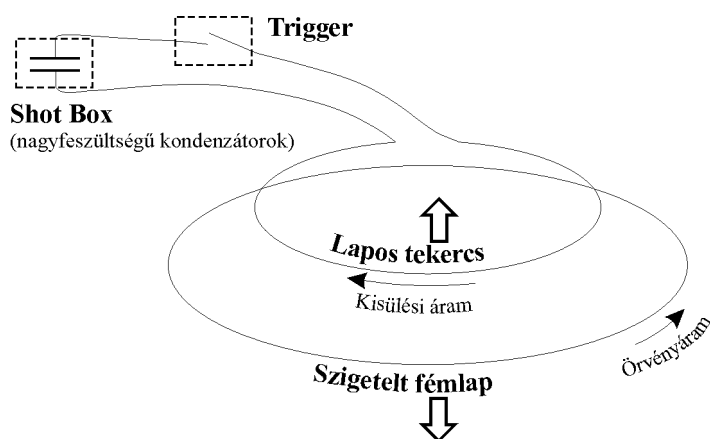
Ezen hátrányok kiküszöbölésére fejlesztették ki a paramétereizhető szonárokat (mint pl. a Krupp-Atlas Parasound) illetve a Chirp rendszereket. A paramétereizhető szonárok két különböző rezonancia-frekvenciát alkalmazva, egy másodlagos frekvenciát hoznak létre, mely az eredeti frekvenciák különbségével egyezik meg. Ezzel egyrészt jól fókuszált, másrészt pedig alacsony frekvenciájú jelet lehet létrehozni, ami kis méretű jeladóval is nagyobb behatolást tesz lehetővé.

A Chirp szonár tulajdonképpen a szárazföldi vibráció forráshoz hasonlítható. Egy frekvencia-modulált jelet bocsát ki, amely 400 Hz és 20 kHz között változtatható tartományba esik. A kibocsátott, időben elnyújtott jelet egy digitális szűrőegység korrelálja a regisztrált csatornával, aminek eredményeként egy zéró fázisú, kompresszált jelalak jön létre. A nagyfrekvenciás mintavétel és a digitális szűrés elengedhetetlen a Chirp rendszerű szonárok esetén.

### 2.3.2 Közvetlenül a vízoszlopot gyorsító források

#### **Boomer**

A boomer egy elektro-mechanikus forrás, melyet gyakran használnak az ultra-nagy felbontású szeizmikus mérések forrásaként (EDGERTON és HAYWARD, 1964; SIMPKIN és DAVIS, 1993; BRIAN, 1997). Alapvetően egy lapos tekercsből és egy tőle szigetelt, vízbe helyezett fémlapból áll (2.1. ábra). A lövést nagyfeszültségű kondenzátorokon tárolt energiának a tekercsen keresztül történő hirtelen kisütése generálja. 10-100  $\mu\text{F}$ -os kondenzátorokat 2-5 kV közötti feszültségre feltöltve a kisüléskor létrejövő köráram a fémlapban egy ellentétes irányú örvényáramot generál. Ez az örvényáram a fémlapot hirtelen ellöki a tekercstől, és az alatta lévő víztömeget közvetlenül gyorsítva egy nyomáshullámot indít. A létrejövő jelalak nagyon jól ismételhető, és erősen irányított a fémlap szimmetriatengelyének irányába (VERBEEK és MCGEE, 1995). A jelalak menetét a boomer szerkezetén kívül a kondenzátorok kapacitása, feszültsége, valamint a forrás víz alatti mélysége határozza meg. Ez utóbbi az általunk használt IKB-Seistec™ mérőrendszer esetén rögzített érték, 0.45 m (SIMPKIN és DAVIS, 1993).

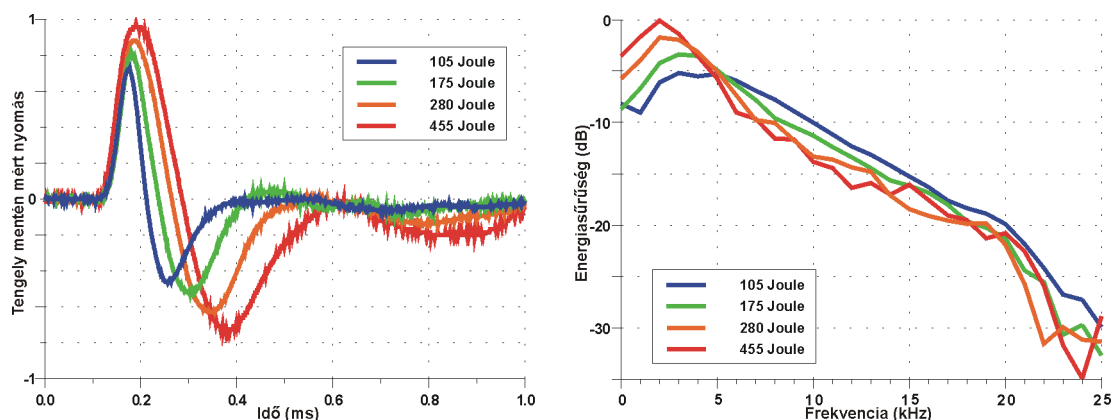


**2.1. ábra:**  
Boomer sematikus működési vázlat

A jelenleg használt boomerek az alkalmazott kondenzátoroktól függően, lövésenként mintegy 100-1000 J energiát bocsátanak ki. A forrás jelalakja és amplitúdója egyaránt függ a lövésenkénti energiától. Nagyobb energiájú lövések esetén nem csak a jel amplitúdója, de időtartama is megnövekszik, ami egyben a felbontás csökkenésével is jár. Ezt mutatja a 2.2.a. ábra, melyen a fémlap tengelyében mért nyomás időbeli változását láthatjuk ugyanarra a forrásra, négy különböző energiájú (105, 175, 280 illetve 455 J) lövés esetén.

Jól látható az összefüggés a gerjesztés energiája és a jelalak hossza között. Nagyobb energia hosszabb jelet eredményez, amit jól mutat a jel megnövekedett csúcstól csúcsig

terjedő ideje. Míg 105 J lövési energia mellett a pozitív és a negatív csúcs közötti távolság 80  $\mu\text{s}$ , addig ugyanez 455 J lövési energia esetén már 190  $\mu\text{s}$ . Mindez a jelalak frekvencia spektrumában is észlelhető, a csúcs-frekvencia nagyobb lövési energia esetén alacsonyabb frekvenciák felé tolódik. Ezt mutatja a 2.2.b. ábra. Érdekes megfigyelni, hogy a jelalak nagy-frekvenciás komponense (5-20 kHz közötti tartomány) szinte változatlan marad a különböző energiaszintek esetén, a fő különbség az alacsony-frekvenciás komponensben van, mintegy 5 kHz-ig.



**2.2.a-b. ábra:** Boomer forrás jelalakja különböző energiájú gerjesztések esetén (a), valamint az egyes jelalakok energia-spektruma (b). Jól megfigyelhető a jel amplitúdójának, valamint a jelalak hosszának növekedése nagyobb energiaszintek esetén. (adatok P. SIMPKIN szívességéből)

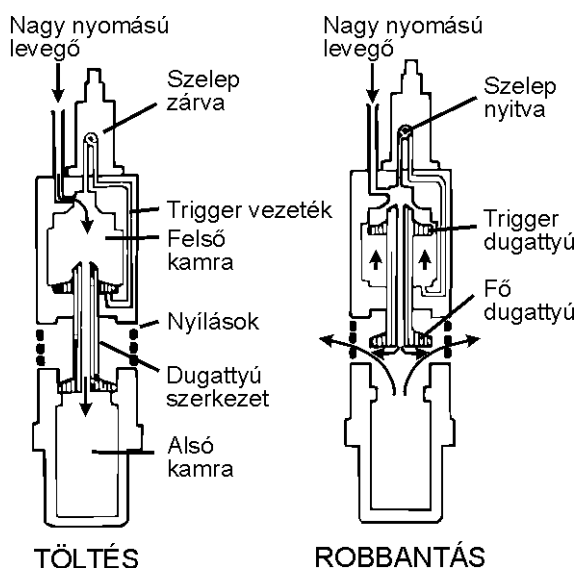
A boomer források fő előnye a jelalak nagyfokú ismételtetősége, a magas középfrekvencia, valamint a szonárhoz képest nagy sávszélesség. A felszín alatt nagy mélységben történő alkalmazhatósága viszont erősen korlátozott, és szintén hátrányként említhető a gerjesztéskor fellépő nagy feszültség és áramerősség (MOSHER és SIMPKIN, 1999). A forrás irányítotttsága a kutatási feladattól függően mind előnyös, mind pedig előnytelen tulajdonság is lehet. Ha az oldalbeérkezések kiszűrése fontos, akkor a forrás irányítotttsága kifejezetten előnyös, míg többszörös 2D illetve 3D méréseknél, ha nagyobb offszetű csatornákat is regisztrálunk a forrás irányítotttsága előnytelen lehet.

## Airgun

Az airgunokat évtizedek óta használják tengeri kutatásoknál közepes és mély behatolású szeizmikus szelvényezések forrásaként (GILES, 1968). Nagy energiájú airgunok csoportjai 1 000 és 10 000  $\text{in}^3$  ( $1 \text{ in}^3 = 16.39 \text{ cm}^3$ ) közötti össztérfogattal az olajipari kutatások mindennapos forrásai. Azonos működésű, de jelentősen kisebb térfogatú ( $5\text{-}20 \text{ in}^3$ ) változataik

a nagy felbontású többcsatornás szeizmikus mérések lehetséges forrásai, amennyiben a szonár vagy boomer forrásoknál nagyobb behatolás szükséges.

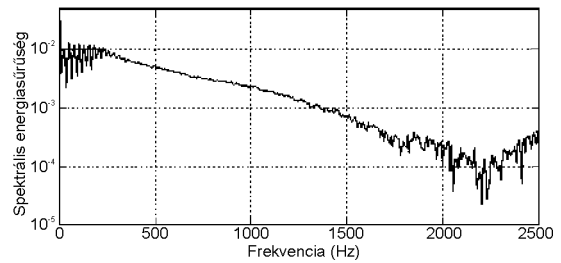
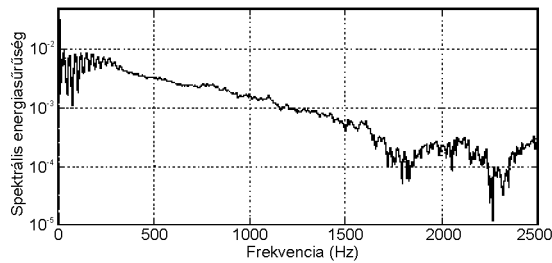
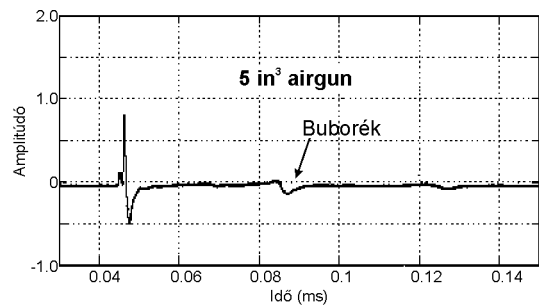
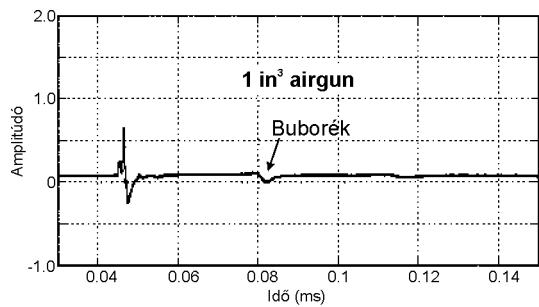
Az airgun nagy nyomású levegő robbanásszerű kieresztésével kelt nyomáshullámokat, melyek a forrástól minden irányba közel azonos amplitúdóval és fázissal terjednek. A nagy nyomású levegő (tipikusan 70-200 bar nyomással) dízel- vagy elektromotoros kompresszorokból a forrás felső kamrájába kerül és a dugattyú-szerkezeten keresztül folyva az alsó kamrát tölti meg (2.3. ábra). A töltés ideje alatt a dugattyú szerkezetet a dugattyú alsó és felső felszínén ébredő erők különbsége alsó helyzetben tartja, elzárva ezzel a nagy nyomású levegő kiáramlásának útját. Az alsó és a felső kamrában megegyezik a levegő nyomása, de a dugattyú felülete nagyobb a felső kamrával érintkező oldalon. Így jön létre az az eredő erő, ami a dugattyút alsó helyzetben tartja. Ez az egyensúly hirtelen átbillen, amikor a szelepet egy mágneskeres segítségével kinyitva a dugattyú alsó felületét a trigger vezetéken keresztül is nagy nyomású levegő éri. Ez a nagy nyomású levegő impulzus a dugattyút hirtelen a felső kamra irányába mozditja, megnyitva ezzel a levegő kiáramlásának lehetőségét. A nagy nyomású levegő robbanásszerűen kiáramlik a forrásból. Miután a levegő nagy része kiáramlott a felső kamrába beáramló nagy nyomású levegő a dugattyú szerkezetet ismét alsó helyzetbe tolja. Amint mindkét kamra ismét megtelt nagynyomású levegővel a forrás kész a következő lövésre.



2.3. ábra: Airgun működési vázlatja (EVANS, 1997 nyomán)

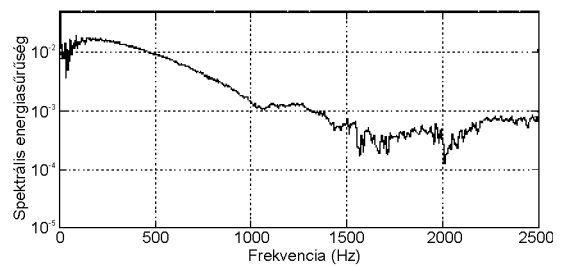
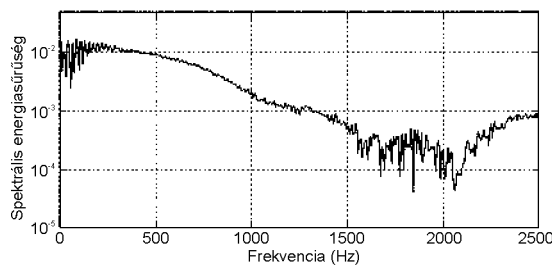
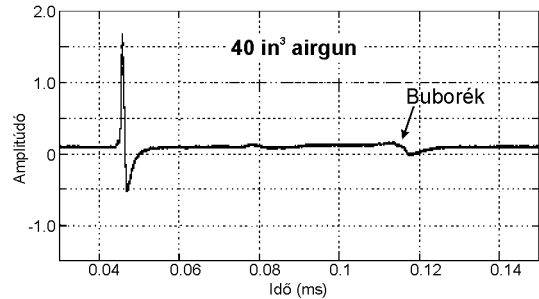
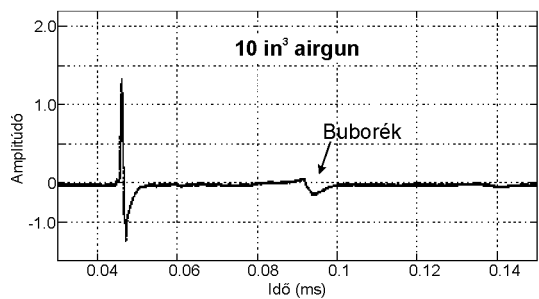
Az airgun fő hátránya a levegő robbanásszerű kiáramlásakor keletkező légbuborék oszcillációja. A kiáramló levegő először tágulni kezd, majd, mint egy rugóra függesztett test, átlendülve a környező nyomás által meghatározott egyensúlyi állapotán tovább tágul. Ezt követően a buborék belsejében a nyomás kisebb lesz, mint a körülötte lévő nyomás, ezért

elkezd összenyomódni. Ez az oszcilláció egészen addig tart, amíg a buborék el nem éri a vízfelszínt. A jelalak nem csak a forrás méretétől, hanem a feltöltési nyomástól és a forrás vízfelszín alatti mélységétől is függ. A 2.4.a-d. ábra négy különböző méretű airgun mért jelalakját mutatja.



a)

b)



c)

d)

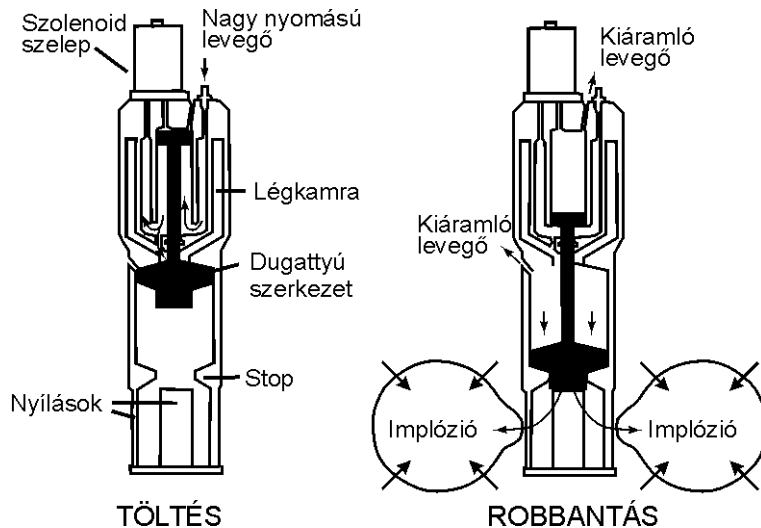
**2.4.a-d. ábra:** Különböző méretű airgun források jelalakja és frekvencia spektruma. (MOSHER et al., 1998 nyomán)



### 2.3.3 Implóziós források

#### Watergun

Nagy felbontású vízi mérések egyik gyakran használt forrása a watergun, melynek energiaforrása az airgunhoz hasonlóan a nagy nyomású levegő. Fontos különbség azonban, hogy a gerjesztés során a levegő nem közvetlenül a vízbe áramlik ki, hanem egy dugattyún keresztül egy vízoszlopot gyorsít, így nem hoz létre oszcilláló légbuborékot. Feltöltés után a forrást egy mágnesszelep kinyitásával indítják, mely a dugattyúszerkezet egyik oldalán hirtelen megnöveli a nyomást. A megnövekedett nyomás a dugattyúszerkezetet a vízzel töltött kamra irányába gyorsítja, robbanásszerűen kiáramló víztömeget eredményezve (2.5. ábra). A dugattyú hirtelen megállásakor a dugattyú és az előtte mozgásban lévő vízoszlop között vákuum jön létre. Ennek a vákuum-üregnek az összeomlása adja a jelalak fő komponensét.



2.5. ábra:  
Watergun működési vázlata  
(EVANS, 1997 nyomán)

Az implózió energiája mellett szintén hozzájárul a jelalakhoz a dugattyúszerkezet és a vízoszlop kezdeti gyorsulása által keltett alacsony frekvenciás prekurzor. Ez adja a watergun jellegzetes jelalakját, melyet sokszor, mint kedvezőtlen tulajdonságot említenek a nagy felbontású szeizmikus mérések során. Fontos azonban megjegyezni, hogy nagyobb mélységű kutatások esetén, amikor a nagy-frekvenciás komponens a rugalmatlan elnyelődés által kiszűrődik, éppen ez az alacsony frekvenciás prekurzor válik a jelalak hangsúlyosabb részévé.

A watergun források másik kedvezőtlen tulajdonsága az időzítésükben fellépő néhány milliszekundumos bizonytalanság. Ez a probléma azonban könnyen kezelhető egy speciális hidrofonnak a forrásra történő rögzítésével. Ez a hidrofon minden gerjesztéskor rögzíti a forrás jelalakját, amiből nem csak a pontos időzítés, de az egyes lövések közti különbség is megismerhető. Ez az információ a feldolgozás során hasznos segítségnek bizonyul.

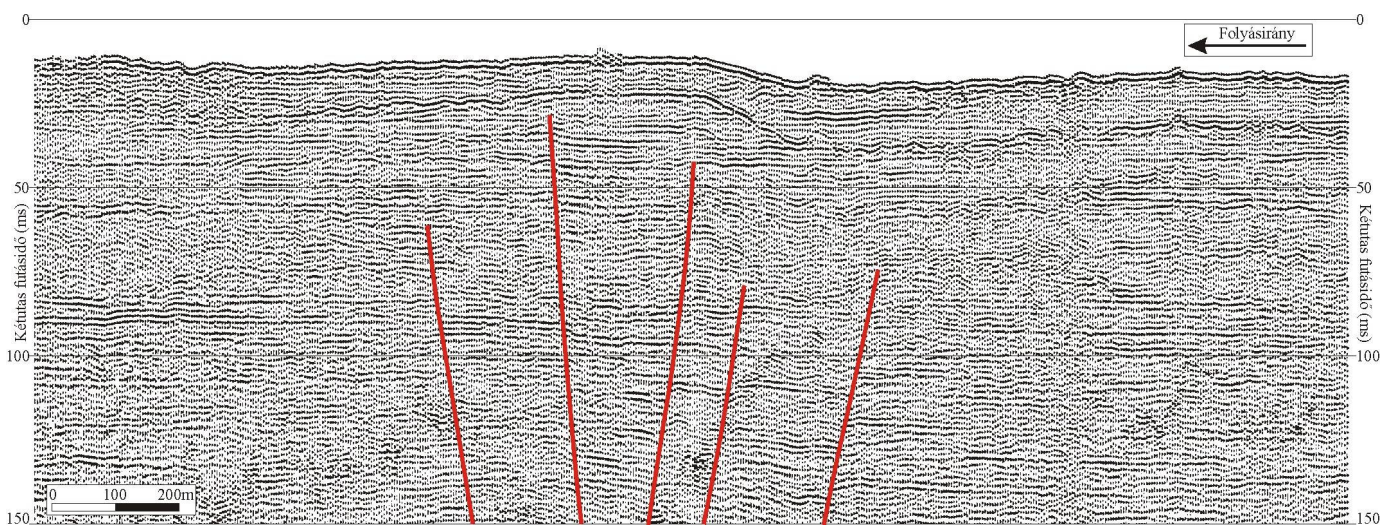
### 2.3.4 Explóziós források

#### Sparker

Az explóziós vízi szeizmikus források közül ma már szinte csak a sparkert használják. Más explóziós források, mint például a dinamit vagy a gyutacs mind biztonsági okok, mind pedig környezeti hatásuk miatt kiszorultak a vízi szeizmikus források közül. A sparker sikere és továbbélése olcsóságának, egyszerű működésének, relatív nagy energiájának és nagy frekvenciatartalmának köszönhető. Energiája és frekvenciatartalma a boomer és a nagynyomású levegővel működő források közötti rést tölti ki. A sparker vízben lévő elektródák között létrejövő nagyfeszültségű elektromos kisüléssel gerjeszti a nyomáshullámokat. Az elektromos kisülés során felszabaduló energia kondenzátorokon tárolódik, melyek kapacitása határozza meg a forrás energiáját. Az egyes lövések során felszabaduló energia tipikusan 100 Joule és 30000 Joule közötti (MOSHER és SIMPKIN, 1999). Az elektromos kisülés során az elektródák körül a vízben hő fejlődik, mely robbanásszerűen elforralva a víz egy részét, gőzbuborékot hoz létre. Ez a buborék indítja a nyomáshullámokat. Sajnos az airgun működésének leírásakor említett oszcilláció a sparker forrásokra is jellemző.

Az elektromos kisülés csak a víz elegendően nagy vezetőképessége mellett jön létre, így édesvízi alkalmazáskor az elektródák körüli víz vezetőképességét mesterségesen, például sózással kell növelni. A víz vezetőképességének változása a jelalak változását eredményezi.

Az 1995-ben a Tiszán mért egycsatornás szeizmikus szelvény részlete látható a 2.6. ábrán. A forrás a Genti Egyetem multielektrodás sparkere volt 300 J lövésenkénti energiával.

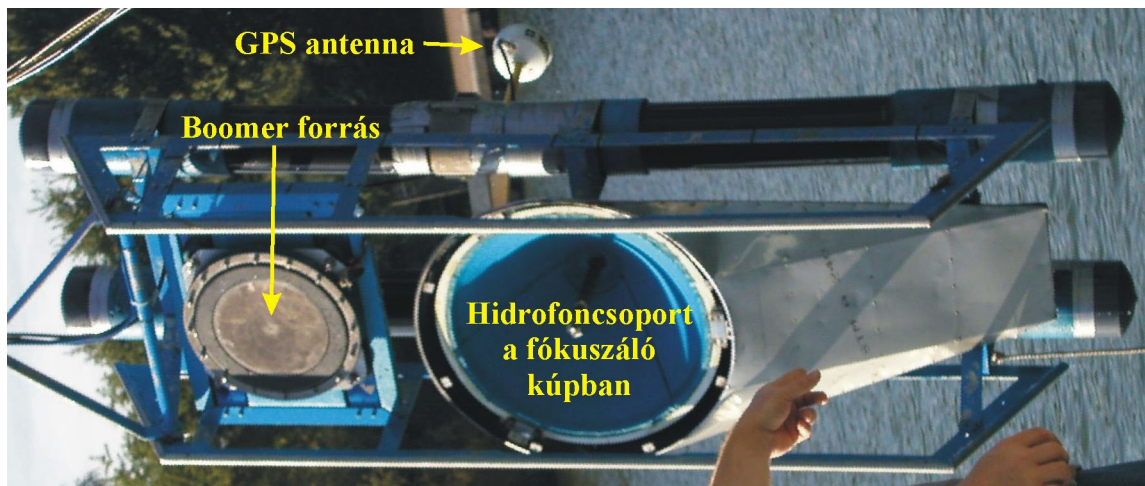


**2.6. ábra:** A Tisza martfői kanyarjában mért egycsatornás sparker forrású szeizmikus szelvény. A szelvényszakasz ugyanazt a vetőzónát képezi le, ami a 3.18. ábra többcsatornás szeizmikus szelvényén is látható. Az egyik vetőág 25 ms kétutas futásidőig követhető, ami mintegy 20 méterrel kisebb mélység, mint a 3.18. ábrán megállapítható.

## 2.4 Az IKB-Seistec™ ultra-nagy felbontású szeizmikus mérőműszer

PETER G. SIMPKIN egy új elgondoláson alapuló egycsatornás, ultra-nagy felbontású szeizmikus mérőműszert fejlesztett ki a 90-es évek elején (SIMPKIN és DAVIS, 1993) a kanadai Mackenzie deltában 1987-ben végzett sikeres kísérletek után (HILL et al. 1990). A mérőműszer egy katamarán úszótestre rögzített boomer forrásból és egy, szintén a katamarán testre rögzített fókuszáló kúp szimmetriatengelyében elhelyezett hidrofonsoportból áll (2.7. ábra). Az így, egymáshoz képest rögzített távolságú forrás és észlelés előnye különösen sekély vízi alkalmazásoknál, folyóvízi és tavi méréseknél jelentkezik. Ugyanakkor a függőlegesen elhelyezett, 7 hidrofonból álló hidrofonsoport körül elhelyezett fókuszáló kúp is több előnyös tulajdonsággal rendelkezik:

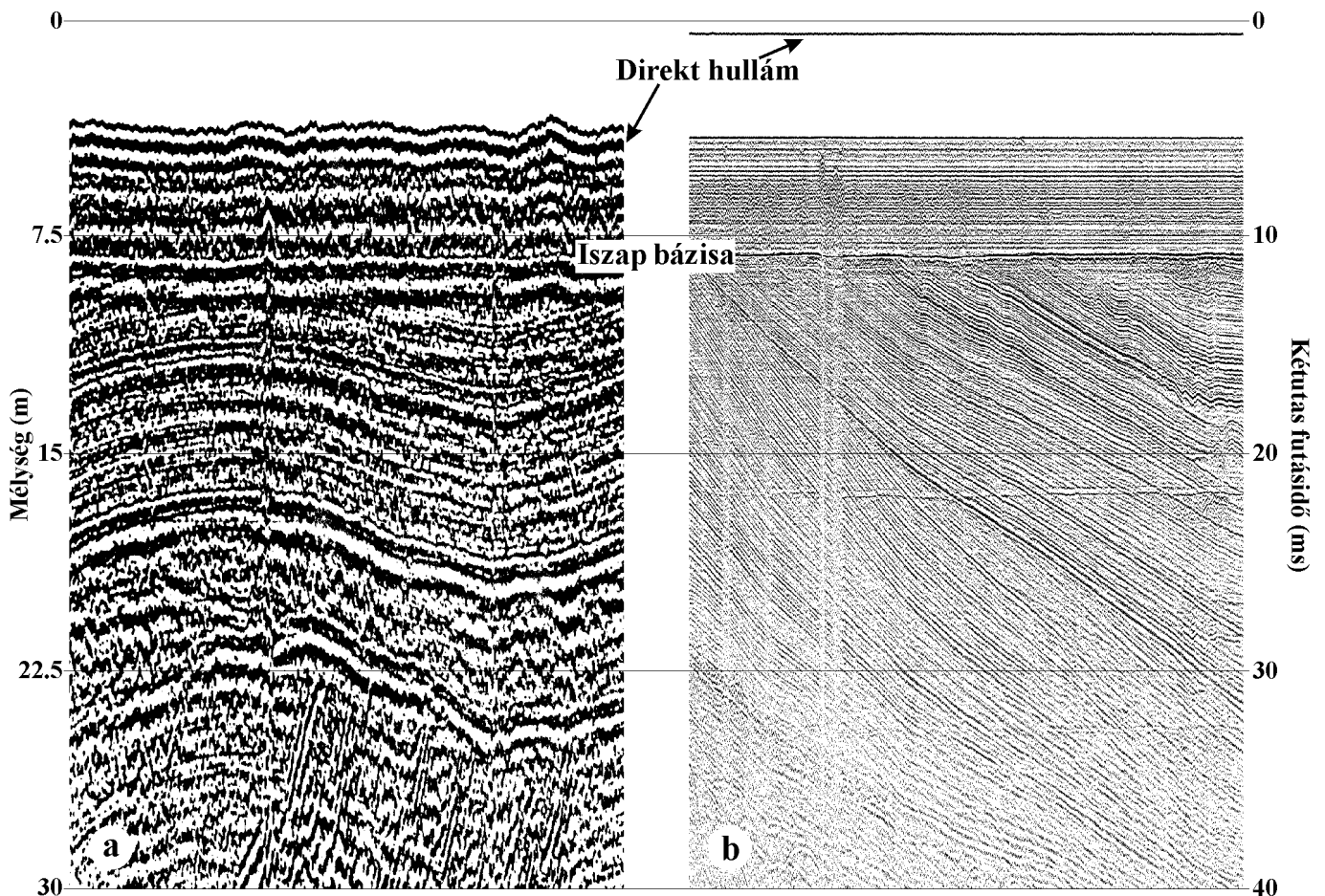
- A víz felszínéhez képest rögzített és állandó mérési geometria.
- A kúp tengelye körül körkörös szimmetrikus, lefelé mutató erős irányítottság, mely nagyban csökkenti az oldalbeérkezések (pl. a folyó partjáról visszavert jelek) amplitúdóját.
- Alacsony zajszint, hiszen az egyes hidrofonok nem áramló vízzel, hanem a kúp belsejében lévő állóvízzel érintkeznek.



2.7. ábra: Az IKB-Seistec™ alulnézeti képe a főbb részegységek megnevezésével

SIMPKIN és DAVIS (1993) szerint a fókuszáló kúp mintegy 16 dB-es jel/zaj arány növekedést eredményez. A sekélyvízi mérések szempontjából a nagyon kicsi (0.7 m), rögzített offszet fő előnye, hogy a direkt hullám és a mederfenékről, vagy közvetlenül a mederfenék alól érkező visszaverődések nem interferálnak egymással. Ezt segíti az is, hogy a fókuszáló kúp miatt a

direkt hullám jelentősen gyengítve érkezik a hidrofonokhoz. Ez jól látható a 2.8.a-b. ábrán, mely két balatoni, egycsatornás szeizmikus szelvényt mutat. Mindkét szelvény forrása boomer volt, de az 1993-as mérés során (2.8.a. ábra) az érzékelők egy külső hidrofonkábelben voltak, míg az 1999-es mérés alkalmával (2.8.b. ábra) a felvételezést az IKB-Seistec™-el végeztük. Az 1993-ban felvett szelvényen (SACCHI et al., 1998) jól megfigyelhető, hogy a külső hidrofonkábel közel egyszerre érzékelt a forrástól érkező direkt hullámokat és a mederfenékről, illetve a holocén iszaprétegekről visszavert hullámokat. Az így létrejött interferenciaképből nem lehet következtetéseket levonni a holocén iszap szerkezetéről. Az IKB-Seistec™ felvételeken ez az interferencia nem jelentkezik, a direkt hullámok rövid jelként érkeznek közvetlenül a felvétel elején, jóval a mederfenékről visszavert hullámok előtt. Szembetűnő a két felvétel felbontása közti különbség is.



2.8.a-b. ábra: Az 1993-as (a) és az 1999-es (b) balatoni mérés egy-egy szelvényrészlete. Mindkét felvétel boomer forrással készült, de 1993-ban egy külső hidrofonkábelrel, míg 1999-ben az IKB-Seistec™ fókuszáló kúpjában elhelyezett hidrofonsoporttal történt a visszavert jelek érzékelése. Az 1993-as felvételen a direkt hullám a mederfenékről és az iszaprétegekről visszavert jelekkel egy időben érkezik, így a holocén iszap leképezése nem megoldható. A szelvények vertikális skálája azonos, horizontális skálájuk viszont eltérő és a mérés helye sem azonos. Az 1993-as szelvény az analóg regisztrátum másolata.

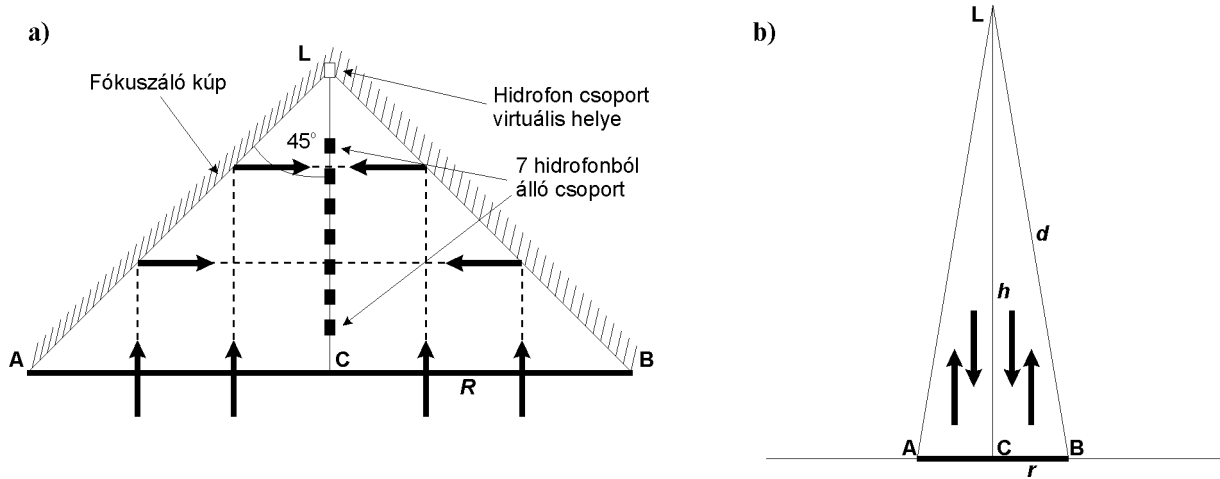
Az IKB-Seistec™ jelalakját alapvetően két tényező befolyásolja: egyrészt a boomer jelalakja, másrészt pedig a hidrofonsoport körüli fókuszáló kúp. Természetesen a hidrofonok, erősítők, analóg szűrők és a felvevő készülék átviteli karakterisztikája is befolyásolja a jel alakját, de ezek hatása jelentősen kisebb, mint a fókuszáló kúpé. A fókuszáló kúp miatt a felvett jelalak lényegesen eltér attól, amit egy hagyományos hidrofon-kábellel regisztrálnánk.

A boomer eredő jelalakját (2.3.2. fejezet), három tényező határozza meg. Ezek a gerjesztés során alkalmazott feszültség nagysága, az áramimpulzus energiája és a boomerlemez vízfelszín alatti mélysége. Az alkalmazott feszültség és az áramimpulzus energiája a kondenzátorok miatt nem független mennyiségek. Az általunk használt shot-box kondenzátorait 20  $\mu\text{F}$ -os lépésekben lehet változtatni. Ez az alkalmazott 3.9 kV-os töltési feszültséggel 150 J/lövés energia-lépéseket jelent. A 2.2. ábra a boomer jelalakját mutatta négy különböző energiaszint mellett.

A fókuszáló kúp miatt a visszavert hullámoknak csak az a része éri el a hidrofonokat, melyek a kúp alsó, nyitott részén keresztül érkezik (ezeket a hullámokat jelzik a függőleges nyilak a 2.9.a. ábrán). Ezek a hullámok viszont egyszerre, azonos fázisban érnek az egyes hidrofonokhoz, hiszen a kúp nyílásszöge  $45^\circ$ -os. A függőlegesen felfelé terjedő hullámok szempontjából a hidrofonsoport és a kúp egyetlen, a kúp csúcsába helyezett virtuális hidrofonnal helyettesíthető. Ez a virtuális hidrofon a műszer geometriai elrendezése miatt éppen a vízfelszínen található. Mindezeket figyelembe véve egy egyszerű modellel közelíthetjük az IKB-Seistec™ jelalakját. TROREY (1970), KNAPP (1991) és BRÜHL et al. (1996) munkája nyomán számíthatjuk a Fresnel zóna hatását egy széles sávú jelre. A kúp alján lévő környílás az egyetlen felület, amiről jel érkezik a hidrofonokhoz, ezért tekinthetjük úgy, mint egy kör alakú reflektor a hidrofonsoport alatt. Ezt szemlélteti a 2.9.b. ábra, hasonlóan ahhoz, ahogy BRÜHL et al. (1996) vázolta egy kör alakú, vízszintes reflektáló felület geometriáját. A 2.9.a. ábrán az IKB-Seistec™ hidrofonsoportjának egyszerűsített geometriája látható. **L** jelöli az érzékelő helyét (esetünkben a hidrofonsoport virtuális helye), **AB** pedig a kör alakú reflektor (esetünkben a kúpnyílás) két szélét.

Ahhoz, hogy a kúp nyílásának hatását modellezni tudjunk, ki kell számítani egy kör alakú reflektor felszínének Kirchhoff integrálját. Ez analitikusan is számítható [Troy formula, KNAPP (1991), egyenlet (3)]:

$$S(t) = \frac{1}{T_0} f(t - T_0) - \frac{h}{Td} f(t - T) \quad (2.1)$$



**2.9.a-b. ábra:** Az IKB-Seistec™ fókuszáló kúpjának és a benne található hidrofonscsoportnak vázlatos geometriája a függőlegesen érkező hullámok útjának feltüntetésével (a), valamint egy kör alakú reflektáló felület (AB) felett elhelyezkedő érzékelő (L) geometriája (b).

$S(t)$  a visszavert hullám,  $f(t)$  a forrás jelalakja,  $h$  a reflektor mélysége,  $T_0$  a kétutas futásidő a reflektor közepétől,  $d$  a távolság a reflektor széléig,  $T$  pedig a kétutas futásidő a reflektor szélétől. A (2.1) egyenlet első tagja a  $T_0$  futásidővel késleltetett reflexió és a gömbi szóródás ( $1/T_0$ ) szorzata. A második tag a véges felületen történő integrálásból adódó csonkítás. Hasonlóan számítható az IKB-Seistec™ vevőjén észlelt jelalak:

$$W(t) = \frac{1}{T_0} f(t - T_0) - \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{h}{T} f(t - T) \quad (2.2)$$

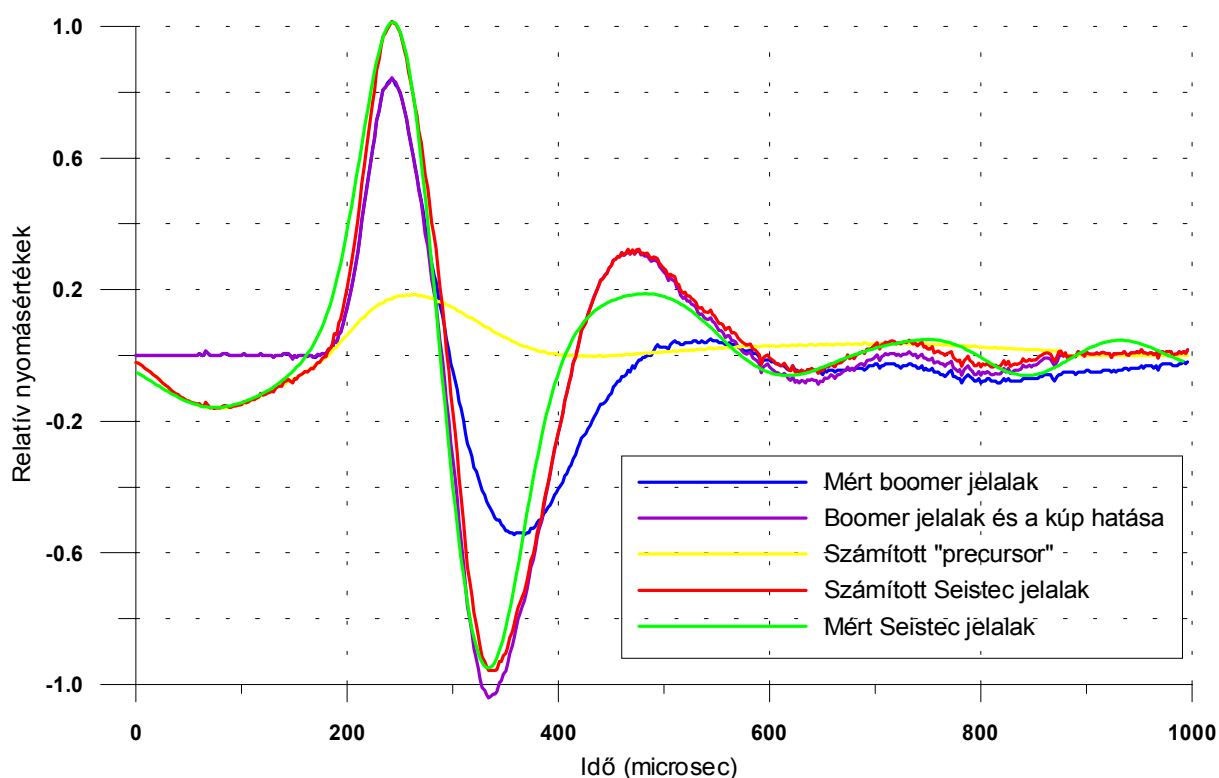
$W(t)$  a hidrofonscsoporthoz érkező jelalak,  $f(t)$  boomer jelalakja,  $T_0$  a függőlegesen érkező hullámok futásideje (C-n keresztül),  $T$  pedig a kúp külső élétől (A-n és B-n keresztül) érkező hullámok futásideje. (2.2) egyenletben  $h/d$  értékét  $45^\circ$ -os kúpra vonatkozóan helyettesítettük be.  $T$  és  $T_0$  közötti  $\Delta$  különbség függőlegesen érkező hullámok esetén:

$$\Delta = T - T_0 = \frac{R(\sqrt{2} - 1)}{v_w} \quad (2.3)$$

ahol  $v_w$  a kúpot kitöltő víz akusztikus sebessége, és a számítást  $45^\circ$ -os kúpra vonatkozóan végeztük el. Mivel a függőlegesen érkező visszaverődések esetén  $T_0$  és  $T$  különbsége nagyon kicsi, első közelítésben  $1/T_0$  és  $1/T$  egyenlőnek vehető. (2.3)-at (2.2)-be helyettesítve:

$$W(t) \approx \frac{1}{T_0} \left[ f(t - T_0) - \frac{1}{\sqrt{2}} f\left(t - T_0 - \frac{R(\sqrt{2} - 1)}{v_w}\right) \right] \quad (2.4)$$

Ennek az a jelentése, hogy a fókuszáló kúp egy időben késleltetett, fordított polaritású és megváltoztatott amplitúdójú jelalakot ad hozzá az eredeti boomer jelalakhoz. Az így számított jelalak már közel áll az IKB-Seistec™ jelalakjához. Alapvető különbséget még a hidrofonokat közvetlenül elérő hullámok jelentenek. Ezek, mivel rövidebb utat tesznek meg, mintegy prekuzorként jelentkeznek a jel elején. Ismerve, hogy a fókuszáló kúp tengelyében 7 hidrofonból álló 27 cm hosszú csoport található függőleges helyzetben, ennek a “prekuzornak” az alakja is számítható. A számítás egyes lépéseinek eredménye, valamint egy mért IKB-Seistec™ jelalak látható a 2.10. ábrán. A számított jelalak természetesen csak egy első közelítés, hiszen mindössze a geometriai optika közelítései alapján becsültük meg a rendszer eredő jelalakját, ismerve a boomer forrás által gerjesztett hullámcsomagot. Az eredmények azonban jól szemléltetik, hogy a közelítés alkalmas az IKB-Seistec™ jelalakjának jellemzésére. Tapasztalataink szerint azonban a jelalak a legtöbb esetben pontosabban becsülhető magából a szeizmikus felvételből, így a mérési eredmények feldolgozása során ez utóbbi módszert követtük.



**2.10. ábra:** Az IKB-Seistec™ jelalakjának számítása a boomer forrás jeléből. Kék szín jelöli a boomer mért jelalakját, lila a fókuszáló kúp számított hatásával bővített jelalakot, míg sárga színnel a hidrofonokat közvetlenül elérő hullámok jelalakja látható. A teljes számított jelalakot piros színnel, míg a mért jelalakot zölddel ábrázoltuk.

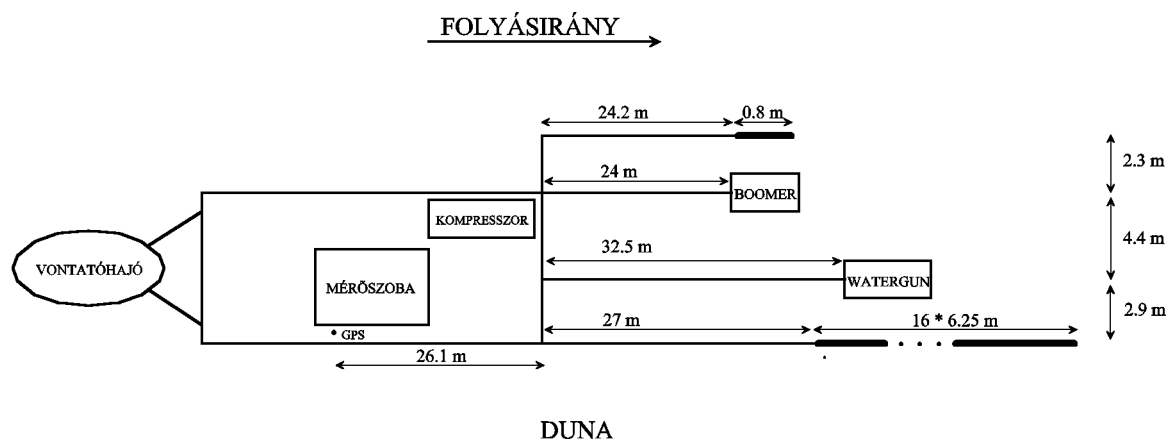
## 2.5 Nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezés

### 2.5.1 Vízi szeizmikus mérések kivitelezése

Magyarország területén a vízi szeizmikus mérések kivitelezésére viszonylag sok helyen nyílik lehetőség. Kevésbé igaz ez a többcsatornás nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezés esetén. Ennek biztonságos és hatékony kivitelezéséhez mind a vízmélység tekintetében, mind pedig a szabad vízfelület szempontjából szigorúbbak a követelményei, mint az egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvényezésnél. Több száz méteres behatolást lehetővé tevő mérési konfiguráció praktikusán csak nagyobb folyóinkon (Duna, Tisza, Dráva) és tavainkon valósítható meg. Különleges mérési feladatok esetén természetesen választható olyan mérési konfiguráció is, mely egy kisebb vízterület felmérését lehetővé teszi. A korlátozott mérési lehetőség és a műszerezettség magas költségigénye lehet az oka annak, hogy hazánkban többcsatornás vízi szeizmikus mérések kivitelezésére alkalmas, korszerű berendezéssel mind a mai napig nem rendelkezik egy cég vagy intézmény sem. Konkrét mérési feladatok megvalósításához ebből kifolyólag a legcélszerűbb megoldás megfelelő műszerezettség kiválasztása és bérlése. Ezek a műszerek a tengeri szeizmikus kutatásban használt eszközöknek a mérnöki alkalmazások céljára méretezett változatai, melyek egy megfelelő méretű hajón már hazai vizeken is sikerrel alkalmazhatók. Hazánkban az első többcsatornás vízi szeizmikus mérést az ELTE Geofizikai Tanszéke végezte a Dunán 1994-ben Mohács és Budapest között az angliai Exploration Electronics Ltd. céggel együttműködve. Ennek a mérésnek a példáján mutatjuk be a többcsatornás vízi szeizmikus felvételezés megvalósításának egy célszerű módját. A mérés során egyidejűleg mind többcsatornás, mind pedig egycsatornás felvételezést végeztünk, a 2.11. ábrán látható mérési konfigurációban.

A többcsatornás közepes behatolású szeizmikus mérés során egy  $15 \text{ cm}^3$ -es watergunt használtunk forrásként, míg az észlelés egy 16 csatornás 93.75 m hosszú hidrofónkábellet történt. A watergunt egy 2000 PSI nyomást biztosító kompresszor látta el sűrített levegővel, mely minden két másodpercben robbanásszerűen kipréselte a watergun kamrájában található vizet. Ez a gyorsan lejátszódó folyamat ("robbantás") keltette azt a lökeshullámot, amelynek visszaverődéseit észleltük.





**2.11. ábra:** 1994-ben a Dunán párhuzamosan kivitelezett egy- és többcsatornás szeizmikus szelvényezés mérési konfigurációja.

A forrás és az észlelés a mérőberendezéseknek helyet adó lakóhajó mögött helyezkedett el, így még a legközelebbi (kis offszetű) csatornák is majdnem 100 méterre voltak a vontatóhajó propellerétől. A zajhullámokat keltő vontatóhajó viszonylag nagy távolsága, a kedvező időjárási körülmények és a gyenge hajóforgalom tették lehetővé a szokásos tengeri méréseknél jobb jel/zaj viszonyú szelvények felvételét.

A hajó parthoz viszonyított sebessége 3-4 km/h volt, amely a két másodperces lövési gyakoriság mellett kb. 2 méteres robbantóponthoz biztosított. A pozicionálást differenciális GPS (DGPS) rendszerrel végeztük, 10 másodpercenkénti mintavételezéssel. A köztes értékeket interpolálással állítottuk elő. A becült pozicionálási pontosság 1-2 méter.

A felvételezést OYO DAS-1 rendszerrel, SEG-D formátumban DAT kazettára végeztük. A választott mintavételi köz 0.25 ms, a felvételhossz pedig 500 ms volt. A forrás frekvenciaspektruma a szelvények felső szakaszán (mintegy 100 ms-ig) 1 m-es, míg a szelvények alján (500 ms körül) néhány méteres felbontást tesz lehetővé.

#### A többcsatornás mérés fontosabb felvételi paraméterei:

Forrás:	Sodera S-15 watergun (2000 PSI-on üzemeltetve)
Forrás mélysége:	0.5 m
Lövési időköz:	2 s
Észlelés:	16 csatornás hidrofonskábel, csatornánként 5 hidrofon
Hidrofonscsoport érzékenysége:	4 $\mu\text{V}/\mu\text{Bar}$
Hidrofonscsoportok távolság:	6.25 m
Hidrofonok pozicionálása:	2 Digicourse Depth Controller-rel
Felvételezés:	OYO DAS-1
Formátum:	SEG-D, DAT kazettán
Mintavételi frekvencia:	4 kHz

Felvételhossz:	512 ms
Alulvágó szűrő:	3 Hz 6 dB/oktáv
Anti-alias szűrő:	1 kHz 6 dB/oktáv
Lyukszűrő:	kikapcsolva
Forrás helye:	1. és 2. hidrofonesoport között

### **2.5.2 Szárazföldi és vízi szeizmikus mérések összehasonlítása**

Az 1994-es dunai szelvényezés során felmérésre került paksi Duna szakasz kitűnő lehetőséget nyújt a többcsatornás vízi és szárazföldi szeizmikus szelvényezés összehasonlítására. A kutatási feladat és terület részletes ismertetése a 3. fejezet tárgyát képezi, annyit azonban előre bocsátunk, hogy a terület alatt található NYDNY-KÉK csapásirányú fő vetőzóna a Dunát is keresztezi. Ennek a tektonikai vonalnak a leképezése mind szárazföldi, mind pedig vízi szeizmikus szelvények segítségével megvalósult. A vízi szelvények közül a *Duna-203/94* jelűt választottuk az összehasonlítás céljára. Ez a szelvény a Duna közel észak-dél irányú szakaszán mérődött, így majdnem párhuzamos a szárazföldön mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényekkel.

A szárazföldi nagyfelbontású mérések az ELGI által 1993-ban mért *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93*, *Pa-3b/93*, az 1994-ben mért *Pa-12/94*, *Pa-13/94*, *Pa-14/94*, illetve az 1995-ben mért *Pa-15/95* és *Pa-17/95*-es szelvények voltak. Ezek közül a *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93*, *Pa-3b/93*, *Pa-15/95* és *Pa-17/95*-es szelvények robbantásos, míg a *Pa-12/94*, *Pa-13/94* és *Pa-14/94* szelvények vibrátoros forrással készültek (RÁNER és SZABÓ, 1997). Összehasonlítás céljából válasszuk ki a *Pa-3b/93* jelű szelvényt, amelynek főbb felvételi paraméterei az alábbiak:

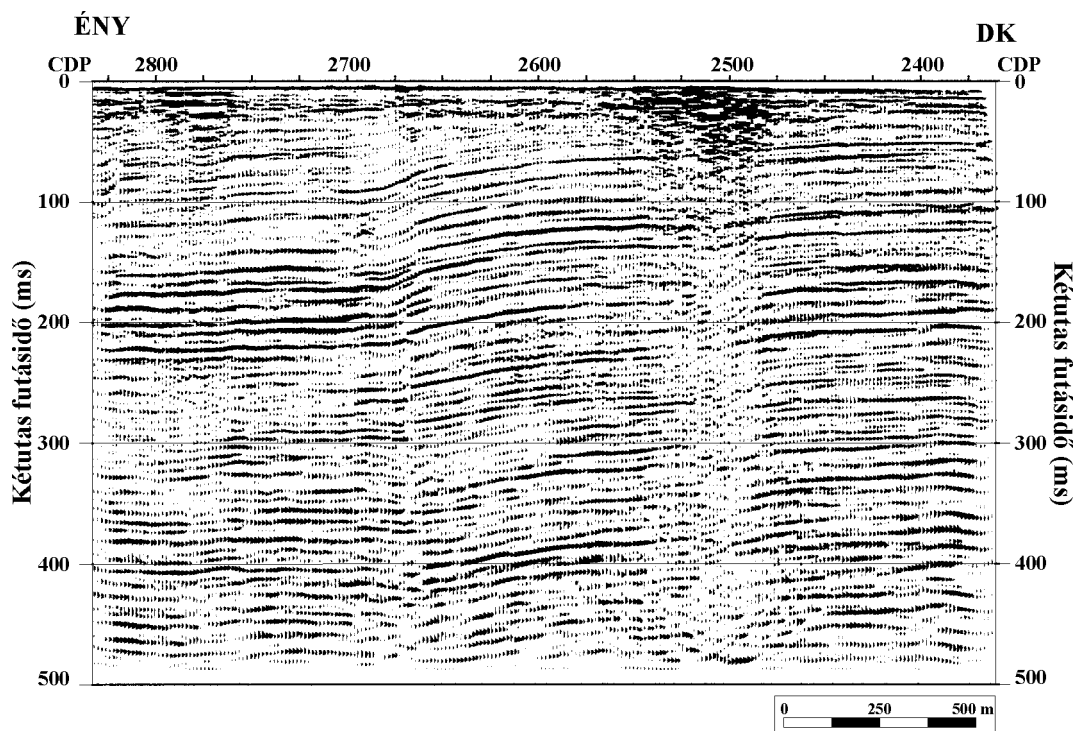
#### A szárazföldi többcsatornás mérés fontosabb felvételi paraméterei (*Pa-3b/93*):

Forrás:	0.1 kg TNT
Forrás mélysége:	5 m
Robbantópontok távolsága:	10 m
Észlelés:	48 csatornás középlövéses rendszer, egyedi geofonokkal
Geofonok típusa:	GSC-40
Geofonok távolság:	5 m
Minimális offszet:	5 m
Felvételezés:	két ESS-01-24-el
Formátum:	I2-es formátumú SEG-Y, floppy lemezen
Mintavételi frekvencia:	2 kHz
Felvételhossz:	512 ms
Alulvágó szűrő:	72.5 Hz 6 dB/oktáv
Anti-alias szűrő:	500 Hz 6 dB/oktáv

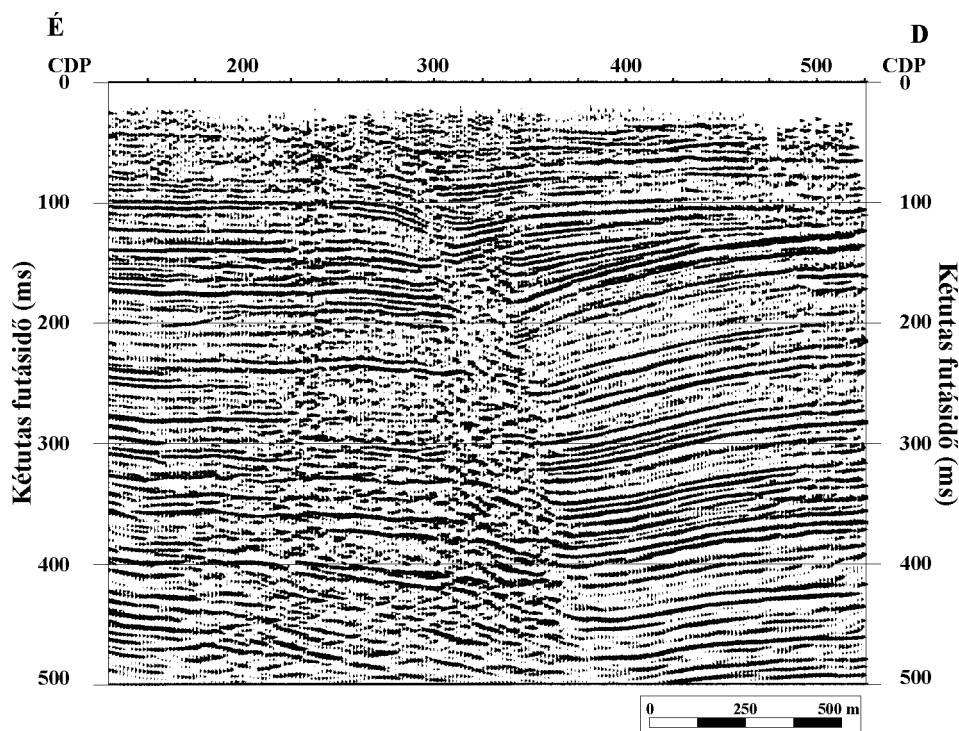
Megfigyelhető, hogy a vízi és a szárazföldi többcsatornás mérések paraméterei hasonlóak, főként ha figyelembe vesszük, hogy egyes paraméterkombinációk kiegyenlítik egymást. Ilyen például a fedésszámot, és ezen keresztül az összecszelvény jel/zaj arányát befolyásoló lövési távolság és csatornaszám. A vízi szeizmikus szelvény felvételekor csak 16 szeizmikus csatornán regisztráltuk a visszavert jeleket, szemben a szárazföldi mérés 48 csatornájával, viszont lényegesen sűrűbben történt a gerjesztés. Így az összecszelvények hasonló fedésszámot mutatnak.

A 2.12.a. és 2.12.b. ábrák mutatják a *Duna-203/94* illetve a *Pa-3b/93* szeizmikus szelvényeket. A szelvények helyszínrajza a 3.2. ábrán látható, értelmezésüket szintén a 3. fejezetben tárgyaljuk. Most mindössze a két szelvény felbontását és leképezését kívánjuk összehasonlítani az ábrák alapján. Jól látható, hogy mind a behatolás, mind pedig a felbontás szempontjából a két szelvény közel egyenértékű. Legfontosabb különbségként az emelhető ki, hogy míg a szárazföldi felvételezés esetén a felszín közeli tartomány (a felső 20-30 ms) leképezése nem megoldott, addig a vízi szeizmikus szelvények közvetlenül a mederfenéktől kezdődően képezik le a teljes rétegsort. Ez a különbség különösen fontos lehet neotektonikai vizsgálatok esetén, amennyiben egy vető recens aktivitásának vizsgálata a feladat.

A vízi szeizmikus szelvényezés legnagyobb előnye a szárazföldi mérésekkel szemben a gyors kivitelezhetőség és az ebből adódó alacsony fajlagos költség. Az 1994-ben végigmért Duna szakasszal összevethető hosszúságú nagyfelbontású szárazföldi szeizmikus szelvényezés költsége nagyságrenddel haladta volna meg a vízi mérés költségét. Nyilvánvaló azonban a vízi mérések hátránya is, nevezetesen a kötött nyomvonal. A mérések csak megfelelő mélységű vízzel borított területeken végezhetőek el, ami nagyban behatárolja a módszer alkalmazási területeit.



2.12.a. ábra: Duna-203/94 vízi többsatornás szeizmikus szelvény.



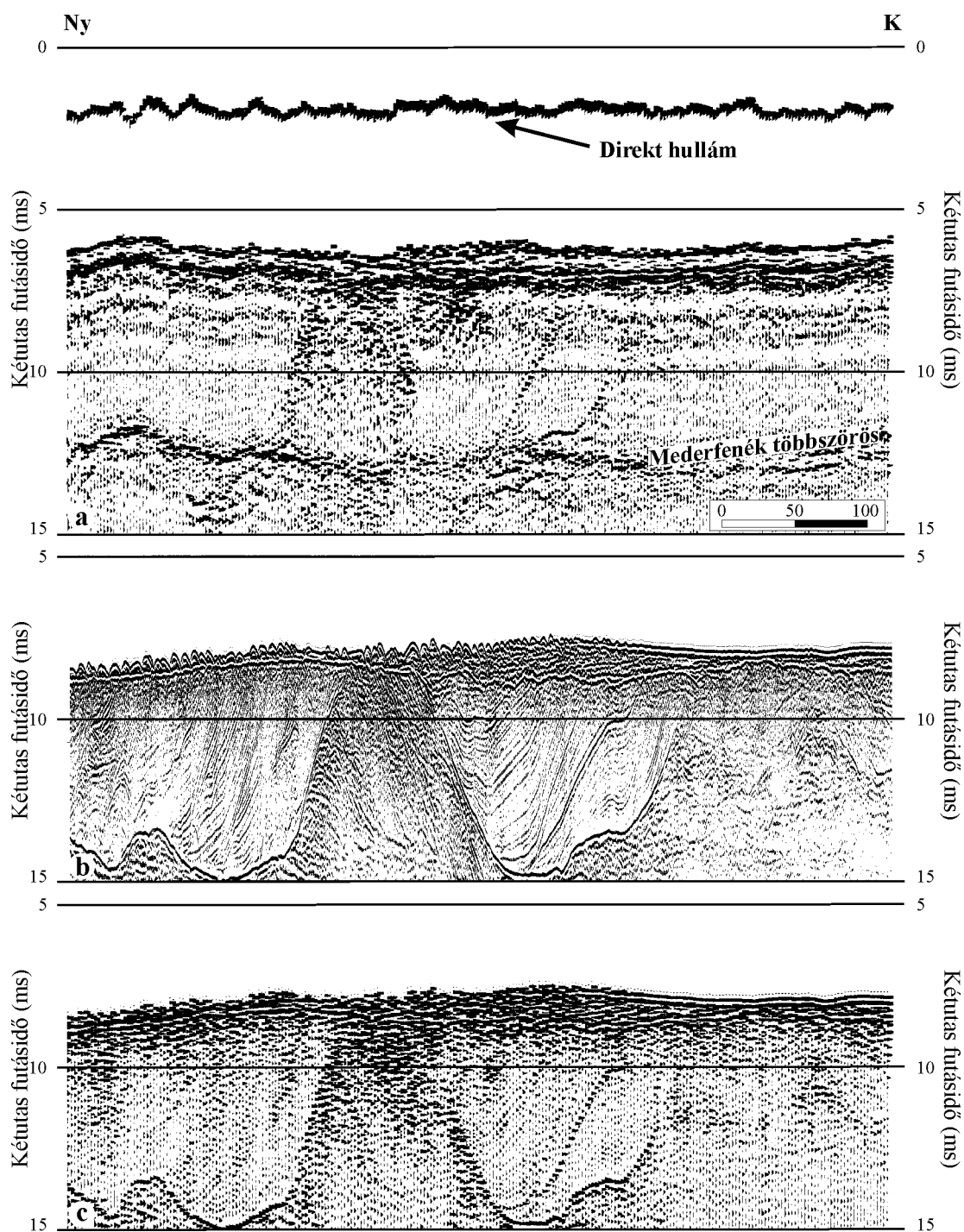
2.12.b. ábra: Pa-3b/93 szárazföldi többsatornás szeizmikus szelvény.  
(Terepi felvételezés: ELGI)

## 2.6 Ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezés

Hazánkban az első ultra-nagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezést kubai közreműködéssel 1987-ben a Balatonon végezték (CSERNY & CORRADA, 1989). Ennek a sparker forrású mérésnek a során a felvételezés még analóg módon, fotópapírra történt, ami a későbbi számítógépes adatfeldolgozást és értelmezést jelentősen megnehezíti. 1993-ban szintén a Balatonon került sor a következő egycsatornás vízi szeizmikus mérésre az ELTE Geofizikai Tanszéke szervezésében, az olaszországi GEOMARE Sud, Napoli részvételével (SACCHI et al., 1998). Ennek a mérésnek a során egy boomer forrás jelét észlelték egy külső hidrofonkábellel, az analóg adatokat pedig egyrészt elektrosztatikus nyomtatóra, másrészt pedig videokazettára rögzítették. A felvételeket a kazettáról visszajátszva digitalizálni lehet, de tapasztalataink szerint ennek a rögzítési módnak a dinamikája alig éri el a 12 bitet. Az első digitális rögzítésű, egycsatornás, ultra-nagy felbontású szeizmikus mérést 1994-ben végezte az ELTE Geofizikai Tanszéke a Duna Mohács és Budapest közötti szakaszán.

### 2.6.1 Térbeli mintavételezés

Az 1994-es dunai egycsatornás mérés párhuzamosan futott az előző fejezetben ismertetett többcsatornás méréssel (2.11. ábra), felváltva gerjesztve a hajó mögött vontatott boomer illetve watergun forrásokat. Ennek eredményeként az egycsatornás mérés forrása is minden másodpercben bocsátott ki nyomáshullámokat, ami elégtelennek bizonyult a megfelelő sűrűségű térbeli mintavételezéshez. Jól mutatja ezt a 2.13.a. ábra, mely az 1994-es dunai egycsatornás mérés egy részletét mutatja. Összehasonlítva a 2.13.b. ábrán látható, szintén a paksi Duna-kanyarban mérődött szelvénnel, szembetűnő a különbség. Ez utóbbi szelvény 1996-ban IKB-Seistec™ mérőműszerrel mérődött, a szelvény nyomvonala közel megegyezik az 1994-ben mért szelvényével. A lényeges különbség nem csak a mérőrendszerek közötti, hanem a horizontális mintavételezés közti közel nagyságrendi eltérés. Hasonló vontatási sebesség mellett, de másodpercenként 4 gerjesztést és észlelést végezve mérődött a 2.13.b. ábrán látható szelvény. Ez mintegy nyolcszor sűrűbb térbeli mintavételezést jelent. Jól szemlélteti ezt a különbséget a 2.13.b. ábrán látható szelvényből minden nyolcadik csatorna megtartásával előállított „szelvény”, melyet a 2.13.c. ábra mutat. A mérőrendszerek közti különbséget legjobban az a) és c) ábrák összehasonlítása érzékelteti.



**2.13.a-c. ábra:** a) 1994-ben a Dunán Paks közelében mért egycsatornás szeizmikus szelvény. b) 1996-ben a Dunán Paks közelében IKB-Seistec™-el mért egycsatornás szeizmikus szelvény. c) A b) ábrán látható szeizmikus szelvény minden nyolcadik csatornája megtartva. Az a) és c) ábrákon jól látható a hasonló mértékű térbeli alulmintavételezés problémája. Az a) és a c) ábrák közti különbség jól mutatja a két mérőrendszer közti különbséget. Látható az IKB-Seistec™ jobb jel/zaj arányú felvétele, valamint a rögzített forrás-észlelés előnye. Fontos különbséget jelentett a paleo-medrek alsó részének leképezése szempontjából az 1996-os magasabb vízállás is. A b) és c) szelvények nem „0” időtől kerültek megjelenítésre!

Az *a)* és *c)* ábrákat összehasonlítva jól megfigyelhető az IKB-Seistec™ magasabb jel/zaj aránya és a rögzített mérési konfigurációból adódó előny is. Az *a)* ábra felső részén megjelölt „Direkt hullám” időbeli változása a forrás és az észlelés egymáshoz képest történő mozgását tükrözi. Ez az offszet-változás a viszonylag kis vízmélység miatt, mint torzító hatás megjelenik a mederfenék morfológiájában, illetve a felszín alatti rétegek alakjában is. Hasonló probléma a *b)* ábrán látható IKB-Seistec™ felvételen nem jelentkezik. Még markánsabb azonban az *a)* és *b)* ábrákon látható szelvények közötti, térbeli mintavételezésből adódó különbség. Érdekes egy közelítő számítással mindezt ellenőrizni, hiszen ez tájékoztatást ad arról is, hogy az ultra-nagy felbontású szeizmikus felvételezés esetén milyen sűrű térbeli mintavételezés szükséges.

Induljunk ki az ábrán látható „meredek” dőlésű, a paleo-medret kitöltő réteghatárokból. A meredek szót idézőjelek közé tettük, hiszen itt valójában a megjelenítésből adódó látszólagos meredekségről van szó. A szelvények függőlegesen erősen torzítottak, mint az jól látható a vízszintes és függőleges skálák összehasonlításából. A paleo-medret kitöltő reflektorok  $x = 50 \text{ m}$  távolságon kétutas futásidőben közelítőleg  $t = 5 \text{ ms}$  „dőlést” mutatnak. Ez  $v = 1500 \text{ m/s}$ -os terjedési sebességet feltételezve  $h = t * (v/2) = 3.75 \text{ m}$  függőleges különbséget eredményez az 50 méteres távolságon. Ez  $\alpha = \arctg(3.75/50) \sim 4.3^\circ$ -os dőlést jelez. Látható, hogy a valódi dőlés tényleg nem túl meredek, alig 5 fokos, csupán a vertikális túlmagasítás kelti a meredek dőlés látszatát.

Számítsuk ki, hogy milyen horizontális mintavételi távolság szükséges egy 5 fokos dőlésű réteg megfelelő leképezéséhez. Felhasználva a térbeli mintavételezésre vonatkozó Nyquist kritériumot, valamint azt, hogy az IKB-Seistec™ jelalakjának egy periódusa mintegy  $T = 0.2 \text{ ms}$  hosszúságú, azt kapjuk eredményül, hogy egy  $\alpha = 5^\circ$ -os dőlésű réteghatár leképezéséhez  $v = 1500 \text{ m/s}$ -os terjedési sebességet feltételezve maximálisan  $\Delta h = 0.85 \text{ m}$ -es csatornatávolság engedhető meg. Természetesen meredekebb dőlésű rétegek esetén, illetve ha a terjedési sebesség alacsonyabb, ennél sűrűbb térbeli mintavételezés szükséges. Az 1994-es egycsatornás mérés mintegy 2 m-es csatornatávolsága nem elégítette ki ezt a követelményt.

Általánosan megfogalmazva, a maximális  $\Delta h$  csatornatávolság:

$$\Delta h = \frac{1}{\text{tg}(\alpha)} \left( \frac{vT}{4} \right)$$

ahol  $\alpha$  a leképezni kívánt réteg dőlése,  $v$  az akusztikus terjedési sebesség,  $T$  pedig a leképező hullám periódusideje.

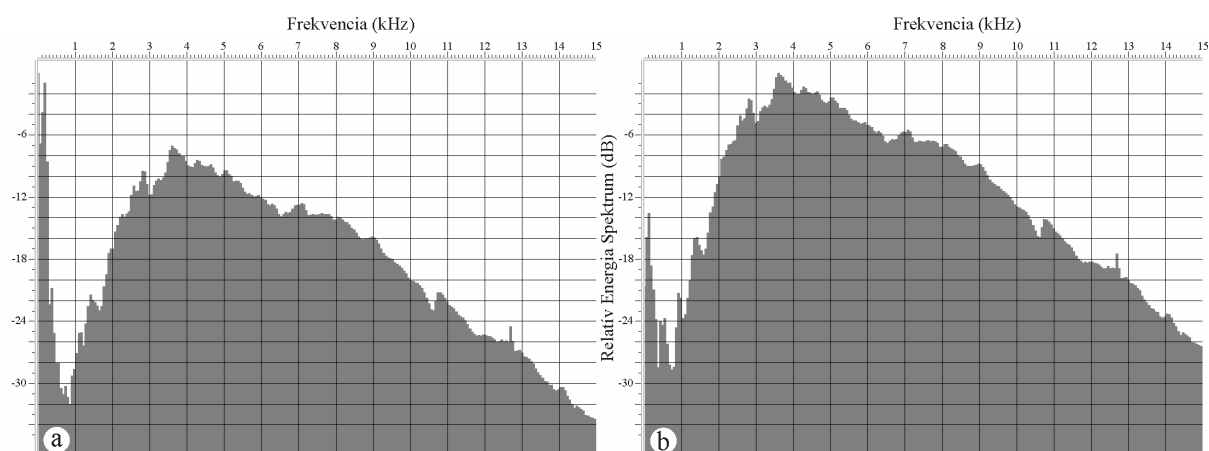
## 2.6.2 Jelfeldolgozás

Az egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus mérések feldolgozásának tárgyalásakor csak az IKB-Seistec™ felvételek feldolgozása során jellemzően felmerülő problémákat tárgyaljuk, és természetesen abból a feltevésből indulunk ki, hogy a szeizmikus adatok mind térben, mind időben megfelelő dinamikával digitálisan rendelkezésre állnak. (Ezek a feltételezések sajnos nem mindig teljesülnek. Láttuk, hogy a megfelelő térbeli mintavételezés még átlagos dőlésű réteghatárok esetén sem mindig áll fenn, a megfelelő dinamikájú és időbeli mintavételezésű adatrögzítés követelményét pedig a ma, elfogadható áron elérhető, 16 bites, néhány száz kHz átvitelű A/D kártyák nem feltétlenül elégítik ki.) Az IKB-Seistec™ felvételek feldolgozási lépései közül hármat tárgyalunk:

1. Az alacsony frekvenciás, ún. trend eltávolítása.
2. A vízfelszín hullámzásából adódó koherencia-csökkenés helyreállítása.
3. Az akusztikusan „kemény” mederfenék által generált árnyékreflexiók eltávolítása.

### Az alacsony frekvenciás trend eltávolítása

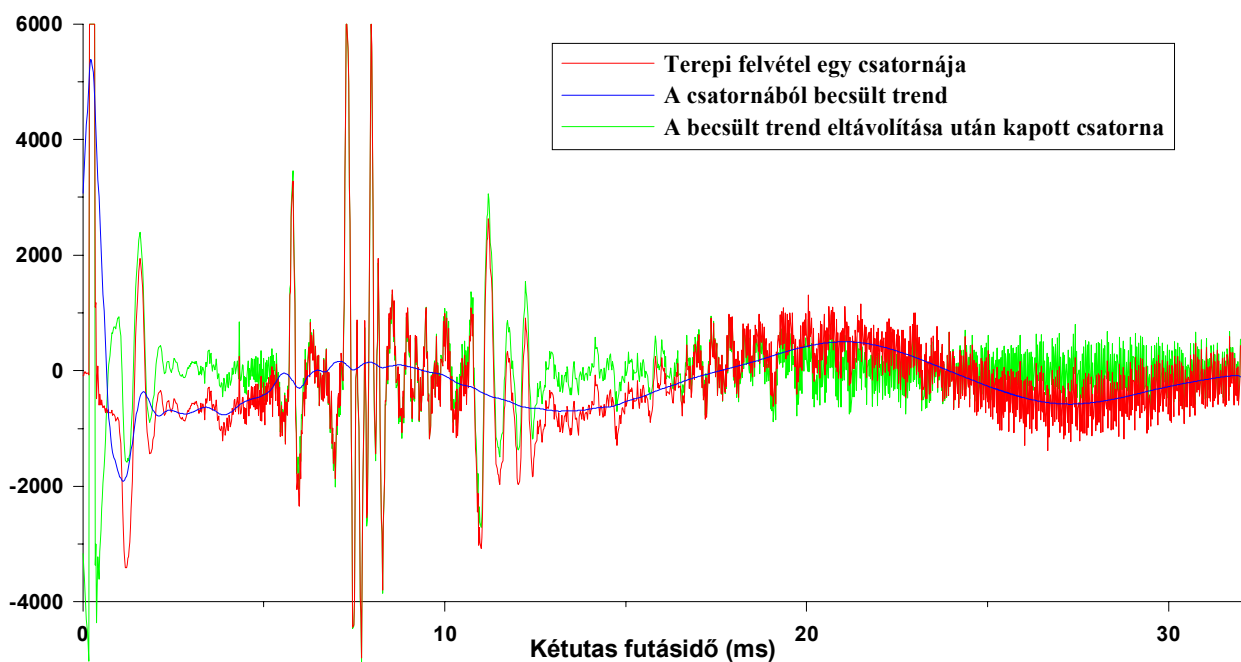
A boomer minden egyes gerjesztéskor nem csak a vízoszlop gyorsításával indít akusztikus hullámokat, hanem ezek ellenerejeként megrázza az IKB-Seistec™ vázát is. Ez a rázkódás egy alacsony frekvenciás sajátrezgésnek jelentkezik a felvételen. Eltávolítására két lehetőség is kínálkozik. Egyrészt egy alulvágó szűrővel hatékonyan leválasztható a visszavert hullámok jeléről, hiszen a 2.14.a-b. ábra szerint, frekvencia tartományban szinte teljesen különválnak a hasznos spektrumtól.



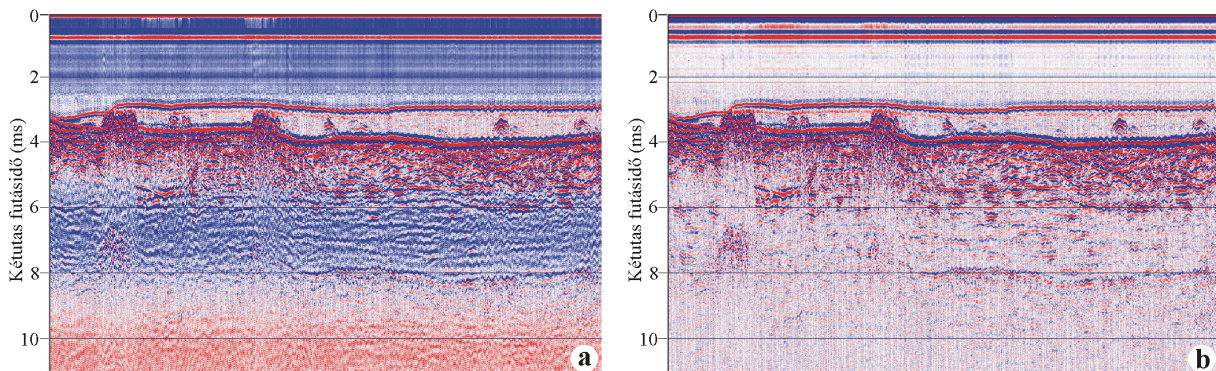
**2.14.a-b. ábra:** Alacsony frekvenciás trendet tartalmazó szeizmikus csatorna frekvencia spektruma a trend eltávolítása előtt (a), illetve után (b). A művelet hatására mintegy 18 dB-es relatív energiacsökkenés történik az alacsonyfrekvenciás trend és a jel között.



Másik, ennél valamivel bonyolultabb, de a jel spektrumát teljesen érintetlenül hagyó módszer a trend becslése magából a felvételtől, majd a becsült trend levonása az egyes csatornák adataiból. Ezt a megoldást az teszi lehetővé, hogy egyenletes sebességű vontatás esetén a trend jó közelítéssel állandó, így nagy számú csatorna átlagolásával jól közelíthető. Ezt szemlélteti a 2.15. ábra, bemutatva egy terepi felvétel csatornáját, a belőle becsült alacsony frekvenciás trendet, valamint annak eltávolítása után eredményül kapott szeizmikus csatornát. A 2.16. ábra egy dunai szelvény példáján mutatja be a trend eltávolítása előtti, illetve az azt követő szeizmikus képet. A frekvencia spektrumban bekövetkező változást a 2.14.a. és 2.14.b. ábrák összehasonlításával vizsgálhatjuk. Mintegy 18 dB-el csökkent az alacsonyfrekvenciás trend energiája, miközben a jel frekvenciaspektruma változatlan maradt.



**2.15. ábra:** Terepi felvétel egy csatornája, a felvételtől becsült trend, valamint az eltávolítása után kapott szeizmikus csatorna.



**2.16.a-b. ábra:** a) Dunán mért, alacsony frekvenciás trenddel terhelt szeizmikus felvétel, b) valamint a felvételtől becsült trend eltávolítása után kapott szeizmikus szelvény. A két szelvény közti különbséget csak az alacsonyfrekvenciás trend levonása jelenti, más feldolgozási lépés nem történt és a felvételek megjelenítése is azonos paraméterezésű.

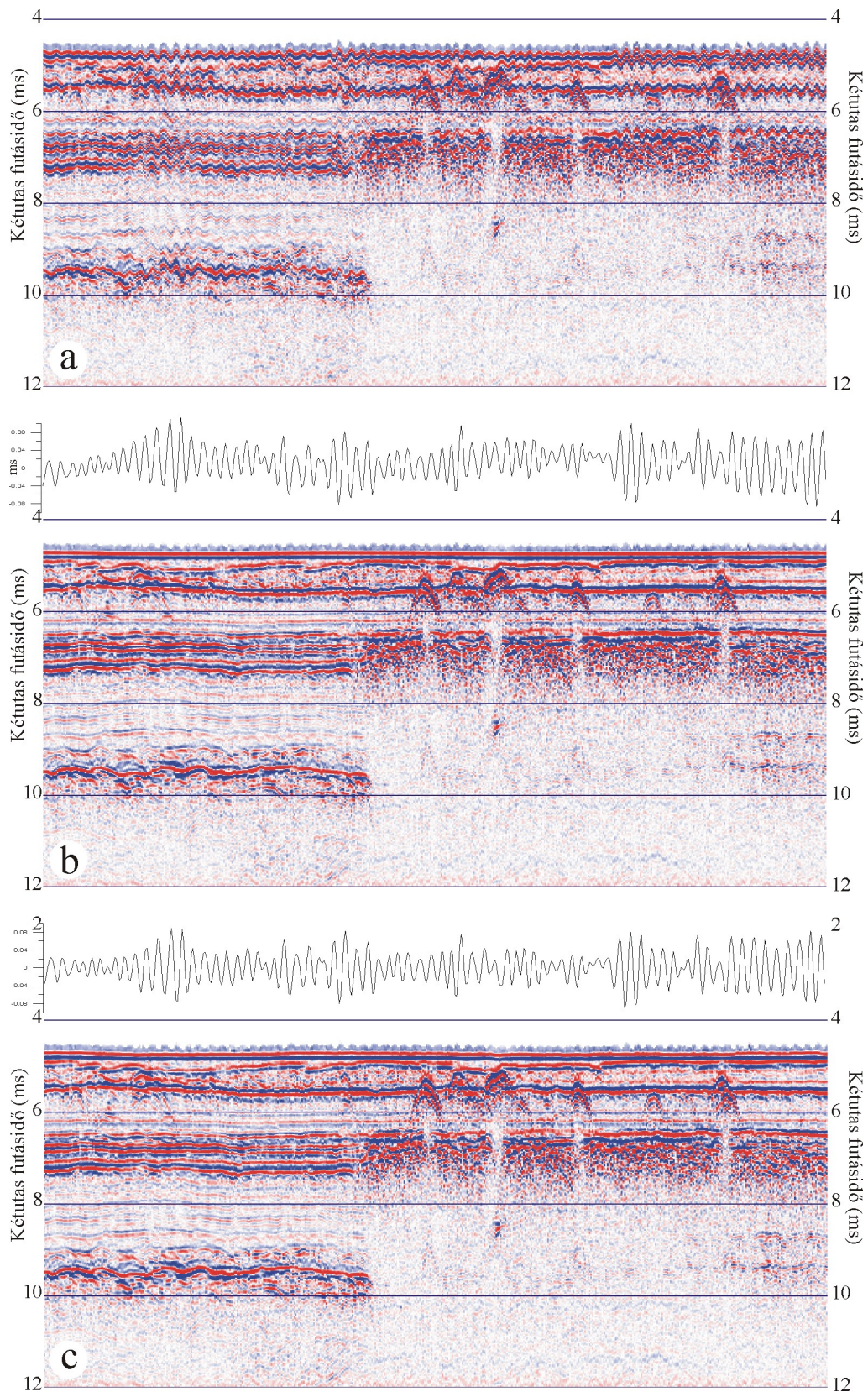
## A vízfelszín hullámzásából adódó koherencia-csökkenés helyreállítása

A víz felszínén úszó IKB-Seistec™ értelemszerűen követi a hullámzásból adódó felszínváltozást. Ez a függőleges mozgás egy statikus időtolásként jelentkezik az egyes csatornákon. A mérőműszer deciméteres felbontásából adódóan már kisebb hullámok is olyan mértékű időtolást eredményeznek, mely a szelvény koherenciáját és ezáltal értelmezhetőségét jelentős mértékben csökkenti. Jól látható ez a *2.17.a. ábrán*, mely erős szél által generált hullámokkal terhelt balatoni felvételt mutat. Ezen a területen a mederfenék közel vízszintes, így a hullámzás hatásának eltávolítására a mederfenék egyszerű kisimítása is elfogadható eredményt ad (*2.17.b. ábra*). Ez alig különbözik a *2.17.c. ábrán* láthatótól, mely a hullámzás hatásának becslésével, majd eltávolításával korrigált szelvény. A *b)* és *c)* *ábrákon* a szeizmikus szelvények felett látható grafikon a csatornánkénti korrekció értékét mutatja.

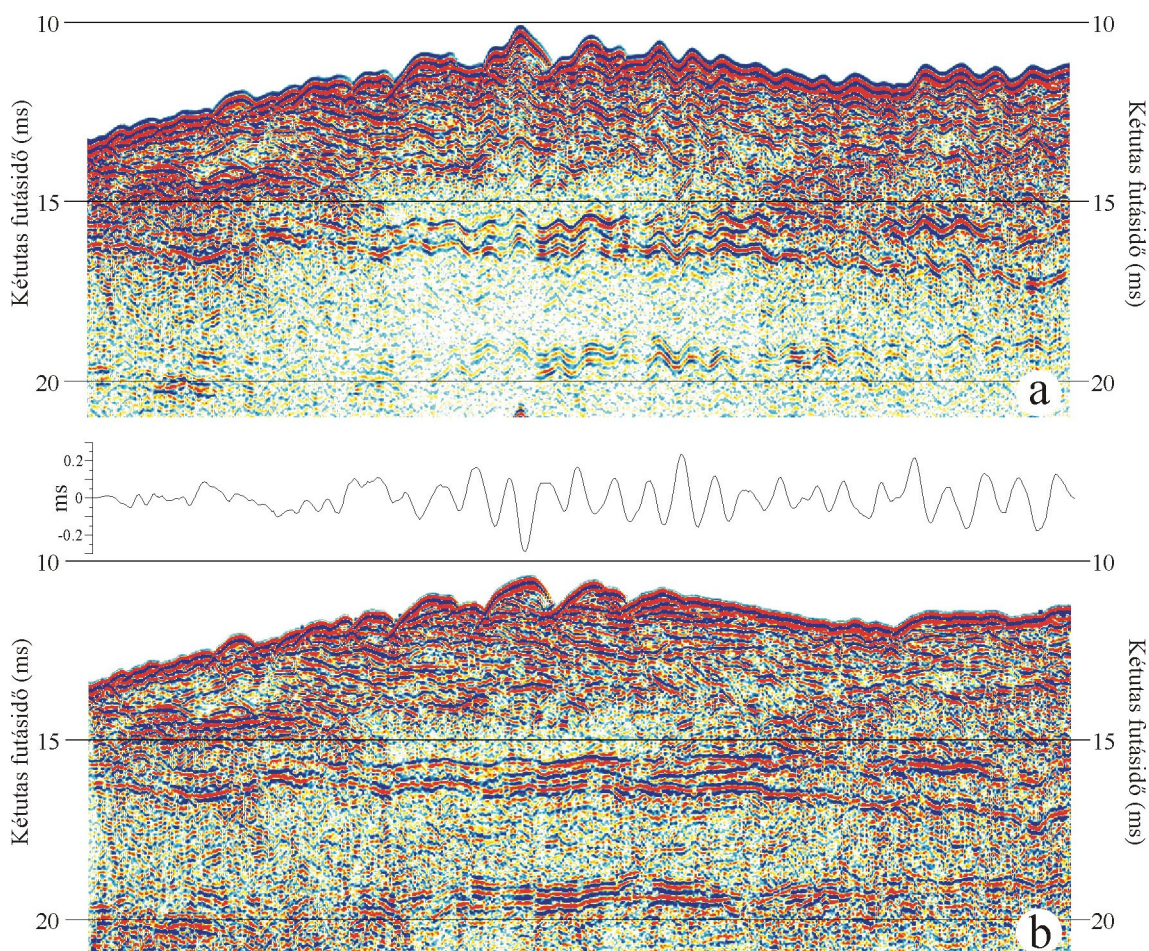
Alapvetően megváltozik azonban a helyzet, ha a mederfenék nem vízszintes, hanem például a felszíni vízhullámokkal összemérhető homokfodrokkal borított. Ekkor a mederfenék kisimítása nem csak fontos információkat tüntet el, hanem akár még ronthatja is a mélyebb rétegek leképezését, hiszen a mederfenék hullámai fognak statikus időtolásként megjelenni a mélyebb rétegekben. Erre mutat példát a *2.18.a-b. ábra*, mely egy Rajnán mért szelvény korrigálatlan, illetve a felszíni hullámok becslésével korrigált változatát mutatja. A *2.18.a. ábrán* a szeizmikus szelvény felett látható grafikon ebben az esetben is a csatornánkénti korrekció értékét mutatja. Ebben az esetben a mederfenék simítása nem lenne megfelelő megoldás, inkább rontana, mintsem javítana a felszín alatti rétegek koherenciáján. Sikeresen becsülhető azonban magából a szelvényből a vízfelszín hullámzása.

A felszíni hullámzás becslése a következő négy lépésben történik:

1. A szomszédos csatornák keresztkorrelációjának számítása.
2. A keresztkorreláció maximumának megkeresése. Ez adja a szomszédos csatornák közti időtolást.
3. A csatornánkénti időtolás szelvény menti integrálása.
4. A geológiai változások kiszűrése.



**2.17.a-c. ábra:** a) Balatonon mért, a vízfelszín hullámzásával terhelt szeizmikus felvétel, b) a mederfenék kiegyenesítésével a mért terepi felvételből számított szeizmikus szelvény, c) a vízfelszín hullámzásának becslésével, majd eltávolításával előállított eredmény-szelvény. A csatornánkénti korrekció az egyes szelvények fölött látható.

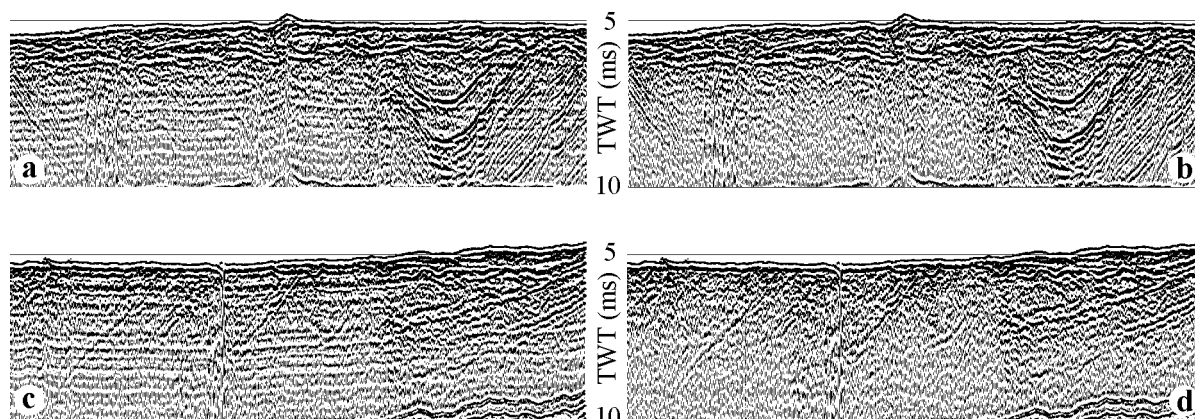


**2.18.a-b. ábra:** a) Rajnán mért, a vízfelszín hullámzásával terhelt szeizmikus felvétel, b) a vízfelszín hullámzásának becslésével, majd eltávolításával előállított szelvény. A csatornánkénti korrekció a két szelvény közötti grafikonon látható.

### Az akusztikusan „kemény” mederfenék által generált árnyékreflexiók eltávolítása

A mederfenék reflexivitása sok esetben jelentősen meghaladja a rétegösszlet belsejében általában előforduló reflexivitás értékeket. A felszín alatti réteghatárokon fellépő reflexiók impedancia-kontraszt nagysága általában a  $R = 0.0005 - 0.05$  intervallumba esik (MESKÓ, 1989), míg a mederfenéken ez az érték akár 0.5 fölé is emelkedhet. Ez különösen igaz nagy energiájú folyóvízi környezetben, ahol a bevágódás miatt a mederfenéket idősebb, kemény kőzetek alkotják. Ez tapasztalható a Duna alatt több helyen is Budapest környékén. Egy ilyen felvétel látható a 2.19.a. és a 2.19.c. ábrán. A két szelvényrészlet mindegyike a mederfenékkal párhuzamos „álreflexiókat” mutat. Ezek a „réteghatárok” láthatóan keresztezik a mederfenék alatti valódi réteghatárokat. E két tulajdonságuk (mederfenékkal való tökéletes párhuzamosság, valamint a valódi reflexiókat metsző geometria) alapján biztosan

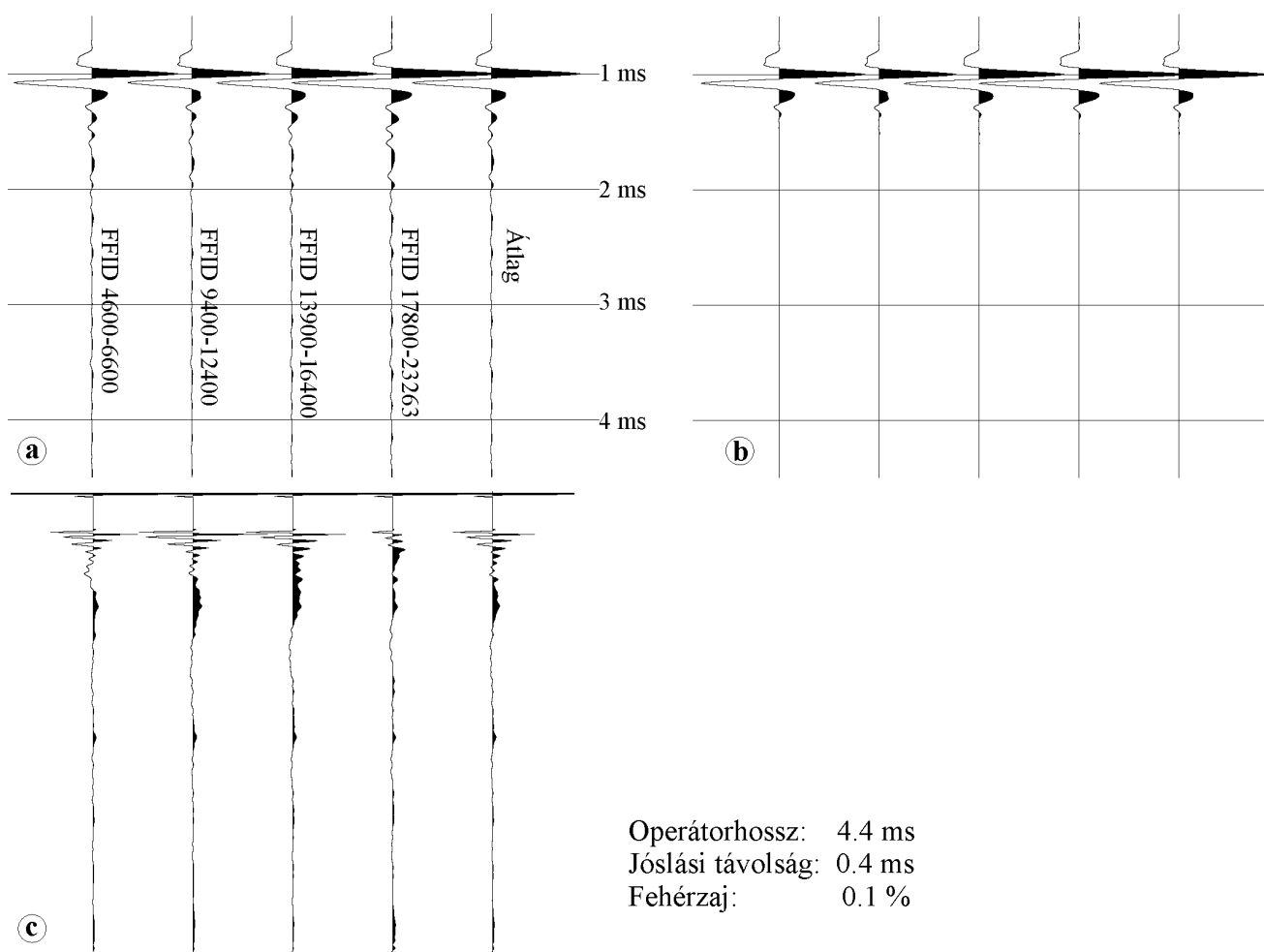
kijelenthetjük, hogy ezek a hullámok nem egy, a mederfenék alatti valódi réteghatárról visszavert elsődleges reflexiók.



**2.19. ábra:** a) és c) A Dunán mért egycsatornás szeizmikus szelvény két részlete. Mindkét szelvényszakasz egy-egy olyan részen mérődött, ahol a mederfenék reflexivitása különösen nagy, a mederfenék alatti rétegek viszont csak gyenge reflexiókat hoznak létre. b) és d) a szelvények a jelalak oszcillációjának dekonvolúciója után.

A szeizmikus jelalak részletes vizsgálata egyértelműen megválaszolja a mederfenékkal párhuzamos álreflexiók eredetét. A 2.20.a. ábra egycsatornás szeizmikus szelvényekből becsült jelalakokat mutat. Az egyes jelalakok nagyban hasonlítanak egymásra, mindegyik a már ismertetett „prekurzorral” indul, majd egy nagy amplitúdójú pozitív-negatív hullám után egy jelentősen kisebb amplitúdójú oszcilláció következik. Ez az oszcilláció csak kis különbséget mutat az egyes szelvényekből becsült jelalakok között, tapasztalatunk szerint időben közel állandó, ami a boomer rendkívül stabil jelalakjának bizonyítéka.

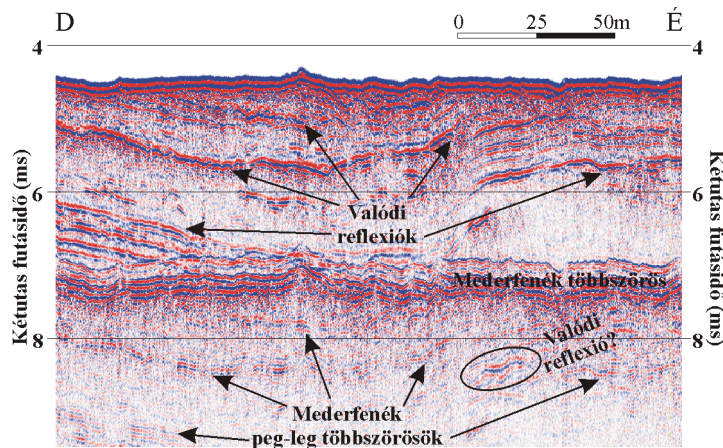
A szeizmikus szelvényeken megjelenő, mederfenékkal párhuzamos „reflexiók” a jelalak későbbi részén jelentkező, kis amplitúdójú oszcillációból erednek. Amennyiben a mederfenéken az akusztikus impedancia-kontraszt nagy, a mederfenék alatti reflexiók pedig gyengék, akkor a mederfenékről visszavert jel későbbi részében jelentkező oszcilláció amplitúdója összemérhető, vagy akár nagyobb is lesz, mint a valódi reflexiók amplitúdója. Szerencsére ez az „álreflexió” a becsült jelalakból számított dekonvolúciós operátornak az egész szelvényre történő alkalmazásával eltávolítható. Ennek a műveletnek az eredményességét bizonyítja a 2.19.b. és a 2.19.d. ábrán látható két szelvény. A valódi reflexiók változatlanul megőrződtek, a mederfenékkal párhuzamos, a valódi reflexiókat metsző „álreflexiók” viszont teljesen eltűntek. Az alkalmazott dekonvolúciós operátor paramétereit a 2.20.c. ábra mutatja.



**2.20.a-c. ábra:** a) Az egycsatornás szeizmikus szelvény egyes szakaszaiból becsült jelalakok, illetve azok átlaga. b) A jelalakok a dekonvolúció után. A kis amplitúdójú oszcilláció teljesen megszűnt. c) Az egyes csatornákhöz számított dekonvolúciós operátorok.

### Vízfelszín által generált többszörösök problémája

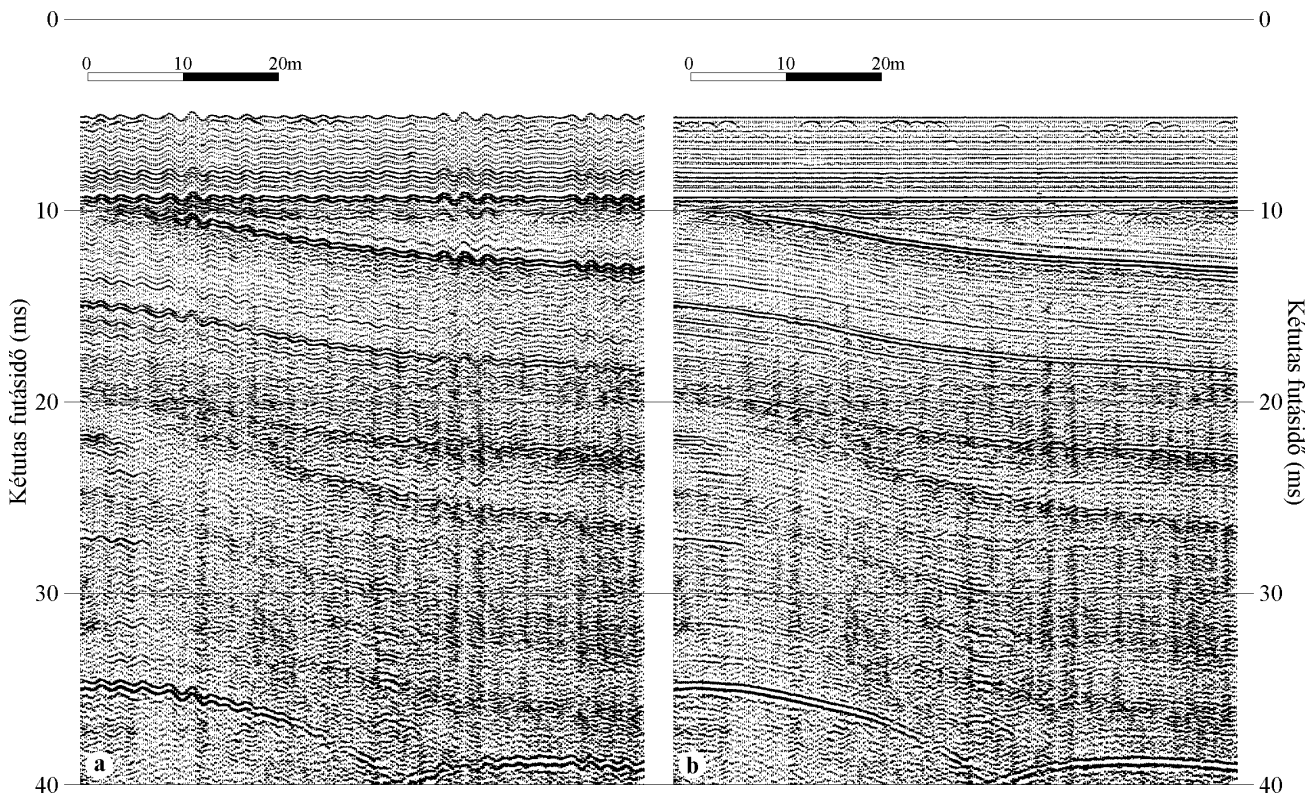
Elkerülhetetlen, hogy legalább néhány gondolat erejéig kitérjünk a mederfenék által generált többszörösökre is. Meg kell tennünk ezt, mert az egycsatornás szeizmikus felvételezés behatolásának egyik legnagyobb akadályát sok esetben éppen a mederfenék és a vízfelszín által keltett többszörösök jelentik. Különösen kritikus ez folyóvízi mérések esetén, ahol egyrészt a kis vízmélység (sokszor csak néhány méteres), másrészt a mederfenék rendkívül erős akusztikus impedancia-kontrasztja korán érkező és nagy energiájú első többszöröst hoz létre. Sok esetben azt lehet mondani, hogy az elérhető maximális behatolás nem több mint a vízmélység. Ilyen esetet szemléltet a 2.21. ábra is, mely a Dunán, Kulcs előterében mérődött.



2.21. ábra:

Dunai egycsatornás szeizmikus szelvény, melynek behatolását alapvetően a mederfenék által generált többszörösök határozzák meg. Az első többszörös alatt a szelvényen egyetlen rövid reflexió darabról valószínűsíthető, hogy az elsődleges reflexió, és nem a mederfenék és a vízfelszín által generált többszörös.

Jelentősen jobb a helyzet olyan tavi környezetben, mint például a Balaton, ahol a mederfenéken olyan laza üledékek találhatók, amelyek szinte folytonos átmenetet képeznek a víz és a mélyebben lévő konszolidálódott üledékek között. Ebben az esetben a többszörösök energiája lényegesen kisebb, az akusztikus hullámok nagyobb hányada tud behatolni a mederfenék alá, így a mélyebben fekvő rétegek leképezhetősége – azaz a behatolás – javul. Erre mutat példát a 2.22. ábra, egy balatoni szelvényrészlettel.



2.22.a-b. ábra: a) Balatoni egycsatornás szeizmikus szelvény részlete. b) A vízfelszín hullámzásának eltávolítása után kapott szelvény. Szembetűnő, hogy a vízfelszín által generált többszörösök, mint például a szelvény bal oldalán 20 ms, jobb oldalon pedig 23, illetve 26 ms között látható, a hullámzás hatásának eltávolítása után sem adnak koherens képet, így könnyen elkülöníthetők a valódi reflexióktól.

Az ábrával nem csupán azt kívánom szemléltetni, hogy a balatoni mederfenék kedvező akusztikus tulajdonságai miatt jelentősen nagyobb behatolás érhető el, hanem azt is, hogy a vízfelszín hullámzása nagymértékben befolyásolja a többszörösök képét. Mivel a módszer felbontása összemérhető a vízfelszín hullámainak méretével, magának a vízfelszínnek az „alakja”, azaz a hullámok geometriája is befolyásolni fogja azt, hogy a keletkező többszörösök milyen hullámképpel jelennek meg a szelvényben. A 2.22.b. ábrán jól látható, hogy a vízfelszín hullámzásának eltávolítása után minden olyan reflektor koherenciája jelentősen megnőtt, melyek közvetlenül egy réteghatárról verődtek vissza, azaz elsődleges reflexiók. A vízfelszín által generált többszörösök a korrekció után egy elmosódott képet adnak, ami alapján könnyen elkülöníthetők. Ez az elmosódott kép egyrészt a hullámzásból adódó statikus időtolásnak, másrészt pedig az egyenetlen vízfelszín diffraktáló hatásának köszönhető. A 2.22.b. ábrán látható szelvény alapján például biztosan állapíthatjuk, hogy a szelvény alján, közel 40 ms kétutas futásidőnél látható reflexió egy valós réteghatárról vissza verődött elsődleges reflexió. Alapvetően más lenne a helyzet, ha a szelvényt egy nyugodt víztükrű Balatonon vettük volna fel, mert a többszörösök erősebben, az elsődleges reflexiókhoz hasonló, koherens jelleggel jelentkeznének. Ekkor a többszörösök és az elsődleges reflexiók elkülönítése nehezebb feladat.

Ez a megfigyelés rávilágít a többszörösök eltávolításának nehézségére is. Ahhoz, hogy a többszörösök amplitúdóját érdemben csökkenteni tudjuk a feldolgozás során, anélkül, hogy a felszín alatti rétegekről visszavert hullámokat megváltoztatnánk, ismerni kell a vízfelszín geometriáját. Erről viszont semmilyen adat nem áll rendelkezésünkre.

### **Maximális felbontású szelvény felvétele**

Végezetül az egycsatornás szeizmikus szelvények felbontását illetően teszünk egy megállapítást. Mint azt már korábban említettük, a felbontás alapvetően a szeizmikus jelalak hosszától függ. Mint az a 2.2. ábrán látható, a jelalak hossza a lövés energiájával nő, azaz a szelvény felbontása csökken. Ezek szerint a lehető legjobb felbontás eléréséhez kis lövési energiát kéne alkalmaznunk. Ekkor viszont félő, hogy a felvétel jel/zaj aránya fog lecsökkenni, ami a szelvény értelmezhetőségét rontja. Ez azonban csak részben igaz, hiszen számos olyan zaj létezik, amit maga a lövés generál, azaz a zaj energiája is arányos a gerjesztés energiájával. Amennyiben a többszörösöket zajnak tekintjük, akkor egy tipikus példáját képviselik az ilyen jellegű zajnak. Hasonlóan függ a gerjesztés energiájától a korábban tárgyalt alacsony frekvenciás trend amplitúdója is.



Független a gerjesztés energiájától a hajó motorja és propellere által generált zaj, a hidrofonok mentén a víz áramlása által generált zaj, valamint az egyéb elektromágneses illetve elektronikai zajok szintje. Amennyiben ezeket a zajokat alacsony szinten sikerül tartani, akkor tényleg igaz, hogy a legjobb felvételt nem feltétlenül a nagyobb energiájú forrás alkalmazásával lehet elérni. Mindez természetesen függ a megcélzott kutatási mélységtől is, de alapvetően megállapítható, hogy amennyiben a lehető legnagyobb felbontású szelvény felvétele a cél, akkor a mérés során a külső zajok szintjét minimálisra szorítva, a gerjesztés energiáját is próbáljuk optimálisan alacsony értéken tartani.

## 3. fejezet

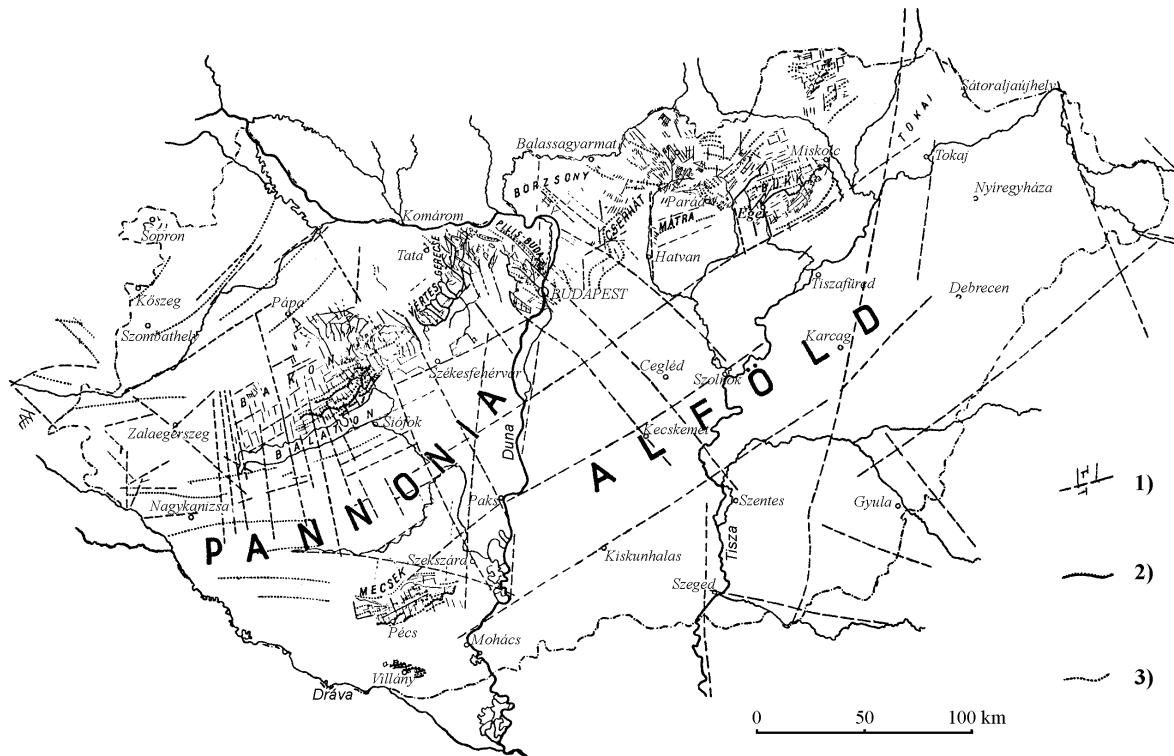
### 2D vízi szeizmikus mérések Paks környezetében

#### 3.1 Bevezetés

Mind folyóvízi, mind pedig tavi környezetben viszonylag egyszerűen készíthető egy adott nyomvonal menti kétdimenziós, egy- vagy többcsatornás reflexiós szeizmikus szelvény. Ehhez a megfelelő szeizmikus berendezéseken kívül természetesen arra is szükség van, hogy egy elegendően nagy hajó a kiszemelt nyomvonalon hajózni legyen képes. Ezek a feltételek hazánkban a nagyobb folyókon, mint például a Dunán, Tiszán vagy a Dráván teljesíthetők. 1994 óta számos ilyen 2D szelvényezést végeztünk hazai vizeken, és ezek közül mutatja be az első többcsatornás mérés eredményeit ez a fejezet. A már korábban említett, 1994-ben végzett dunai többcsatornás mérés Paks környezetében felvett szakaszát, valamint az ehhez kapcsolódó 1996-os egycsatornás mérést ismertetjük. A mérés érdekességét az adta, hogy egy olyan területen készült, ahol szárazföldi szeizmikus szelvények alapján már ismert volt fiatal vetős szerkezetek léte. Neotektonikai szempontból kiemelt fontosságú volt azonban annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy a korábban észlelt törések milyen mélységig hatolnak fel és milyen korúak. Ennek a kérdésnek a megválaszolásában a vízi szeizmikus mérések érdemi előrelépést jelentettek egy olyan területen, amelynek tektonikus veszélyeztetettségét hitelesen megismerni több mint tudományos érdekesség.

#### 3.2 A mérést megelőző tektonikai tanulmányok

A Paks körzetében húzódó törésvonal már az 1930-as években felvetődött. A korszak legjobb szakemberei által készített térkép (LÓCZY és SZENTES, 1938) feltüntet egy DNy-ÉK-i és egy ÉNy-DK-i irányú vetőzónát, melyek Paks térségében metszik egymást. A közel DNy-ÉK-i irányú vetőzóna léte mára már nem kétséges, de az ÉNy-DK-i irányú vetőzónát maig nem sikerült meggyőzően bizonyítani, de egyértelműen kizárni sem. Erre a kérdésre a fejezet során még visszatérünk. Az említett tektonikai térképet egy évvel később ismét publikálta LÓCZY (1939) „A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petróleumkutatásra.” című cikkében. Ezt mutatja a *3.1. ábra*.



**3.1. ábra:** Magyarország szerkezeti térképe (Lóczy Jr., 1939). Témánk szempontjából külön figyelmet érdemel az egymást Paks területén keresztező két vetőzóna.  
Jelmagyarázat: 1) Vetődések és törések, 2) Pikkelyes áttolódások, 3) Gyűrődések.

Különös figyelmet érdemel az a tény, hogy a magyar medence első komoly földrengési (mai szóhasználattal élve szeizmotektonikai) térképe (SIMON, 1939) is ezt a tektonikai alaptérképet fogadta el, és egyértelműen azzal a feltételezéssel élt, hogy a kecskeméti földrengések a paksi törésvonalhoz kapcsolódnak. Vagyis nemcsak törésvonalra, hanem ennek recens szeizmikus aktivitására is egyértelmű állásfoglalás történt a korabeli magyar földtani irodalomban. Szó szerint érdemes idézni SIMON BÉLA látnoki üzenetét, mely a földrengési térképhez írt magyarázó utolsó bekezdése:

"Ha a jövőben életbevágóan fontos közmű vagy új település elhelyezéséről van szó, Magyarország bemutatott földrengési térképe útmutatást fog adni arra vonatkozólag, hogy fenyegeti-e károkozó földrengés az új létesítményt; továbbá, hogy milyen összefüggésben van a magyar föld felépítése földrengési tevékenységével. Ebben a vonatkozásban különösen a laza altalajok erősségnövelő hatása, valamint a magyar medencerendszert felszabdáló törésvonalak befolyása szembeötlő."

Azt, hogy ez az üzenet megértésre talált a következő generáció szakemberei között is, jól példázza RÓNAI ANDRÁS munkássága. Évtizedekig foglalkozott a magyarországi negyedkori kéregmozgásokkal és azok földrengésekkel való kapcsolatával. Hegy- és

dombvidéki területeken a felső-pannóniai képződmények tetőmagasságát és a folyóvízi teraszok helyzetét, míg medenceterületeken a legfelső pliocén tetővonalát és az üledékciklusokat részletesen elemezve megszerkesztette a negyedkori kéregmozgások térképét (pl. RÓNAI, 1973). Ezen a térképen a paksi Duna-kanyar alatt húzódó DNy-ÉK csapású törésvonalat mint a negyedkori tektonizmus egyik fő rendező vonalát tüntette fel.

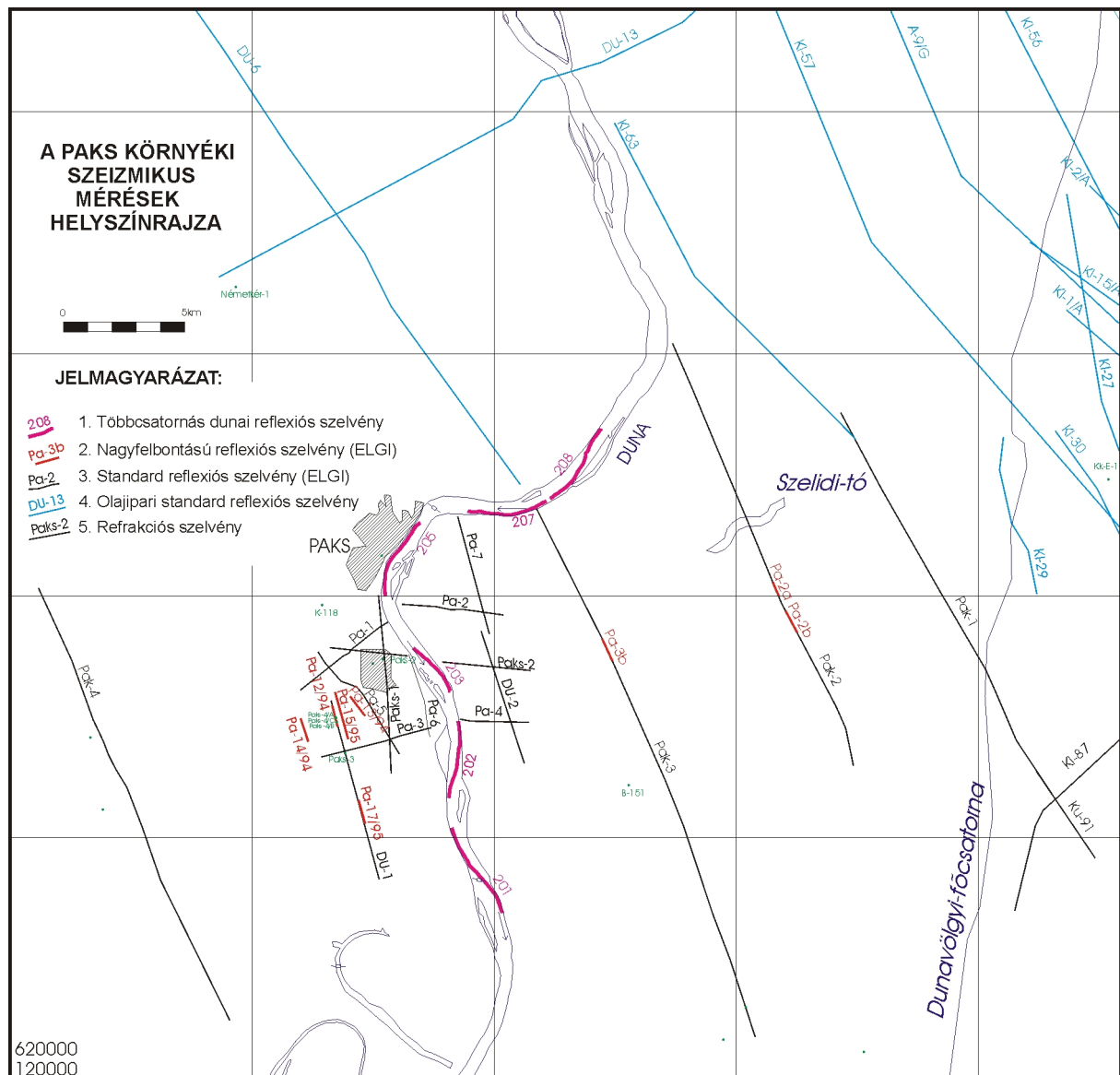
Mindezek alapján megállapíthatjuk, hogy a paksi törésvonal léte (de legalábbis lehetősége) szakmai körökben ismert volt már az atomerőmű telepítése előtt is, sőt negyedkori aktivitásának és szeizmicitásának lehetősége is felvetődött. Sajnálatos módon a terület alapos tektonikai kutatása már csak a Paksi Atomerőmű megépülte után történt meg. Ez a fordított időrendiség aztán egy évtizedig tartó vitát eredményezett.

Számos tanulmány (HORVÁTH et al., 1990; HORVÁTH et al., 1993; BALLA et al., 1997; MAROSI & MESKÓ, 1997) vizsgálta a Paksi Atomerőmű környezetének geológiáját, különös tekintettel az erőmű közvetlen környezetében észlelt, pannóniai rétegeket is harántoló vetők korának és korrelációjának megállapítására. Kompetens hazai és külföldi szakemberek által elfogadott megállapítás, hogy az aljzatban található vetők közül több is reaktiválódott a neogén során. Sokáig vitatott volt ezen vetők kvarter kori aktivitásának kérdése, és így természetesen az ismert vetők mai működésének lehetősége, sőt azon potenciális képességük ("capability"), hogy felszínig hatoló elvetést hozzanak létre. E kérdések tisztázásához járultunk hozzá az 1994-ben a Dunán végzett, nagy felbontású többcsatornás szeizmikus reflexiós mérés, valamint az 1996-ban végzett egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus mérés elvégzésével és értelmezésével. A mérési eredmények értelmezésekor természetesen figyelembe vettük az említett Duna-szakasz környezetében, a szárazföldön mért szeizmikus szelvényeket, valamint a rendelkezésre álló fúrási adatokat is. Különösen hasznosnak bizonyult az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által szárazföldön mért többcsatornás nagyfelbontású szeizmikus mérésekkel történő összevetés és együttes értelmezés.

### 3.3 Nagyfelbontású szeizmikus szelvények

Az ELTE Geofizika Tanszéke által 1994 októberében a Dunán végzett szeizmikus mérés terepi paraméterezése és mérési konfigurációja a 2.5. fejezetben került bemutatásra. A "watergun" forrású szeizmikus szelvények közül ebben a fejezetben ötöt mutatunk be (*Duna-202/94*, *Duna-203/94*, *Duna-205/94*, *Duna-207/94* és *Duna-208/94*) 16.1 km összhosszal. Ez az öt szeizmikus szelvény a Paksi Atomerőmű 15 km-es környezetében mérődött és a Duna

alatti üledékösszeletről nyújt képet közvetlenül a mederfenéktől több mint 500 méteres mélységig. A mérések célja a Dunát harántoló vetős szerkezetek részletes leképezése volt, neotektonikai és sztratigráfiai vizsgálatok céljából. A komplex értelmezéshez ezeken kívül felhasználtuk a *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93*, *Pa-3b/93*, *Pa-12/94*, *Pa-13/94*, *Pa-14/94*, *Pa-15/95* és *Pa-17/95* szárazföldi sekélyszeizmikus szelvények újrafeldolgozott változatait, a kutatási területen mérődött olajipari típusú szeizmikus szelvényeket valamint a mélyfúrások adatait is. A 3.2. ábrán látható a kutatási terület helyszínrajza, feltüntetve a rendelkezésünkre álló összes szeizmikus szelvény nyomvonalát. A dunai többcsatornás szeizmikus szelvények nyomvonala az ábrán lila vonallal lett kiemelve. Az áttekinthetőség miatt nem került ábrázolásra a később tárgyalásra kerülő egycsatornás vízi szeizmikus szelvények nyomvonala. Ez azonban praktikusán megegyezett az ábrán feltüntetett többcsatornás dunai szelvény nyomvonalával.



**3.2. ábra:** Paks környezetében végzett szeizmikus mérések helyszínrajza

### **3.3.1 Dunai többsatornás szeizmikus szelvények feldolgozása**

A feldolgozás megkezdése előtt külön szubrutinok készültek a speciális feladatok megoldására. Ilyen volt például a mérési geometria számítása. A feldolgozás további lépései a ProMAX szeizmikus feldolgozó programcsomag felhasználásával történtek. A feldolgozás lépései és azok jellemző paraméterei a következők voltak:

- 1. Felvételek beolvasása, editálása:** Első lépésben a SEG-D formátumban tárolt terepi felvételek mágnesszalagról való beolvasása történt meg.
- 2. Geometria installálása:** A felvételek fejlécéből kiolvasott időadatokat és a differenciálisan korrigált GPS koordinátaértékeket párosítva határoztuk meg a mérés során minden egyes robbantópont és hidrofonpont helyzetét. A többsatornás mérés feldolgozása során 5 m-es közös mélységponti (CDP) távolságot választottunk és ezt használva rendszereztük az egyes csatornákat CDP szerint.
- 3. Geometria ellenőrzése:** A felépített geometriát verifikáltuk, az észlelt hibás koordinátákat javítottuk.
- 4. Valódi amplitúdó visszaállítása:**  $1/(t \cdot v^2)$  szerinti korrekciót alkalmaztunk a szférikus divergencia kompenzálására.
- 5. Frekvencia szerinti szűrés:** Időben változó frekvenciájú szűrést alkalmaztunk az alacsony illetve magas frekvenciás zajok eltávolítására. Az alacsony frekvenciás zaj eltávolítására az egész csatorna mentén egy 80 Hz alulvágási frekvenciájú, 20 dB/oktáv meredekségű zéró fázisú Butterworth szűrőt alkalmaztunk, míg a magas frekvenciájú zaj eltávolítását két időkapuban két különböző szűrővel végeztük. Kis mélységekben (0 és 150 ms között) egy 700 Hz, 24 dB/oktáv paraméterű zéró fázisú felülvágó Butterworth szűrőt alkalmaztunk, míg a szelvény alsó részén (200 és 500 ms között) egy 500 Hz, 24 dB/oktáv paraméterű hasonló szűrőt. A két időablak között a két szűrő lineáris kombinációja került alkalmazásra. Az időben változó szűrést a watergun magas frekvenciatartalmának nagyobb mélységben történő elnyelődése indokolta.
- 6. Jósló dekonvolúció:** Minimum fázisú jósló dekonvolúciót alkalmaztunk a mederfenék által generált erős többszörösök elnyomására. A frekvencia szerinti szűréshez hasonlóan a dekonvolúciót is időben változó szűrőkkel valósítottuk meg. A felső illetve alsó időablakok megegyeztek a frekvencia szerinti szűrésnél ismertettekkel (0-150 ms ill. 200-500 ms), a dekonvolúciós paraméterek pedig a csatornák megfelelő szakaszának autokorrelációs vizsgálata alapján kerültek kiválasztásra. Az alkalmazott paraméterek a

felső időablakban 9 ms-os operátorhossz, 2 ms-os jóslási távolság, míg az alsó időablakban 20 ms-os operátorhossz és 3 ms-os jóslási távolság voltak. A fehérzaj értéke mindkét időablakban 0.1 % volt.

- 7. Frekvencia szerinti szűrés:** A dekonvolúció által felerősített magas frekvenciás zajok elnyomására újabb időben változó frekvenciájú szűrést alkalmaztunk. A felső időablakban 60 Hz, 18 dB/oktávós alulvágó és 700 Hz, 24 dB/oktávós felülvágó, míg az alsó időablakban 60 Hz, 18 dB/oktávós alulvágó és 500 Hz, 24 dB/oktávós felülvágó szűrőt alkalmaztunk.
- 8. Interaktív sebességanalízis:** A dinamikusan korrigált CDP gyűjtemények, konstans sebességű összecszelvények és a sebességspektrum vizsgálatával legalább 500 méterenként sebességanalízist végeztünk. Ahol a hirtelen változó sebességek ezt szükségessé tették, a vizsgálatot kisebb lépésenként is elvégeztük.
- 9. Dinamikus korrekció:** A becsült átlagnégyzetes (RMS) sebességekkel dinamikus korrekciót alkalmaztunk a mért csatornákon. A "stretch mute" megengedett küszöbértéke 30% volt.
- 10. Direkt beérkezés eltávolítása:** A dinamikusan korrigált csatornákat felvételi csatornaszám szerint rendszerezve és megjelenítve könnyen követhető és eltávolítható volt a felvételek elején megjelenő direkt hullám. Csak az első két csatorna reflexiós beérkezései voltak végig mentesek a direkt hullám zavaró hatásától, így ezen a két csatormán közvetlenül a meder aljáról visszavert hullámok is tanulmányozhatók voltak. Ennek segítségével az összecszelvény egészen a vízfénéktől több mint 500 m-es mélységig nyújt információt.
- 11. Jósló dekonvolúció:** A korábban alkalmazott jósló dekonvolúció paraméterezése folytán érintetlenül hagyta a hosszú utas (peg-leg) többszörösöket. Ezek eltávolítására egy további, kétlépcsős dekonvolúciót terveztünk. Ezt a kétlépcsős dekonvolúciót csak a szelvény alsó részére alkalmaztuk, ugyanis a felső 100-150 ms-ban a peg-leg többszörösök egyrészt kisebb problémát okoznak, másrészt a vízfénékről érkező többszörös eltávolítása után lecsökkent jel/zaj arány tovább romlott volna az újabb dekonvolúció hatására. Az alsó időkapuban alkalmazott dekonvolúció paraméterei az első lépésben 100 ms-os operátorhossz és 7 ms-os jóslási távolság, míg a második lépésben 150 ms-os operátorhossz és 25 ms-os jóslási távolság voltak. A fehérzaj értéket mindkét dekonvolúció esetén 0.1 %-nak választottuk.
- 12. Közös mélységpont szerinti összegzés:** A hajó kis haladási sebességének (3-4 km/h) és a gyakori lövéseknek köszönhetően a 16 csatornás hidrofunkábellet egy nagy fedésszámú

szelvény állt elő a közös mélységpontos összegzés után. A fedésszám általában meghaladja a 40-et, helyenként pedig az 50-et is. Mindez természetesen csak a szelvény alsó részére (130-140 ms alatt) igaz, a felső rétegekben a mute egyre kisebb fedésszámot eredményez. Ez a legfelső részen, közvetlenül a folyómedernél, 4-6-szoros fedésszámra történő csökkenést eredményez. Több különböző összegzési eljárás vizsgálata után az ú.n. diversity stack került alkalmazásra, 150 ms-os operátorhosszal.

13. **Csatornakeverés:** A szelvények koherenciáját javítandó, kis mértékű csatornakeverést alkalmaztunk, három szomszédos csatorna 1, 3, 1 arányban súlyozott összeadásával.
14. **Csatornaki egyenlítés:** A 100-500 ms-os intervallumon számított átlagnégyzetes amplitúdó alapján végeztük el a csatornák egymáshoz képest történő kiegyenlítését.
15. **Statikus tolás:** Az összegszelvényre egy egységes -24 ms-os tolást alkalmaztunk (a negatív előjel fölfelé, kisebb idők felé történő tolást jelöl). Ennek oka a watergun jelalakjában jelentkező mechanikus késleltetés. A jelalak egy alacsony frekvenciás, ú.n. prekuzorral indul, mely egy 24 ms-os időtolást jelent az eredeti felvételekben. A statikus tolás alkalmazásával ezt a mechanikus késleltetést kompenzáltuk.
16. **Migráció:** Az összegszelvények migrációját meredek dőlésű, véges differenciás explicit migrációval végeztük. Az alkalmazott sebesség-függvényt az interaktív sebességanalízis során becsült RMS sebességekből számítottuk.
17. **Szelvények megjelenítése:** A szelvényeken szereplő CDP értékek D-ről É felé haladva nőnek, a CDP köz 5 m-es. Az egyes szelvények CDP értékei nem függetlenek, ami lehetővé teszi a szelvények közötti távolság megállapítását a megjelenített CDP értékek alapján. A szelvények függőleges skáláján a kétutas futási idő található milliszekundum egységekben. A 3.3.a., 3.4.a., 3.6.a. és 3.7.a. ábrák a Duna-202/94, Duna-203/94, Duna-207/94 és Duna-208/94 szelvények migrált, értelmezés nélküli, míg a 3.3.b., 3.4.b., 3.6.b. és 3.7.b. ábrák ugyanezen szelvények értelmezett változatát mutatják. A 3.5. ábrán a Duna-205/94 szelvény és a vele párhuzamosan mért egycsatornás ultra-nagy felbontású szelvényrészlet látható. Az egycsatornás szelvény Duna-205/94 szelvényen észlelt vető fölötti részletének nagyítását a 3.17. ábra mutatja.

### **3.3.2 Szárazföldi nagyfelbontású szeizmikus szelvények, és azok újrafeldolgozása**

Az egységes tektonikai értelmezhetőség érdekében elvégeztük az ELGI által 1993-ban mért Pa-2a/93, Pa-2b/93, Pa-3b/93, az 1994-ben mért Pa-12/94, Pa-13/94, Pa-14/94, illetve az 1995-ben mért Pa-15/95 és Pa-17/95-es szelvények újrafeldolgozását. A Pa-2a/93,



*Pa-2b/93*, *Pa-3b/93*, *Pa-15/95* és *Pa-17/95*-es szelvények robbantásos, míg a *Pa-12/94*, *Pa-13/94* és *Pa-14/94* szelvények vibrátoros forrással készültek, a mérések részleteit RÁNER & SZABÓ (1997) valamint RÁNER et al. (1997) ismerteti.

Az ELGI által 1992-ben mért *Pak-2* illetve *Pak-3* jelű normál mélységű szeizmikus szelvények több helyen is vetőt indikáltak, melyek a szelvény által leképezett legkisebb mélységig követhetők voltak. Az *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93* illetve *Pa-3b/93* sekélyszeizmikus szelvények célja ezen vetők felhatolásának tisztázása volt nagy felbontású, kis mélységű rétegeket is leképező szeizmikus szelvények mérésével. A 3.8. ábra mutatja a *Pa-2a/93* vonal migrált, értelmezés nélküli, valamint értelmezett időszelvényét, míg a 3.9. és 3.10. ábrák a *Pa-2b/93* illetve a *Pa-3b/93* vonalakat ábrázolják a dunai szelvényekkel megegyező méretarányban. Mindhárom szelvény jó behatolást nyújt 500 ms-ig, a szelvény menti jel/zaj arányuk változó, de szinte mindenhol jó vagy nagyon jó.

Az ELGI által 1994-ben mért kisvibrátoros sekélyszeizmikus szelvények közül a *Pa-12/94*-es a *Du-1*-es szelvény nyomvonalán, míg a *Pa-13/94* és *Pa-14/94*-es szelvények a *Du-1*-gyel közel párhuzamosan, attól körülbelül egy kilométerre K-re illetve Ny-ra futnak. Telepítésükkor a célkitűzés egyrészt a *Du-1*-es szelvényen észlelt, kis mélységeket (kisebb, mint 50 m) is feltehetőleg harántoló törés irányának kijelölése és felhatolási mélységének megállapítása, másrészt pedig a sokat vitatott *Pa-8*-as sekélyszeizmikus szelvényen észlelt zavarzóna tisztázása volt. A felvételek minőségét nagy amplitúdójú felületi zavarhullám rontotta, mely helyenként az összegszelvény jel/zaj arányát is a kritikus szint alá csökkentette (pl. *Pa-12/94*-es szelvény É-i kezdete). A szelvények átlagos behatolása 200-250 ms közötti, a szelvény mentén is jelentősen változik. Ennek ellenére a keresett vető-szerkezet egyértelműen kimutatható mindegyik szelvényen. A viszonylag nagy offszet miatt a szelvények a 15-20 m-nél sekélyebb tartomány leképezésére nem képesek, megbízható információt a 40-200 m-es mélységintervallumról nyújtanak. A *Pa-12/94*, *Pa-13/94* illetve *Pa-14/94*-es időszelvények és értelmezésük a 3.11., 3.12. és 3.13. ábrákon láthatók.

Két további robbantásos sekélyszeizmikus szelvényt mért az ELGI 1995-ben. Mindkét szelvény a *Du-1*-es, már említett szeizmikus szelvény nyomvonalához kapcsolódik. A *Pa-15/95*-ös szelvény a *Du-1* É-i végénél, vele párhuzamosan, attól alig több mint száz méterre K-re fut. A szelvény harántolja a már többször leképezett (*Du-1*, *Pa-12/94*, *Pa-13/94*, *Pa-14/94*) törésvonalat. A *Pa-17/95*-es szelvény referenciaszelvényként mérődött, a *Du-1*-es szelvény egy olyan szakaszán, amely semmilyen törést vagy vetőt nem indikált. A kis méretű forrás ellenére a szelvények nagyfelbontású képet adnak a pannóniai rétegekről egészen a miocén tetejéig. A jel/zaj arány a vonalak mentén néhol lecsökken, ennek oka a felszínközeli

rétegekben keresendő. A *Pa-15/95* és a *Pa-17/95* vonalak migrált időszelvénye és azok értelmezése a 3.14. illetve 3.15. ábrán láthatók.

Az újrafeldolgozás során különös hangsúlyt helyeztünk a statikus korrekciók megfelelő alkalmazására és a felvételek tetején az optimális leképezést biztosító „top mute” kijelölésére. A statikus korrekció becslését az első beérkezések refrakciós kiértékelésével végeztük. Referencia- szintnek a szelvény átlagos magasságának méterre kerekített értékét, illetve szomszédos szelvények (pl. *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93*) esetén a két szelvény átlagos magasságának kerekített értékét választottuk. Helyettesítési sebességnek egységesen 1600 m/s-ot választottunk. Tapasztalatunk szerint ez az érték a területre jellemző laza réteg alatti refrakciós hullámsebesség. A *Pa-2a/93*, *Pa-2b/93* és *Pa-3b/93* szelvények újrafeldolgozás során számos, főként eltemetett folyómedrek által okozott statikus hibát korrigáltunk. Ezáltal jelentősen javult a szelvények koherenciája és eltűntek a statikus tolások által okozott álszerkezetek. A számított refrakciós statikus korrekciók a *Pa-12/94*, *Pa-13/94*, *Pa-14/94*, *Pa-15/95* és *Pa-17/95* szelvények esetében is jelentős javulást eredményeztek.

A felszínközeli rétegek torzító hatására a legszebb példát talán a *Du-1* szelvény mentén mért két nagyfelbontású szelvény, a *Pa-15/95* és *Pa-17/95* mutatja. Mint említettük az utóbbi egy olyan szakaszon mérődött, ahol, semmilyen tektonikai hatásra utaló jel nem volt észlelhető a *Du-1*-es szelvényen. A *Pa-17/95* szelvény első feldolgozása azonban két zavarzónát is leképezett. Részletes refrakciós analízis, majd ennek eredményén alapuló statikus korrekció alkalmazása egyértelművé tette, hogy ezek a zavarzónák nem vetős szerkezethez, hanem felszínközeli inhomogenitáshoz kötődnek. Ezt szemlélteti a 3.15. ábra értelmezett szelvénye fölött ábrázolt statikus korrekció mértéke. A szelvény zavart zónái felett láthatóan megnő a refrakciós analízis alapján számított statikus korrekció értéke. Ez, valamint a szelvény legfelső részén látható alacsony frekvenciás reflektor egy esetleges eltemetett ősi Duna ág jelenlétére utal. Mindezek alapján nagy biztonsággal kijelenthetjük, hogy a szelvényeken látható töréses szerkezetek valóban tektonikai eredetűek, és egyértelműen elkülöníthetők a felszínközeli hatások által létrehozott alacsony jel/zaj arányú „zavart” zónáktól. Ezt a kérdést részletesen tárgyalja BALLA (1999) és TÓTH & HORVÁTH (1999) vitája.

Az újrafeldolgozás részletes leírása a *Pa-3b/93* illetve a *Pa-14/94*-es szelvényekre a PA Rt. és az OVE ARUP Ltd. számára készített jelentésekben (TÓTH et al., 1995, TÓTH & HORVÁTH, 1995) található. A *Pa-2a/93* és *Pa-2b/93* vonalak újrafeldolgozását a *Pa-3b/93*-vel megegyező módon, míg a *Pa-12/94* és *Pa-13/94*-as vonalakét a *Pa-14/94*-essel megegyező

lépések szerint végeztük. A *Pa-15/95* és *Pa-17/95*-es vonalak esetén a *Pa-3b/93* szelvény feldolgozásakor használthoz nagymértékben hasonló eljárási lépéseket alkalmaztunk.

### 3.4 Nagyfelbontású szeizmikus szelvények értelmezése

A sekélyszeizmikus szelvények értelmezése során hangsúlyt helyeztünk arra, hogy az összes rendelkezésre álló szelvényt azonos szempontok alapján, egységes módon értelmezzük. Első lépésben fűrési adatbázis (CHIKÁN, 1992) felhasználásával kijelöltük a kvarter/pannon határt az egyes szelvényeken.

Ezután kijelöltük a szelvényeken látható vetős szerkezeteket és megállapítottuk a vetők felhatolását. A korábbi fejezetekben már említettük, hogy a sekélyszeizmikus szelvények között is különbség van a leképezett mélységtartomány tekintetében. Ez a mérési geometriából és a mérési körülményekből adódó tény. Behatolásukat tekintve a vibrátoros mérések bizonyultak legkisebbnek néhány száz ms-os behatolással, míg az 1 s-ig felvételezett robbantásos forrású szelvények (*Pa-15/95* illetve *Pa-17/95*) a pannon-miocén határt is leképezik. Egyedül a dunai szelvények (*Duna-202/94*, *Duna-203/94*, *Duna-205/94*, *Duna-207/94* és *Duna-208/94*) képezik le a teljes felszín alatti rétegsort, beleértve a recens Duna-üledéket is. Ez a vetők aktivitásának megítélésekor kardinális információt jelent.

Végül megkíséreltem korrelálni az egyes szelvényeken látható szerkezeteket. Ez egyes esetekben a sekélyszeizmikus szelvények alapján is egyértelműen megtehető, más esetekben a rendelkezésre álló normál mélységű szeizmikus szelvények segítenek. Megjegyzem azonban, hogy a szelvények egyenetlen eloszlása, és különösen a Ny-K irányú összekötőszelvények hiánya miatt másféle korrelációs lehetőségek elvileg nem zárhatók ki.

#### **3.4.1 Rétegtani és szerkezeti elemek kijelölése a szelvényeken**

##### **A kvarter/pannon diszkordancia-felület kijelölése a szelvényeken**

A szeizmikus szelvényeken a kvarter/pannon diszkordancia-felület kijelölését számos fűrás rétegsorának figyelembevételével végeztük, annak a szeizmikus axiómának a felhasználásával, hogy valódi időhorizont (kronosztratigráfiai felület) nem metsz át szeizmikus reflektort. A mélységkonverzióhoz két külön sebességfüggvényt használtunk a vízi illetve a szárazföldi szelvényekhez. A vízi szelvények esetén a legfelső réteg sebessége a

vízben terjedő nyomáshullámnak az 1450 m/s-os sebessége, míg a szárazföldi szelvények legfelső részén a statikus korrekció számításakor használt 1600 m/s-os helyettesítési sebességet használtuk. Az egyes értelmezett szelvényeken a kvarter/pannon diszkordancia-felületet hullámos vonal jelöli.

Fontos előrebocsátanunk, hogy ez a diszkordancia-felület több millió éves rétegtani hiányt jelöl. Amit a következőkben az egyszerűség miatt kvarternek nevezünk, az valójában csak a holocént és az újpleisztocént képviseli. Ugyanígy jelentősen hiányos a pannóniai (s.l.) összlet is, mert intenzív lepusztulás következtében lényegében a teljes pliocén rétegsor hiányzik róla.

### **Vetők kijelölése és korrelációja**

A szelvények jó jel/zaj arányú részén a vetődéseket egyértelműen kirajzolja a rétegek megszakadása és gyakran dőlésük érdemi megváltozása. Néhány esetben azonban a felszíni hatások a jel/zaj arányt oly mértékben lecsökkentették, hogy a rétegek egyes függőleges zónákban nem követhetők egyértelműen. Ez esetben az értelmezéskor a következő eljárást alkalmaztuk. Amennyiben az alacsony jel/zaj arányú zóna két oldalán látható reflexiók azonos dőlést mutattak, és a rétegsorok egymásnak megfeleltethetők voltak a zóna két oldalán akkor úgy tekintettük, hogy a zavarzóna vetőmentes. Tipikus példát mutat erre a *Pa-17/95*-ös szelvény déli felén látható két zavarzóna. Megjegyezzük, hogy szinte minden esetben a zavarzónák felett jelentős változást mutatott a számított refraktor mélysége. Legtöbb esetben csatornaszerű kimélyedés volt tapasztalható, mely régi folyómedrekkel magyarázható. Egy esetben, a *Pa-13/93*-as szelvény CDP 525-575-ös szakaszán ez a szeizmikus szelvény tetején is látható.

Abban az esetben azonban, ha a zavarzóna két oldalán található reflexiók egymással egyértelműen korrelálhatók, de jelentős mélységbeli különbséget, vagy teljesen eltérő dőlést és szerkezetet mutatnak a zavarzóna két oldalán, akkor ezt a zónán belüli vető indikációjának tekintettük. Ebben az esetben a vető helyét egyértelműen kijelölni nem lehet, csak a "valahol a zavarzónán belül" minősítés adható, és természetesen itt a vető felhatolása sem állapítható meg.

A dunai szelvények jel/zaj aránya helyenként leromlik. Ennek oka a mederalj reflexivitásában bekövetkező hirtelen változás. Egyes helyeken a folyófenék keménysége oly mértékben megnövekedett, hogy szinte minden energia visszaverődött, és a vízben többszörösként csapdázódott. Ezekben a helyeken a mélyebb rétegek leképezése romlik,

helyenként az értelmezés csak valószínűsíthető. Itt is a szárazföldi mérések értelmezésénél leírt elveket követtük.

Az egyes szelvények értelmezésekor folytonos fekete vonallal jelöltük az azonosított vetőket, szaggatott fekete vonallal pedig a valószínűsíthető vetőket. A pannóniai rétegsoron belül jelölt horizontok nem specifikus időhorizontokat jelölnek, hanem a jól követhető, markáns réteghatárokat emelik ki a szerkezeti értelmezést segítőként. A dunai vízi szeizmikus szelvényeken kísérletet tettünk a pannóniai rétegsor Toronyi, Tihanyi és Somlói Formációkra történő osztására. Ezt a *Paks-2*-es jelű fúrás rétegsorának (BRUKNER-WEIN, 1982) figyelembe vételével tettük. Két szelvényen, a *Pa-15/95* és a *Pa-17/95* jelűeken a pannon-miocén réteghatárt is sikerült leképezni. Ezt szintén hullámos vonallal jelöltük az értelmezés során.

### **Az egyes szelvényeken kijelölt szerkezetek**

***Duna-202/94***: A szelvény jó jel/zaj aránnyal leképezi a rétegsort amelyen jelentős vetődés nem látszik. A szelvény déli végén (1450-1550 CDP tartomány) azonban a jel/zaj arány lecsökken. Ennek oka a legfelső rétegek pórusterfogatában csapdázódott gáz hatása. Az akusztikus energia nagy részének elnyelődése és a sebességcsökkenésből adódó „push-down” eredményezi a szelvény déli végének zavart képét. A kvarter alját a 40 ms-os kétutas futásidő körüli, közel vízszintes reflektornál jelöltük ki. A reflektor egyértelműen folytonos, elvetés nem észlelhető, a pannon rétegeket szögdiszkordanciával zárja.

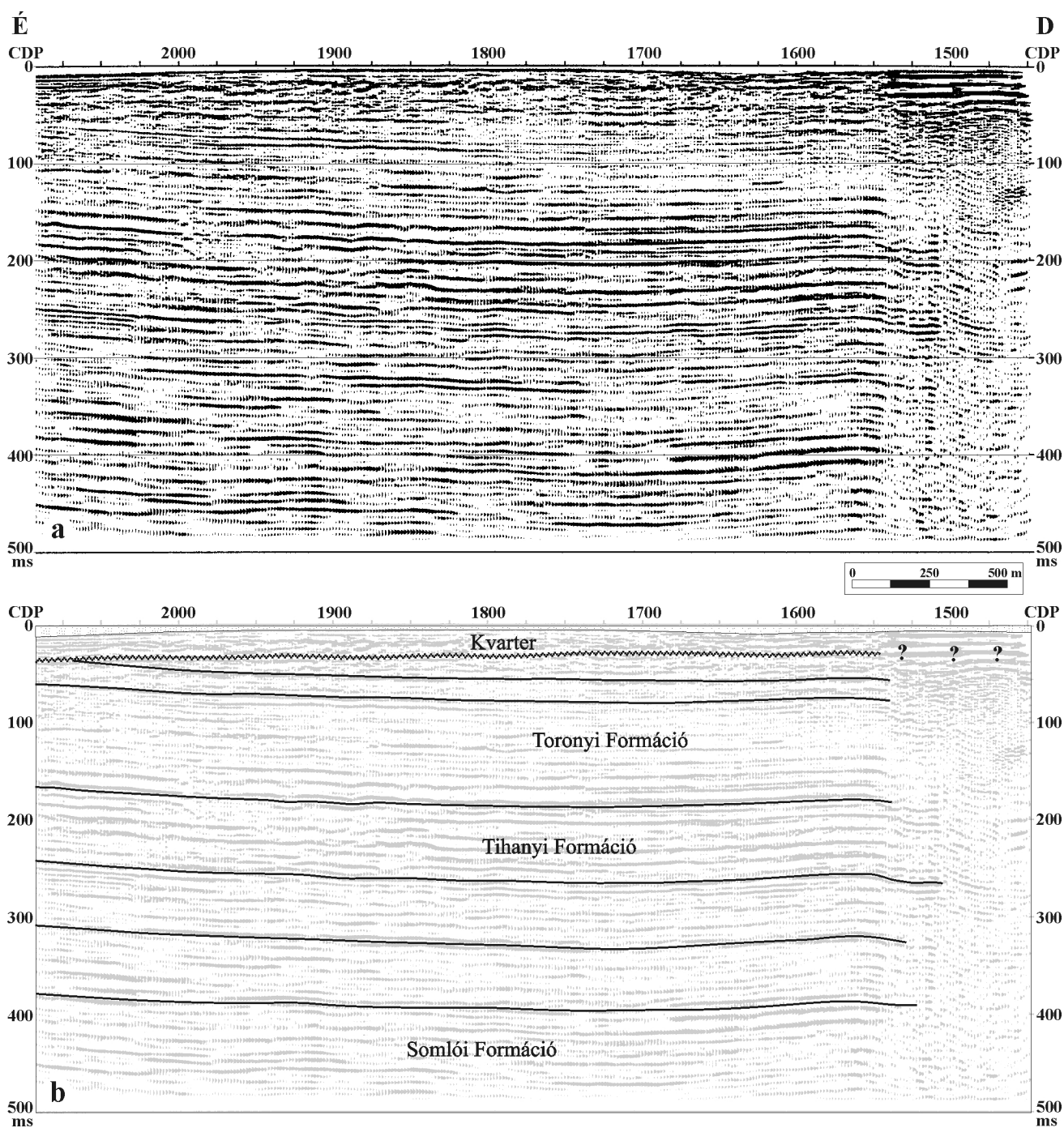
***Duna-203/94***: A szelvényen látható fő szerkezet a 2675-2725 CDP intervallumban leképezett vetőzóna. Az elvetés egyértelműen érinti a rétegeket a 90 ms-os kétutas futásidőig, felette a rétegek folytonosak, de enyhén deformáltak. A szelvény északnyugati vége egy vetővel zárul. A szelvény 2500-2550 CDP intervalluma egy csökkent jel/zaj arányú zóna, a reflexiók azonban vető feltételezése nélkül keresztülkorrelálhatók a zavart zónán. A szelvény északnyugati végén a kvarter alja 50 ms-os kétutas futásidő körül található, míg a szelvény délkeleti szélén 25 ms-ig emelkedik. A kvarter alján vetődés nem látható, a pannon rétegeket szintén szögdiszkordanciával zárja.

***Duna-205/94***: A szelvény végig jó jel/zaj arányú, helyenként a Duna partjáról visszavert diffrakciók mutatkoznak (pl. a szelvény délnyugati végén, 240 ms körül). Ezek azonban jellegzetes alakjuk és valódi reflexiókat keresztező menetük alapján könnyen elkülöníthetők az értelmezés során. A szelvény fő szerkezete a mélyből felhatoló vetőzóna a

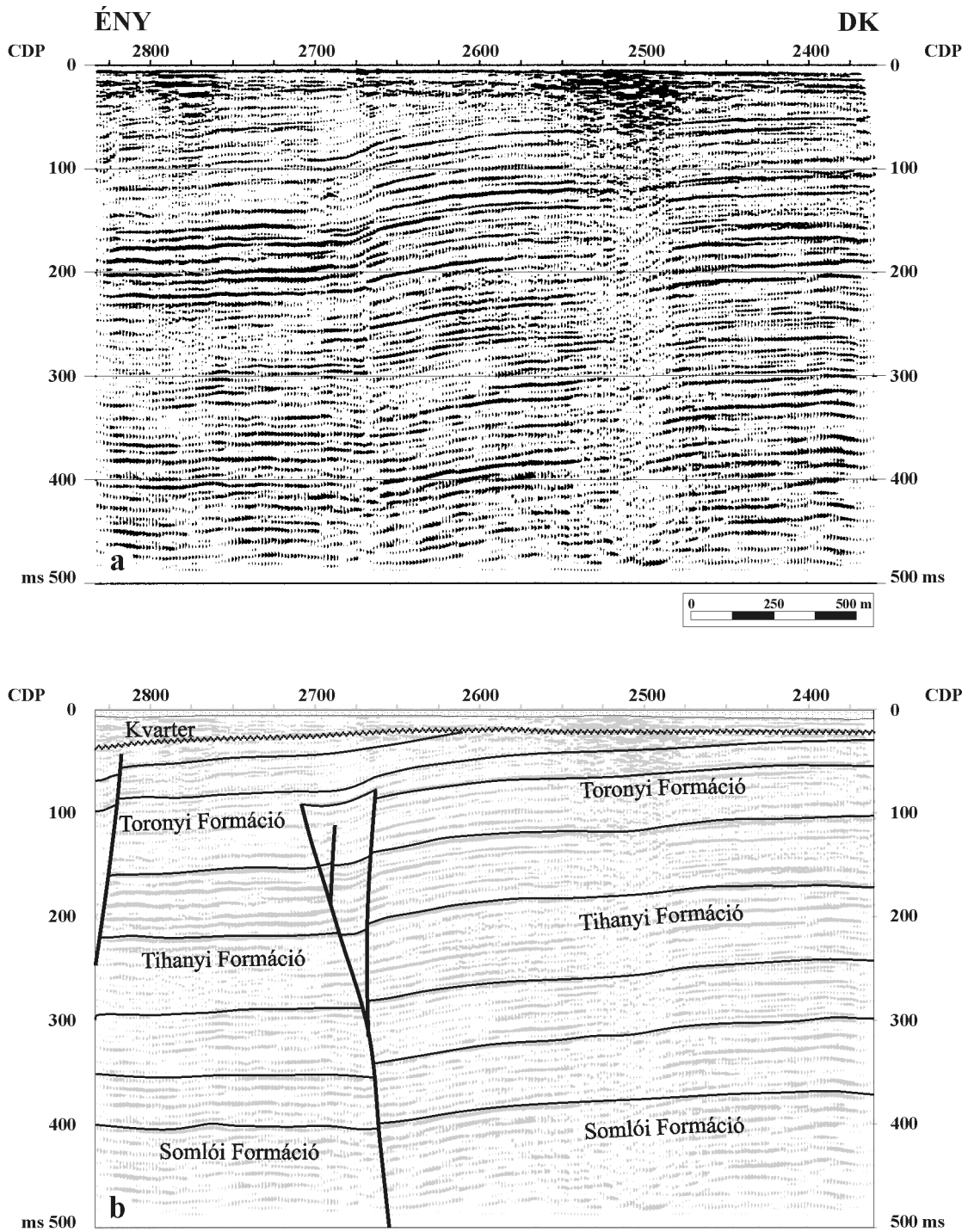
CDP 3500-3550 szakaszon. A vető és a hozzá kötődő deformáció egészen a kvarter aljáig követhető, és mint azt a szelvény mentén mérődött egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvény is bizonyítja, egészen a közvetlenül a mederfenék alatt található, feltehetően a Toronyi Formációhoz tartozó rétegeket is érinti (3.5.c ábra). A vető a szelvény alsó részén komplex szerkezetet mutat, többi ága azonban csak 200 ms alatt mutat leképezhető elvetést a többszatornás szelvényen. Az egycsatornás ultra-nagy felbontású szelvényen látható azonban, hogy kis, néhány deciméteres elvetésű törések a szelvény délnyugati végén több helyen is láthatók a kvarter bázisa alatt. A szelvény mentén a kvarter alja az egycsatornás szeizmikus felvétel tanúsága szerint kiemelt helyzetben, szinte közvetlenül a mederfenék alatt, 10 ms-os kétutas futásidő körül jelölhető ki.

**Duna-207/94:** A szelvény végig jó jel/zaj aránnyal, markáns szerkezeti elemeket képez le. A szelvény fő szerkezete két mélyből felhatoló vetőzóna a CDP 4525 illetve a CDP 4800 szakaszokon. A második vető két teljesen eltérő rétegzettségű egységet határol, a szelvény keleti fele nem korrelálható a nyugati oldalával. Ez a jellegzetesség oldalelmozdulásos szerkezetet valószínűsít. A vető nem érinti azonban a legfelső 30 ms-os tartományt. A szelvény nyugati felén (CDP 4600-4700) a kvarter alja 20 ms-os kétutas futásidő körül jól definiált, közel vízszintes, a szelvény nyugati végén a pannon rétegek enyhén emelkednek, feltehetően közel a mederfenékig. A szelvény keleti felén a felső 50 ms-ig megjelenik egy eltérő szeizmikus fácies, melyet a kimélyülő kvarter rétegsorként azonosítottunk.

**Duna-208/94:** A *Duna-207/94*-es szelvényen látott vetőzóna folytatását képezi le a *Duna-208/94*-es szelvény. Az 5680-as CDP-nél látható fő vető és a szelvényen kijelölhető többi vető megerősíti a *Duna-207/94*-es szelvényen már megállapított oldalelmozdulásos jelleget. A pannon rétegek mind vetődéses mind pedig gyűrődéses deformációt mutatnak, mindezen deformációk azonban nem érintik a szelvény felső 35 ms-át. A szelvény mentén a kvarter/pannon diszkordancia markánsan jelentkezik és egy látványos vetőzónát takar. A kvarter rétegeken belül kettős osztat figyelhető meg, a felső rész feltehetően a dunai allúvium üledékeit jelenti. A kvarter alsó részét harántoló törésre utal a szeizmikus felvétel.

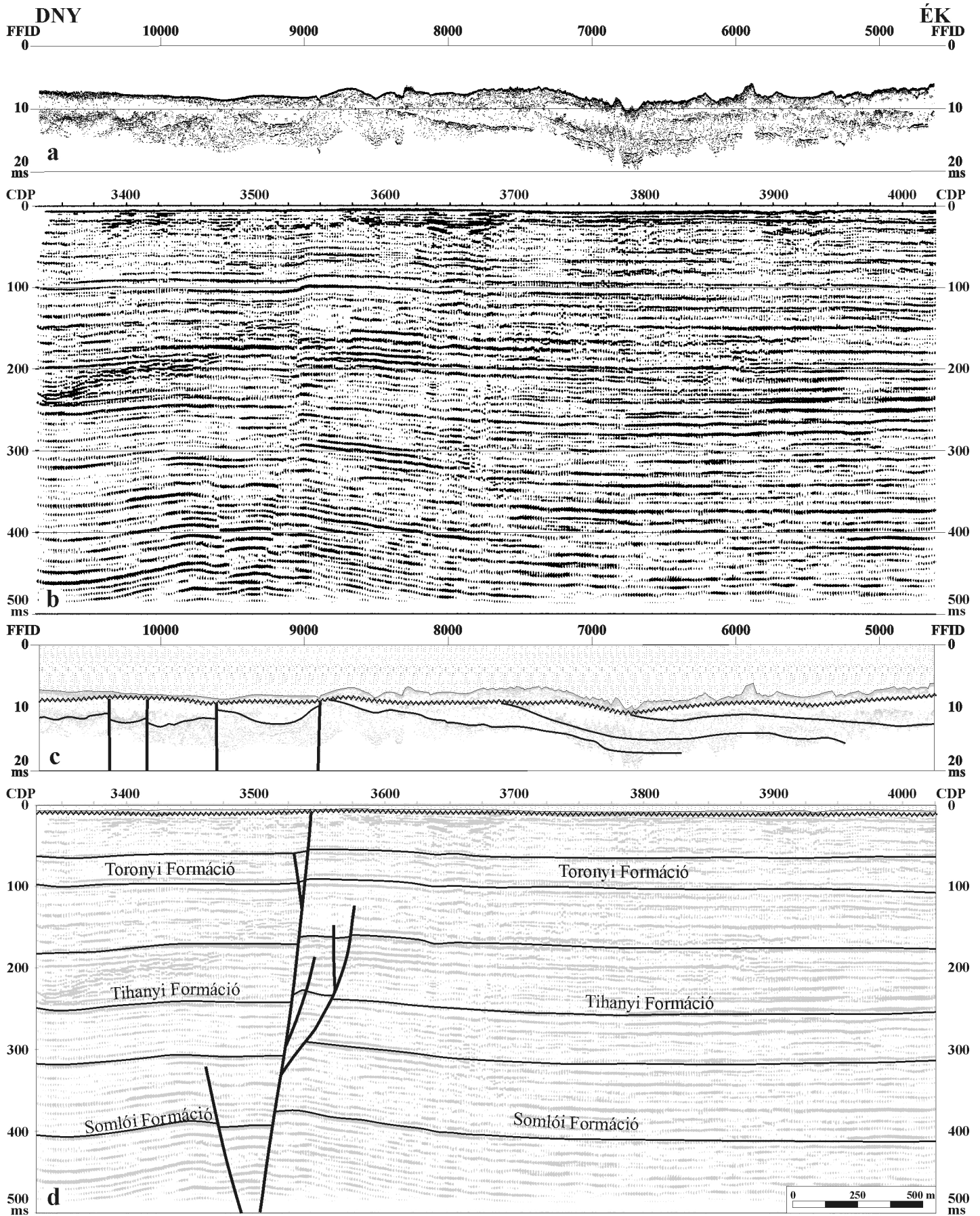


3.3.a-b. ábra: A Duna-202/94-es többcsatornás szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben.

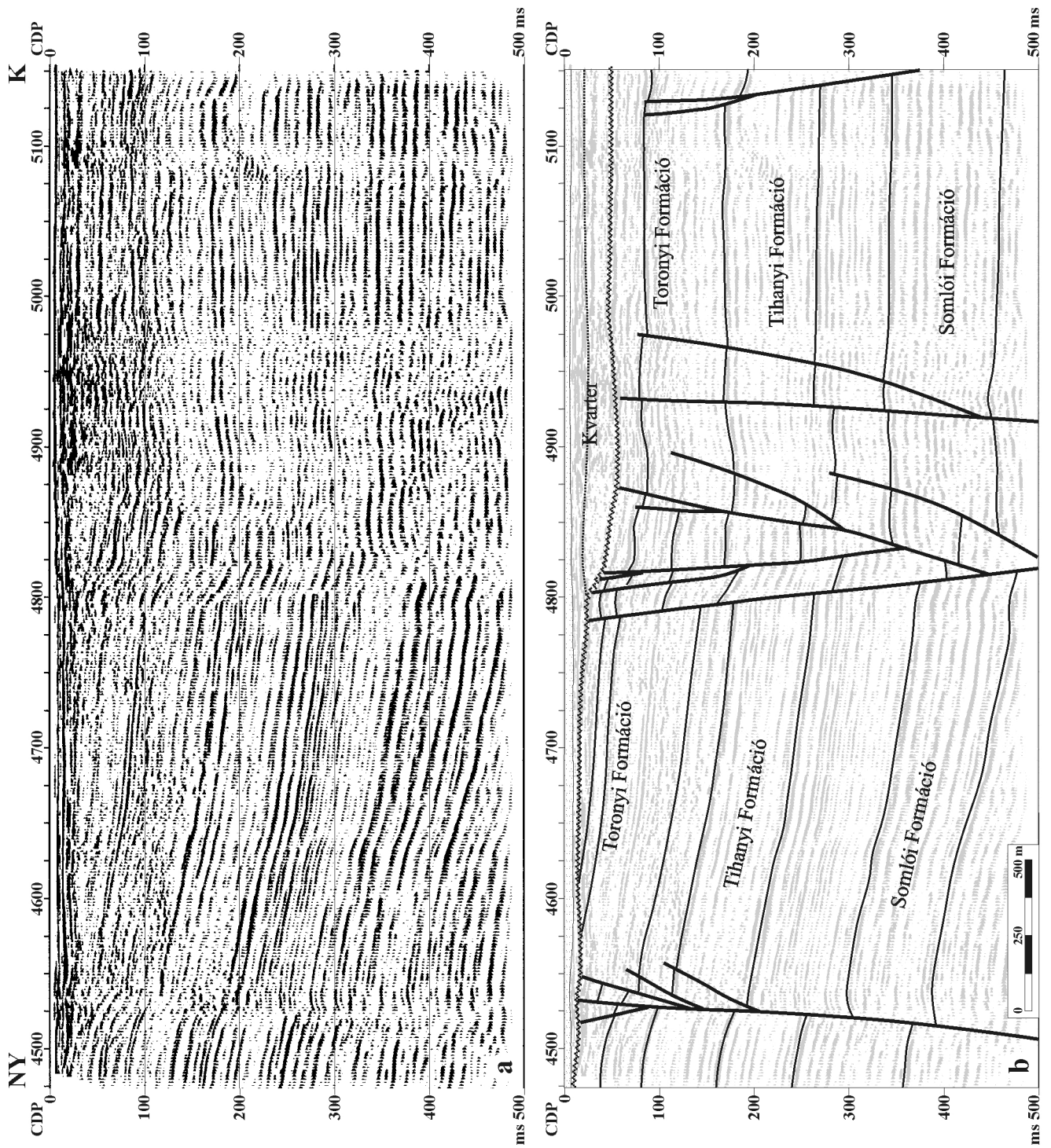


3.4.a-b. ábra: A Duna-203/94-es többsatornás szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben.

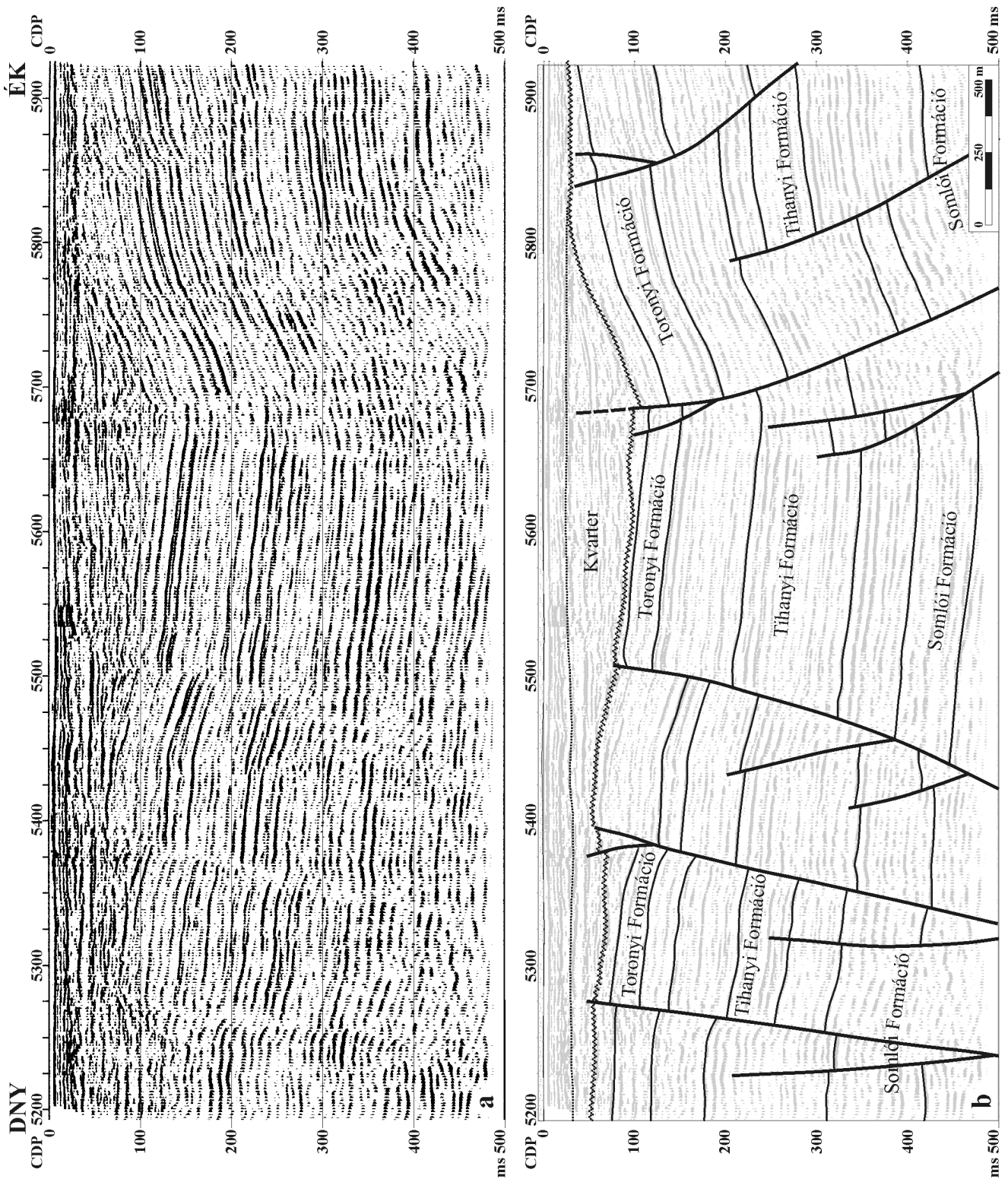




3.5.a-d. ábra: A Duna-205/94-es többsatornás szeizmikus szelvény migrált (b) és értelmezett változata (d), valamint a vele párhuzamosan mérődött egysatornás szelvény (a) és értelmezése (c).

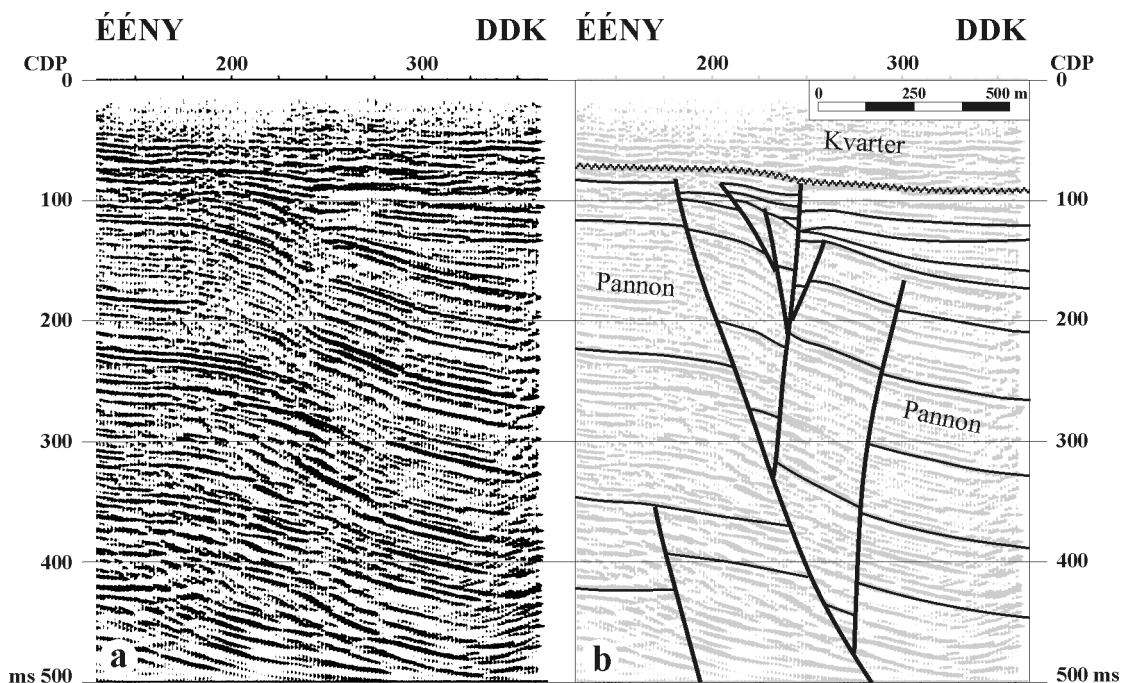


3.6.a-b. ábra: A Duna-207/94-es többcsatornás szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben.



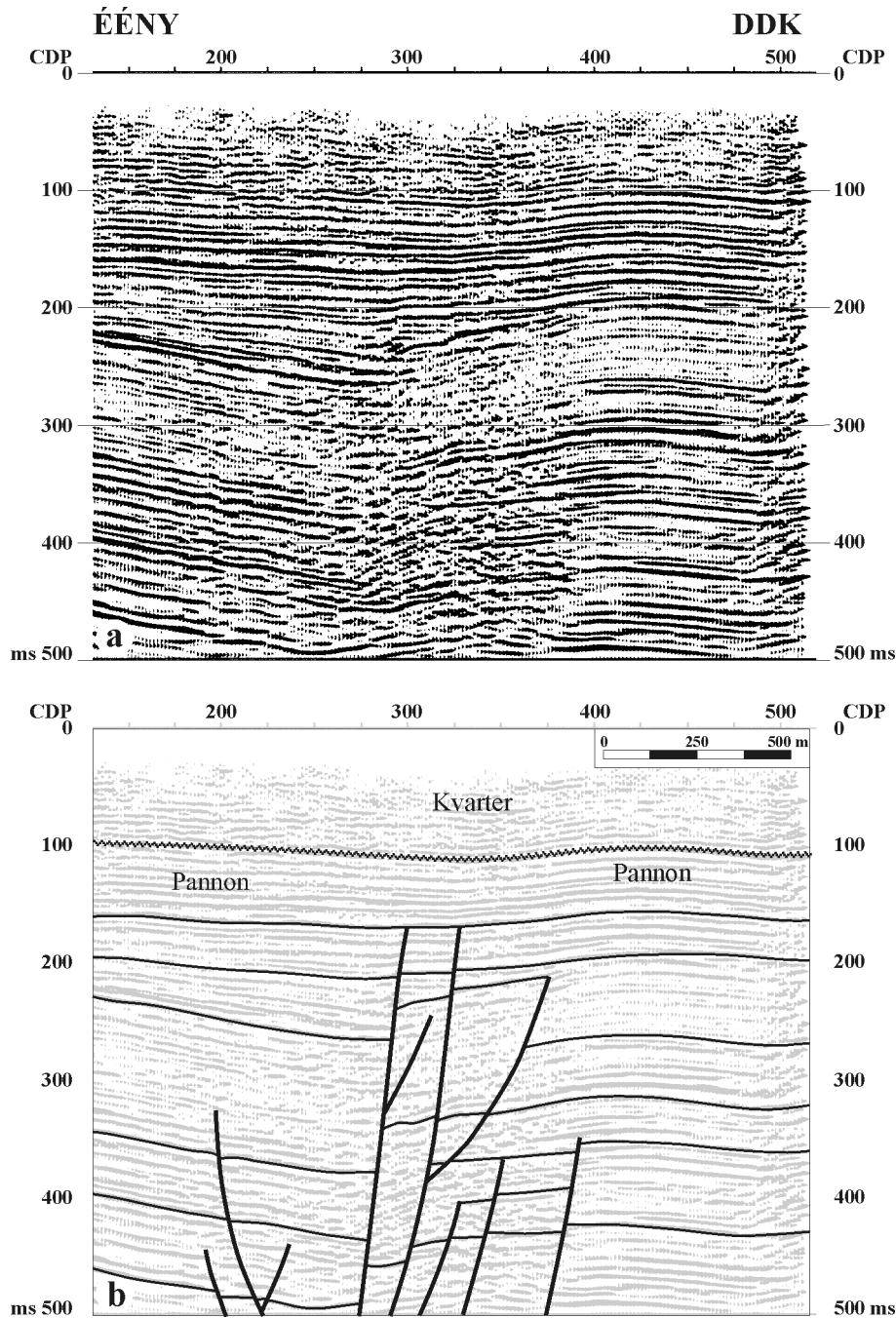
3.7.a-b. ábra: A Duna-208/94-es többsatornás szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben.

**Pa-2a/93:** A szelvény világosan leképezi a *Pak-2* szelvényről már ismert vető legfelső szakaszát is. A pannon rétegekbe hatoló vetőszerkezet fő ága a 225-250-es CDP intervallumban található és 80 ms körül valamivel a kvarter összlet talpa alatt elvégződik. A fő vető előtt és után is látható egy-egy kisebb elmozdulást jelző szerkezet, melyek a fő vetőhöz kapcsolódnak és annál nagyobb mélységben végződnek el. A kvarter/pannon határt a szelvény északi részén 70 ms, míg a déli részén 90 ms körül jelöltük ki. A réteg egyenletesen dől dél felé, de a pannon rétegeket harántoló vető már nem harántolja. Említést érdemel még a szelvény déli felén 120 és 170 ms között leképezett intrapannon diszkordancia felület. Vízszintes rétegek rálapolódnak egy déli irányba dőlő markáns reflexióra.



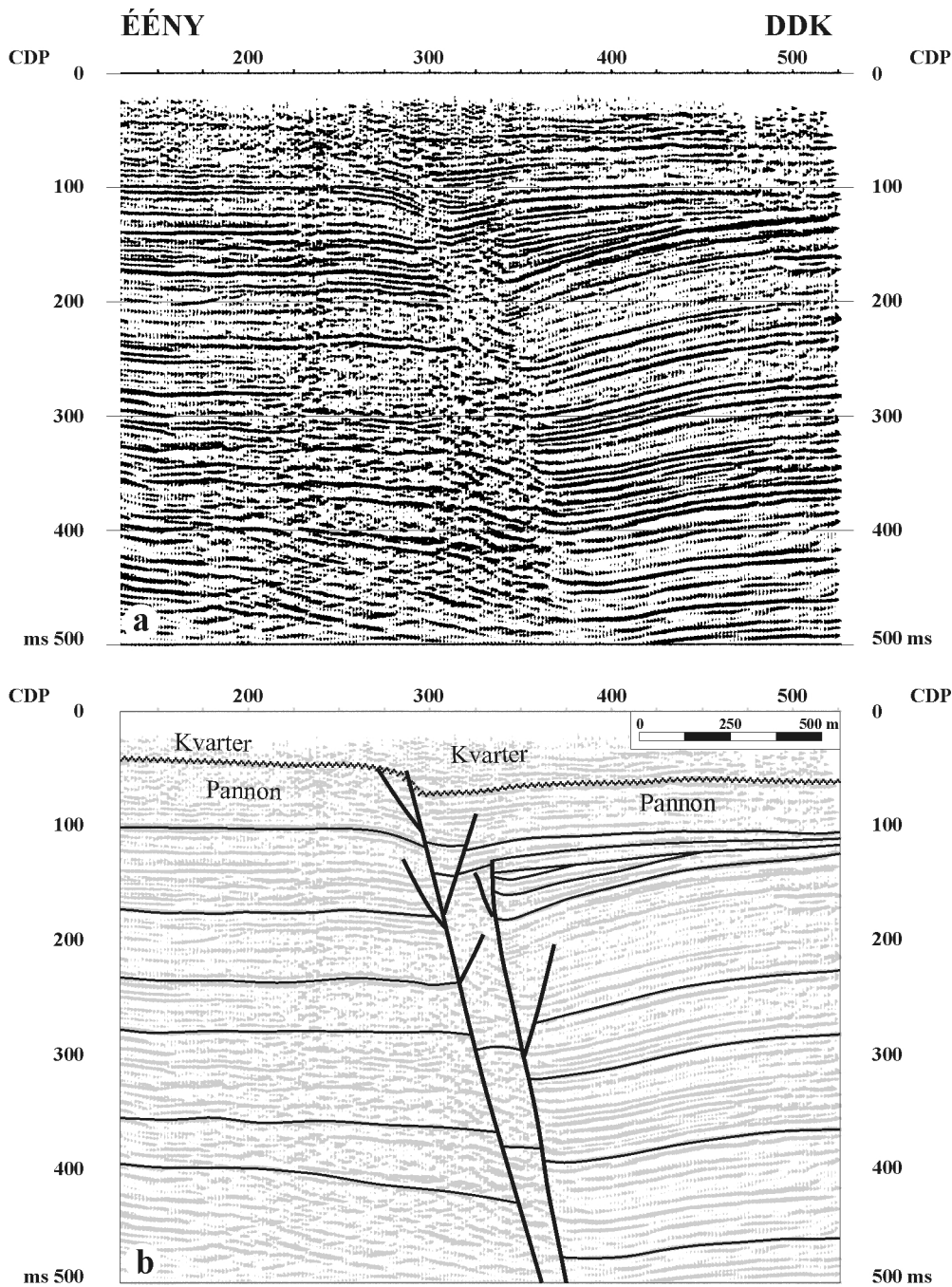
**3.8.a-b. ábra:** A Pa-2a/93-as nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben.

**Pa-2b/93:** A szelvény alsó részén mind a rétegek megszakadása, mind pedig a dőlésirányuk hirtelen megváltozása jól kijelöli a CDP 275-300 tartományban látható vetőt. A vető felhatolása 150 ms-ig egyértelmű. 250 ms mélységben egy markáns intrapannoni diszkordancia felületet vet el, melyre a rétegek a vető mindkét oldalán rálapolódnak. A diszkordancia felület feletti rétegek 150 ms-ig kis mértékű elmozdulást mutatnak, felette azonban a rétegek egyértelmű folytonossága figyelhető meg. A kvarter/pannon határt 100 ms körül jelöltük ki, vető egyértelműen nem harántolja.



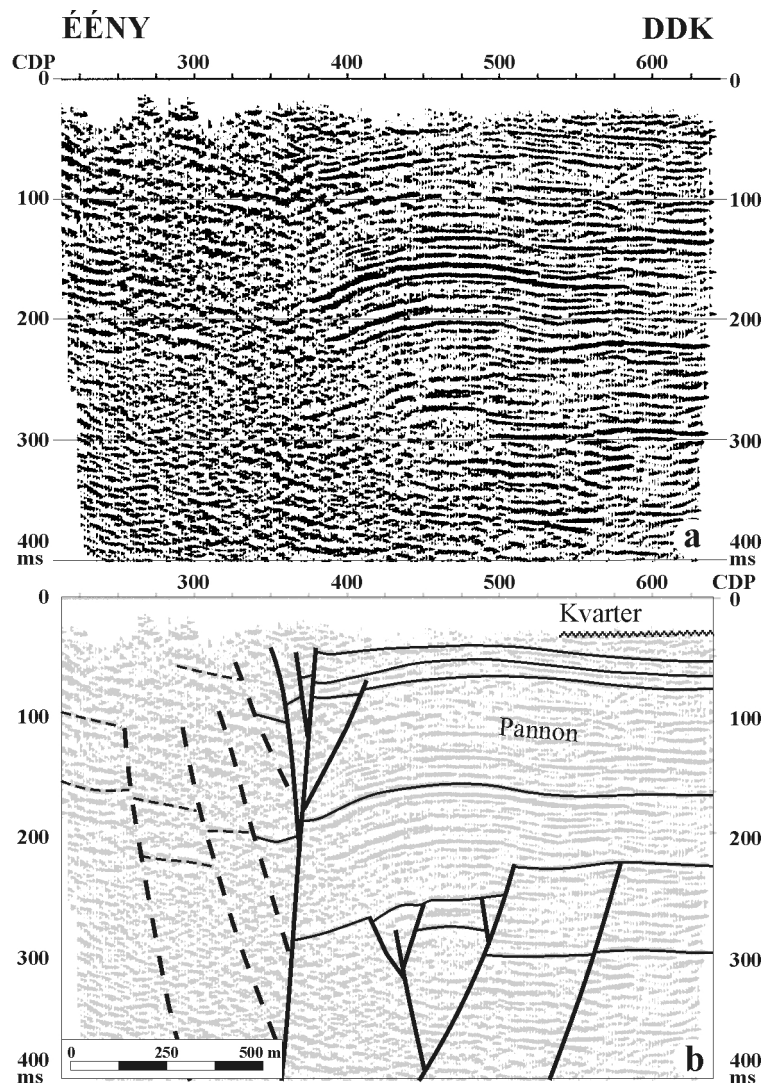
**3.9.a-b. ábra:** A Pa-2b/93-as nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.

**Pa-3b/93:** A szelvény közepén egy jól leképzett, markáns vető látható a CDP 300-350 intervallumban. Összehasonlítva a vető két oldalán található rétegeket megállapíthatjuk, hogy a szelvény északi és déli fele jellegben nagyon különböző, az egyes rétegek nem korrelálhatók át a vetőn. Ez, és a vető felső rétegekben mutatott struktúrája egy oldalelmozduláshoz kapcsolódó virágszerkezetet jelez. A vető jól követhető a 100 ms-os kétutas futásidő felett is és egyértelműen harántolja a szelvény déli felén 180 ms-ról 120 ms-ra emelkedő, északias dőlésű intrapannon diszkordancia-felületet. A kvarter/pannon határ 60-70 ms körülre tehető, a pannon rétegeket harántoló vető érinti a kvarter alját is.



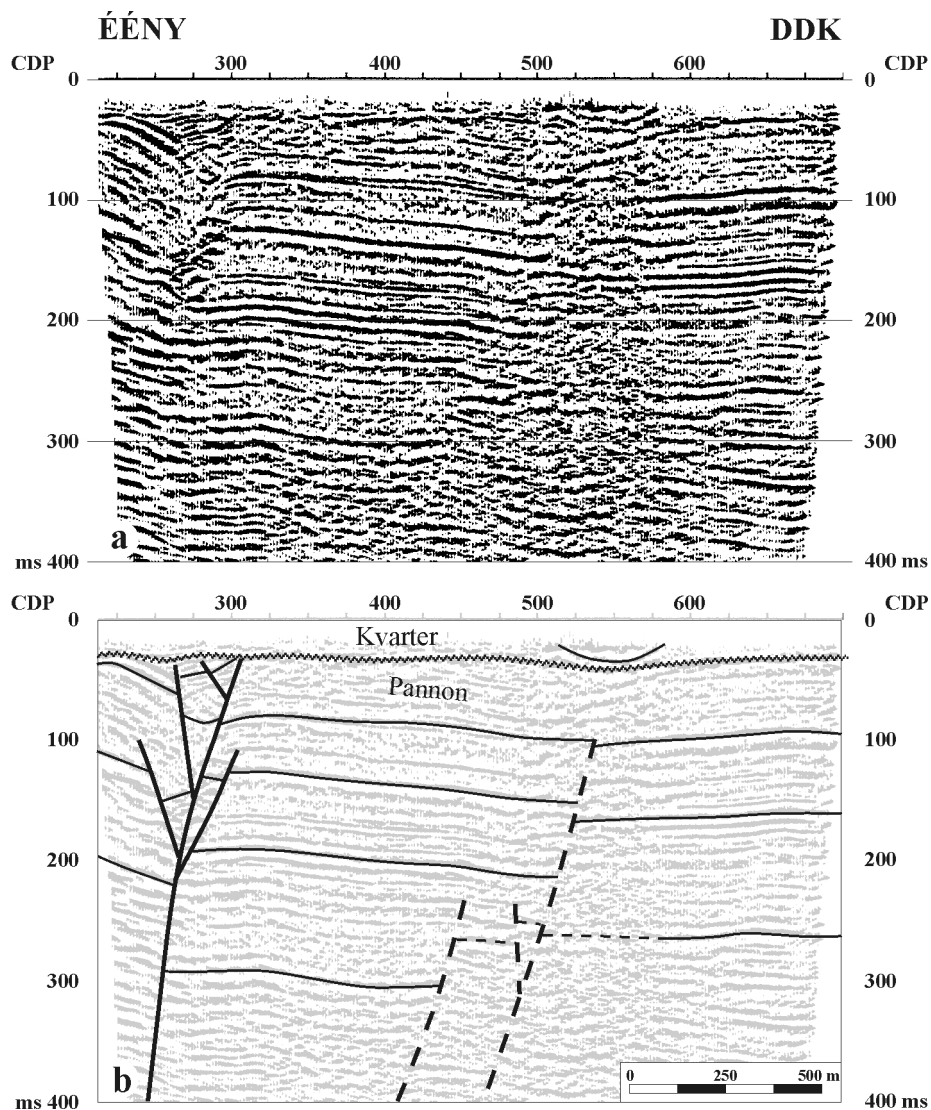
**3.10.a-b. ábra:** A Pa-3b/93-as nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.

**Pa-12/94:** A szelvény É-i kezdete gyenge jel/zaj arányú, folytonos reflexió nem, csak reflexiódarabok láthatók a 350-es CDP pontig. Ezen reflexiódarabok délies dőlést sejtetnek. A 360-as CDP pontnál a dőlés hirtelen és nagy mértékben megváltozik, továbbá a szelvény legfelső részén (100 ms feletti tartományban) reflexióelvégződések láthatók. Mindezek alapján a CDP 350-370 közötti tartományba nagy biztonsággal kijelölhetünk egy vetőt, melyet a szomszéd szelvényekkel való korreláció is megerősít. A vető felhatolása nem állapítható meg pontosan a 40 ms feletti horizontok leképezetlensége, illetve zavartsága miatt, de feltehetően a 60 ms-ban észlelt reflexiót még harántolja. Egy mélyebben elvégződő, kisebb vető látható 520-570 CDP között. A szelvényen a kvarter alja 40 ms körül "sejthető", egyértelmű leképezés nem valósul meg.



**3.11.a-b. ábra:** A Pa-12/94-es nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.

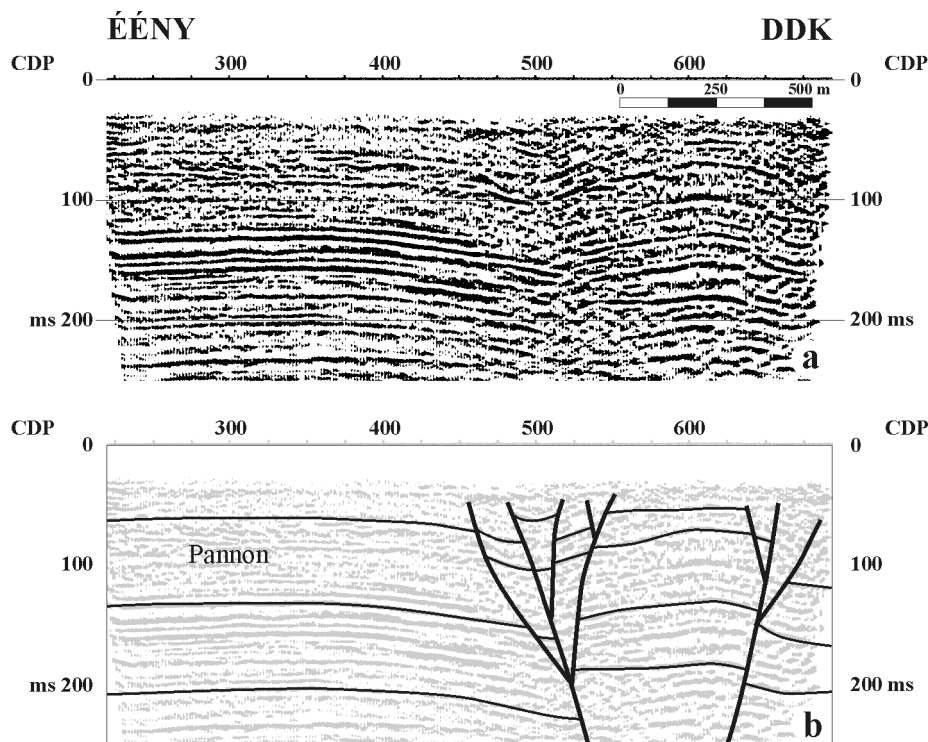
**Pa-13/94:** A három vibrátoros szelvény közül a legjobb jel/zaj arányú. Két határozott tektonikai szerkezetet mutat a szelvény É-i végén a 270-300-as CDP körül egy kis mélységig felhatoló, jelentős dőlésváltozást okozó vetőt, illetve egy zavarzónát az 500-570-es CDP intervallumban. A zavarzónán belül azonban a rétegek kis mértékű, de határozott dőlésváltozása, illetve a zóna két oldalán látható rétegek korrelációja alapján egy felfelé fokozatosan csökkenő elvetést létrehozó vető látszik. A szelvény déli végén 45 ms-nál látható erős reflektor azonosítható a pannon tetejeként, az északi vető valószínűleg eléri a kvarter összlet alját is. CDP 500-600 között a kvarter rétegsoron belül egy paleo-meder nyom látható.



**3.12.a-b. ábra:** A Pa-13/94-es nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.



**Pa-14/94:** A szelvény csak az 50-250 ms-os tartományt képezi le, jel/zaj aránya ezen a tartományon belül is változó. Egyértelmű azonban a 475-500-as CDP közön látható vető, mely a szelvény által hitelesen leképezett legfelső rétegekig (45 ms) hatol. A rétegek dőlésváltozásából egy további vető, illetve ennek a vetőzónának a másik ága valószínűsíthető a szelvény déli végén. A szelvényen a kvarter alja 40 ms körül "sejthető", egyértelmű leképezés nem valósul meg.

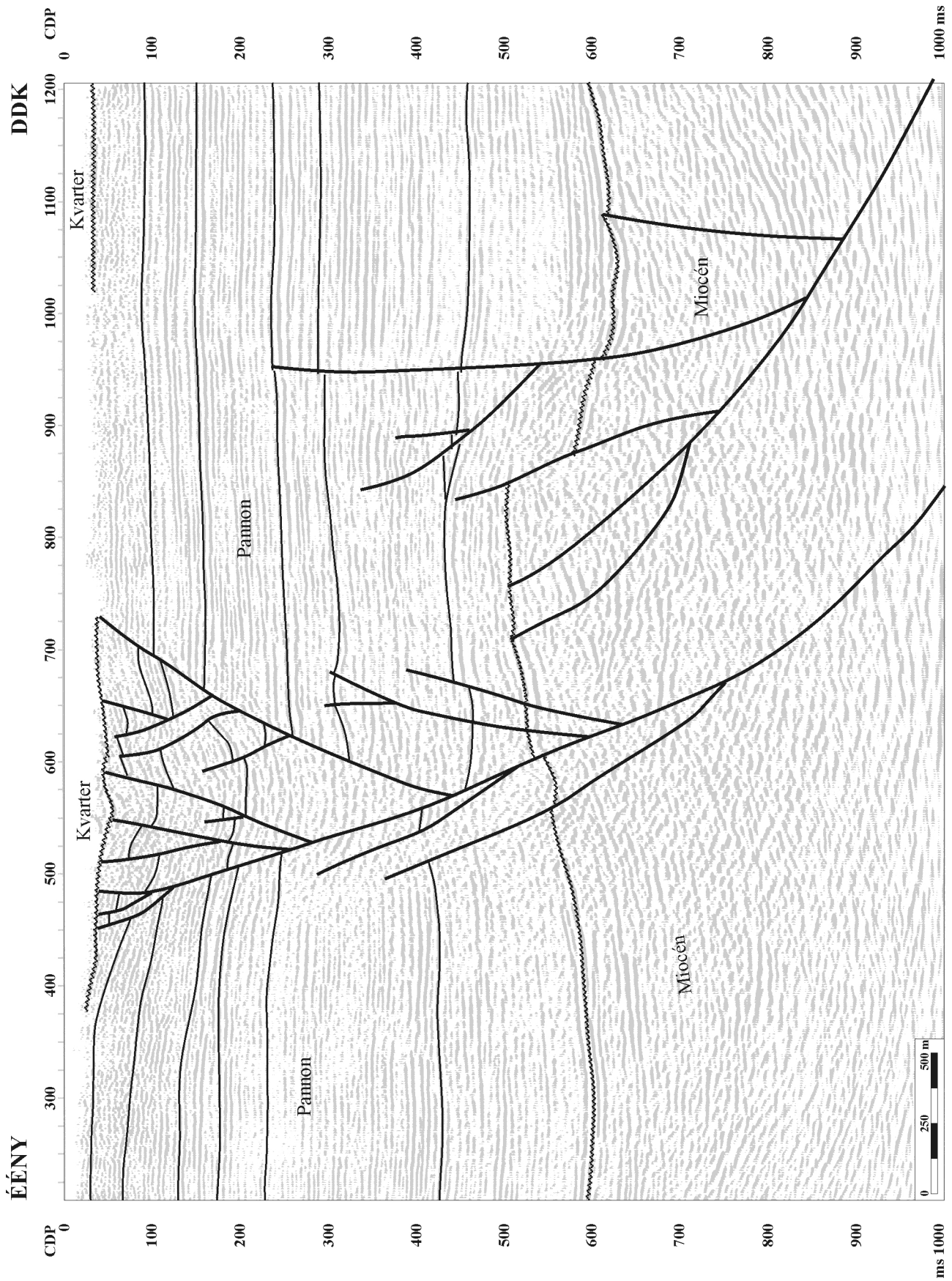


**3.13.a-b. ábra:** A Pa-14/94-es nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.

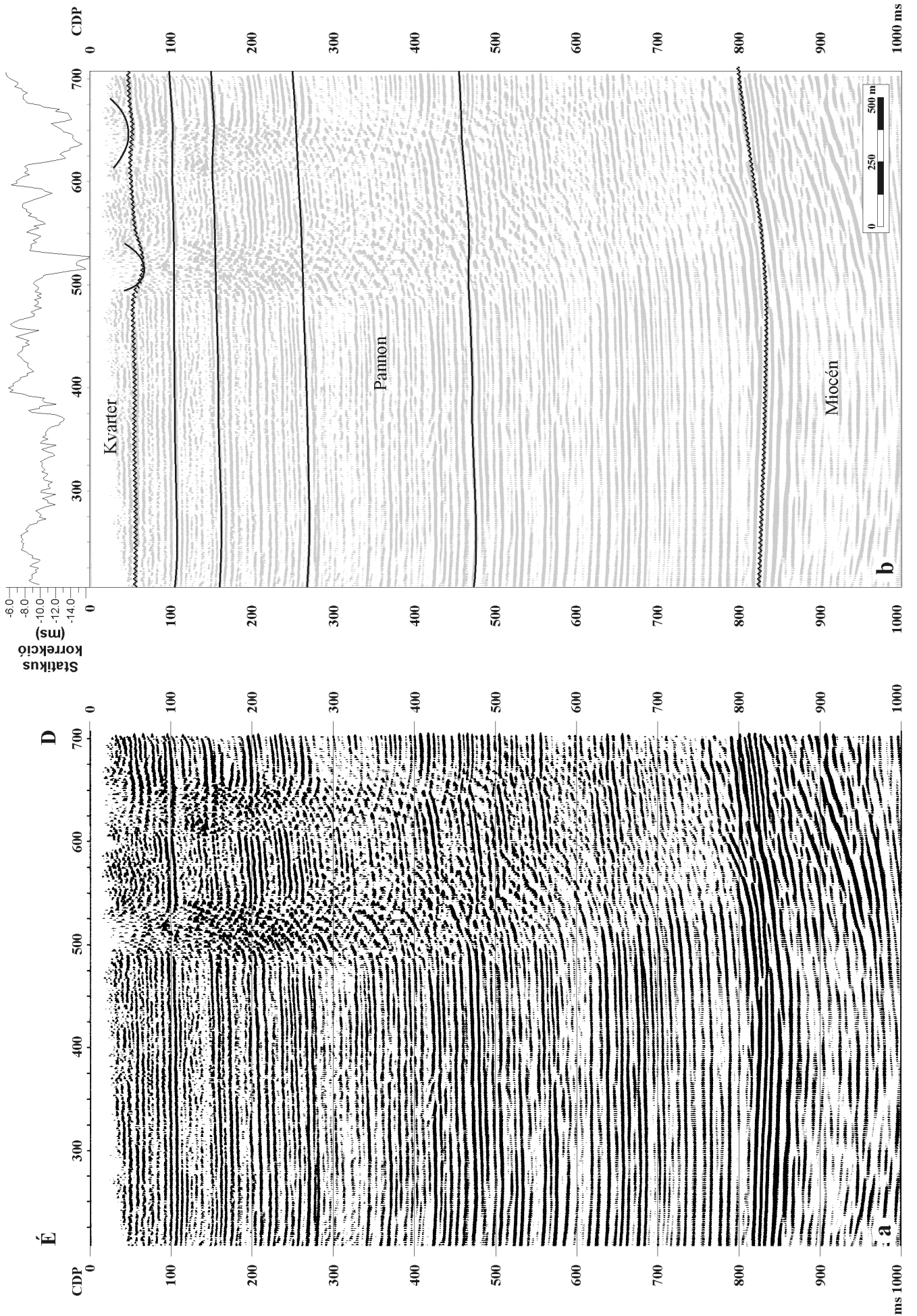
**Pa-15/95:** A szelvény mentén a jel/zaj arány változó, de egészében igen jó minőségű az 50-600 ms intervallumban, még a 600 ms körül jelentkező pannon-miocén réteghatárt is jól leképezi. A szelvény a *Du-1* szeizmikus szelvényről már ismert (HORVÁTH et al., 1993) vetőzónát képezi le egyértelműen az 525-625 CDP intervallumban. Világosan kirajzolódik, hogy egy mélyben (pannon alatt) gyökerező virágszerkezettel állunk szemben. A 450-700 CDP intervallumban látható vetőzóna a legsekélyebben leképezett rétegeket is érinti, délebbre található ága mintegy 250 ms felett már nem hoz létre látható elvetést. Ebben az erősen tektonizált zónában a kvarter bázisa pontosan nem jelölhető ki, de a szelvény nyugodtabb szárnyain 40 ms (É-i részen) illetve 50 ms (D-i részen) körül valószínűsíthető.



**3.14.a ábra:** A Pa-15/95-ös nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált változata. A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.



**3.14.b ábra:** A Pa-15/95-ös nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény értelmezett változata. A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre.

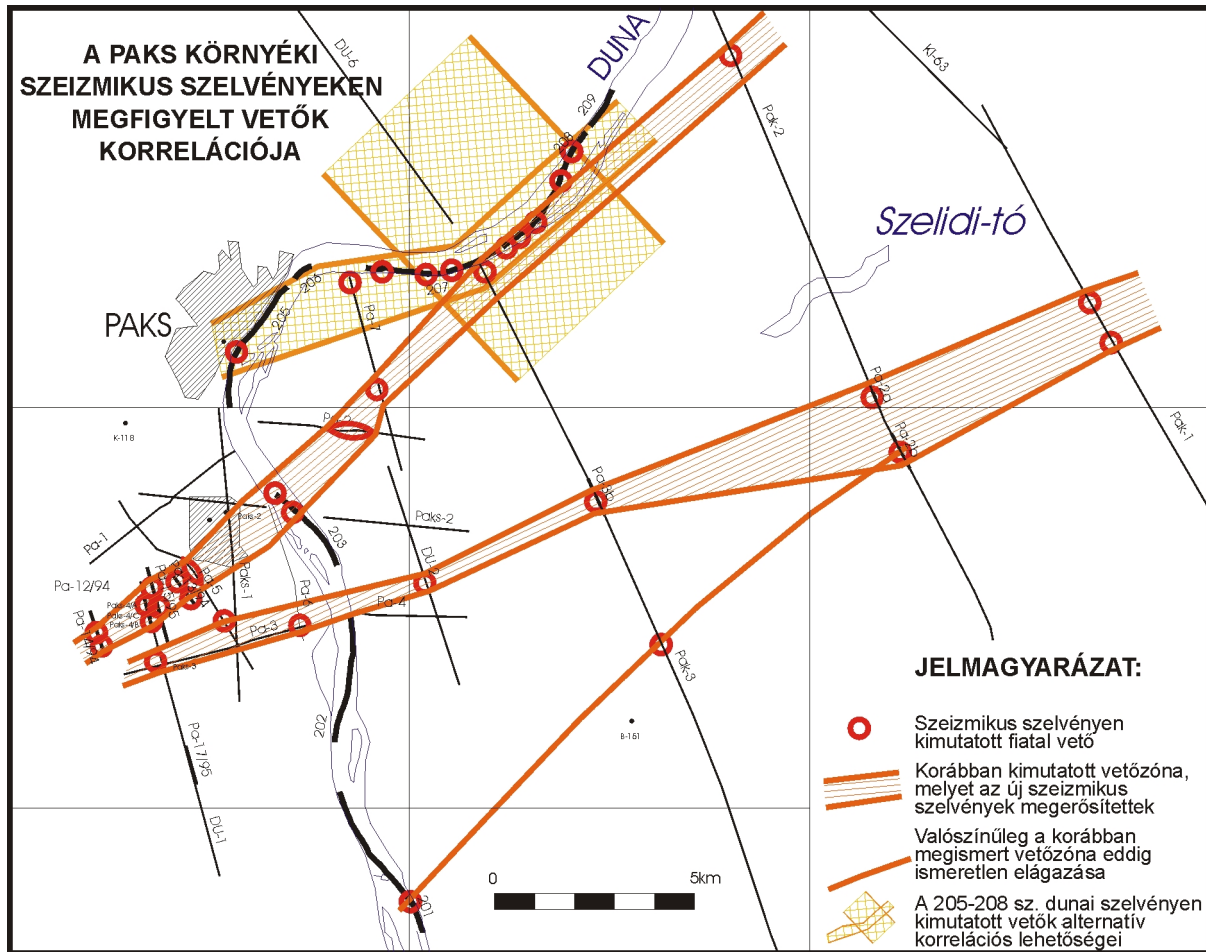


**3.15.a-b. ábra:** A Pa-14/94-es nagy felbontású szárazföldi szeizmikus szelvény migrált (a) és értelmezett változata (b). A függőleges tengelyen a kétutas futásidő került feltüntetésre. Az ábra az előző oldalon található.

**Pa-17/95:** A szelvény referencia szelvényként mérődött a *Du-1* szelvény vetők által nem zavart szakaszán. Az első feldolgozás egy zavarzónát indikált a szelvény déli végén, melynek eredete akkoriban nem tisztázódott. Az újrafeldolgozás során egyértelműen bebizonyosodott, hogy oka a legfelső laza rétegben keresendő, a szelvényen semmiféle vetőre utaló jel nem észlelhető. A rétegek a két zavarzónán elvetés nélkül keresztül-korrelálhatók, sőt néhol, bár erősen lecsökkent jel/zaj aránnyal, de láthatóan keresztül is követhetők. A kvarter rétegek alja 50 ms körül jelölhető ki.

### A kijelölt vetők korrelációja

A szelvényeken észlelt vetőket egy-egy körrel jelöltem a 3.16. ábrán. Ezzel el kívántam kerülni, hogy a szelvény menti bejelölés bármilyen irányítottságot sugalljon. A javasolt lehetséges korrelációk szintén a 3.16. ábrán láthatók. Mind a dunai, mind pedig a szárazföldi szeizmikus szelvények esetén egyértelműen elvégezhető az észlelt vetők korrelációja a korábban HORVÁTH et al. (1993) által térképezett, délnyugat-északkeleti csapásirányú vetőzónába. Új ágként jelentkezik a terület északi részén a *Duna-207/94* és *Duna-208/94* szelvényeken észlelt vetőzóna. Ezen vetők korrelációjakor felmerül a DNy-ÉK törésvonalra merőleges, ÉNy-DK-i csapású („Móri-árok irányú”) vetőzóna lehetősége is, esetleg a két irány szuperpozíciója. Főként geomorfológiai megfigyelések alapján már többen vizsgálták a kérdést (pl. SZILÁRD, 1955; PÉCSI, 1959; ÁDÁM et al., 1959; MAROSI & SCHWEITZER, 1997), de a szárazföldi szeizmikus szelvények irányítottsága nem tette lehetővé a kérdés megválaszolását. A Duna Pakstól északra eső kanyarjában több kilométeres szakaszon kelet-nyugati irányba folyik, így lehetőség volt a kelet-nyugati irányú *Duna-207/94* és *Duna-208/94* szelvények felvételére is. Mindkét szelvény erős tektonizáltságot mutat, szembeutó azonban, hogy a vetők jelentősen laposabb szögűek, mint az észak-déli irányú vízi vagy szárazföldi szelvényeken észlelt vetők. Ez a megfigyelés, valamint az a tény, hogy a *Duna-208/94* szelvény már a Dunát ismét észak-déli irányúra fordító kanyar ívén mérődött, és az általa leképezett vetőzóna közel szimmetrikus képet mutat, azt valószínűsíti, hogy a szelvény egy délnyugat-északkeleti csapású vetőzónát metsz. Nem zárható ki azonban az erre merőleges irány. Ennek a kérdésnek a biztos eldöntéséhez azonban több szárazföldi Ny-K irányú szeizmikus szelvény mérésére lenne szükség.



**3.16. ábra:** A Paksi kutatási területen mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken észlelt vetők és azok korrelációja. A Pakstól északkeletre található Duna-szakasz alatt észlelt vetők két, egymásra merőleges korrelációs irányt is lehetővé tesznek. Ezt az ábrán narancssárga sraffozás jelöli. A szeizmikus szelvények értelmezése alapján a délnyugat-északkeleti csapásirányú korreláció a valószínűbb, a rendelkezésre álló információk alapján azonban az erre merőleges irány sem zárható ki.

### **3.4.2 A vetődések kora; a mai aktivitás és a "képesség" problémája**

Atomerőművek szeizmikus veszélyeztetettségének meghatározása során különös figyelemmel kell értékelni a telephely körzetében található vetődéseket. Amennyiben szakszerűen megoldott ezek felszíni térképezése és/vagy hiteles leképezése a felszínalatti geológiai összletekben, akkor két alapvető kérdést kell megválaszolni.

Az első kérdés az, hogy az észlelt vetők milyen korúak, s fennáll-e a lehetősége annak, hogy a legfiatalabb vetők tevékenysége még nem fejeződött be. Más szóval, létezik-e valamilyen számottevő valószínűsége annak, hogy a vetők a jelenben és a közeli jövőben

aktivizálódnak. Mivel a vetődés a rideg kéregben bekövetkező törés eredménye, ez az esemény általában földrengéssel jár együtt.

Amennyiben a válasz az aktivitás kérdésére igenlő, akkor lehet feltenni a második alapvető kérdést. Ez pedig az, hogy a létrejövő vetőzóna térbeli kiterjedése olyan mértékű-e, hogy a felszínen, vagy annak közelében is létrejön a rétegek észlelhető nyírásos elmozdulása. Más szóval, elegendő-e a felhalmozódott energia felszabadulása arra, hogy valamelyik törési sík elérje és ezúton elvesse a felszínt vagy a felszínközeli tartományt. A vetőnek ezt a lehetséges potenciálját az angol nyelvű szakirodalom "capability" névvel illeti, mi ennek megfelelően "képesség"-nek hívjuk. Mindezeket pontosan definiálja a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség kézikönyve (IAEA, 1991).

A fentiek szerint a „képességgel” rendelkező vetők az aktív vetőknek egy olyan alcsoportját képezik, amelyek rendelkeznek a felszíni elnyíródás létrehozásának veszélyes képességével. Értelemszerűen csak aktív vető lehet „képességgel” rendelkező, ami megfordítva azt is jelenti, hogy inaktív vetőnek értelmetlen vizsgálni a képességét. Következik ugyanakkor az is, hogy az aktív vetők másik alcsoportja az, amelyek nem képesek a felszínig hatoló törésvonalak létrehozására, jóllehet működnek a jelenben is. Vannak tehát olyan esetek, amikor annak ellenére, hogy a fiatal (felszínközeli) rétegeket nem érinti az elnyíródás, a vetődés mégis aktív. Erre mutat példát DEL BEN et al. (1991) a Friuli szeizmikus zónában azonosított vakvetővel.

Egy vető korának meghatározása ezért nem egyszerű feladat. Nevezetesen az a kézenfekvőnek tartott kritérium nem mindig érvényes, miszerint a vetővel átjárt összletet lefedő és nem érintett rétegsor aljának kora biztosan jelzi azt az időpontot amikor a vető megszűnt működni. Minden esetben gondosan kell mérlegelni a helyzetet, különös tekintettel arra, hogy mennyire vastag, azaz milyen hosszú korintervallumot képvisel a vetődés által nem érintett fedő rétegsor. Azt is fontos mérlegelni, hogy a vetővel nem átmetszett felső rétegsorban lévő rétegek kőzetmechanikai tulajdonságai olyanok-e, hogy egyáltalán létrejöhet bennük rideg törés.

### **A vetők negyedidőszaki aktivitásának lehetősége**

A fenti fejtegetés fényében értékeljük a paksi területen rendelkezésre álló nagyfelbontású szeizmikus szelvényanyagon értelmezett vetőket aktivitás és képesség szempontjából. A színvonalas anyag alapján a szerkezetek korrelációja megbízhatóan elvégezhető volt (3.16. ábra). Az erőmű közvetlen közelében korábban kijelölt (HORVÁTH et al., 1993)

fiatal vetőzóna létét és lefutását egyértelműen igazolták a *Pa-12/94*, *-13/94*, *-14/94* és *-15/95* szelvényeken látható és kapcsolható szerkezetek. A várható helyen jelentkezett a vetőzóna a *Duna-203/94* jelű szelvényen, majd innen a *Pa-2* és *-7* szelvényeket átmetszve, a *Pak-3* és *-2* szelvények ÉNy-i végén halad keresztül. A *Paks-3* fúrásból kiinduló fővető jelentőségét alátámasztják az új *Pa-3b/93*, *Pa-2a/93* és *-2b/93* szelvények, de korábban megadott lefutását nem módosítják. Dunai átmetszését az 1994-es mérés során adatfelvételi nehézségek miatt nem tudtuk leképezni, az 1996-ban végzett mérés viszont egyértelműen megerősítette. A *Duna-205/94* szelvényvel leképezett vető a *Pa-7* és a *Pak-3* szelvények északi végén korábban felismert, de nem alapvetőnek gondolt vető létét és jelentőségét támasztja alá.

A kutatási területeken észlelt vetők aktivitásának és képességének kérdésében érdemi előrelépést hoztak e jelentésben bemutatott szárazföldi és a vízen felvett szeizmikus szelvények. Megállapítható, hogy a *Du-1* szelvény északi végén, a *Paks-4a*, *c*, és *b* fúrásokon keresztülhaladó, sokat vitatott *Pa-8* sekélyszeizmikus szelvény zavarzónája valóban vetőzónát takar, de a zavart hullámképből nem vonható le az a következtetés, hogy a vető a kvarter rétegeket is elnyírja (HORVÁTH et al., 1993). Hogy valójában mi történik a kvarter rétegekkel a vetődések területén, arra a *Pa-13/94*, *-15/95* és a *Duna-203/94*, *-205/94*, *-208/94* szelvények alapján adhatunk hiteles választ. A szárazföldi szelvények közül a *Pa-2a/93* és *-2b/93* jól mutatják a pannonban elhaló vetőket, s egyben azt is, hogy a kvarter/pannon határon időrétegtani hiány és diszkordancia van. Különleges fontosságú a *Pa-3b/93* szelvény, mert az ezen leképezett törészóna a kvarter/pannon diszkordancia felületig felhatoló vetőket mutat. A *Pa-13/94* és *-15/95* jelű szelvényeken hasonló látható, de még valószínűbb, hogy a vetők érintik a kvarter üledékek alját is. Azt a gyanút, hogy a kvarter üledékek nem tekinthetők poszt-tektonikus képződményeknek erősítik meg a dunai szelvények is.

A dunai szelvények területén a pannóniai üledékekre legtöbb helyen a folyó hordalékkúpja települ, amelynek a kora 45000 évnél nem igen lehet nagyobb (CHIKÁN, 1992). A dunai szeizmikus szelvények azt mutatják, hogy ezek a fiatal folyami üledékek enyhén deformáltak. Ennek a deformációnak tektonikus eredete és genetikus kapcsolata a pannóniai üledékekben látható vetődésekkel nyilvánvaló a szeizmikus szelvények alapján. Mindebből az valószínűsíthető, hogy a kutatási területen megfigyelt markáns vetőrendszer alakulása és működése még biztosan tartott a későpleisztocén folyamán is, azaz 40-50 ezer éve.

Mielőtt rátérnénk a területen mért egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvény analízisére, illetve a paksi kutatási területen észlelt vetőzóna keleti irányba történő követésére, vizsgáljuk meg részletesen a *Duna-207/94* jelű szelvényt (3.6. ábra). A szelvényen világosan kirajzolódik a markánsan tektonizált pannon rétegösszlet, valamint az



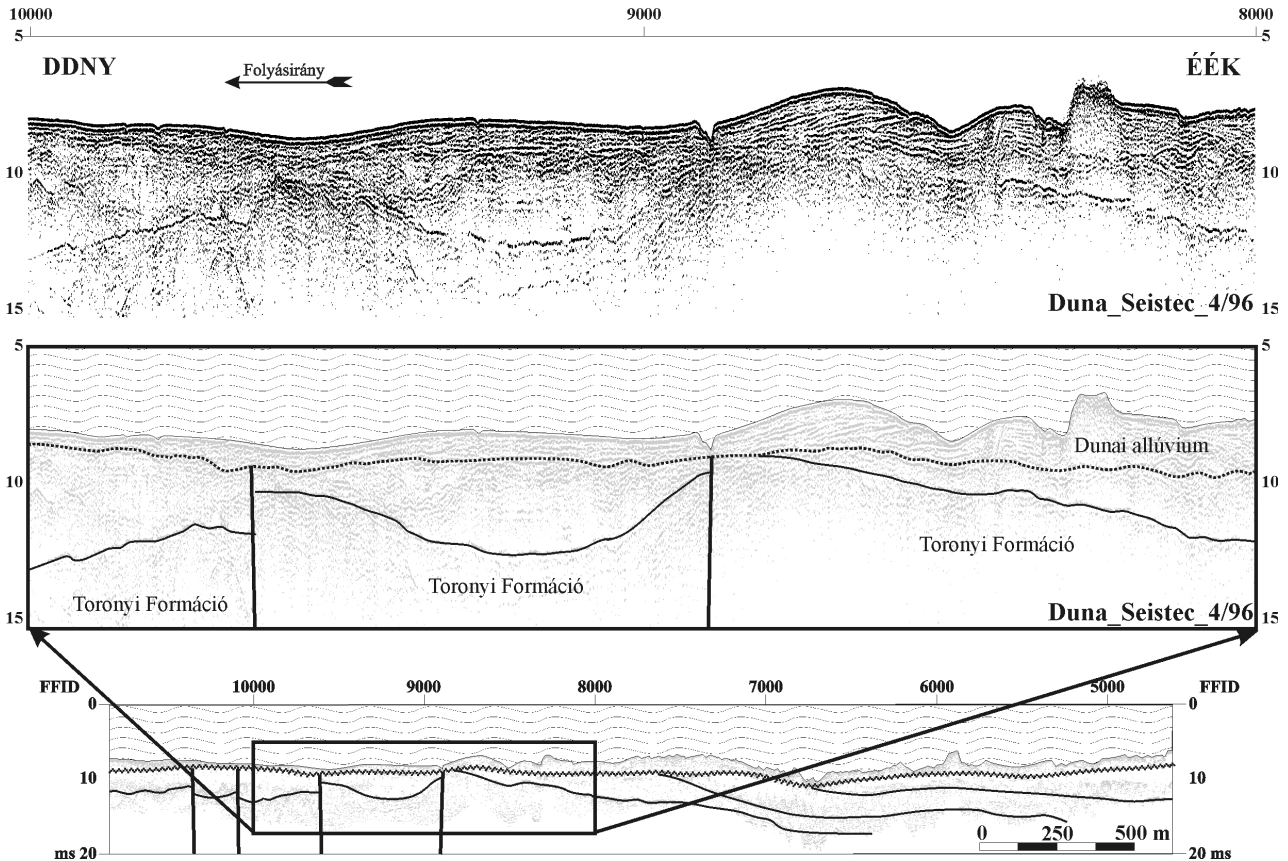
arra diszkordánsan települő és láthatólag nem tektonizált dunai allúvium. A diszkordancia alatti és feletti rétegek kora jól meghatározható. A *Paks-881.* sz. mérnökgeológiai fúrás a felszín alatt 27 méterben érte el a dunai hordalékos összlet feküjét, s eközben 20.5 m-ben uszadékfát tárt fel. Radiokarbonos kormeghatározással 40 000 év BP kor adódott az uszadékfára (HERTELENDI et al., 1989), amelyből extrapolációval valamivel több, mint 50 000 éves kor becsülhető a paksi folyószakaszon települt legidősebb dunai üledékekre. A pannóniai rétegsor legfelső horizontjainak kora is jól meghatározható a paksi erőmű közelében végzett célfúrások alapján (*Paks-2, -2a, -3, 4a és 4b*). Mind az öt fúrásban a pleisztocén diszkordancia-felület alatt 70-110 m vastagságban a Toronyi Formáció képződményeit (dűnehomok, 1-2 m vastag agyag és kőzetliszt rétegek közbetelepülésével) tártak fel (BRUKNER-WEIN et al.; 1982). A hazai neogén rétegtani szakemberek véleménye szerint a Toronyi Formáció a Zagyvai Formáció heteropikus fáciése, és késői miocén – kora pliocén (pontusi – dáciai) korú (JÁMBOR et al., 1988; ELSTON et al., 1990; KORPÁSNÉ-HÓDI, 1998).

Aligha lehet kétségünk afelől, hogy a paksi fúrásoktól mintegy 5 km-re elhelyezkedő *Duna-207/94* jelű szelvény nyugati végén az 50-60 ezer évnél nem idősebb dunai allúvium diszkordánsan a pliocén korú Toronyi Formációra települ. A szelvény ugyanakkor világossá teszi, hogy a törésvonalak felhatolnak a diszkordancia felületig, azaz elvetik a Toronyi Formáció képződményeit is! Azt a szerkezetföldtani „szabályt” alkalmazva, hogy a tektonizmus kora a tektonizált és a nem tektonizált rétegsorok földtani kora közötti, megállapíthatjuk, hogy a paksi törésrendszer működése biztosan posztdátálja a Toronyi Formációt, de feltehetően nem aktív a legutolsó 50-60 ezer év során.

Mindez még egyértelműbbé vált a *Duna-205/94* többcsatornás szeizmikus szelvény és a vele párhuzamosan mérődött *Duna\_Seistec-4/96* egycsatornás szeizmikus szelvények (3.5. ábra) vizsgálatakor. Az egycsatornás ultra-nagy felbontású felvétel deciméteres felbontású képet ad a mederfenék alatti legfelső mintegy 5 méteres rétegsorról. A többcsatornás szeizmikus szelvényen azonosított vető egészen eddig a kis mélységig felhatol. Az egycsatornás szelvényen, illetve annak nagyított részletén (3.17. ábra) a szeizmikus fácies alapján elkülöníthető a mintegy 1.5 méteres vastagságot elérő dunai allúvium, illetve az alatta található, tektonizált Toronyi Formáció. A kettő közti réteghatár egy markáns unkonformitás. Egyértelműen látható, hogy a vetődés egészen a Toronyi Formáció és a dunai üledékek közti réteghatárig felhatol. Ennek az új információknak az alapján két fontos változtatást tehetünk a *Duna-205/94* szelvény korábban közölt értelmezéséhez képest (TÓTH & HORVÁTH, 1997):

i) A kvarter üledékek bázisa ezen a szakaszon a korábban feltételezettnél magasabb helyzetű. Jól látható, hogy Paks előterében kevesebb, mint 2 méter vastag a Duna alatt a dunai allúvium. Ez jelentősen kevesebb, mint a korábban feltételezett mintegy 40 m.

ii) A vető felhatolása ezen a szakaszon praktikusán a Duna mederfenekéig bizonyított.



3.17. ábra: A 3.5. ábrán bemutatott egycsatornás szeizmikus szelvény részletének nagyítása.

Érdeemes megjegyezni, hogy jóval a dunai szeizmikus szelvények megszületése előtt a Paks-2. sz. fúrást részletesen feldolgozó és értelmező szakembergárda már az alábbi következtetésre jutott (BRUKNER WEIN et al. 1982): „... a Toronyi Tagozat képződésének idején már gyakorlatilag tisztán édesvízi fluviolakusztris viszonyok alakultak ki. Ezt a pleisztocén elején újabb jelentős szerkezetalakulás és ennek eredményeként hatalmas lepusztulás követte, de ez a szerkezetalakulás már a pannóniai összletet is érte...”

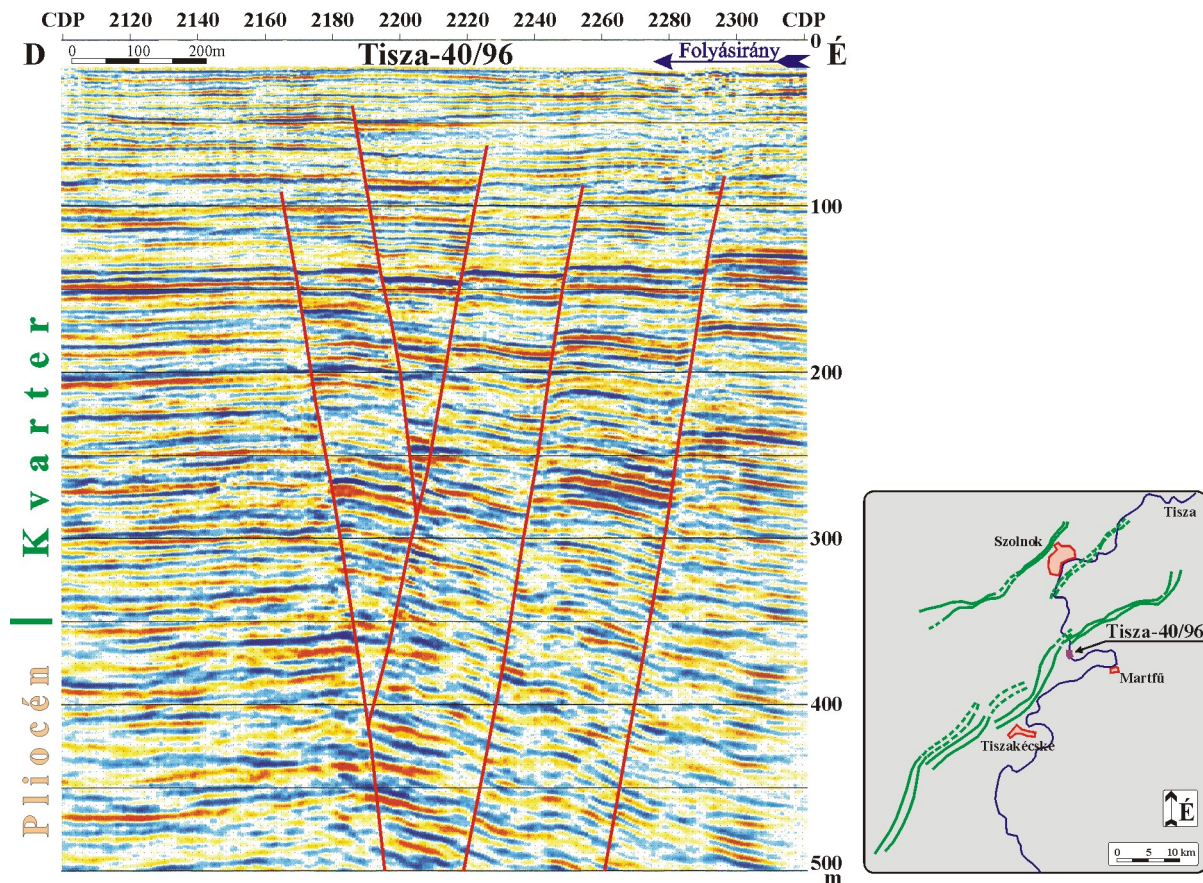
Az új szárazföldi és a dunai szeizmikus szelvények ezt az értelmezést verifikálták. Kijelenthetjük, a Paks környéki fúrások és szeizmikus szelvények ismeretében a terület negyedidőszaki (kora- és középső-pleisztocén) tektonikai aktivitásának lehetősége nem kérdőjelezhető meg.

### A vetők negyedidőszaki aktivitásának ténye

A tektonizmus pontos korának megállapítását a dunai üledékek alján jelentkező jelentős időrétegtani hiátus nem teszi lehetővé. Megoldást az jelent, ha a térképezett vetőzónát tovább tudjuk korrelálni egy olyan területre, ahol a pannon és a kvarter rétegek közti üledékhézag jelentősen kisebb, ideális esetben nem is létezik. A Pannon medencében ilyen kedvező helyzetet találunk a Nagyalföldön. A terület ma is a Pannon medence süllyedő része (RÓNAI, 1986) és központi részén a pannon/kvarter rétegsorban semmiképpen nincs jelentős időrétegtani hiány. Ezt a ma már „klasszikusnak” minősíthető dévaványai és vésztői magnetosztratigráfiai szelvények bizonyítják, amelyek az átfúrt mintegy 1200 m vastag legfelső üledékes rétegsorban az összes pleisztocén és pliocén korú mágneses térfordulás meglétét mutatták (RÓNAI 1981). Újabb magnetosztratigráfiai kútszelvényeket is figyelembe véve POGÁCSÁS et al. (1989b) szeizmikus korrelációt végeztek, s ezúton verifikálták a két fúrás kronosztratigráfiai eredményeit, de az alsó szakaszát újraértelmezték. Eszerint a fúrások talpánál lévő képződmények kora 4.25 millió év körüli, és nem 5 millió év fölötti, mint azt eredetileg javasolták. Ez a revízió megerősíti azt a megállapítást, hogy a pleisztocén/pliocén határon nincs dokumentálható rétegtani hiány a középföldi mélymedencék területén.

A Tiszán 1996-ban végzett nagyfelbontású szeizmikus szelvényezésünk során egy folytonos szelvényt regisztráltunk Szeged és Kisköre között, melynek egy részlete látható a 3.18. ábrán. A bemutatott többszörös, nagyfelbontású szeizmikus szelvény felvételezési és feldolgozási paraméterei nagyban hasonlítanak a TÓTH és HORVÁTH (1997) által ismertetett dunai szeizmikus szelvényekéhez. Egy jelentős eltérés az, hogy az itt bemutatott szelvény már egy mélységmigrált szeizmikus szelvény. A szelvény 1100 m hosszán, a Tisza martfői kanyarjától közvetlenül északra mérődött, helyszínrajza a 3.18. ábrán látható. A szeizmikus szelvény közvetlenül a mederfenéktől 500 méteres mélységig képezi le az üledéksort. A szelvényrészleten élesen kirajzolódik egy vetőzóna felső része, mely transzzenziós oldalelmozdulásra utaló negatív virágszerkezetet mutat. A szelvény felbontása a legfelső rétegekben 2 méter alatti, ami azt jelenti, hogy két méternél nagyobb függőleges elmozdulást még biztosan leképez. A szétseprűződő vetők közül a 2185-ös CDP környékére eső vetőág egészen 45 méteres mélységig követhető. Ez azt jelzi, hogy ennek a vetőzónának még ebben a kis mélységben is egyértelműen 1-2 méteres vertikális elmozdulás-komponense van. Nagyobb felbontású szelvényen (2.6. ábra sparker szelvénye) a vető egészen 25 ms-os kétutas futási időig követhető, ami a jellemző akusztikus sebességeket figyelembe véve biztos, hogy kevesebb, mint 25 m-es mélységnek felel meg a Tisza mérés kori vízszintjéhez viszonyítva.

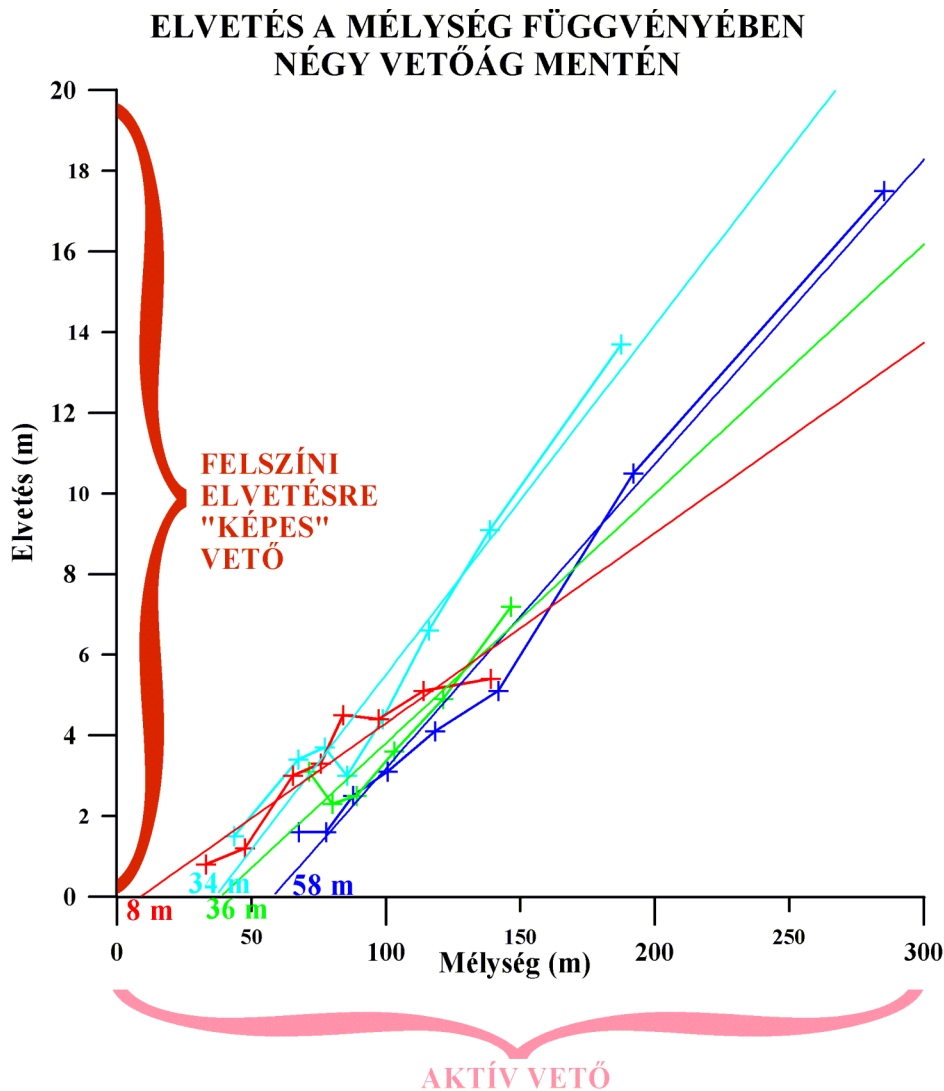
Mit jelent a 25 méteres mélység geológiai időre lefordítva? Könnyen tehetünk egy közelítő becslést. A vizsgált területre DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997) közöl egy FRANYÓ által szerkesztett kvarter mélységtérképet. Erről egyértelműen leolvasható, hogy a Tisza-40/96-os értelmezett szelvényrészlet mentén a kvarter bázisa 350 méter mélységben található. Feltételezve, hogy ez a 2.4 millió éves kvarter/pannon határnak felel meg és az üledékképződés a kvarter során folyamatos volt a 45 méteres mélység mintegy 170 ezer éves kornak felel meg. Tehát ez a vetőzóna 170 ezer évvel ezelőtt még biztosan működött.



**3.18. ábra:** A Tiszán 1996-ban mért többsatornás szeizmikus szelvény részlete. A térképrészlet a szelvény helyét, valamint Detzkyné Lőrincz (1997) által térképezett kvarter vetőzónát mutatja. A kvarter rétegek elvetése egészen 45 m-es mélységig követhető, egyértelműen mutatva, hogy a vető a pleisztocén során még aktív volt.

Fontos felhívni a figyelmet arra, hogy az egyes vetőágak mentén észlelhető vertikális elvetés mértéke a mélységgel növekszik. Ez arra utal, hogy az oldalirányú mozgás nem egy lépésben, hanem a negyedidőszak során folyamatosan, vagy ismétlődő jelleggel történt (szinszedimentációs vetődés). Ezt szemlélteti a 3.19. ábra, mely a vetőzóna négy ágának az egyes rétegeknél mérhető elvetését ábrázolja a mélység függvényében. Az egyes ágak (különböző szimbólumok) pontjaira illesztett egyenesek mindegyike nullánál nagyobb értéknél metszi a grafikon x-tengelyét. Ez azért fontos megfigyelés, mert az y-tengelyt pozitív

értéknél metsző egyenes olyan vető létre utalna, mely rendelkezik azzal a képességgel, hogy felszíni elvetést hozzon létre. Azok a vetők viszont, melyek az x-tengelyt metszik 350 m felett kvarter aktivitást mutatnak. Jól látható, hogy az egyes vetőágakra illesztett egyenesek 8, 34, 36 illetve 58 méternél metszik az x-tengelyt. Ez az egyszerű közelítés természetesen csak annyiban állja meg a helyét, amennyiben a vető menti mozgás extenziós komponenssel is rendelkezik. Tisztán oldalirányú elmozdulás esetén a becslés nem mértékadó.



**3.19. ábra:** A Tisza-40/96-os többszörös szeizmikus szelvényen leképezett kvarter vetőzóna egyes ágainak elvetése a mélység függvényében. A vizsgálat a vetőzóna transzteniós jellegét kihasználva próbálja megbecsülni a vetők aktivitásának idejét az észlelt függőleges elvetés alapján. Szaggatott vonallal mutatja az egyes vetőágak mentén mért elvetésekre illesztett egyenest. Az x-tengelyt 350-nél kisebb értéknél metsző vetők kvarter aktivitást, míg az y-tengelyt pozitív értéknél metsző vetők felszíni elvetés képességét jelzik.

A 3.18. ábra térképábrán feltüntettük DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997) által a Középföldön kitérképezett fiatal vetőzónát. Egyértelműen megállapítható, hogy a Tisza-40/96-os szeizmikus szelvényrészleten észlelt vető ezen vetőzóna egyik negyedidőszaki

rétegekbe hatoló ága. Ugyanezt a vetőzónát feltüntettük a 3.20. ábra térképvázlatán is POGÁCSÁS et al. (1989a) által a Nagyalföldön kijelölt Paks-Kiskörös-Kisújszállás törésvonallal és TÓTH és HORVÁTH (1997) által kijelölt paksi törésvonallal együtt. Jól látható, hogy a három kutatás egymástól függetlenül, más és más adatrendszerek vizsgálatával elemezte annak a tektonikus zónának három szegmensét amely Paks mellett keresztezi a Dunát.

Figyelembe véve a NAÜ először 1979-ben kiadott biztonsági normáit (IAEA, 1991), aktív az a vető, mely:

- a.) a felszínen vagy annak közelében ismétlődő mozgásokra utaló bizonyítékokat szolgáltat félmillió évre visszamenőleg úgy, hogy további mozgások eshetőségére lehet számítani.
- b.) bizonyíthatóan szerkezeti kapcsolatban áll egy ismert aktív vetődéssel úgy, hogy a felületen vagy annak közelében egyik mozgása a másik mozgását előidézhetheti.

A Tisza-40/96 sekélyszeizmikus szelvényen leképezett transzkurens vetőzóna az a.) pont, míg az ezzel szerkezeti kapcsolatban álló paksi vetőzóna a b.) pont alapján tekinthető aktív vetőnek. Ugyanakkor az is megállapítható, hogy a felszínen vagy annak közelében sehol sem volt kimutatható érdemi elmozdulás. Vagyis a vetőnek nincs meg ez a "képesége".



**3.20. ábra:** A paksi vetőzóna kapcsolata a korábbi tanulmányokból ismert Paks-Kiskörös-Kisújszállás vetőzónával. Ezt a vetőzónát az 1996-os tiszai szeizmikus szelvényezés részletesen leképezte és kimutatta a vető késő-pleisztocén aktivitását (v.ö. 3.18. ábra). Jelmagyarázat: 1) DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997) által kijelölt vetőzóna, 2) POGÁCSÁS et al. (1989a) által kijelölt vetőzóna, 3) TÓTH & HORVÁTH (1997) által kijelölt Paks környéki vetőzóna.

## 4. fejezet

### 2.5D vízi szeizmikus mérések

#### 4.1 A 2.5D mérési módszer

A 3.4.1. fejezetben, a paksi kutatási terület példáján láthattuk a folyóvízi többcsatornás szeizmikus szelvényezés előnyeit és azt a hátrányát is, hogy kivitelezése csak a folyó által megszabott nyomvonalon lehetséges. Ez a térbeli korlát, még az esetleg rendelkezésre álló szárazföldi szeizmikus szelvények és más geofizikai és geológiai információk figyelembe vétele mellett is megnehezíti az észlelt tektonikai és rétegtani elemek térbeli korrelációját. Nyilvánvaló, hogy a vetők korrelációja nem minden esetben egyértelmű, és előfordul, hogy jelenlegi ismereteink fényében nyitva kell hagyni egy alternatív korreláció lehetőségét.

Jelen fejezetben arra mutatunk példát, hogy miként lehetséges az egycsatornás és a többcsatornás szeizmikus felvételezés kombinálásával, egyetlen többcsatornás 2D szeizmikus szelvényen észlelt tektonikai elemek pontos irányát megállapítani, valamint az egyes rétegek csapásirányát és dőlését számítani. Hogyan lehet olyan kiegészítő méréseket tervezni és végezni, melyek segítségével a 2D szeizmikus szelvény mintegy kiterjeszhető a harmadik dimenzióba, a szelvényre merőleges irányba is. A módszer elvi alapja az, hogy azokon a területeken, ahol a térképezni kívánt tektonikai vagy rétegtani elemek mind a többcsatornás, mind pedig az egycsatornás szeizmikus mérésekkel leképezhetők, ott elegendő egy hosszirányú többcsatornás 2D szeizmikus szelvényt leképezni a mélyebb rétegeket. Ezt követően a felszínközeli tartományt egycsatornás méréssel vizsgálva elvégezhető a térbeli kiterjesztés.

Az egycsatornás mérés nagy előnye abban rejlik, hogy nem csak folyásirányú, hanem arra merőleges, keresztirányú szelvények is mérhetők vele, így a 3D térképezéshez kulcsfontosságú információt szolgáltat. Természetesen az sem elhanyagolható előny, hogy a többcsatornás mérésnél legalább egy nagyságrenddel olcsóbban és jelentősen egyszerűbben kivitelezhető.

A módszer sikeres alkalmazásának feltétele, hogy az egycsatornás szelvények behatolása elegendően nagy legyen ahhoz, hogy a többcsatornás szelvényt leképezett geológiai elemeket vizsgálni tudjuk vele. Ez a folyami környezetben praktikus azt jelenti, hogy a recens folyami üledékek vastagsága kisebb legyen, mint az egycsatornás szeizmikus

szelvények behatolása. Ez a feltétel a tektonikusan emelkedő területek felett található folyószakaszokon szinte mindig teljesül.

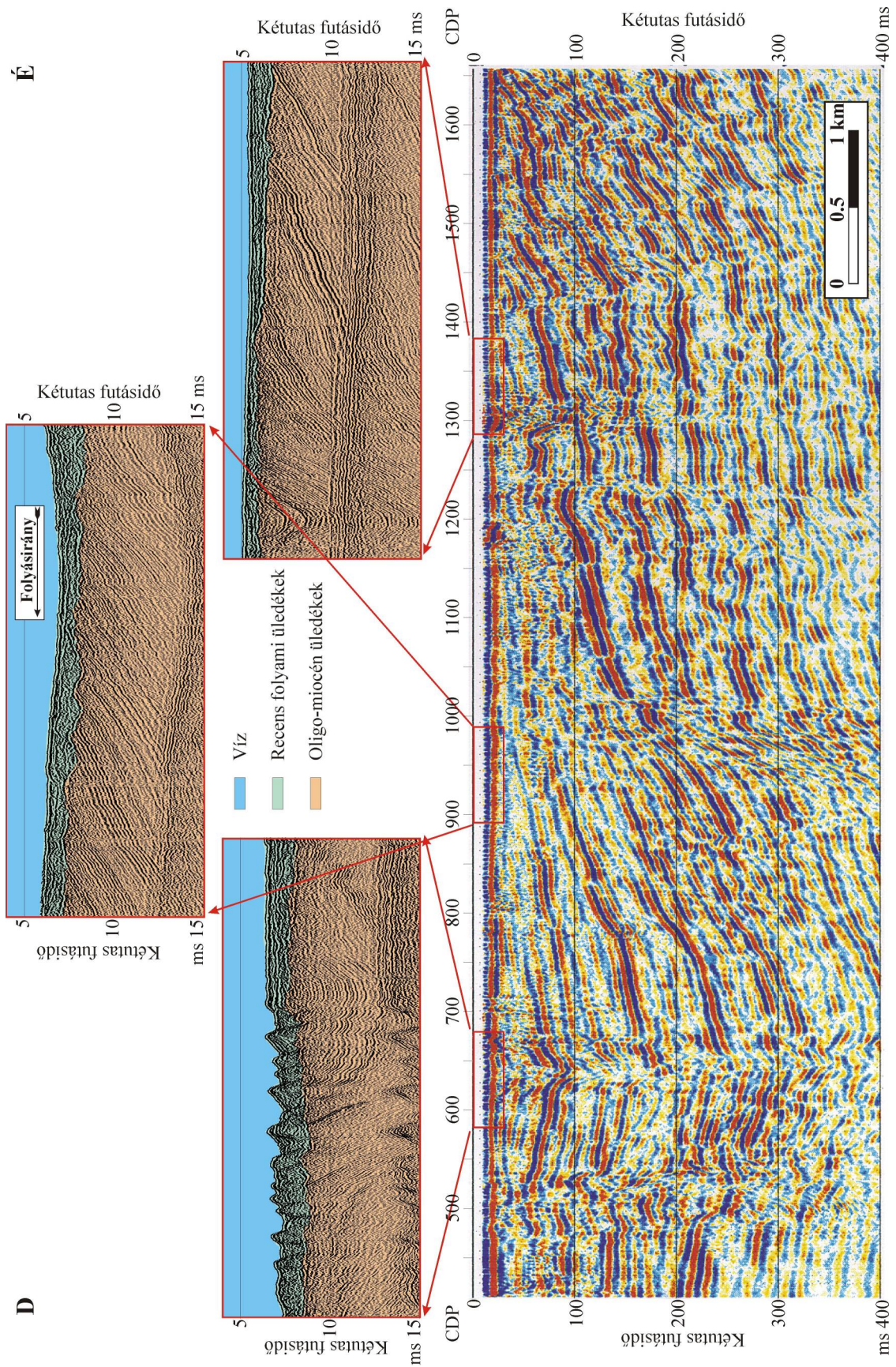
Ilyen emelkedő terület a Duna Budapesttől északra eső szakasza, melyet mint tesztterületet használtunk a módszer kidolgozására és bemutatására. Ezen a folyószakaszon mérődött az a többsatornás, valamint egycsatornás szeizmikus szelvény is, amelynek részleteit a 4.1. ábra, helyszínrajzát pedig a 4.2. ábra mutatja. Az amplitúdó szerint színezett többsatornás nagyfelbontású szeizmikus szelvény a 4.1. ábra alsó részén, míg a három piros téglalappal jelzett szakasz felett mérődött egycsatornás ultra-nagy felbontású szelvényrészlet az ábra felső részén látható. Az egycsatornás szeizmikus szelvényeken kék színnel jelöltük a Duna vizét, zölddel a recens folyami üledékeket, világosbarnával pedig az alatta található oligo-miocén rétegsort. A három szelvényrészlet három különböző jelleget mutat az idősebb rétegekben, mindegyikben közös azonban az, hogy a Duna recens üledéke kis vastagságú, így lehetővé vált a fekéjében található idősebb rétegek leképezése. A bal oldali egycsatornás szelvényrészlet egy több száz méter széles vetőzóna felett mérődött, a középső szelvény egy kibillentett, de törésekkel nem háborgatott rétegsort mutat, míg a jobb oldali részlet egy markáns vető felső részét képezi le.

A mérés során a területet egycsatornás szelvények kereszt- és hosszirányú hálózatával lefedve mérjük fel. A mérési háló kellően sűrű ahhoz, hogy a jellemző szerkezeti elemeket az egyes szelvények között korrelálni tudjuk, így a kiértékelés során elvégezhető nem csak a réteghatárok térbeli térképezése, hanem a vetők irányának és szerkezetének megállapítása is. A térképezett réteghatárok alapján számítható a dőlt rétegek csapás és dőlésiránya is. Ezt a számítást három lépésben végeztük el:

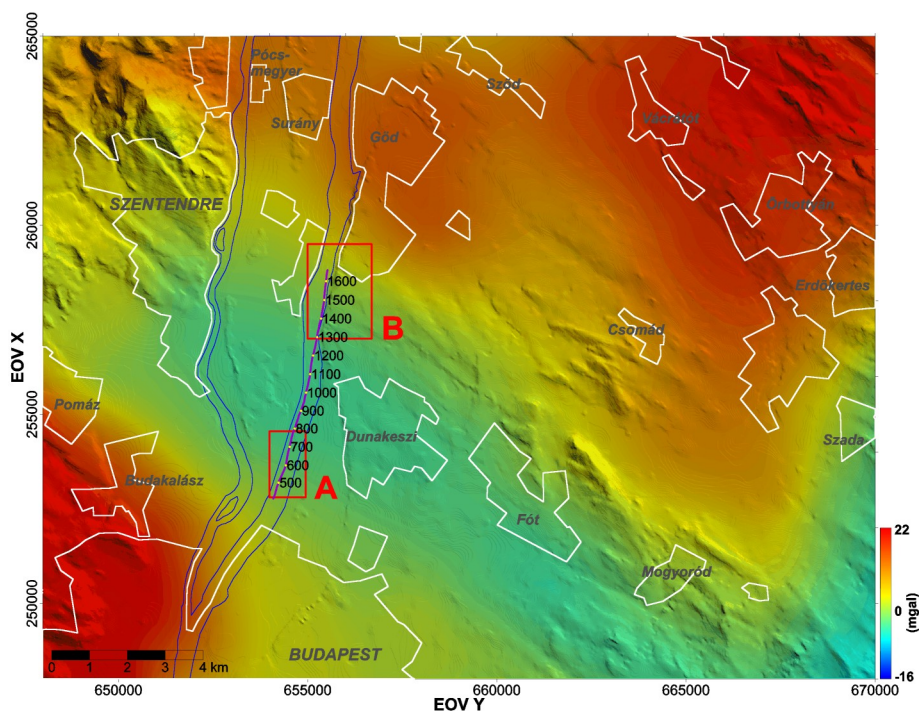
1. A mederfenék, a folyami üledékek bázisának, valamint a vizsgált réteghatárnak a kijelölése a szeizmikus szelvényeken.
2. Az egyes réteghatárok mentén a kétutas futásidő mélységgé történő konvertálása. A felhasznált sebességek a víz esetén 1500 m/s, a folyami üledékekre 1700 m/s, míg az idősebb rétegek esetén 2000 m/s.
3. A számított réteghatárra dőlési sík illesztése és ennek a síknak a paramétereiből a dőlés- és csapásértékek számítása.

Az észlelt tektonikai elemeket és a számított rétegdőléseket térképi rendszerben megjelenítve, azok összevethetők a felszíni megfigyelésekkel illetve más geofizikai mérések eredményeivel.





**4.1. ábra:** A Duna Budapest és Dunakeszi közötti szakaszán mért *Duna-11/1996* jelű többcsatornás nagyfelbontású (alsó ábra) és egycsatornás ultra-nagy felbontású (felső kis ábrák) szeizmikus szelvény részletei. A szelvény helyszínrajza a 4.2. ábrán látható.



**4.2. ábra:** A 2.5D szeizmikus kutatás két teszt-területe a Duna Budapest és Dunakeszi közötti szakaszán. A színskála a gravitációs Bouguer-anomália értékeit (SZABÓ & SÁRHIDAI, 1985), az árnyékolás pedig a felszíni domborzatot érzékelteti. A 4.1. ábrán látható, *Duna-11/1996* jelű többcsatornás szeizmikus szelvény részletének helyét lila vonal, minden századik CDP-jét sárga pont jelzi. Két piros téglalap jelöli az 1661.5 és 1663 fkm közötti (**A**) illetve a Dunakeszi és Göd közötti (**B**) teszt-területek helyét.

## 4.2 A teszt-területek ismertetése

A módszer vizsgálatára több szempontból is ideális területnek ígérkezett a Duna Budapesttől északra eső szakasza:

- A folyó kiemelkedő terület felett folyik (HORVÁTH & CLOETINGH, 1996), aminek hatására a recens folyami üledékek vastagsága a Duna sodorvonalában sok helyen rendkívül vékony, helyenként teljesen hiányzik.
- A folyó szélessége lehetővé teszi, hogy több száz méter széles sávban végezzük el a vizsgálatokat, növelve ezzel a mintavétel számát, s így a kapott eredmény megbízhatóságát.
- 1996-ban egy kitűnő minőségű többcsatornás nagy felbontású szeizmikus szelvényt mértünk (HORVÁTH et al., 1997) a Duna ezen szakaszán (*Duna-11/1996*), melyet a MOL Rt. szíves hozzájárulásával felhasználhattam a vizsgálatok céljából.
- A terület felszíni morfológiája és a rendelkezésre álló gravitációs adatok is jellegzetes (ÉNy-DK-i), a Dunát harántoló tektonikai irányítottságot indikálnak.

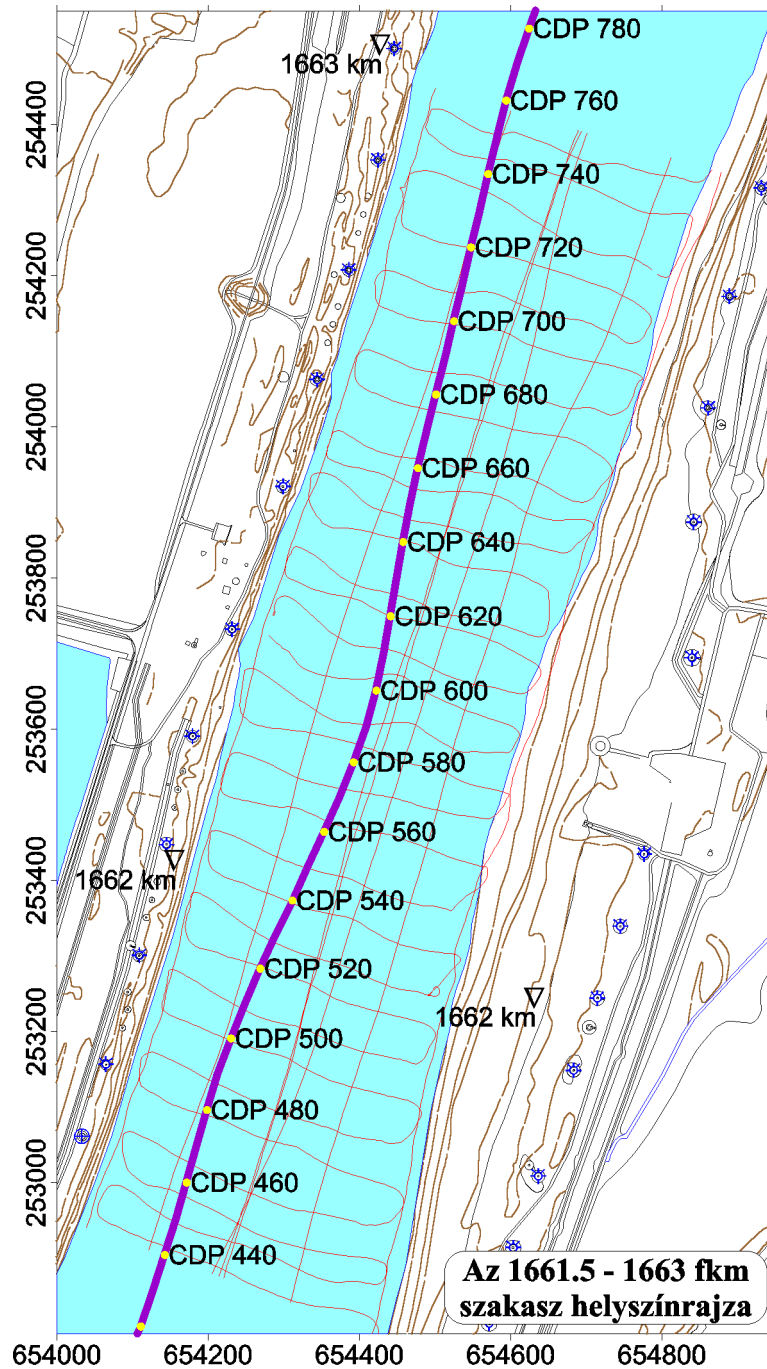
- Számos közeli fúrás, szárazföldi szeizmikus szelvény és felszíni megfigyelés állt rendelkezésre az értelmezés ellenőrzésére, beleértve a Duna mederfenekén kibukkanó és alacsony vízállásnál közvetlenül vizsgálható oligo-miocén rétegsort.
- Az 1800-as évek végén és az 1900-as évek első felében több nagy tekintélyű szakember is foglalkozott a környező terület geológiai felépítésével (BÖCKH, 1899; SCHAFARZIK & VENDL, 1929; WEKERLE, 1932; NOSZKY, 1940; PÁVAI VAJNA, 1941; HORUSITZKY, 1942; PÉCSI, 1958; PÉCSI 1959). Szinte mindegyik szólt az észlelt vetődésekről, többen közülük fiatal tektonizmus bizonyítékairól is említést tettek (PÁVAI VAJNA, 1941; PÉCSI, 1958; PÉCSI 1959). Munkájuk inspirálónak bizonyult, mert számos értékes megfigyelést és korszerű technikával verifikálható következtetést tartalmazott.

Az említett folyamszakaszon végezett vizsgálatok közül kettőt mutatunk be. Az egyik a Dunakeszi és Budapest közötti szakasz másfél kilométere, az 1661.5 és 1663 folyamkilométerek között (4.2. ábrán jelölt "A" téglalap), a másik pedig a Dunakeszi és Göd közötti rész (4.2. ábrán jelölt "B" téglalap). Az előbbi területen a többsatornás és az egysatornás szeizmikus szelvények alapján térképeztük a szerkezetek térbeli geometriáját, míg az utóbbi területen a szeizmikus mérési adatokból számított szerkezeti elemeket felszíni megfigyelésekkel is össze tudtuk vetni. Ezt az 1997. november eleji és 1999. október végi alacsony vízállás tette lehetővé. Ekkor a Duna partját végigjárva sikerült azonosítani a BÖCKH (1899) és PÁVAI VAJNA (1941) által leírt kibúvások egy részét és ezek között olyanokat is találtunk, amelyekről magasabb vízállás mellett szeizmikus felvétel készült.

#### **4.2.1 Az 1661.5 – 1663 fkm közötti teszt-terület**

Ez a terület a 4.2. ábra Bouguer-anomália térképén jól látható ÉNy-DK-i irányú negatív anomaliasáv déli peremén található. A gravitációs anomália irányítottága jól egyezik a felszín morfológiájában észlelhető ÉNy-DK-i szerkezeti csapásiránnyal. A terület kifejezetten azzal a céllal került felmérésre, hogy a Duna alatt áthaladó vízmű alagutak (SCHAFARZIK & VENDL, 1929) tektonikai környezetét megvizsgáljuk. Az 1996-os többsatornás mérés alapján is láthattuk, hogy a folyami üledékek bázisát képező oligo-miocén rétegsor erősen tektonizált, és sejteni lehetett, hogy a törések irányítottága szintén a már említett ÉNy-DK-i iránnyal korrelál. A 2000-ben elvégzett részletes egysatornás méréssel ezt a feltételezést kívántuk ellenőrizni, valamint a szerkezeti elemek térképezését

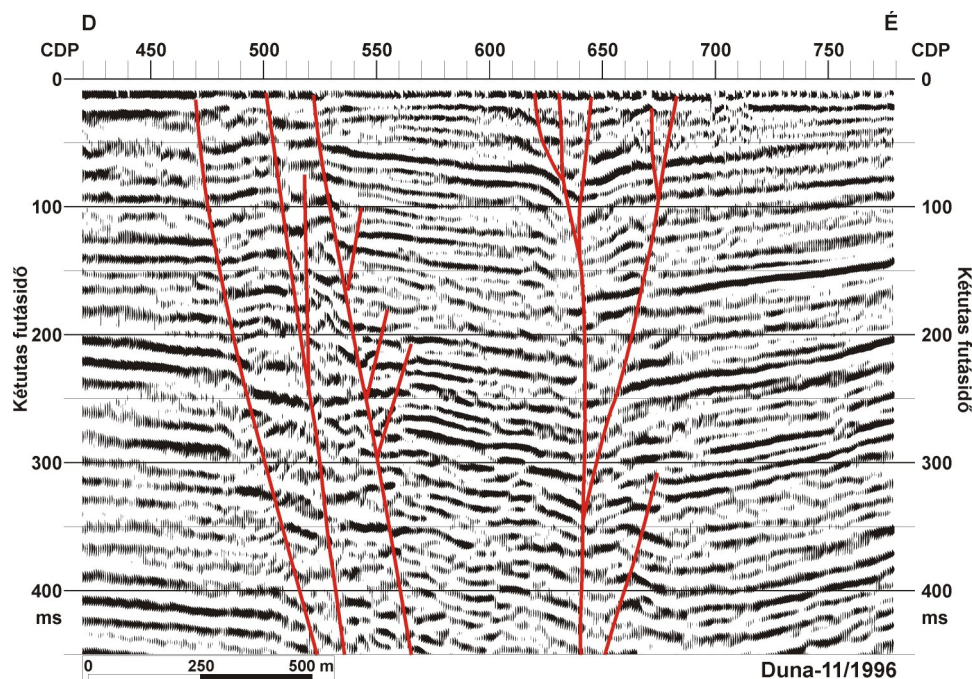
kívántuk megvalósítani. A 4.3. ábra mind az 1996-os többsatornás szeizmikus szelvény vonatkozó részét (lila vonal, CDP számozással), mind pedig a 2000-es egysatornás mérés nyomvonalát (piros vonal) feltünteti.



**4.3. ábra:** A Duna 1661.5 és 1663 fkm közötti szakaszán végzett szeizmikus mérések helyszínrajza. A lila vastag vonal az 1996-ban mért többsatornás szeizmikus mérés nyomvonalát jelöli sárga ponttal jelölve minden huszadik CDP helyét. A vékony piros vonal a 2000. évi egysatornás szeizmikus mérés nyomvonala, mely mind kereszt-, mind pedig hosszirányú szelvények mentén leképezte a mederszakaszt. (A térképi adatbázis a Fővárosi Vízművek Rt. jóvoltából. EOVS rendszer, koordináta értékek méterben megadva)

### Tektonikai elemek

A 4.1. ábrán bemutatott Duna-11/1996 többcsatornás szeizmikus szelvénynek a kutatási területre eső részletét mutatja a tektonikai elemek értelmezésével a 4.4. ábra. A szelvény függőleges tengelyén a kétutas futásidő látható ms egységekben, ami a terület jellemző szeizmikus sebességeit figyelembe véve, a leképezett mélységben jó közelítéssel megegyezik a méterben mért mélységgel.



**4.4. ábra:** A Duna-11/1996 többcsatornás migrált időszelvény részlete a tektonikai elemek feltüntetésével. A szelvény vertikális túlmagásítása közel háromszoros.

A szelvényen látható vetődések a gravitációs anomália-térképen is egyértelműen azonosíthatók, PÁVAI VAJNA (1941) által „dunakeszi gravitációs depresszióknak” nevezett árokszerű bemélyedés déli peremvetői. A 4.1. ábrán különösen jól megfigyelhető, hogy ez a mélyedés aszimmetrikus szerkezetű, meredekebb oldala a déli perem, amelyet a 4.4. ábra szelvényrészlete mutat. A vetődés feltehetően a BADA et al. (2000), által is tárgyalt, a korai miocén során már aktív, jobbos transzteniós vető egyik ága.

A területen mért egycsatornás szelvényhálózat analízise során több szelvényen is sikerült azonosítani ugyanannak a vetőágnak a részleteit, így pontosan meghatározhatóvá vált a Duna alatti szerkezete és csapásiránya. A 4.5. ábrán látható az egyes szegmensek korrelációjának eredménye. A vetőágakat két csoportra osztottuk. Vastag lila vonal jelöli a fővetőket, vékony lila vonal pedig azokat az ágakat, melyeket mint másodrendű szerkezeti elemeket azonosítottunk. Azokon az ágakon, ahol a szeizmikus szelvények alapján ez lehetséges volt, megjelöltük a vető menti vertikális komponens irányát is.

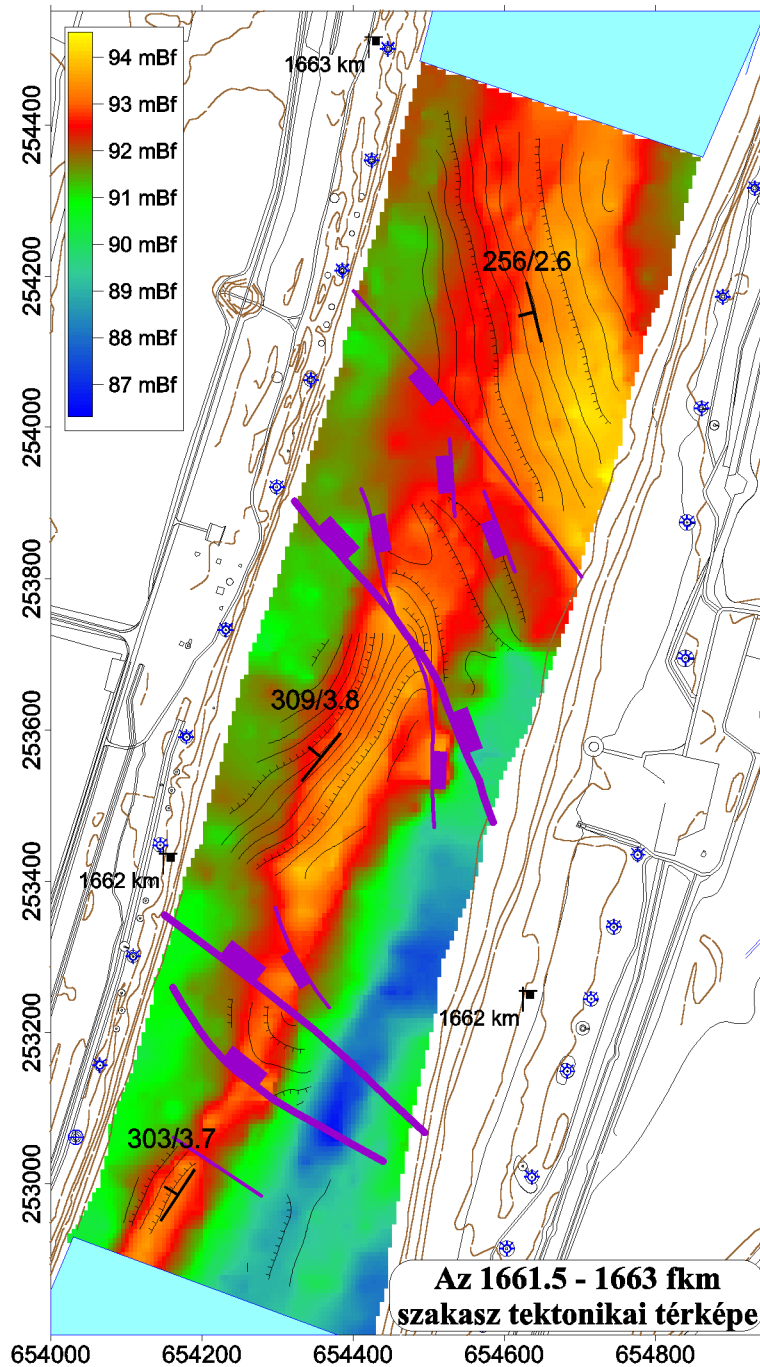
## Réteghatárok

A szerkezeti elemek vizsgálatának másik lépése volt azoknak a jellegzetes réteghatároknak a kijelölése, melyek több, egymást keresztező szelvényrészleten is azonosíthatók voltak. Összesen 6 ilyen réteget térképeztünk, melyek együttesen közel lefedik a kutatási területet. Térképi megjelenítésük a 4.5. ábrán szintvonalas ábrázolással történt, méterenkénti szintvonalakkal, a dőlés irányát esztüskékkel jelölve. Az egyes szintvonalakon nem tüntettük fel a tengerszint feletti értékeket, ugyanis ez a rétegek dőlése szempontjából másodlagos információ. Mindegyik réteget a recens folyami üledékek bázisáig követtünk, ez azonban más és más tengerszint feletti értéket jelent. Az egységes méteres szintvonalköznek köszönhetően azonban nem csak a csapásirány, de a dőlés megváltozása is ránézésre megállapítható. Három olyan réteghatárnál, melyek jól közelíthetők voltak egy síkfelülettel elvégeztük ennek a síknak az illesztését. Az illesztett sík egyenletének paramétereiből számítottuk a réteg dőlésirányát és a dőlés mértékét. Ezeket a számított értékeket szintén feltüntettük a 4.5. ábrán. A feltüntetett értékek fokokban értendők, dőlésirány/dőlésszög formátumban. A dőlésirány az északkal bezárt szöget jelenti az óramutató járásával megegyező irányban, egy fok pontossággal, míg a dőlésszög mértéke tizedfok pontosan került feltüntetésre. Fontos megjegyezni, hogy a számított dőlés mértékét nagyban befolyásolja a számítás során feltételezett akusztikus sebesség értéke. Ezt a 4.1. fejezetben említettek szerint a recens folyami üledékekben 1700 m/s-nak, míg az idősebb rétegekben 2000 m/s-nak választottuk. A következő fejezetben látni fogjuk, hogy az utóbbi sebességek egyes rétegek esetén alulbecsültek lehetnek, ami a valódinál kisebb dőlésértékeket eredményez.

Legnagyobb kiterjedésben a terület északi részén azonosított réteghatár volt térképezhető. Ez a réteg szinte a Duna teljes keresztmetszetében nyomozható, nyugat-délnyugatias dőlésiránnyal, szinte tökéletesen sík felület 2.6°-os dőléssel. Az illesztett sík északkal bezárt 256°-os irányú, 2.6°-os dőlést eredményezett. A réteget délről egy vetődés határolja, melytől közvetlenül délre egy ÉNy-DK tengelyirányú szinklinális szerkezet nyomozható. Ez egyértelműen a vetőhöz kapcsolódó lokális szerkezet, melyet mindkét oldalról egy-egy vetőág határol. Dél felé továbbhaladva, a terület középső részén a rétegek dőlése nyugat-északnyugatias irányúra fordul, és enyhén meredekebbé is válik (309°/3.8°). Ez a dőlés annak ellenére jellemző marad a vizsgált terület déli pereméig (303°/3.3°), hogy itt halad át a vetőzóna egyik fő ága. Ezt nemcsak a vetők, de egy újabb gyűrt réteg is jelzi.

Fontos üzenete van a 4.5. ábrán színezéssel megjelenített mélységinformációnak is, amely a Duna medre alatt a folyami üledékek bázisát mutatja a Balti-tenger szintjétől számított értékek szerint színezve. Kék színnel jelöltük mélyebb fekvést jelző kis értékeket,

míg a piros szín a kiemeltebb helyzetű részeket mutatja. A színskála két vége között jelentősnek mondható, több mint 7 méteres különbség jelentkezik. Ez figyelemre méltó relief, különösen ha figyelembe vesszük, hogy a Duna az általa erodált felszínre rakja üledékeit!



**4.5. ábra:** A kutatási területen észlelt vetődések korrelációja (lila), valamint a térképezett réteghatárok és a belőlük számított rétegdőlések. A színes megjelenítésű térkép a folyami üledékek bázisának morfológiáját mutatja a Balti-tenger szintje feletti értékekben megadva és színezve. A vastag számok (pl. 256/2.6) a vetőkkel elválasztott rétegek dőlésirányát ( $256^\circ$ ), illetve dőlésszögét ( $2.6^\circ$ ) adják meg. Részletesebb magyarázat a szövegben található. (A térkép EOVS rendszerű, méterben megadott koordinátákkal.)

A folyami üledékek bázisának morfológiája jellegzetesen megváltozik ugyanannál a területet közepén keresztező töréságnál, melynél a rétegdőlések NyDNY-iból NyÉNY-iba fordulnak. Az ettől délre, a Duna sodorvonalától nyugatra található, a medervonallal párhuzamos, kiemelt gerinc (ábrán pirosas-sárgás színekkel ábrázolva) a mederfenék morfológiájának is meghatározó eleme és egy ellenállóbb rétegfaj jelenlétére utal. A déli vetőzóna, szemben az északi vetővel, sem a rétegek dőlésében, sem pedig a feké morfológiájában nem hoz lényegi változást.

### **Következtetések**

Elsőként a folyami üledékek morfológiában rejlő üzenetre szeretném felhívni a figyelmet. Sokat vitatott kérdés, hogy a felszíni morfológiát a tektonika, az erózió, vagy esetleg a kettő együtt határozza-e meg. A 4.5. ábra egy olyan ritka esetet mutat, amikor az értelmezés kétséget kizáróan megtehető. Természetesen „felszín” alatt a folyami üledékek fekéjének morfológiát értjük, amit bizton tekinthetünk egy paleo-felszínnek, hiszen azt a Duna, illetve annak őse alakította. A délen észlelt jellegzetes, folyásirányú gerinc egyértelműen egy ellenállóbb rétegfaj megjelenése, míg a tőle keletre található bemélyedés feltehetően egy puhább (agyagos?) réteg erodált helye. A jelenlegi morfológia, a gerinc és a mellette található mélyedés, egyértelműen a rétegek ellenállóságbeli különbségének és a Duna eróziós hatásának eredménye. Tektonikai irányt ez a kipreparált rétegfaj biztosan nem jelöl. Tektonikai hatást jelez viszont a gerinc északi elvégződése és a feké morfológiájának hirtelen változása. Ez egyértelműen az északi vetőzóna hatása. Ebben az esetben látható, hogy a vizsgált morfológia az erózió és a tektonika együttes hatásának eredménye.

Az észlelt vetőzóna iránya jó egyezést mutat a korábbi vizsgálatokból, valamint a felszíni morfológiai elemekből szembetűnő ÉNy-DK-i iránnyal. A vizsgált folyamszakaszon nagy részletességgel térképezhetővé vált a vetőzóna szerkezete, beleértve a töréses szerkezetek közti réteghatárok dőlését is. Annak ellenére sem állapítható meg azonban a vető működésének pontos ideje, hogy az egészen a recens folyami üledékek bázisáig felhatol. A feltehetően miocén korú üledékek és a holocén dunai allúvium közötti, 10 millió évet meghaladó üledékhézag széles teret hagy a bizonytalanságnak.

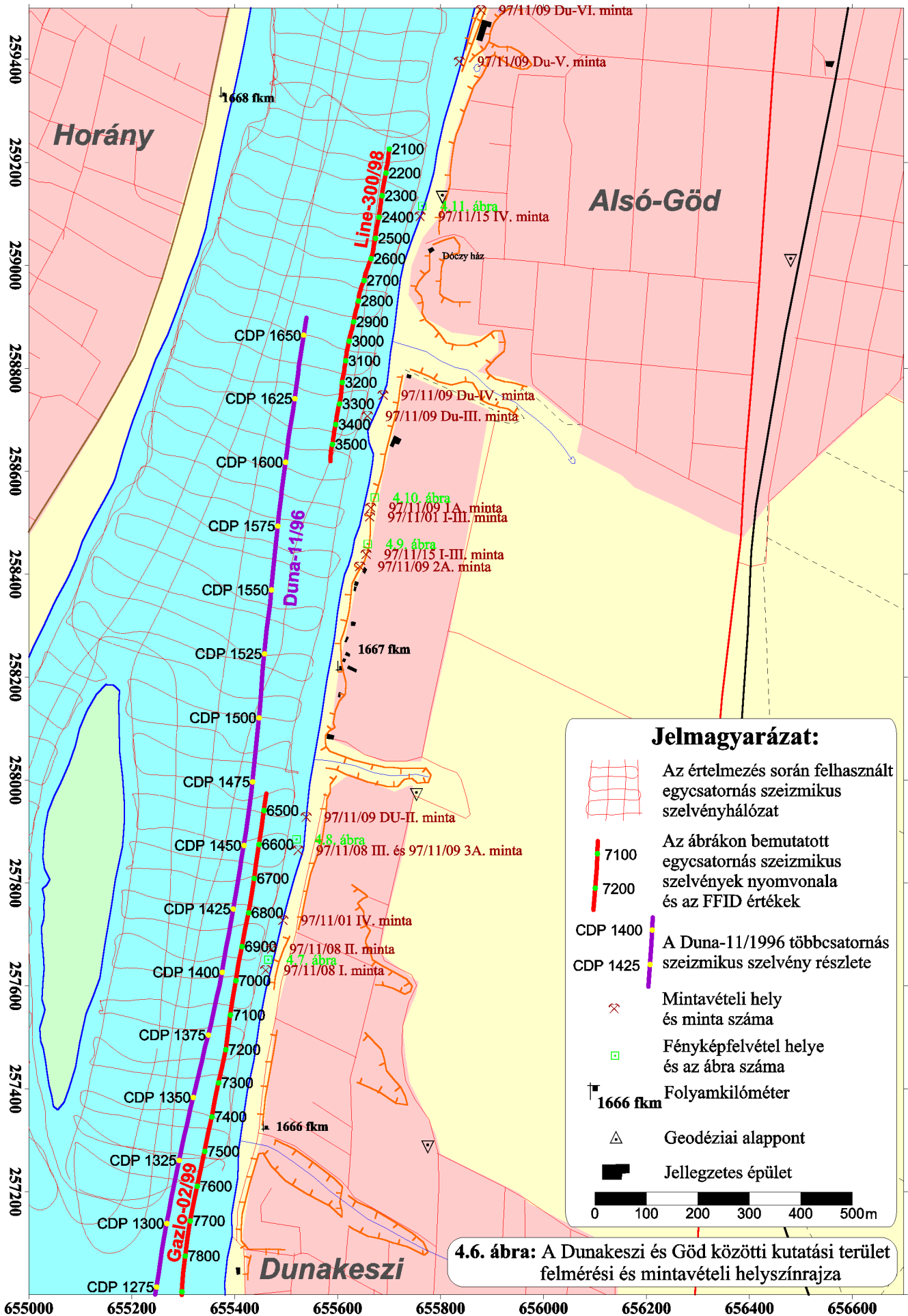


### **4.2.2 A Dunakeszi és Göd közötti teszt-terület**

A terület a 4.2. ábra Bouguer-anomália térképén látható ÉNy-DK-i irányú negatív anomália északi peremén található. Ezen a területen a Duna bal partjának a folyó szintjéhez képest kiemelt helyzete kedvezőbb feltételeket jelent a felszíni morfológiával történő összevetésre. A terület másik érdekessége, hogy mint azt már több mint száz évvel ezelőtt SZABÓ (1887), majd őt követően többen is leírták (pl. BÖCKH, 1899; PÁVAI VAJNA, 1941; PÉCSI, 1958) a Duna bal partján a recens folyami üledékek bázisa kis vízállásnál Dunakeszi és Göd között számos helyen felszíni kibúvásokban is megfigyelhető. Ezek a kibúvások geológiai térképeken is dokumentálásra kerültek (pl. NOSZKY, 1940; JÁMBOR et al., 1966), sajnos egy részük ma már nem látható.

A vizsgált Duna-szakaszon több alkalommal is végeztünk szeizmikus méréseket. Ezek közül az elsőt 1996-ban (HORVÁTH et al., 1997), amikor mind többcsatornás, mind pedig egycsatornás szeizmikus szelvényezéssel egy-egy folyásirányú szeizmikus szelvény mérődött. Ezek közül a többcsatornás mérés *Duna-11/1996* szelvényének részletét ennek a vizsgálatnak a során is felhasználtuk. 1998. októberében egycsatornás szeizmikus szelvényezéssel mértünk két, a bal parthoz közel futó szelvényt, melyek közül az egyik részletét (*Line-300/1998*) szintén bemutatjuk. 1999-ben a nyári hallgatói terepgyakorlat keretében a terület egy részén több szelvény is mérődött, melyek egyike a *Gazlo-02/1999* jelű szintén a bemutatásra kerülő anyag részét képezi. Végül az egész terület szisztematikus, mind kereszt-, mind pedig folyásirányú szelvények mentén történő felmérését 2001-ben végeztük el. Ennek a mérésnek a teljes anyagát felhasználtuk az értelmezés során. Az említett szelvények helyszínrajza a 4.6. ábrán látható, különböző színnel és vonalvastagsággal elkülönítve az egyes szelvénycsoportokat. Hasonlóan a 4.3. ábra jelöléséhez, vastag lila vonallal ábrázoltuk a *Duna-11/1996* többcsatornás szeizmikus szelvény nyomvonalát, sárga pontokkal jelölve minden 25. CDP helyét. Az egycsatornás szeizmikus mérési hálózatot vékony piros vonal jelöli, a bemutatásra kerülő egycsatornás szelvények (*Line-300/1998*, *Gazlo-02/1999*) pedig vastag piros vonallal kerültek kiemelésre. Ezen szelvények minden 100. FFID-jét jelöltük.

A 4.6. ábra térképén a szeizmikus szelvények nyomvonala mellett feltüntettük az 1997. októberi és 1999. novemberi terepbejárás során készült fényképfelvételek helyét, valamint a begyűjtött minták lelőhelyét is. A fényképek és a minták nevének feltüntetésekor megőriztük az eredeti számozást. A későbbi ábrákon is feltüntettük a fényképek eredeti azonosítóját, illetve a mintákra való hivatkozás is az eredeti mintaszám alapján történik.



### Terepi megfigyelések

Az 1900-as évek első felében Budapeستől északra a Duna bal partján, az itt talált szénhidrogén nyomoknak köszönhetően intenzív geológiai kutatás folyt. A PAPP (1912) által leírt őrszentmiklósi gázkút ráirányította a figyelmet a területre, és a 30-as években többen is a Dunakeszi, Göd, Sződliget, Őrszentmiklós, Veresegyház, Fót, Csomád terület kutatását végezték (SALAMON, 1931; WEKERLE, 1932; ROZLOZSNIK, 1936; PÁVAI VAJNA, 1941). Mivel a terület nagy részét felső-pleisztocén futóhomokok illetve holocén képződmények fedik (JÁMBOR et al., 1966) az idősebb rétegek vizsgálata során a kevés kibúvársra illetve az árkolással történő feltárássra kellett szorítkozni. Feltehetően ennek köszönhetően „értékelődött fel” a Duna Göd és Dunakeszi közötti szakaszán található néhány kibúvás.

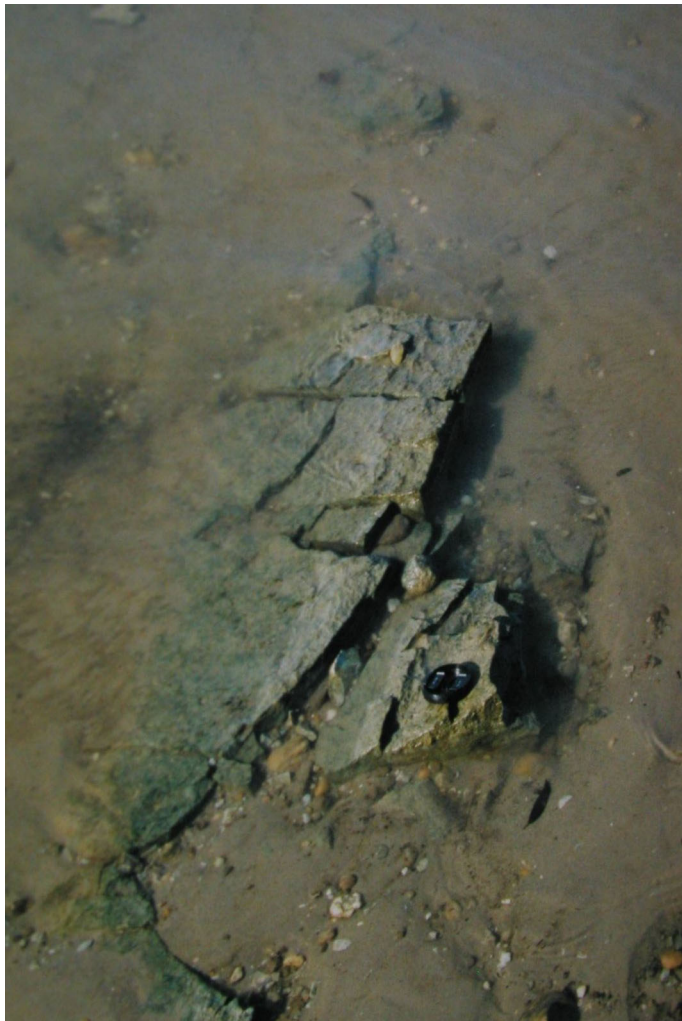
A partszakasz első részletes leírását BÖCKH (1899) adta meg. Az általa leírt feltárások egy része a Duna és annak partján azóta bekövetkezett változások miatt ma már nem vizsgálható. A gödi Floch-féle téglavetőtől (ma Feneketlen-tó) északra talált kibúváásokat, illetve a téglavető agyaggödreből leírt rétegeket jelenleg holocén üledékek fedik. Továbbra is vizsgálhatók azonban az alsó-gödi rév és a dunakeszi rév közötti partszakasz kibúváisai, amelyek a kutatási területre esnek, esetenként mindössze néhány tíz méterre az egycatornás szeizmikus szelvények nyomvonalától. A 4.7-11. ábrák öt ilyen kibúvás fényképét mutatják délről észak felé haladva. Az egyes fényképek pontos helyét az ábraszámmal feliratozva megjelöltük a 4.6. ábra helyszínrajzán.



**4.7. ábra:** Jól rétegzett agyag kibukkanása a Duna bal partján az 1666.3 fkm magasságában. A rétegek erősen töredezettek, a törések iránya az északkal 25°-os szöget zár be, illetve arra közel merőleges. A felvétel északi irányból készült. (1997/11/08 II-es mintavételi hely)



**4.8.a ábra:** Kemény, erózióknak ellenálló homokos agyag rétegek kibukkanása a Duna meder-fenekén. A rétegek iránya szinte pontosan K-Ny irányú, nagy biztonsággal bevetíthető a tőle alig több, mint 50 méterre haladó egycsatornás szeizmikus szelvényre (lsd. 4.12. ábra). A felvétel északnyugati irányból készült.



**4.8.b ábra:** A 4.8.a ábrán látható rétegek részlete. A réteg északkal 200-230°-os szöget bezáró irányú, kb. 5°-os dőlésű. Jól megfigyelhető az ÉÉK-DDNy irányú töredezettség is. (1997/11/08 III-as mintavételi hely)



**4.9. ábra:** Északkal 30°-os szöget bezáró csapásirányú vető. A vető mintegy 10 cm-es, közel függőleges elvetést hoz létre az agyagban. Jól megfigyelhető a vető síkján az elmozdulás irányát megőrző vetőkarc is. (1997/11/15 I-III-as mintavételi hely)



**4.10. ábra:** Jó rétegzett agyag a Duna partfalában az 1667.3 fkm magasságában. A terepi megfigyelés, valamint nannoplankton vizsgálatok alapján feltehetően Tardi Agyag rétegei bukkannak ki a partfalban (NAGYMAROSY ANDRÁS szóbeli közlése) (1997/11/01 I-III-as mintavételi hely)



**4.11. ábra:** Alsó-Göd közelében a Duna bal partján kibukkanó tufapad, mely feltehetően azonos a PÁVAI VAJNA (1941) által említett „durva breccsiás eruptívus” tufával. A kibukkanó rétegfej északkal 225-230°-os szöget bezáró irányú, mintegy 8°-os dölést mutat. A rétegfej szeizmikus képe a 4.13. ábrán azonosítható. (1997/11/15 IV-es mintavételi hely)

A terepbejárás során a kibúvásokban dőlésméréseket végeztünk, valamint mintákat gyűjtöttünk. Az észlelt dőlésértékeket feltüntettük a 4.15. ábrán, valamint összefoglaltuk a 4.1. táblázatban. A táblázatban feltüntettük a dőlésmérés helyén vett minta számát is.

**4.1. táblázat:** A terepbejárás során mért dőlésértékek és a mérés helyén vett minta száma

<u>EOV_X</u>	<u>EOV_Y</u>	<u>Dőlés iránya</u> (É-al bezárt szög)	<u>Dőlés szöge</u>	<u>Mintaszám</u>
257865	655523	225°	5°	97/11/08 III
258438	655654	40°	5°	97/11/15 I-III
258529	655664	155°	5°	97/11/01 I-III
259095	655761	230°	10°	97/11/15 IV

### Laboratóriumi mérések

A begyűjtött mintákon NAGYMAROSY ANDRÁS végzett nannoplankton vizsgálatokat. A vizsgálatok nagyrészt Tardi Agyag, helyenként Kiscelli Agyag formációt valószínűsítene. A riolittufa padok feltehetően az alsó-miocén riolittufa szinthez tartoznak, abszolút kormeghatározás azonban a mintákon nem történt.

Az ELTE Geofizikai Tanszékén valamint a BME Kőzetfizikai Laboratóriumában ultrahangos berendezéssel mértük a mintákban a P hullám terjedési sebességét. A minták sűrűségét szárazon és vízbe merítve mért súlykülönbségekből számítottuk. A mérések elvégzése előtt, annak érdekében, hogy a minták lehetőleg teljesen vízzel szaturáltak legyenek, több napig vízben, vákuum alatt tároltuk őket. Különösen a partfalból vett minták esetén így is kérdéses, hogy mennyire sikerült 100%-os szaturációt elérni. A mintákat délről észak felé haladó rendszerezésben a 4.2. táblázatban foglaltam össze. Sebesség és sűrűségmérés nem mintán történt. A táblázat a sűrűség- és sebességmérések eredményeit, valamint a belőlük számított akusztikus impedancia (I) értékeket tartalmazza. A 97/11/01 IV, 97/11/08 III, 97/11/09 DU-II minták esetén az értékek három, míg a 97/11/08 I és 97/11/09 DU-V minták esetén két példányon elvégzett mérések átlagai.

**4.2. táblázat:** A terepbejárás során gyűjtött minták összefoglaló táblázata

EOV_X	EOV_Y	Mintasám	Leírás	v (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	I
257631	655460	97/11/08 I	agyagmárga	1400	1.79	2508
257672	655471	97/11/08 II	agyagmárga	-	-	-
257728	655494	97/11/01 IV	kemény, márgás homokkő	1876	2.09	3923
257864	655523	97/11/08 III	Márgás homokkő, kissé repedezett	2744	1.86	5118
257864	655523	97/11/09 3A	Márgás homokkő, kissé repedezett	-	-	-
257928	655539	97/11/09 DU-II	tufás homokkő, szilifikálódott	3362	2.19	7376
258415	655643	97/11/09 2A	agyagmárga	-	-	-
258439	655655	97/11/15 I	kemény agyagmárga	-	-	-
258439	655655	97/11/15 II	kemény agyagmárga	-	-	-
258439	655655	97/11/15 III	kemény agyagmárga	1699	1.79	3035
258511	655662	97/11/01 I	finoman rétegzett agyag	978	1.71	1677
258511	655662	97/11/01 II	finoman rétegzett agyag	-	-	-
258511	655662	97/11/01 III	finoman rétegzett agyag	-	-	-
258529	655664	97/11/09 1A	finoman rétegzett agyag	-	-	-
258708	655658	97/11/09 Du-III	tufás homokkő	1814	1.73	3131
258748	655688	97/11/09 Du-IV	agyagmárga	-	-	-
259095	655760	97/11/15 IV	riolittufa	-	-	-
259396	655836	97/11/09 Du-V	agyag	728	2.08	1516
259496	655878	97/11/09 Du-VI	agyag	1561	2.01	3142

A mintákon mért P hullám sebességek 730 és 3360 m/s közötti értékeket eredményeztek. A mért értékek megbízhatóságát a több példányon mért értékek szórása alapján becsülhetjük. Három olyan mintánk volt (97/11/01 IV, 97/11/08 III és 97/11/09 DU-II), melyeknél három példányon tudtunk sebességmérést végezni. A táblázatban feltüntetett átlagértékek szórása rendre 3%, 16% illetve 5 %. Nagyobb eltérést mutattak azok a minták, melyeken két mérést tudtunk végezni (97/11/08 I és 97/11/09 DU-V). Ezek a mérések 20, illetve 40%-os eltéréseket mutattak. Szembetűnő, hogy ezek a bizonytalan mérési eredmények a kis P hullám sebességet mutató mintákra jellemzőek. Alacsony sebesség jellemezte a puha, képlékeny agyagokat, melyek esetében többször a vízben terjedő nyomáshullámok 1500 m/s körüli sebességénél is jelentősen alacsonyabb értékeket mértünk (730, 980 m/s). Valószínű, hogy ezeknek a mintáknak az esetén a nem teljes vízszaturáció okozta a szokatlanul alacsony, és egyben nagy szórású sebességértékeket.

3350 m/s P hullám sebességet meghaladó értéket mértünk a 97/11/09 DU-II minta homokkővén, mely szilifikáció nyomait mutatta. Szintén magas, közel 2750 m/s-os a 97/11/08 III mintán mért sebesség. Ezek a rétegfejek nem csak akusztikusan bizonyultak „keménynek”, hanem az erózióval szemben is ellenállóbbak, mint a környező rétegek. A Duna mederfenekén kipreparált rétegfejként jelennek meg (lásd. 4.8. ábra).

Jelentősen kisebb, 10% alatti szórást mutatnak az összes mintán mért sűrűség értékek. Ez nem csak a mérés nagyobb pontosságát mutatja, hanem arra is felhívja a figyelmet, hogy a területen előforduló kőzetek esetén az akusztikus impedancia-kontraszt elsősorban a P hullám sebességében bekövetkező változásból, és csak másodsorban a sűrűség változásából adódik.

A számított akusztikus impedanciák az 1500-7400 intervallumba esnek. Az 1500 körüli értékek a korábban diszkutált alacsony P hullám sebességekből adódnak és feltehetően mintegy 50-100%-al alulbecsültek. Figyelembe véve a víz szintén 1500-as akusztikus impedanciáját ( $v = 1500 \text{ m/s}$ ,  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ ), a maximális reflektivitás a víz és a 97/11/09 DU-II-es minta homokkővének érintkezésénél számított  $R=0.66$ -os rendkívül magas érték. A *Gazlo-02/1999* jelű egycsatornás szeizmikus szelvényen (4.12. ábra) megfigyelhető reflexiók megerősítik ezt a számítást. Várható továbbá az is, hogy az egymásra települő, jelentősen eltérő akusztikus impedanciájú agyag és homokkő rétegek nem csak pozitív, de negatív impedancia-kontrasztú réteghatárokat is eredményeznek. Az egycsatornás szeizmikus szelvények vizsgálata ezt a feltételezést is megerősítette.

A továbbiakban a laboratóriumi mérések eredményeit is figyelembe véve megkíséreljük a terepbejárás során észlelt kibúvások rétegeit az egycsatornás szeizmikus szelvényezéssel leképezett reflexiókkal párhuzamosítani.

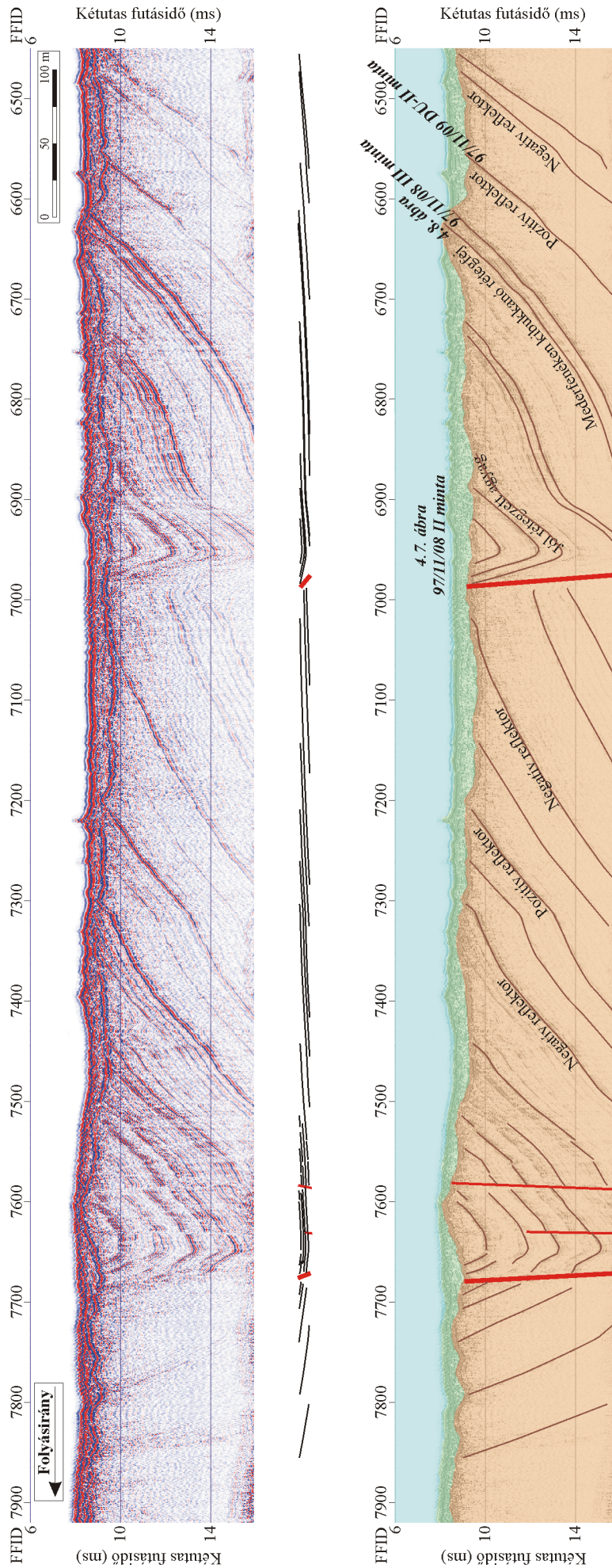


### **Egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvények**

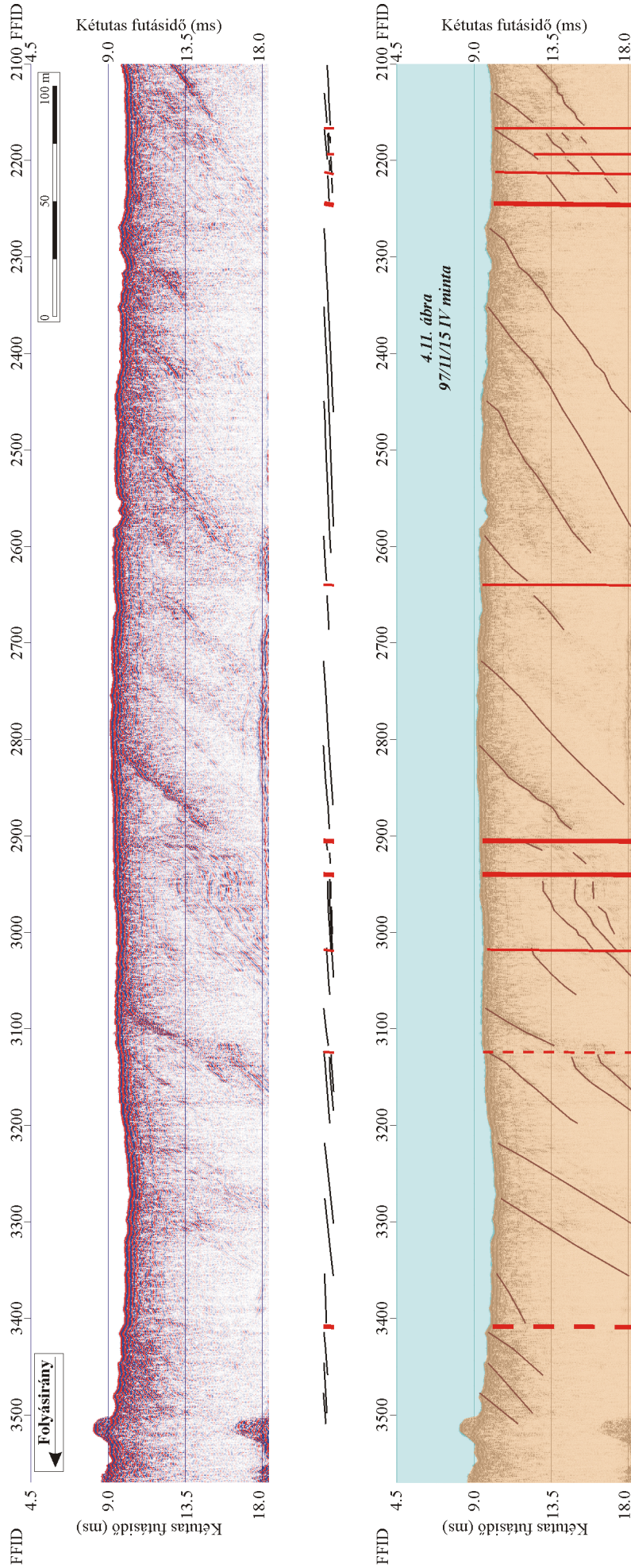
A szelvények bemutatását délről észak felé haladva kezdjük a *Gazlo-02/1999* jelű szelvény részletével (4.12. ábra). A szelvény folyásirányban, északról délre mérődött, így a szelvény menti távolságot jelölő FFID értékek délről északra csökkennek. A reflexiós kép a 7700-as FFID után teljesen megváltozik, az eddig gyengén reflektáló, északias dőlést mutató rétegek egy markáns gyürt-vetős szerkezettel zárulnak és jól rétegzett, délies látszólagos dőlésű rétegsorban folytatódnak. A reflexiók közül számos negatív polaritást mutat, ami azt valószínűsíti, hogy a korábban tárgyalt kis akusztikus impedanciájú agyagok, és a keményebb homokos agyagok, homokkövek váltakozó rétegeit képezi le a szelvény. A 7000-es és a 6900-as FFID között egy hasonló szerkezetet láthatunk, mely közel esik a 4.7. ábra fényképén bemutatott agyag parti kibukkanásához. Észak felé továbbhaladva valamivel a 6600-as FFID előtt egy markáns rétegfej bukkan ki a Duna mederfenékén, melyet egyértelműen a 4.8. ábra fényképein látható kőzetekkel azonosíthatunk. Erős pozitív reflexivitásuk jól egyezik a laboratóriumi mérésekből meghatározott, több mint 5000-es akusztikus impedanciával. A szeizmikus szelvény tanúsága szerint ez a réteg közvetlenül a tőle északra, szintén kibúvásban megfigyelhető tufás homokkőre települ. Ebből a rétegből vett minta (97/11/09 DU-II) eredményezte a legnagyobb akusztikus impedanciát. A két réteg határát egy gyenge pozitív reflexió jelzi, majd északra tovább haladva egy gyenge negatív reflexió következik, mely feltehetően a tufás homokkő bázisa.

A *Gazlo-02/1999*-es szelvény 6400-as FFID-jétől északra a reflexiós kép markánsan megváltozik, töredezett, reflexiószegény rétegfejek bukkanak ki a mederfenéken. Ez a kép tart a 4.13. ábrán bemutatott *Line-300/1998* szelvényrészlet déli végéig. A töredezett, mederfenéken kibukkanó rétegsor parti kibúvásban is tanulmányozható. Ezt illusztrálja pl. a 4.9. ábrán látható vető is. Jelentős mértékű elvetést nem azonosítottunk, de a rétegek erősen töredeztettek, litoklázisokkal átjártak. A litoklázisok jellemző iránya északkal 20-40°-os szöveget zár be. Feltehetően ezeket a kibukkanó töredezett rétegeket képezi le a *Line-300/1998* szelvény 3500-as FFID környéki részlete.

Észak felé továbbhaladva 97/11/09 Du-III és Du-IV-es minták szeizmikus megfelelőjét nem tudtuk kétséget kizáróan azonosítani. Feltehetően az FFID 3300-3200 környékén látható töredezett, gyenge reflexiók párhuzamosíthatók a kibúvás rétegeivel. A reflexiós kép változása, valamint a töredezett reflexiódarabok alapján azonosítottuk a 2900-3000-es FFID közötti vetőzónát. Az egyes vetőszegmensek szomszédos szelvényekre történő korrelációja a rendkívül töredezett rétegek miatt nem volt elvégezhető, viszont sikerült a Duna teljes szélességében korrelálni az FFID 2900 és 2800 közötti erős reflexiót. Ennek határa kije-



**4.12. ábra:** A *Gazlo-02/1999* jelű szeizmikus szelvény értelmezés nélküli (felső ábra), valamint értelmezett (alsó ábra) változata. A szelvény vertikális skáláján a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben, míg a horizontális skálán a *4.6. ábra* helyszínrajzán is jelölt FFID sorszámok szerepelnek. A jelzett horizontális méter skála hozzávetőleges, a szelvény mentén kissé torzulhat, ugyanis a lővés időre és nem távolságra történt. A hajó folyásirányban lefele közel egyenesen és egyenletes sebességgel haladt, így jelentős torzulás a szelvény mentén nem lépett fel. A megjelenített szeizmikus szelvény vertikális túlmagyasítása mintegy 15-szörös. Az értelmezett szelvényen feltüntettük az azonosított rétegbüvéások mintaszámait, valamint a bemutatott fényképek ábraszámát. A szelvény amplitúdó szerint színezett megjelenítése könnyen azonosíthatóvá teszi a fordított polaritású reflexiókat. Ezek a reflexiók olyan réteghatárokon jönnek létre, ahol a felső réteg az alatta lévőnél nagyobb akusztikus impedanciájú. A területen több helyen előfordul ilyen helyzet, amikor is agyagrétegre keményebb homokkő réteg települ. A két szelvény között középen vertikális torzítás nélkül ábrázoltuk az értelmezés során kijelölt horizontokat és vetőket. A valódi dőlések láthatóan mindössze néhány fokosak. Az értelmezett szelvényen (alsó ábra) kék szín jelöli a Duna vizét, zöld a recens folyami üledékeket, világosbarna pedig az oligo-miocén rétegsort.



**4.13. ábra:**

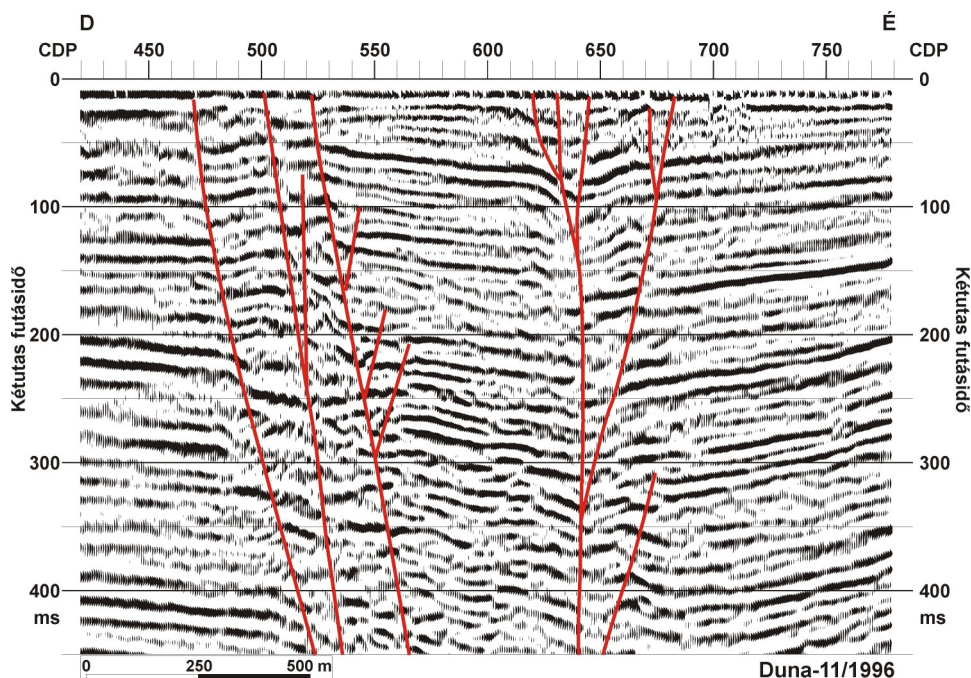
A Line-300/1998 jelű szeizmikus szelvény értelmezés nélküli (felső ábra), valamint értelmezett (alsó ábra) változata. A szelvény vertikális skáláján a kétutas futásidő került feltüntetésre ms egységekben, míg a horizontális skálán a 4.6. ábra helyszínrajzán is jelölt FFID sorszámok szerepelnek. A jelzett horizontális méter skála hozzávetőleges, a szelvény mentén kissé torzulhat, ugyanis a lővés időre és nem távolságra történt. A hajó folyásirányban lefele közel egyenesen és egyenletes sebességgel haladt, így jelentős torzulás a szelvény mentén nem lépett fel. A megjelenített szeizmikus szelvény vertikális túlmagasítása a 4.12. ábrához hasonlóan, mintegy 15-szörös. Az értelmezett szelvényen feltüntettük a 4.11. ábrán bemutatott riolitúfa kibúvás helyét (97/11/15 IV minta). A szelvényen jelölt vetők (folytonos piros vonal), illetve valószínűsíthető vetők (szaggatott piros vonal) a reflektorok elvégződésén és hirtelen dőlésváltozásán alapulnak. A két szelvény között középen vertikális torzítás nélkül ábrázoltuk az értelmezés során kijelölt horizontokat és vetőket. A valódi dőlések ebben az esetben is láthatóan mindössze néhány fokkal. Az értelmezett szelvényen (alsó ábra) kék szín jelöli a Duna vizét, világosbarna pedig az oligo-miocén rétegsort.

lőli a vető csapásirányát is (lsd. 4.15. ábra). A 97/11/09 Du-IV-es mintánál a litoklázisok iránya megváltozott, vízszintes metszetben északkal 60°-ot, illetve 290°-ot bezáró irányok lettek a jellemzőek.

A Észak felé a következő kibúvás a 4.11. ábrán bemutatott riolittufa pad volt. A kibúvás mintegy 80 méter hosszán nyomozható a Duna partján, több partra kifutó riolittufa rétegfejből és közbeékelt tufás homokkőből áll. A 4.13. ábra szeizmikus szelvényén a 2400-2200 FFID közti reflexiók azonosíthatók a riolittufa rétegekkel. Észak felé a réteget ismét egy vetőzóna zárja le, mely szintén csak néhány szelvényen volt megfigyelhető, iránya nehezen állapítható meg.

### Többcsatornás szeizmikus szelvény

A területen 1996-ban mért *Duna-11/1996* jelű többcsatornás szeizmikus szelvény CDP 1275-1655 intervalluma esik a kutatási területre. Sajnálatos módon a CDP 1655 utáni szakasz technikai okok miatt hiányzik a felvételből, az azonban a meglévő szelvényrészleten is jól látható, hogy a szelvény nyomvonalát számos vető keresztezi. Ezek közül többet az egycsatornás szeizmikus szelvényeken is sikerrel azonosítottunk és térképeztünk a szelvényháló segítségével.



**4.14. ábra:** A *Duna-11/1996* jelű szeizmikus szelvény kutatási területre eső szakasza. A CDP 1655 utáni szakasz felmérése nem történt meg, az egycsatornás szelvények adatai alapján azonban valószínűsíthető, hogy ez a szakasz is tektonizált.

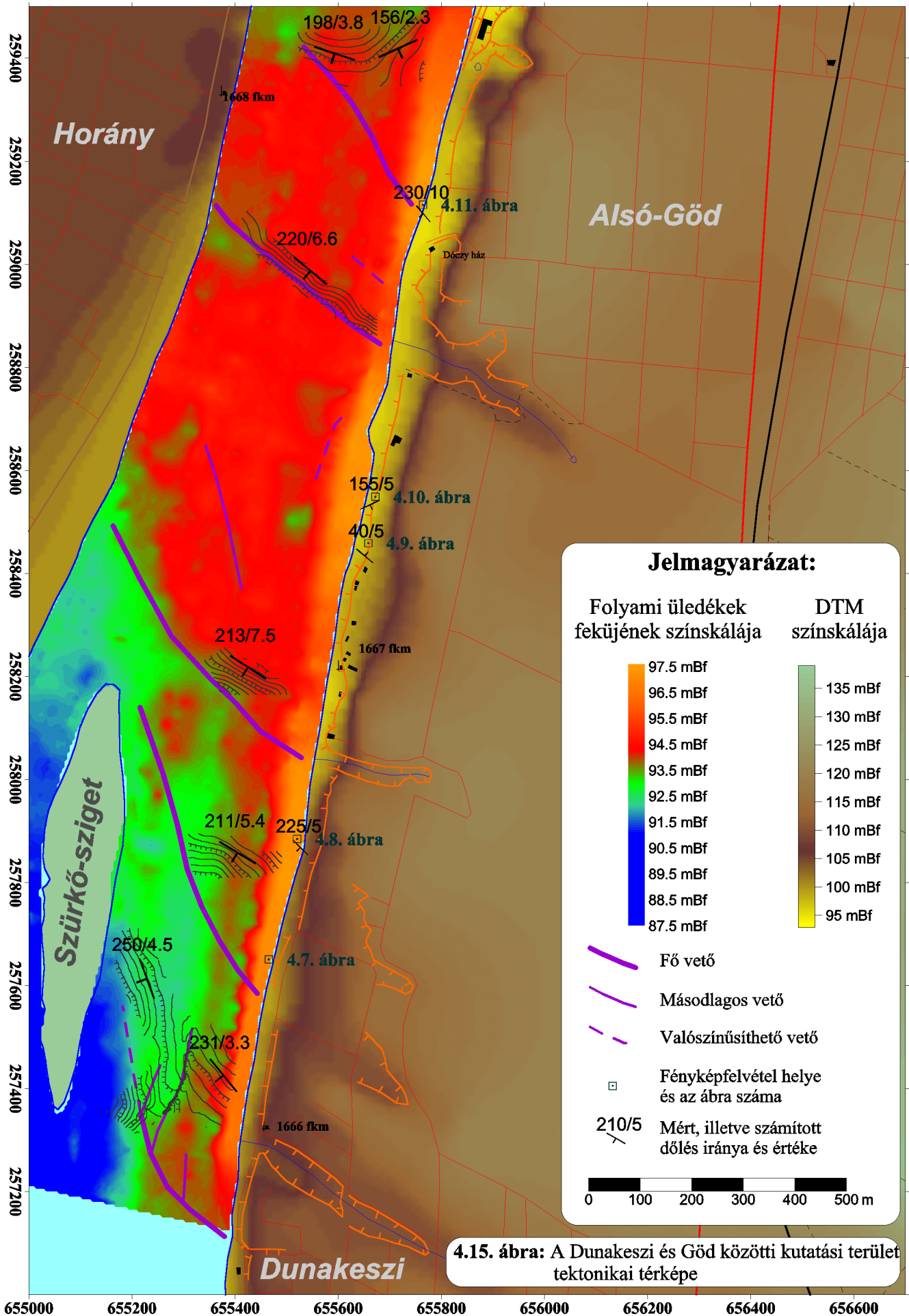
### Tektonikai térkép és értelmezése

A területen mért szeizmikus szelvények értelmezése, valamint a Duna bal partján vizsgált feltárások alapján megszerkesztettük a Dunakeszi és Göd közötti Duna-szakasz tektonikai térképét. A 4.15. ábrán bemutatott térképen ismét feltüntettük az 4.7.-11. ábrákon látható fényképfelvételek helyeit.

Mind a parti dőlésmérések eredményeit, mind pedig a szeizmikus szelvények értelmezése során számított dőlésértékeket egységesen tüntettük fel, megjelenítve a dőlés irányát és nagyságát is. A dőlés irányán az északkal óramutató járásával egyező irányban bezárt szöveget értjük. A számított irányértékeket fokra, míg a dőlés értékét tizedes fokra kerekítve adtuk meg. Látható, hogy a számított értékek egyrészt jó egyezést mutatnak a feltárásokban mért értékekkel, másrészt pedig helyileg jól kiegészítik azokat. Nagyságrendi egyezést mutatnak mind a mért, mind pedig a számított értékek az irodalomból ismert dőlésértékekkel (BÖCKH, 1899; ROZLOZSNIK, 1936; PÁVAI VAJNA, 1941), pontos összevetésre azonban nincs lehetőség, mert a régi mérések pontos helye nem rekonstruálható. A szeizmikus adatrendszerből számított dölések feltüntetése mellett szintvonalas ábrázolással jeleztük annak a réteghatárnak a morfológiáját, melyből a dőlésértékeket számítottuk. A szintvonalak ezeknél az inzerteknél méteres beosztásúak. Két esetben, a déli és az északi réteghatár esetén megfigyelhetjük, hogy az egyetlen síkkal történő közelítés durva hibát eredményezne, ezért ebben a két esetben külön kezeltük a réteghatár keleti és nyugati részét, és ezekre külön-külön illesztettünk egy-egy síkot a dőlés számításához.

Az értelmezés során azonosított vetőket három csoportra osztottuk. Vastag lila vonal jelöli a több szelvényen azonosított, jelentős (méteres vagy több méteres) elvetést mutató töréseket. Vékony lila vonallal jelöltük azokat a töréseket, melyeket szerkezeti szempontból másodrendű törésnek értelmeztünk. Szaggatott lila vonallal pedig azokat a töréseket jelzi, melyek korrelációja bizonytalan, esetleg csak egy szelvényen volt megbízhatóan azonosítható.

Tengerszint feletti érték szerinti színezéssel jelenítettük meg a térképen a felszíni domborzatot (10 méteres DTM alapján), valamint a Duna alatt a folyami üledékek bázisát. Bár mindkét felszín adatai Balti-tenger „0” szintjéhez képest mért értékben álltak rendelkezésünkre, a két színskálát szándékosan egymástól elütőnek választottuk. Ennek oka egyrészt az, hogy egyértelműen jelezzük, hogy két teljesen független adatrendszerrel van szó, másrészt pedig az a praktikus ok, hogy a szemléltetni kívánt, véleményünk szerint tektonikai okokra visszavezethető elemeket hangsúlyozni tudjuk. Ez különösen a DTM nem lineáris színskáláján okoz szembetűnő torzulást.



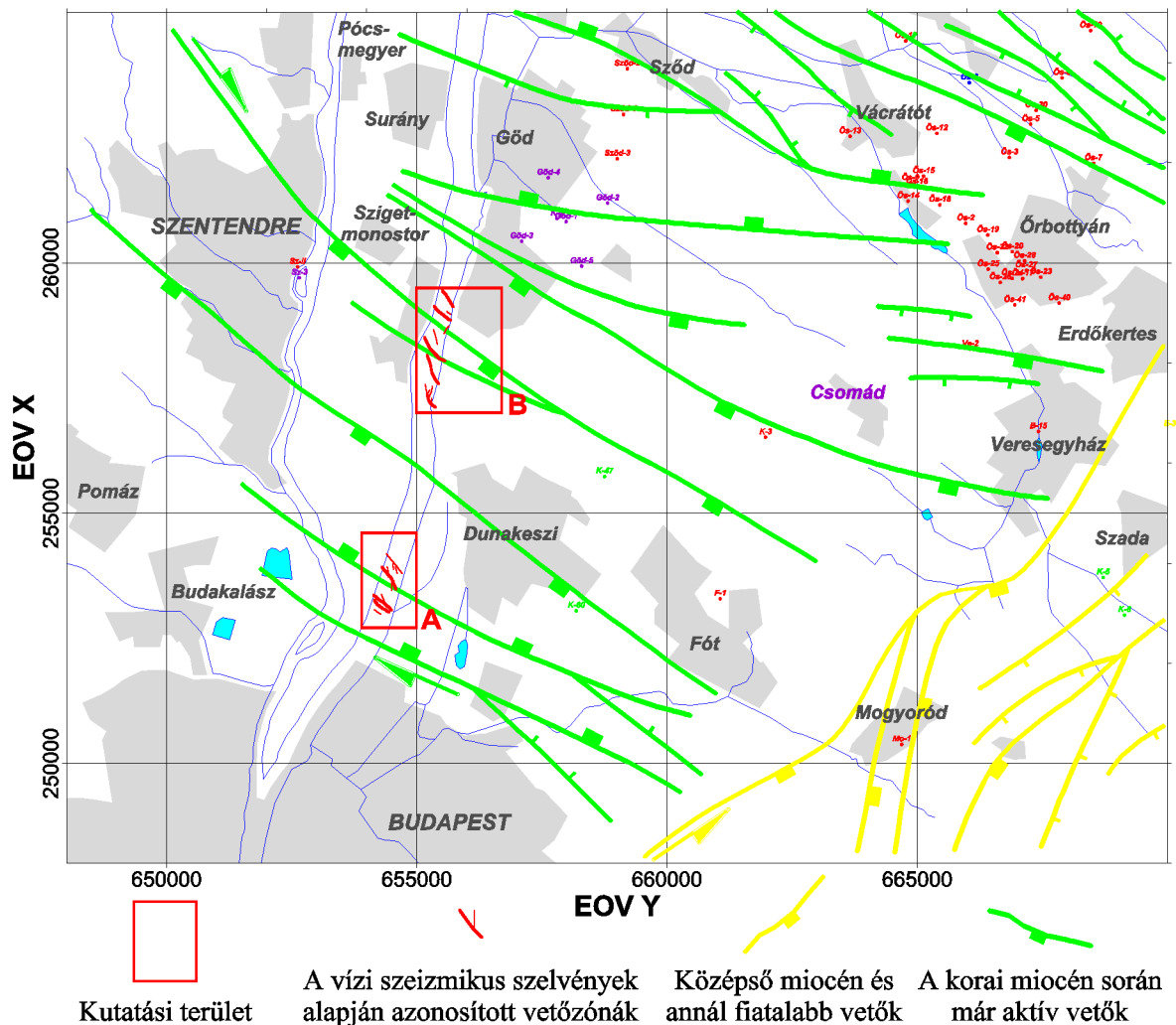
A Duna Göd és Dunakeszi közötti folyamszakaszán több ÉNy-DK csapásirányú vetőt azonosítottunk. Ezek közül a terület déli részén - a Szürkő-szigettől keletre - található egy jól rétegzett, puha agyagos képződményben, illetve annak határán haladnak. Feltehetően ennek az agyagnak a kisebb ellenállása eredményezte azt, hogy ezen a részen a Duna korábban egy mélyebb medret vájt ki magának. Ma a folyami üledékek bázisa a terület déli részén jó néhány méterrel mélyebben található, mint a terület középső illetve északi részén (4.15. ábra térképén kék illetve zöld árnyalatok szemben a pirossal). Északra a 4.8. ábrán szemléltetett kibúváshoz, illetve a közvetlenül e réteg alatt található kemény, tufás homokkőpadhoz köthető a kiemelt helyzetű fekvő megjelenése. Ennek pereme több szelvényen is töréses szerkezetet mutat.

Ettől a töréstől északra alapvetően megváltozik az egycsatornás szeizmikus szelvények jellege. A mederfenék alatt közvetlenül az oligo-miocén rétegek jelentkeznek, a recens folyami üledékek vastagsága elhanyagolható. Ez egy kiemelt helyzetű, kemény rétegsor, melyet a Duna nehezen tud erodálni. Ez a rétegsor jelenti a napjaink hajózását kis vízállásnál megnehezítő, esetenként lehetetlenné tevő gödi gázló magyarázatát.

Elsőként BÖCKH (1899) írt le a Duna ezen szakaszán rétegméltódések alapján azonosított vetőket. ROZLOZNIK (1936) már említést tesz a felszíni morfológia jellemző irányának és a mélyebb rétegeknek a kapcsolatáról. Állást foglal amellett, hogy a felszín jellegzetes irányainak a mélyebben található szerkezetekkel kell, hogy kapcsolata legyen. Ebből a szempontból megvizsgálva méréseink eredményét, egyértelműen megerősíthetjük ROZLOZNIK feltételezését. Szembetűnő, hogy nemcsak a Duna-partra lefutó völgyek iránya egyezik jól a töréses szerkezetek irányával, valamint a megfigyelt dölések irányával, de még konkrét korreláció is több esetben felfedezhető. Ilyen az 1667 fkm-től délre a Dunába folyó patak folytatásában jelentkező vető és réteghatár, mely markáns változást jelent a területen. Egy másik hasonló példa északabbra, az 1667.5 fkm magasságában található. Itt szintén egy patak folyik a Dunába keletről, melynek folytatásában szintén egy töréses szerkezetet, valamint egy erősen reflektáló, jól követhető réteghatárt azonosítottunk.

A szeizmikus szelvények alapján nyitott kérdés marad a vetődések kora. Ennek oka a folyami üledékek és az oligo-miocén rétegsor közötti jelentős üledékhézag. Érdekes megfigyelést tett azonban PÁVAI VAJNA (1941) pontosan ezen a Duna-parton. Alsó-Göd és Dunakeszi között azonosított egy vetődést, mely megfigyelése szerint a felső-pleisztocén városi dunakavics rétegeit is érinti. A PÁVAI VAJNA (1941) által említett vető térképvázlata alapján az 1667 fkm-től délre térképezett vetővel azonos.

Végül tekintsük meg, hogy a két területen térképezett vetők miként illeszkednek a tágabb környezetükben BADA et al. (2000) által térképezett törésrendszerbe. BADA et al. (2000) szárazföldi olajipari szeizmikus szelvények, fúrások, terepi megfigyelések, irodalmi adatok, valamint a dunai többszatornás szeizmikus szelvények adatai alapján szerkesztett tektonikai térképet ismertet. Ebbe a térképbe illesztettük be az általunk részletesen vizsgált két terület vetőit (4.16. ábra). Ezek iránya egyezik a BADA et al. (2000) által a korai miocén során már aktívnak tekintett vetőzóna csapásirányával. A 2.5D vízi szeizmikus vizsgálat segítségével készített vetőtérkép részletessége azonban jelentősen jobb, mint amit a területen korábban végzett bármelyik vizsgálat eredményezett.



**4.16. ábra:** A két dunai kutatási területen azonosított vetőzónák kapcsolata a terület tágabb környezetének BADA et al. (2000) által térképezett tektonikai elemeivel. A Duna alatt észlelt vetődések láthatóan a „korai miocén során már aktív vetők” irányával korrelálnak.



## 5. fejezet

### 3D folyóvízi szeizmikus mérések

#### 5.1 3D szeizmikus mérések igénye

Az előző fejezet példát mutatott arra, hogy miként lehet 2D szeizmikus mérések hálózatával a szerkezeti elemek irányát megállapítani, térbeli korrelációját elvégezni. Ez a módszer, amit 2.5D szeizmikus módszernek hívtunk, tulajdonképpen egy kompromisszumos megoldás, mely előrelépést jelent a 2D szeizmikus mérésekhez képest, hiszen térbeli kitekintést tesz lehetővé, mégsem tekinthető valódi 3D leképezésnek. Továbbra is fennáll az egyes vonalak közti korreláció problémája, mely csak kellően sűrű szelvényezés esetén oldható meg biztonsággal. A kellően sűrű alatt a térbeli mintavételezés szabályainak (MESKÓ, 1988) a 2D szelvényekre merőleges irányú, az egyes szelvények távolságára vonatkozó kritériumot kell, hogy tekintsük. Ahhoz, hogy a területre jellemző, tetszőleges irányú változást egyértelműen le tudjuk képezni, a térbeli mintavételezés kritériumának minden irányban teljesülnie kell. Ez 3D szeizmikus mérést feltételez.

Szárazföldi 3D szeizmikus kutatás során mind az észlelési pontokat (geofonok), mind pedig a gerjesztési pontokat valamilyen szabályos, hálószerű elrendezésben helyezik el a felszínen, törekedve arra, hogy a mérési háló egyenletes fedésszám- és azimuteloszlást eredményezzen (SLAWSON et al., 1997). Tengereken végzett 3D vízi szeizmikus mérések esetén a speciálisan erre a célra épített szeizmikus mérőhajók mögött párhuzamosan vontatott, több hidrofónkábel segítségével valósítják meg a 3D leképezést. Az egyenletes fedésszám a legtöbb esetben viszonylag egyszerűen megvalósítható, az egyenletes azimuteloszlás azonban már komoly problémát jelent. A mérőhajó mögött vontatott forrást az egyes hidrofonokkal összekötő egyenesek azimuteloszlása erősen irányított eloszlást mutat. Az általában közepén elhelyezett forrásra szimmetrikus mérőkábel elrendezés esetén az azimuteloszlás szimmetriatengelye megegyezik a hajó haladási irányával. A haladási irányra merőleges azimutirány reprezentáltsága minimális, a legtöbb esetben teljesen hiányzik. Éppen ezért végeznek olyan tengeri szeizmikus kutatásokat, melyek során a területet két, egymásra merőleges irányban kivitelezett 3D méréssel is felmérik (pl. HOULLEVIGUE et al., 1999). A két mérés kombinációjaként előállt adatrendszer már közel egyenletes azimuteloszlást mutat a tér minden irányába. Legtöbb esetben azonban a tengeri 3D szeizmikus mérések során a

területet egy irányba felmérve is előáll egy olyan szeizmikus kocka, mely a szerkezeti elemeket tökéletes megbízhatósággal képezi le három dimenzióban.

Folyóvízi mérések esetén a helyzet bonyolultabb, hiszen a hajó mögött vontatott, jelenleg elérhető többcsatornás mérési berendezésekkel csak folyásirányú szelvények felvételezése oldható meg. A folyó méretéből és áramlási viszonyaiból adódóan a keresztshelvények kivitelezése a több tíz, esetenként a száz métert is meghaladó hosszúságú hidrofunkábelekkel nem lehetséges. A feladat nem az egyes hidrofonsoportok pozicionálási nehézsége, hanem hajózási, mérés technikai okokból kivitelezhetetlen. Ha tehát a meder alatti tartomány 3D szeizmikus leképezését tűzzük ki célul, akkor a legcélszerűbb megoldás több, egymással párhuzamos, folyásirányú szelvény felvétele, majd ezek egységes adatrendszerre alakítása. Ezt az eljárást sikerrel alkalmaztuk a Dunán, Budapesten végzett nagy felbontású többcsatornás szeizmikus mérésünk során.

Hajózási szempontból egyszerűbb az eset az ultra-nagy felbontású szelvényezés, hiszen ezzel a mérési berendezéssel tulajdonképpen a folyón tetszőleges irányba haladva készíthető szeizmikus felvétel. Ebben az esetben viszont a térbeli mintavételezés teljesítése jelent komoly kihívást. Mint azt a 2.6.1 fejezet számításai mutatták, már viszonylag kis, 5°-os dőlés esetén is mindössze 0.85 méter az egyes csatornák közötti maximálisan megengedhető távolság. Ez olyan kis érték, melyet gyors folyású folyók esetén folyásirányban haladva még a szelvény menti mintavételezés szempontjából sem lehet figyelmen kívül hagyni a mérés tervezésekor. A szelvények közti távolsága szempontjából pedig folyóvízi környezetben praktikus megoldhatatlan navigációs feladatot jelent egymástól kevesebb, mint 1 méterre futó szelvények kivitelezése. Megoldást a vontatási irányra merőlegesen elhelyezett hidrofonsoportok alkalmazásával többcsatornássá bővített ultra-nagy felbontású mérőberendezés jelentheti. Ezek a műszerek azonban ma még kísérleti stádiumban vannak (MISSIAEN et al, 2001), és kérdés, hogy mennyire lesznek egyszerűen alkalmazhatók egy olyan közegben, mint amilyen az alábbiakban ismertetésre kerülő Szabadság híd alatti mérés Duna szakasza. Alternatív megoldásként kínálkozik az egycsatornás ultra-nagy felbontású 2D szeizmikus szelvények sűrű hálózatával kivitelezett 3D kutatás. Ezt a megoldást követtük a bemutatásra kerülő mérés során.

Komoly kihívást jelent a mérések pontos pozicionálása, hiszen minden egyes mérési pont koordinátáját meg kell határozni. Ezt a feladatot mérésünk során nehezítette a Szabadság híd árnyékoló hatása. A GPS és lézer teodolitos rendszer kombinálásával megvalósított pozicionálás és navigálás tapasztalataira szintén kitérünk.

## 5.2 A Gellért-hegy előtti Duna-szakasz problematikája

3D szeizmikus leképezés olyan területeken különösen indokolt, ahol gyors térbeli változások és komplex geológiai szerkezetek valószínűsíthetők. Erre a Duna magyarországi szakaszán felszínközeli a Középhegység keresztezésénél találunk szép példákat. A Dunán észak felé haladva Budapest közelében a szeizmikus szelvények dőlt, emelkedő rétegsort képeznek le. Ezt a rétegsort több helyen vetődések zökkentik le, míg végül Budapest déli részén, a Gellért-hegy lábánál a triász rétegek közvetlenül a felszín közelébe kerülnek. Ez a hirtelen kiemelkedő triász rög, mely a Budai-hegység fő tömegét, és magát a Gellért-hegyet is alkotja, mintegy 220 millió évvel ezelőtt keletkezett dolomit és mészkő. E kőzetek a hegység központi részén, Budaörsről a Hármashatár-hegyig, illetve a Kevély-vonulatban bukkannak felszínre, nagyobb mélységben azonban Dél-Buda és a Pesti-síkság alatt is megtalálhatók. A kiemelt és a felszín alatt elfedett terület határvonalán folyik a Duna, kettészelve Budapestet. Vizsgálatunk fő célja az volt, hogy a triász dolomit rög Duna alatti helyzetét a lehető legpontosabban megismerjük, 3D-ban térképezzük felszínét és az azt határoló tektonikai elemeket. A kérdés aktualitását a tervezett DBR4-es metróvonal Duna alatti átvezetése jelentette. A bemutatott eredmények a BKV Rt. és az EUROMETRO Kft. megrendeléséből végzett kutatási projecten alapulnak, közreadásukhoz megkaptam a Megbízó hozzájárulását.

### 5.2.1 Előzetes tektonikai ismeretek

A Gellért-hegy előtti Duna-szakaszt az általunk végzett 3D szeizmikus mérést megelőzően számos tanulmány vizsgálta (pl. RAINCSÁKNÉ, 2000; PRÓNAY et al., 2000; JUHÁSZ, 2000; HORVÁTH et al., 2000), valamint a mederben több fúrás is mélyült (DBR METRÓ & GEOVILL KFT., 1999). A fúrások leírásai gyakran közvetlen utalásokat tartalmaznak a kőzetek erős szerkezeti igénybevételére. Sokszor az agyagos és homogénebb homokos formációkban is csúszólapok észlelhetők. Az intenzív szerkezeti igénybevétel általában meredek (80°) és lapos (30°) törési síkok, változatos dőlésviszonyok, vagy jelentős réteggymaradások formájában jelentkeznek. A meredek dőlésű síkok eltolódásokhoz, esetleg normál vetőkhöz, a laposak minden bizonnyal feltolódásokhoz köthetők. E jelenségeket az oligocén képződmények szinte mindegyikében leírták, így azok kora vagy felső-oligocén, vagy annál (esetleg jóval) fiatalabb.

A Gellért-hegy szerkezeti tanulmányozását MAGYARI (1996), a terepi és vízi mérések együttes értelmezését CSONTOS et al. (2001) végezték el. MAGYARI (1996) a felső-eocén breccsa lerakódása alatt működő meredeken délre vető, K-Ny-i csapású, normál komponensű jobbos eltolódásokat ír le. E korai szerkezetek esetleg egyszerre működhettek DK felé felharapódzó feltolódásokkal. PÁVAI VAJNA (1934) is felhívta a figyelmet a Gellért-hegy triász dolomittömbjét érintő, délre irányuló feltolódások lehetőségére.

A K-Ny-i jobbos vetőket átmetszeni látszanak azok az ÉNy-DK-i, illetve ÉÉNy-DDK-i csapású meredek vetők, melyek a Gellért-hegy rakparti frontját is alkotják. E vetők minden bizonnyal régebbi, miocén – felső-eocén eredetűek (WEIN 1977), de rajtuk jelentős negyedkori újramozgás történhetett. Csak egy ilyen fiatal vetős működés magyarázhatja ugyanis a Gellért-hegy leszakadásának jelenlegi domborzati megőrződését. Az Ördögárok iránya egyébként a Budai-hegység talán legmarkánsabb szerkezeti eleme, mely mind a fedett, mind a fedetlen földtani térképeken jól látható (WEIN 1977, KISDINÉ BULLA et al., 1984). E szerkezeti zóna a kutatási területen halad át.

A területen mélyült fúrások korrelációjából megállapítható, hogy a kiemelt középhegységi térség déli pereme egy K-Ny-i csapású zóna, melyet szinte az egész Duna alatt nyomozni lehet. Valószínűnek tűnik, hogy e zóna egyike annak a számos, K-Ny-i csapású, regionális jobbos eltolódásnak, amelyek a Gellért-hegyen is megtalálhatóak. Nem lehet azonban azt sem kizárni, hogy a kiemelt kőzetek délkelet felé előterükre tolódtak egy 30°-os dőlésű felület mentén (MAGYARI, 1996). A fúrásokból szerkesztett kelet-nyugati szelvényeken kiválóan látszik a másik jellemző tektonikai irány, az ÉNy-DK-i csapású vetőrendszer léte is. Ezek mentén a triász és az idősebb paleogén lépcsőzetesen a Pesti-síkság felé van levetve. E vetők egyikét harántolhatta az M-803-as fúrás is, a fúrási adatok alapján azonban több hasonló vető megléte sem zárható ki.

A terület egyik különleges szerkezete a DM-1 fúrás környezetében található. Az északi részen a DM-1 és a DM-5 fúrások közé a rétegek jelentős ugrása miatt egy keletre vető, a DM-1 és az M-802 közé egy dél-délnyugatra vető normál vetőt kell szerkeszteni. Az előbbi szerkezetet ÉÉNy-DDK-i csapással tovább lehet nyomozni a budai parti pillér-fúrások közt, de a DM-1-től délre ez a törés elvész. Ezzel szemben a második szerkezetet sem észak, sem dél felé nem lehet kimutatni. Értékelésünk szerint a vázolt szerkezet egy összetett eltolódási vonal, mely észak felé a Gellért-hegy dunai letörésében folytatható. Feltehető, hogy ez a törés igen fontos, fiatal szerkezeti elem, és felmerül a gyanú, hogy a hévforrások is részben ezen a törési zónán találhatóak. Külön figyelmet érdemel, hogy ugyanennek a zónának az északi

folytatásában, a Batthyány téri metróalagút fúrásakor a fellazult breccsás zónából erős metánszivárgást észleltek (WEIN, 1977).

### **5.2.2 A Duna Szabadság híd alatti szakaszának földtani-geofizikai modellje**

A Szabadság hídtól délre a Gellért-hegyi feltárások és a nagyszámú fúrás alapján összeállítottuk a terület földtani-geofizikai modelljét (CSONTOS et al., 2001). Ennek célja az, hogy a szeizmikus adatrendszerben megjelenő szeizmikus fáciesek azonosítását, és ezzel a szeizmikus szelvények értelmezését segítse. Az adatok tanúsága szerint a területen a szokásos, budai típusú paleogén rétegsor várható. Ez annyit jelent, hogy a különböző mállottsági fokú, karsztosodott triász dolomitszintek felszínén lerakódott eocén breccsát, majd arra következően helyenként felső-eocén Budai Márgát találunk. A felső-eocén breccsa dolomitklasztokból, homokszemcsékből áll és gyakran erősen kovás. Vastagsága igen változó. A benne található üregek (pl. a Gellért-hegyi táróban lévő Aragonit-barlang) egyazon hidraulikai rendszerben keletkeztek a triász dolomittal. A Budai Márga egyes szakaszai is lehetnek kovásak. Felső részén allodapikus mészkőpadok jelennek meg. Vastagsága teljes kifejlődésben legalább 80 m. A Duna alatti M-801 és M-803 fúrásokban a márga vastagsága igen kicsiny, amit vető menti kinyesődés okozhat.

A Budai Márgára üledékfolytonosan következik az alsó-oligocén Tardi Agyag. Ez egy anoxikus tengeri környezetben leülepedett lemezes agyag, amely több szintben tufa, homokkő és kavics betelepüléseket is tartalmaz. Az M-801 és M-803 fúrásokban eredetileg a Budai Márga és a Tardi Agyag között leírt rétegismétlődések valószínűleg olyan üledékes betelepülések a Budai Márgában, amelyek hasonlítanak a felette lévő Tardi Agyagra, azaz nem feltétlenül utalnak feltolódásos szerkezetek létére. A teljes kifejlődésű Tardi Agyag vastagsága a területen 100 m.

A Tardi Agyag üledékfolytonosan megy át a felette lévő oligocén Kiscelli Agyagba. Ez a képződmény normális mélytengeri körülmények között lerakódott szürke agyag, melynek várható teljes vastagsága a szűk kutatási területen 250-300 m. Meglehetősen egyveretű, homogén összetételét ritkán tufa vagy homokkő betelepülések zavarják meg.

A Kiscelli Agyagra ismét folytonos kifejlődéssel települ a regresszív Törökbálinti Homokkő. Ez az egyre sekélyebb vízi üledék zömében aleurit és finom homok, változatos homok- és kavicspados betelepülésekkel. Az egyes kavicspadok helyenként igen jól

cementáltak lehetnek, ami az akusztikus impedancia megnövekedését eredményezi. A formáció teljes vastagsága 200 m is lehet.

A fenti rétegsor és a környező területeken végzett szeizmikus mérések tapasztalatai alapján a terület szeizmikus modellje két alapvetően különböző szeizmikus fáciesre osztható:

1. A kevés koherens reflexiót tartalmazó, diffrakciókkal és nagy amplitúdójú, inkohereusnak tűnő beérkezésekkel jellemezhető reflexiós kép a triász dolomit és az eocén breccsa összletére utal. A triász és az eocén breccsa határfelülete feltehetően nem különül el markánsan. Ennek oka többértű. Egyrészt a dolomit anyaga sokszor murva szerű, porló, vagy karsztfolyamatok miatt töredezett, ezért felszíne sokszor nem jó szeizmikus reflektor. Ezzel szemben a gyakran földolomit anyagú eocén breccsa (báziskonglomerátum) erősen cementált szakaszai markánsan jelenhetnek meg a szeizmikus szelvényeken. Így a szeizmikus értelmezés (főleg a fúrásoktól távolabb ill. nagyobb mélységekben) csak a triász dolomit – eocén breccsa komplexum első, markáns reflektáló horizontját mutathatja, amely egyaránt lehet a breccsa egy jól cementált szakasza, vagy az üde dolomitfelszín.
2. A Budai Márga, Tardi Agyag, Kiscelli Agyag és Törökbálinti Homokkő ezzel szemben jól rétegzett, koherens reflexiókkal jellemezhető szeizmikus fáciest eredményez. Erre láthatunk példákat az előző fejezet, Budapesttől északra, a Dunán mérődött többsatornás szeizmikus szelvényein. Az egyes reflexiókat a tufa és allodapikus mészkő betelepülések, agyag, homokkő és kavicsrétegek váltakozásai eredményezik. A szeizmikus szelvényen a folytonos átmenet miatt nem várható, hogy a Budai Márga és a Tardi Agyag határa jól látszódjék, a határ kijelölése elsősorban fúrások közötti szeizmikus korrelációval valósítható meg. A Kiscelli Agyag várhatóan szeizmikusan egyveretűbb, a ritka tufaszintek, vagy homokkő-rétegek tagolhatják ezt a szeizmikusan kiüresedő összletet. A Törökbálinti Homokkő felé való átmenet, folytonos lévén, feltehetően szintén nem határozható meg szeizmikusan.

### 5.3 3D egy- és többcsatornás vízi szeizmikus mérések

A területet harántoló vetőzónák térképezése, valamint a fent említett formációk határának nyomon követése messzemenően indokolta egy részletes, 3D szeizmikus szelvényezés kivitelezését. A mérés során mind a mederfenék és a közvetlenül alatta található recens folyami üledékek települési viszonyairól, mind pedig a mélyebb, akár néhány száz méteres mélységet is elérő triász dolomit felszínéről kellett információt szerezni, így a többcsatornás nagy felbontású és az egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus mérések együttes alkalmazása látszott célravezetőnek. Az alábbiakban a két mérés kivitelezését, valamint az adatok feldolgozásának és együttes értelmezésének menetét, valamint a mérések eredményeit ismertetem.

#### **5.3.1 Egycsatornás szeizmikus mérés kivitelezése és pozícionálása**

Az egycsatornás szeizmikus méréseket igen sűrű kereszt- és hosszirányú nyomvonalhálózat mentén végeztük (5.1. ábra) a 2.4 fejezetben részletesen ismertetett IKB-Seistec<sup>TM</sup> mérőműszerrel. A navigációs nehézségek (erős sodrás, örvények, hídpillérek környezete, az igen alacsony vízállásnál a partközeli sekély területek) ellenére megkíséreltük a terület homogén, átlagosan 2 pont/m<sup>2</sup> lefedettségét biztosítani. A területen rögzített egycsatornás adatrendszer jellemző paraméterei a következők voltak:

Forrás:	HWB3 Boomer, 150 J/gerjesztés energiával működtetve
Észlelő:	7 elemű hidrofonsoport, 28 cm-es aktív hosszal
Analóg szűrés:	1-10 kHz sáváteresztő
A/D konverzió:	100 kHz, 16 bit
Felvételhossz:	50 ms
Adatrögzítés:	SEG-Y formátumban, 2 byte-os egészként
Összvonalhosszúság:	~ 48 000 m
Mérésgyakoriság:	0.25 s
Átlagos vontatási sebesség:	~ 1 m/s
Összmérésszám:	~ 192000 pont
Teljes adatmennyiség:	~ 1.92 Gbyte
Felmért terület:	~ 280 m x ~ 380 m = ~ 100 000 m <sup>2</sup>
Névleges felmértség:	~ 2 pont / m <sup>2</sup>

A mérés során a folyóvízi méréseknél rutinszerűen alkalmazott, DGPS alapú navigációs és pozícionálási rendszert nem tudtuk kizárólagosan használni. Ennek oka a felmérendő területet keresztező Szabadság híd műholdakat kitakaró hatása volt. Alternatív pozícionálási lehetőségként kínálkozott az automatikus követési funkcióval rendelkező, parti fix ponton felállított lézeres teodolit alkalmazása. Ez a módszer reményeink szerint akár a DGPS berendezés méteres pontosságánál megbízhatóbb pozícióadatokat is eredményezhetett volna, hátránya viszont, hogy a székesfehérvári Jáky Szakközépiskola közreműködésével rendelkezésünkre álló műszernek nem volt valós idejű rádiós adatátvitelt biztosító üzemmódja. Így a lézeres teodolit adatait csak utólagos feldolgozással lehetett figyelembe venni, navigációs célokra nem tudtuk használni. Végül a két rendszer együttes alkalmazása mellett döntöttünk. Az 5.2. ábra a mérőműszer CDP pontja fölé rögzített GPS antennát és a 360°-os látózögű prizmat mutatja.



**5.1. ábra:** A Duna Szabadság híd alatti szakaszán végzett egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvényezés helyszínrajza. A terület kereszt-, és folyásirányú szelvények együttes hálózatával került felmérésre.

Az egyes mérési csatornák végleges pozícióját a valós időben differenciálisan korrigált GPS (DGPS) adatok és a lézeres teodolit koordinátáinak összevetésével kaptuk. A két független adatrendszer összedolgozását a napjában többször ellenőrzött és rögzített időadatok alapján végeztük el.



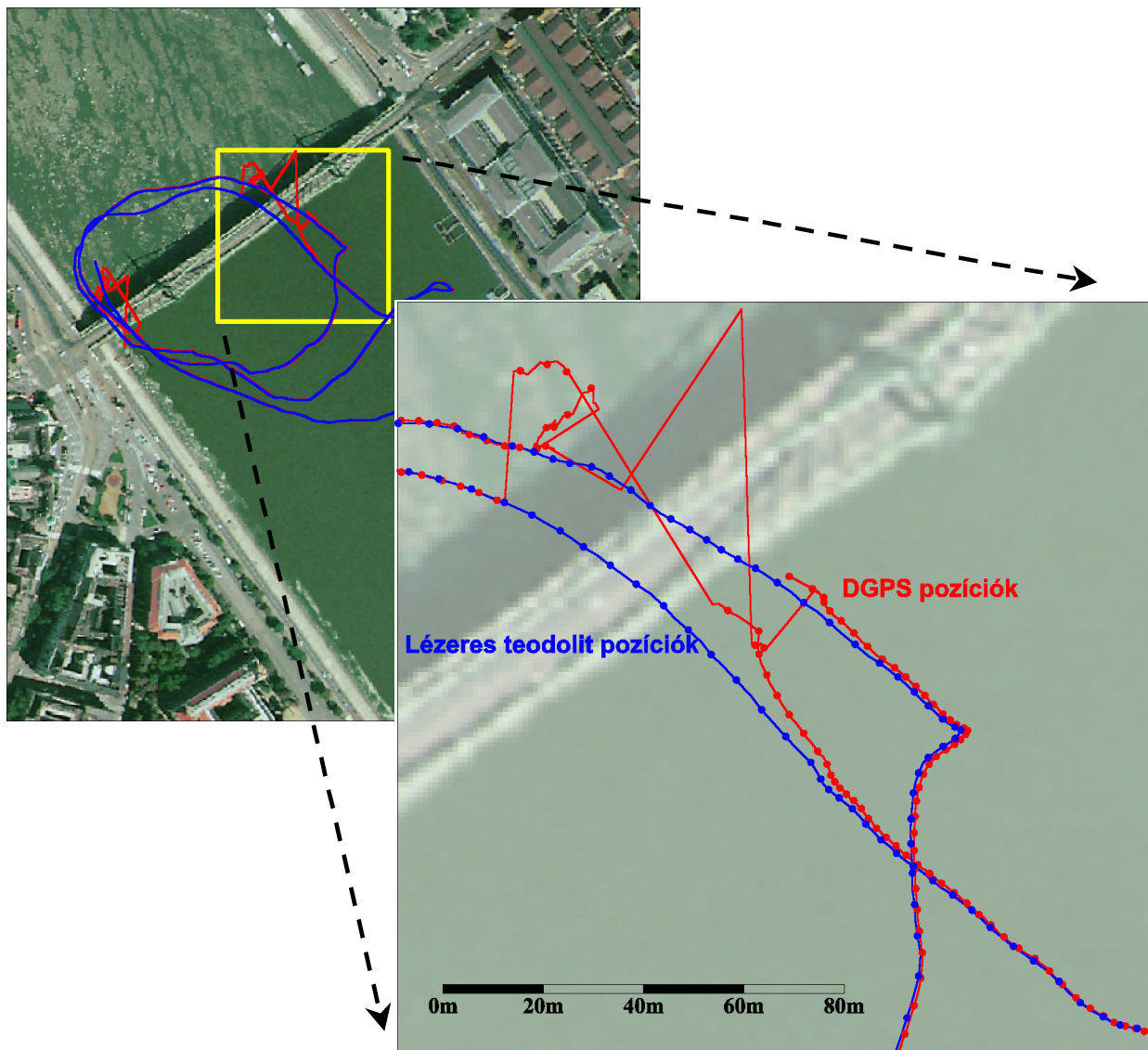


**5.2. ábra:** A mérés során alkalmazott pozicionálás DGPS és automatikus követésű lézeres teodolit kombinálásával történt. A képen a GPS antenna és a lézeres teodolit 360°-os prizmája látható egymás felett, a mérőműszer geometriai középpontjában.

Egyszerűnek tűnő megoldás lehetett volna csak a lézeres teodolit adatait használni a végleges koordináták előállításakor, ezt azonban több okból is elvetettük. Legfontosabb ellenérvként a lézeres teodolit adatainak nem teljes területi lefedése jelentkezett. A híd pilléreinek megkerülésekor a prizma és a teodolit közti látótérbe kerülő pillér folytonossági hiányokat eredményezett az adatrendszerben. Szintén hasonló problémát eredményezett egyes napszakokban a terület egyes részein a víz felszínén tükröződő erős ellenfény zavaró hatása. Végül, de nem utolsó sorban azt tapasztaltuk, hogy bár vertikális felbontásban a lézeres teodolit pontossága mintegy két nagyságrenddel jobb, mint a DGPS adatrendszeré, a mérés szempontjából fontosabb, vízszintes irányú pontosságuk azonban megegyezett. Ennek a meglepő eredménynek a mérés módjában rejlik a magyarázata. Míg a DGPS rendszer nagy pontossággal a megadott 1 másodperces időközönként rögzítette a mérési pontok helyét, addig a lézeres teodolit leggyorsabban 3-5 másodpercenként volt képes a pozíció rögzítésére, és a mérés idejét másodperc pontosan tárolta. Az egyes mérések között eltelt időt az aktuálisan fellépő követési feladat bonyolultsága befolyásolta. Mint azt analízisünk során megállapítottuk, a mérési intervallum több másodperces szórást mutat, így biztos, hogy a másodperc pontosan rögzített időadatok  $\pm 0.5$  másodperces hibával terheltek. Ez az átlagosan 1 m/s-os vontatási sebesség mellett  $\pm 0.5$  méteres hibát eredményez, ami megegyezik a DGPS adatrendszer pontosságával.

Az egységes adatrendszer előállítása során alapvetően két feladatot kellett megoldani. Egyrészt a DGPS illetve a lézeres teodolit mérési adataiban esetenként jelentkező kiugró értékeket korrigálni, másrészt pedig a Szabadság híd környezetében, illetve a híd alatti részen a DGPS adatokat a lézeres teodolit adataival teljesen kiváltani. Ez utóbbinak szükségességét illusztrálja az 5.3. ábra. Az ábrán az egycsatornás mérés egy részletének DGPS és lézeres teodolit koordinátái láthatók együttesen megjelenítve. Kék vonallal jelöltük a lézeres teodolit által mért nyomvonalat, minden második mérési pontot feltüntetve, míg a piros vonal a DGPS által mért nyomvonalat jelöli, aminek a mentén minden ötödik mért pontot jelenítettük meg.

Az ábra kinagyított részletén jól megfigyelhető amint a híd felé délről közelítve a két adatrendszer fokozatosan eltávolodik egymástól, majd a DGPS adatok a híd alá érve teljesen használhatatlan értékeket mutatnak. Ezek az összevissza kiugró értékek maguktól értetődően a híd alatti hibás koordináták. Tanulságos azonban a közvetlenül a híd alatt mért, a lézeres teodolit adataitól fokozatosan távolodó DGPS adatokat megfigyelni. A délen teljesen együtt haladó két adatrendszer a hírről visszavert ú.n. multipath jelek hatására a híd közelében divergálni kezd. Ezen a szakaszon kizárólag a DGPS adatokat ismerve nem megállapítható, hogy a DGPS által rögzített pozíciók eltérése a valódi nyomvonalától pontosan hol kezdődik. Azon a részen, ahol egyszerű szemrevételezés alapján a DGPS még folyamatos, látszólag pontos adatokat mér, az eltérés a valódi értékektől akár 5-10 méteres is lehet.



**5.3. ábra:** A DGPS és a lézeres teodolit rendszer segítségével meghatározott pozíciók összehasonlítása a Szabadság híd közelében. Piros vonal jelöli a DGPS által, kék pedig a lézeres teodolit által meghatározott nyomvonalat. A DGPS adatok minden ötödikét, míg a lézeres adatokból minden másodikat tüntettünk fel a kinagyított részleten.

Az 5.3. ábra kinagyított részletén a lézeres teodolit mintavételi időközének változása is megfigyelhető. A két adatrendszer megjelenített pontjai nem alkotnak egy periodikusan egymást átfedő rendszert. Éppen a két helymeghatározás teljes függetlensége miatt biztosan állítható, hogy a mérés során a helymeghatározás vízszintes hibája abszolút értékben méter alatt maradt. A két nyomvonal eltérése ugyanis ennél nagyobb értékeket csak a Szabadság híd környezetében, illetve a korábban említett, néhány kiugró érték esetén mutat. Mivel a területen a mederfenék a Duna többi szakaszához képest szokatlanul hirtelen változásokat mutat, a méteres pontosságú pozicionálás szükséges volt a megbízható adatrendszer előállításához.

### **5.3.2 Többcsatornás szeizmikus mérés kivitelezése és pozicionálása**

A többcsatornás szeizmikus mérések célja nagyobb mélységek (30-250 m) szeizmoakusztikus vizsgálata volt. A feladatnak megfelelően itt nagy energiájú jelforrást és két párhuzamos, egyenként 24 csatornás, 75 m hosszú hidrofónkábel alkalmaztunk a visszavert akusztikus hullámok észlelésére. Az összességében közel 140 m hosszúságú vontatmánnyal csak a folyásiránnyal párhuzamos szelvények mentén lehetett méréseket végrehajtani, ezért igen sűrű folyásirányú szelvényhálózat mentén végeztük a méréseket (5.4. ábra), majd az így regisztrált szeizmikus csatornákat a speciális feldolgozási lépések végrehajtása illetve az értelmezés előtt egy 3D szeizmikus tömbbe rendeztük át (5.8. ábra). Az 5.4. ábrán feltüntetett nyomvonalak az egyes vonalpárok forrásának helyét jelzik. A két többcsatornás hidrofónkábel egyes csatornáinak helyét az áttekinthetőség kedvéért nem tüntettük fel.

A felmérés során a jelforrás egy 15 inch<sup>3</sup>-es watergun volt, melyet 2000 PSI nyomáson üzemeltettünk. Az észlelés két, egymással párhuzamosan vontatott, egyenként 24 csatornás, 3.125 m csatornatávolságú hidrofónkábelrel történt. A jelforrás a két hidrofónkábel között, a két kábel 4.-5. csatornája magasságában helyezkedett el. A mérés minden vonal esetén folyásirányban felfelé hajóva történt, összesen 2 x 46 mérési vonal mentén. A mérés fontosabb paramétereit az alábbiakban foglaljuk össze:

Forrás:	15 inch <sup>3</sup> watergun (2000 PSI-on működtetve)
Forrás mélysége:	0.5 m
Gerjesztési időköz:	1.5 s
Észlelés:	2 párhuzamos, egyenként 24 csatornás hidrofónkábel, csatornánként 5 hidrofón párhuzamosan kötve
Hidrofonsoport távolsága:	3.125 m

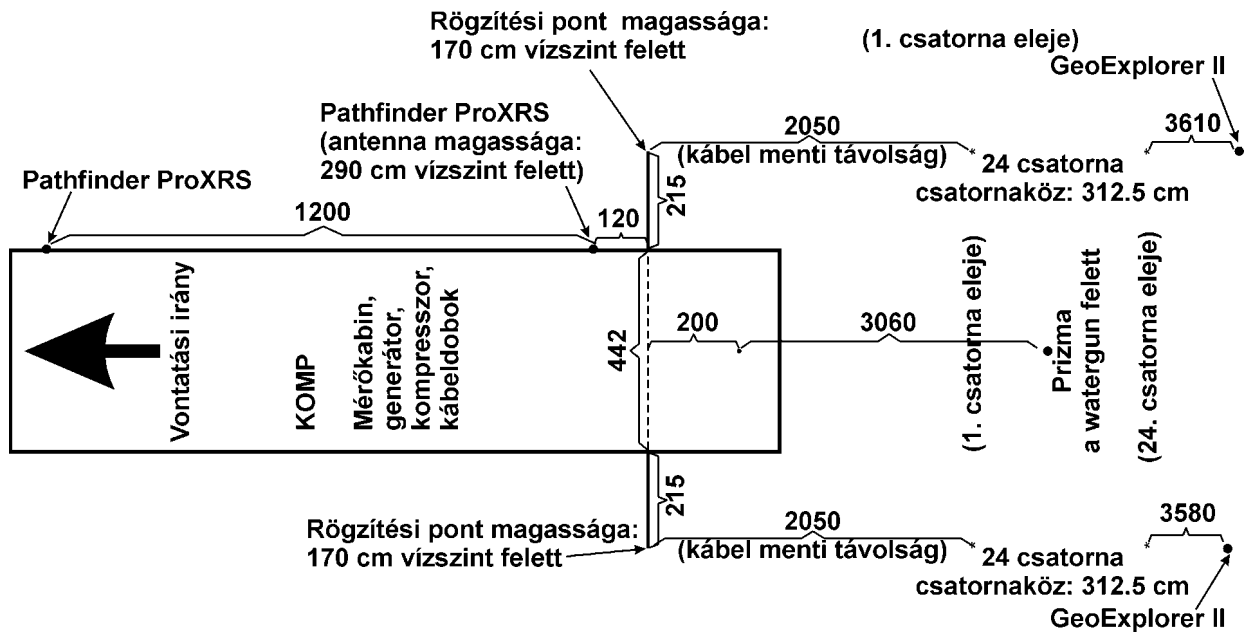
Hidrofonok átlagos mélysége:	1 m, 2-2 Digicourse Depth Controller segítségével
Adatfelvétel:	OYO DAS-1, 24 bit-es A/D konverter
Adatformátum:	SEG-D, 4mm-es DAT kazettán
Felvételhossz:	500 ms
Mintavételezési köz:	0.25 ms
Alulvágó szűrő:	10 Hz, 12 dB/oct
Anti-alias szűrő:	1500 Hz
Összvonalhosszúság:	46 x ~ 500 m = 23000 m
Átlagos vontatási sebesség:	~ 1 m/s
Felmért terület:	~ 280 m x ~ 500 m = ~ 140 000 m <sup>2</sup>



**5.4. ábra:** A többcsatornás mérés egyes szelvényeihez tartozó forrásponatok nyomvonala. A mérés során összesen 46 vonalpár került felmérésre. Az egyes csatornák minden egyes lövéshez tartozó forrás és észlelésponati koordinátájának számítása után a szeizmikus adatrendszert az 5.8. ábrán látható szabályos hálózatba rendeztük át. A további feldolgozás ebben a koordináta rendszerben történt.

A mérési konfiguráció, a pozicionáláshoz használt eszközök helyének feltüntetésével az 5.5. ábrán látható. A vontatott kompon egymástól 12 méterre két valós időben differenciálisan korrigált Trimble ProXRS GPS vevőt helyeztünk el. Ezek adataiból számítani tudtuk a kompon pillanatnyi helyzetét és elfordulását. A forrást és a hidrofonskábeleket a kompon közepéről, illetve két oldalához erősített, több mint 2-2 méterre kinyúló karokról vontattuk. Közvetlenül a forrás felett helyeztük el a lézeres teodolit prizmáját. A két hidrofonskábel végén egy-egy GeoExplorer II-es GPS berendezést vontattunk, melyek adatait utólag korrigáltuk az ELTE északi tömbjének tetején elhelyezett GPS bázisállomás adataival. A helymeghatározás során használt eszközök fényképei az 5.6. ábrán láthatók. A folyamatosan

rögzített öt pozícióadatból DÖVÉNYI PÉTER által készített algoritmus segítségével EOY koordinátákban számítottuk minden egyes robbantópont és hidrofonpont horizontális helyzetét. A



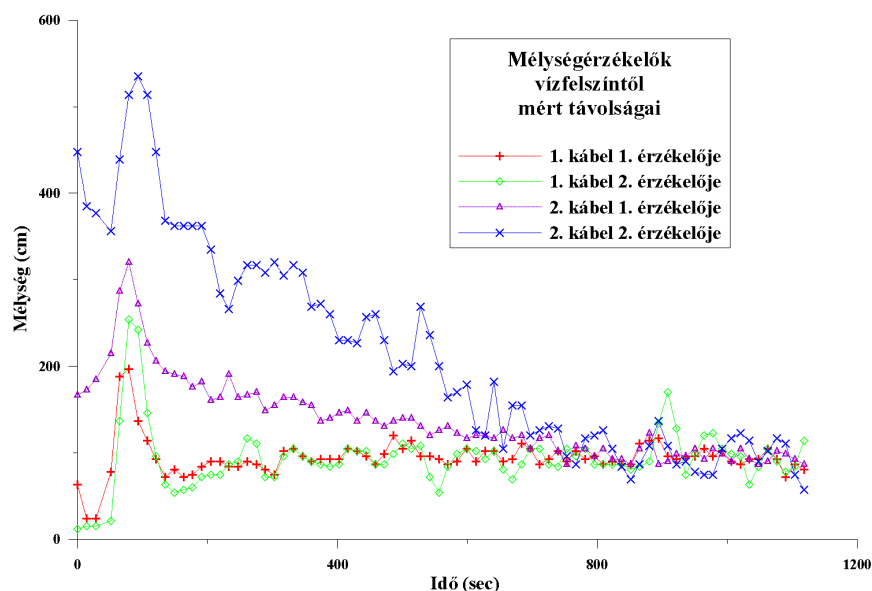
**5..5. ábra:** A többcsatornás szeizmikus mérés mérési konfigurációja a helymeghatározáshoz használt eszközök helyének feltüntetésével. Az ábrán szereplő méretek centiméterben értendők.



**5.6. ábra:** A többcsatornás mérés pozicionálásához használt eszközök a hajó mögött. A két kinagyított részlet a hidrofonkábel végén elhelyezett GeoExplorer II-es GPS berendezést (felső kép), illetve a forrás felett rögzített prizmát (alsó kép) mutatja.

pozícióadatok interaktív átvizsgálása, minőségellenőrzése és korrigálása során a hibás vagy hiányzó adatokat az adott geometriai elem addig megtett útja, illetve későbbi, megbízható koordinátái, valamint a többi elem által befutott nyomvonal figyelembe vételével egészítettük ki. Így az egyenesen navigálható szakaszokon a helymeghatározás hibája legfeljebb egy méter, ahol pedig hirtelen irányváltoztatás, a híd közelsége vagy kedvezőtlen időjárási viszonyok miatt ki kellett egészítenünk vagy korrigálnunk kellett az adatsort, mintegy három méter hibával számolhatunk. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy ez a helymeghatározás abszolút hibája. Az adott mérési elemek egymást követő pozícióadatainak egymáshoz viszonyított relatív hibái ennél sokkal, körülbelül egy nagyságrenddel kisebbek.

A horizontális helyzet mellett az egyes hidrofonsoportok felszín alatti mélységének időbeli változását is rögzítettük. A két, egyenként 75 m hosszú hidrofonkábel mélységét szabályozó egységek mélységét minden 15 másodpercben rögzítettük. Ez hidrofonkábelenként két mélységadatot jelentett, melyek között lineáris interpolációt alkalmaztunk. A mélységváltozás különösen a vonal elején, induláskor illetve a híd közelében, a megváltozott áramlási viszonyok hatására volt jelentős. A változás mértéke meghaladta a 2-3 métert, ami a szeizmikus mérés felbontásával összemérhető, így korrekciója feltétlenül szükséges. Az 5.7. ábra egy tipikus beállási görbét mutat a véletlenszerűen kiválasztott 208-as számú vonal esetére. Jól látható, hogy a 2. kábel a vonal elején a programozott 1 méteres célmélységnél jelentősen nagyobb mélységből indult. A kábel eleje 2, a vége mintegy 4 méter mélyen volt a vonal kezdetekor. Az áramlásnak a szárnyakra gyakorolt felhajtóerejét kihasználva a mélységszabályzók folyamatosan 1 méteres mélységbe irányították a hidrofonkábelt. A feldolgozás során az előírt 1 méteres mélységtől eltérő értékeket csatornánként számított statikus időtolás alkalmazásával korrigáltuk.



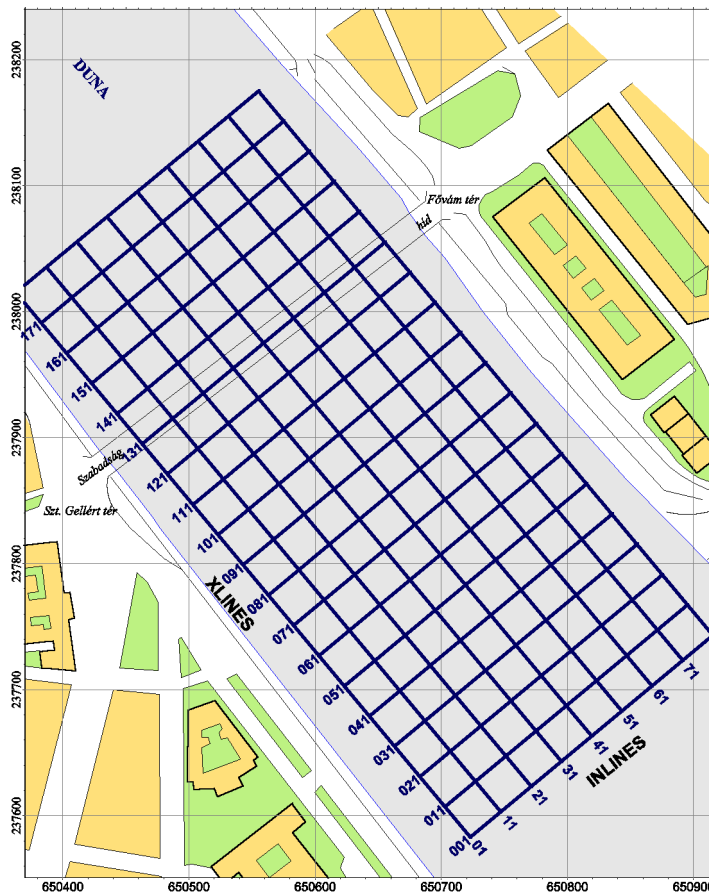
**5.7. ábra:** A többcsatornás mérés során használt 4 mélységszabályzó által mért vízfelület alatti kábelpozíciók a 208-as számú vonal mérése során. A vízszintes tengely a vonal mérése során eltelt időt mutatja másodpercben, míg a függőleges tengelyen a vízfelületől mért mélységet ábrázoltuk.

### **5.3.3 Többcsatornás szeizmikus mérés feldolgozása**

A feldolgozás a következő lépéseket foglalta magába:

- 1. A felvételek beolvasása:** Első lépésben a terepi felvételek mágnesszalagról történő beolvasását végeztük el.
- 2. Geometria installálása:** A felvételek fejlécéből kiolvasott időadatok és a rögzített illetve kiszámolt koordinátaértékek alapján installáltuk a geometriát. A koordináták szám-ábrázolásának egyszerűsítése érdekében, valamint a 3D műveletek miatt egy helyi koordinátarendszerbe forgattuk át a mérési adatokat. A koordináta rendszer (5.8. ábra) egyik tengelye (INLINES) a Duna folyásának irányába mutat, a másik (XLINES) pedig erre merőleges. A Duna folyásirányába mutató koordináta tengely az északi iránnyal az óramutató járásával ellenkező irányba mérve  $40^\circ$ -os szöget zár be. Az egycsatornás méréstől eltérően a felmérendő tartományt kisebb mezőkre (CDP bin; CDP = közös mélységpont) osztottuk, s ezeket használva rendszereztük a mérési adatokat. Az azonos mezőt leképező csatornák ugyanazt az azonosítót kapták. Folyásirányban a szomszédos CDP binek középpontjainak távolsága 3.125 m és nincs közöttük átfedés, míg a folyásirányra merőlegesen a CDP binek szélessége szintén 3.125 m és 1.5625 m átfedés van az egymás mellett fekvő binek között. Ily módon a négy mérési nap összes adatát egy egységes adatrendszerbe tudtuk foglalni, lehetővé téve a háromdimenziós feldolgozási lépések elvégzését. Az 5.8. ábrán feltüntettük mind a folyásirányú, mind pedig a keresztirányú szelvények számozását.
- 3. Felkoordinátázott szeizmikus vonalak archiválása:** A geometria installálása után a szeizmikus adatrendszert vonalanként SEG-Y formátumban kompakt lemezekre archiváltuk, hogy a további feldolgozási lépések előtt az ún. nyers terepi adatok megmaradjanak.
- 4. Jelgerjesztés időbeli egyenetlenségeinek kijavítása:** Noha a watergun jeladását számítógép vezérelte, a nagynyomású rendszert szabályozó mechanikai eszközök nem mindig reagáltak azonosan a kapott elektromos impulzusra, ezért a jeladás idejében egy néhány tized milliszekundumos „lötyögés” figyelhető meg. Ez a hiba bár látszólag kicsi, mindenképpen fontos korrigálni, mivel a watergun jelének hullámhosszával összemérhető hibát okoz. A hiba kiküszöbölése érdekében elemeztük a jelforrástól közvetlenül, egyenes vonalon a hidrofonokhoz érkező jelet, az ún. direkt hullámot.

Ennek segítségével elkülöníthető volt a jelforrás térbeli sodródása a két hidrofonkábel között és a jeladás időbeli egyenetlensége. Ez utóbbit egy, az összes csatornára egységesen alkalmazott statikus időtolással korrigáltuk .



**5.8. ábra:** A többcsatornás mérés adatainak 3D rendszerbe történő rendezéséhez használt koordináta rendszer. Mind a folyásirányú (INLINES), mind pedig a keresztirányú (XLINES) cellaméret 3.125 méteres. A koordináta rendszer x tengelye (INLINES) északhoz képest óramutató járásával megegyező irányban 50°-al van elforgatva, az origó a déli sarokban található.

**5. Vonatkoztatási szint beállítása, sávszűrés, eredeti amplitúdó visszaállítása:** A következő lépésben a háromdimenziós összegszelvény létrehozását készítettük elő. Ehhez először a változó vízállásból, valamint a watergun és az egyes hidrofonok mélységének eltéréséből adódó eltéréseket korrigáltuk. Az egész mérés vonatkoztatási szintjét a Balti-tenger felett 97 méterben állapítottuk meg. Ez azt jelenti, hogy úgy változtattuk a mérés elemeinek függőleges koordinátáit, mintha a jelforrás és a hidrofonok is egyaránt ezen a 97 mBf síkon helyezkedtek volna el. Ezt követte a hibás hidrofonok jelének kizárása, illetve a fordított polaritással bekötött hidrofonok jelének megfordítása. Végül egy sávszűrés segítségével eltávolítottuk az 1000 Hz feletti frekvenciákat, majd a rugalmas hullámok gömbi szóródását kompenzáltuk  $1/(tv^2)$  függvény szerint.

**6. Háromdimenziós összegzés:** Ez a feldolgozási lépés szolgált arra, hogy a különböző mérési időpontokban felvett, ám ugyanazon CDP binbe eső szeizmikus adatokat egymáshoz rendeljük és összegezzük. A megállapított sebességfüggvény alkalmazásával először dinamikus korrekciót alkalmaztunk az egyes csatornákra, majd a direkt hullámok



beérkezéseit távolítottuk el. Végül az egyes csatornák offszetével (azaz a robbantóponttól mért távolságával) fordítottan arányos súlyfüggvényt alkalmazva összegeztük az azonos CDP binbe eső csatornákat. Ennek a műveletnek az elvégzése után kialakult egy olyan háromdimenziós adatrendszer, amely úgy képzelhető el, mintha a mérési területet négyzethálósan felosztottuk volna, s minden egyes cellába (amelyet indexelése alapján pontosan és egyértelműen azonosítani lehet) egy szeizmikus csatornát helyeztünk volna. Ez az egyetlen összegcsatorna átlagban 40-50, a terület egyes részein akár több mint 100 szeizmikus csatorna összegzésével alakult ki. Az elforgatott koordináta rendszer tengelyeihez kötődő indexelés lehetővé teszi bármilyen irányú, akár vízszintes, akár függőleges metszet kiválasztását a 3D adatrendszerből.

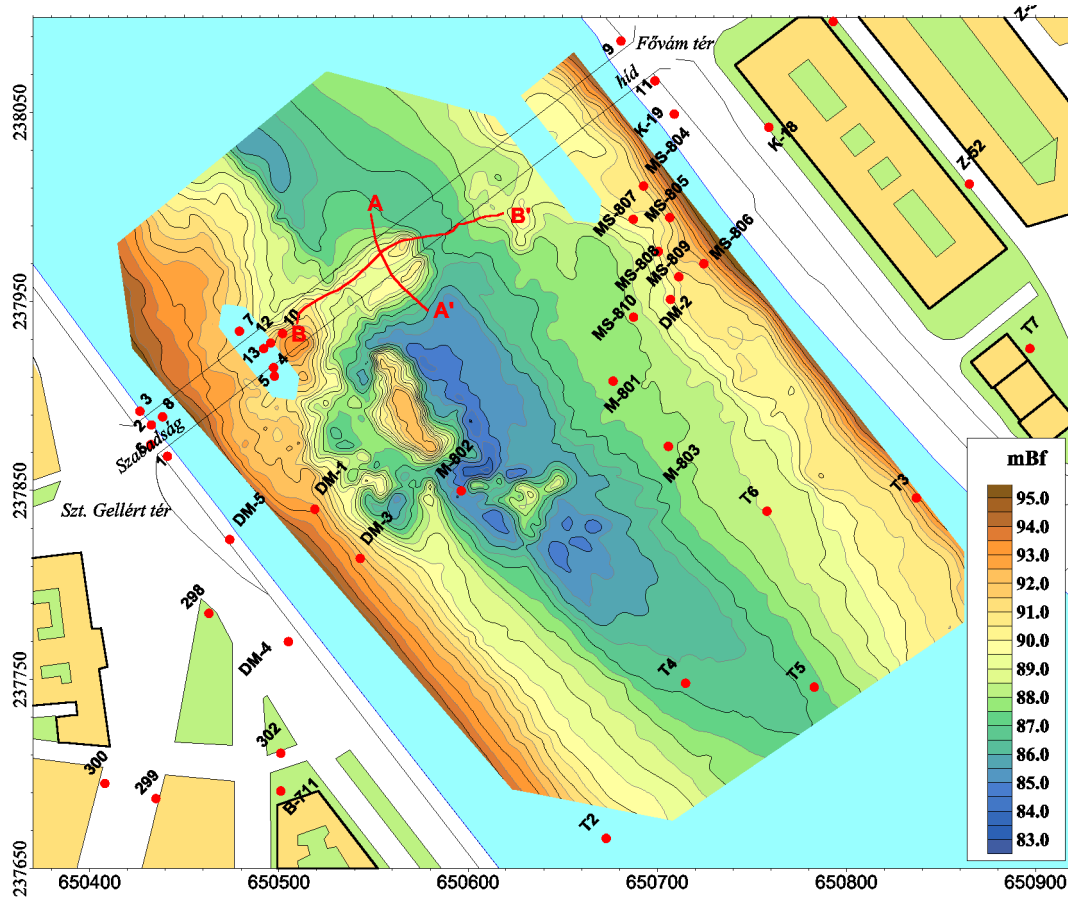
7. **Mederfenék-többszörösök eltávolítása:** Az egycsatornás mérési adatok feldolgozását tárgyaló fejezetben már említettük a fenéktöbbszörösök okozta nehézséget. Ezen hatásokat a többscsatornás mérési módszer sem tudja teljes egészében kiküszöbölni, ám lehetőség van arra, hogy a többszörösök energiáját csökkentsük. Ehhez először meg kell határozni a mederfenék mélységét és reflektivitását, vagyis azt, hogy a beeső rugalmas energia hány százalékát veri vissza. Ezután az adott pontra vonatkozó adatokat a medermélységnek megfelelő kétutas futási idővel eltolva és ellentétes előjelű reflektivitással megszorozva hozzáadtuk az eredeti adatsorhoz. E művelet eredményeképpen sikeresen elnyomtuk a fenéktöbbszörösök energiáját, miközben alig változtattunk a valódi, geológiai okokra visszavezethető reflexiók képén és amplitúdóján.
8. **3D idő és mélységmigráció:** Az előbbi feldolgozási lépések eredményeként előállt 3D összegzett adatrendszert két iterációs lépésben migráltuk az ELGI ProMAX 3D rendszerén. Az első lépésben az eredeti sebességtér alkalmazásával időmigrációt hajtottunk végre. Az alkalmazott migrációs algoritmus a véges differenciás időmigráció volt, 70 fokos dőlési szög paraméterrel. A második migrációs iteráció előtt a migrált szelvény segítségével véglegesítettük a sebességteret, és ezzel a módosított sebességtérrel végeztük el a mélységmigrációt. Az alkalmazott migrációs algoritmus a véges differenciás mélységmigráció volt, szintén 70 fokos dőlési szög paraméterrel. Az értelmezés során mind az összegzett, mind pedig a mélységmigrált 3D adatrendszert felhasználtuk, az 5.15. és 5.16. ábrákon a mélységmigrált szelvények szerepelnek.
9. **Adatok archiválása:** Az előállított 3D összeg- és mélységmigrált tömbszelvényeket CD adathordozóra 2 byte integer SEG-Y formátumban archiváltuk.

## 5.4 A mérési eredmények értelmezése

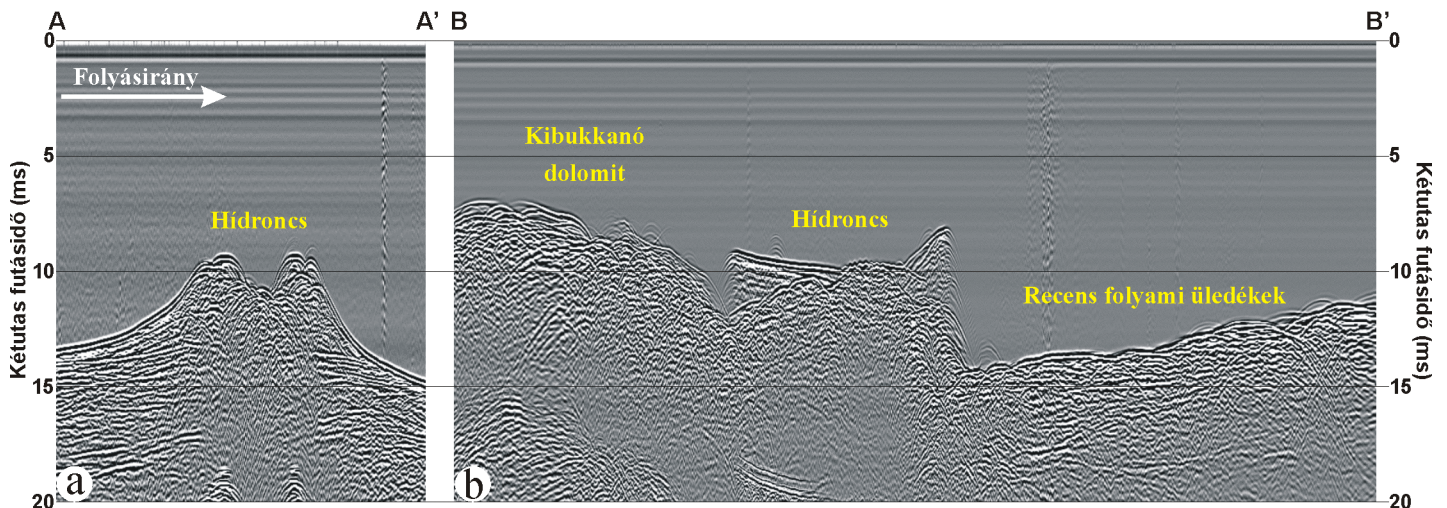
### 5.4.1 Az egycsatornás szeizmikus mérés eredményei

Az egycsatornás mérés egyik fontos új eredménye volt egy olyan részletességű mederfenék térkép elkészítése, amely a legfontosabb kérdésekre közvetlen választ adott. A mederfenék domborzati térképe (5.9. ábra) számos markáns jegyet mutat. A Szabadság hídtól északra, a budai part közelében, nagy szárazság idején a Dunából kiemelkedő dolomit szikla (Ínségkő) ismert, nagyjából a meder szélességének egyharmadáig. A hajózási útvonal ettől keletre található, ahol egészen 85.5 mBf szintig mélyül a meder. A Szabadság híd alatt is látványos mederfenék-domborzattal találkoztunk, amelynek oka nem geológiai. Itt a Ferenc József híd roncsai és az azt betemető dunai üledékek vannak. A roncsok a mederfenék alatti rétegszerkezet, valamint a jelenlegi híddal párhuzamos elhelyezkedésük alapján jól azonosíthatók, és egyértelműen jelentkeznek az 5.10.a-b. ábrákon bemutatott két egycsatornás szeizmikus szelvényen. Ezek egyike (5.10.a.) a híddal párhuzamosan, míg a másik (5.10.b.) rá merőlegesen mérődött. A 3-4 méterrel a fenék fölé magasodó roncsokat a Szabadság híd középvonalától a budai pillérig és a pesti pillér környezetében is megtaláltuk.

A hídláb alatt, majd a hídtól délre a budai part közelében rendkívül tagolttá válik a mederfenék. A sodorvonalától közvetlenül délnyugatra, a Duna folyásirányával párhuzamosan egy, a meder síkjából 5-7 méterrel kiemelkedő szirtvonulat húzódik. A szirtvonulat két markánsan elkülönülő részre tagolható. Az északi része egy, a mederből mintegy 6 méterrel kiemelkedő, folyásirányban 60 m, keresztirányban 20-30 m széles tömb, melynek a Duna áramlását befolyásoló hatása még közepes vízállásnál is nyilvánvalóan látszik a folyó felszínén. Az ettől délre elhelyezkedő szirtsor közel kelet-nyugati irányban elhelyezkedő, erősen tagolt, kisebb horizontális kiterjedésű (5-10 méteres) és kisebb kiemelkedésű (1-3 méteres) tömbökből áll. Fontos megjegyezni, hogy ennek a szirtsornak az iránya egybeesik a területre jellemző egyik fő tektonikai iránnyal. A földolomitból, esetleg erősen cementált eocén báziskonglomerátumból álló szirtek egyes csoportjait a felgyorsuló víz által kimosott árkok (~84-85 mBf) választják el egymástól. Pontosan egy ilyen árokba mélyült az M-802 jelű fúrás, mely szinte teljes mélységében porszerűen összetört eocén bázis-konglomerátumot és triász dolomitot harántolt. Ezt a szinte kohézió nélküli anyagot a Duna gyorsan erodálja. Feltételezhető, hogy a többi árok is hasonló okra vezethető vissza; az egyes tömböket elválasztó árkok egy-egy vetőzóna mentén fellazult és kivájt közettömeg jelenlétére utalhatnak.

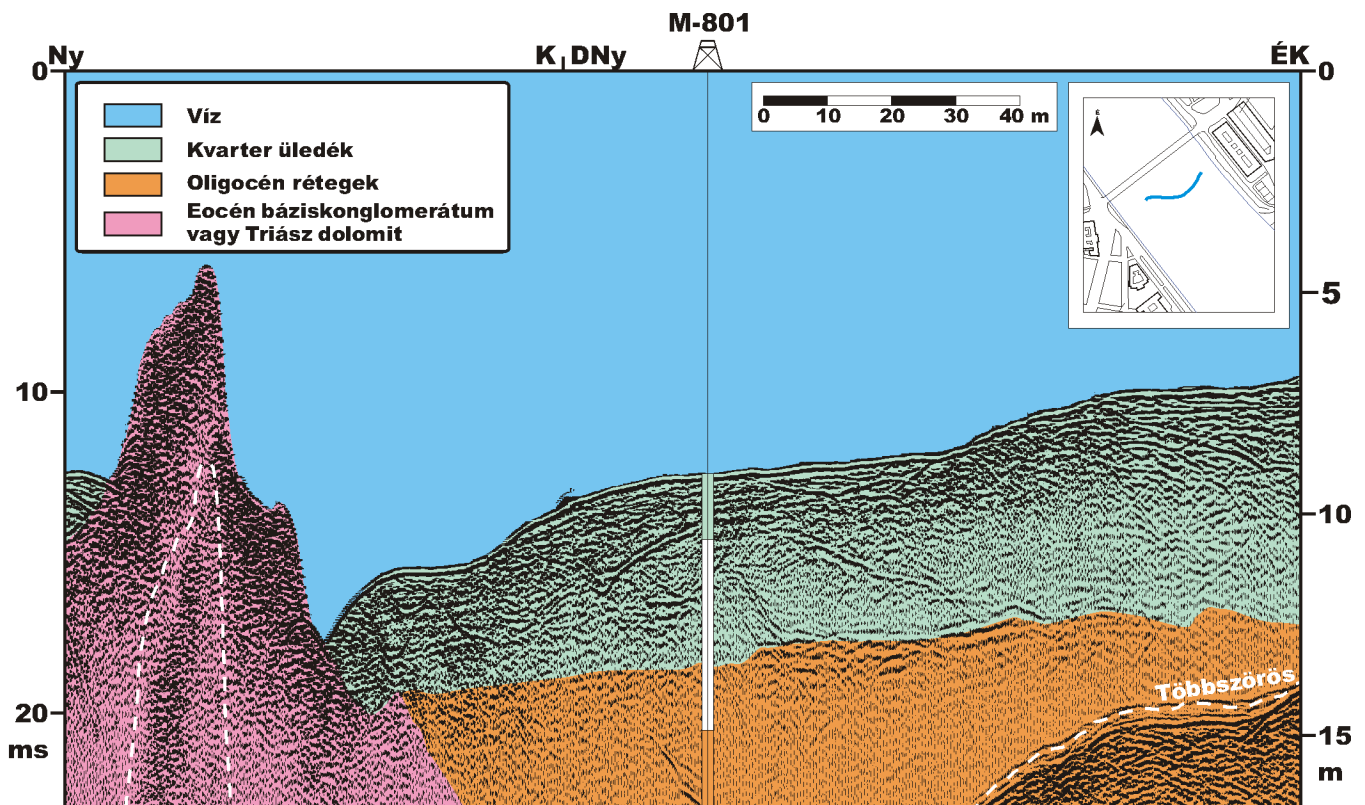


**5.9. ábra:** Az egycsatornás szeizmikus mérés alapján készített mederfenék morfológia a Gellért-hegytől közvetlenül délkeletre eső Duna-szakaszon. Az **A-A'** és **B-B'** nyomvonalak az 5.10.a., illetve 5.10.b. ábrákon bemutatott két szeizmikus szelvény helyét jelölik.



**5.10.a-b. ábra:** A Szabadság híd alatt mért folyásirányú (**A-A'**), illetve keresztirányú (**B-B'**) egycsatornás szeizmikus szelvények. A szelvények a mederfenék morfológiájában is anomális kiemelkedést mutató, egykori Ferenc-József híd felett mérődtek. Az a) ábrán a mederfenékből ma is kiemelkedő két tartószerkezet-roncs által generált diffrakciós hiperbolák láthatók. A b) ábra viszont nem csak a mederfenékből kiemelkedő hidroncsot, hanem a budai rakpart előterében kibukkanó dolomitréteget, illetve a pesti oldalon a recens folyami üledéket is mutatja.

A mederfenéken előbukkanó triász dolomit rög egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus leképezése látható az 5.11. ábrán. Az ábrán nem csak a mederfenék morfológiája és a kiemelt helyzetű triász blokk figyelhető meg, hanem a holocén üledékek bázisa is jól azonosítható. Megjegyzendő, hogy a szeizmikus mérések alapján kijelölhető holocén fekü esetenként jobban tükrözi a valódi vastagságviszonyokat, mint a fúrások, melyeknél (pl. M-801, M-803) a holocén összletből az üledékek konszolidátlansága miatt magminta-vétel nem történhetett, így a réteghatár mélységének kijelölése bizonytalan volt. Ennek legmarkánsabb példája az 5.11. ábrán is látható M-801 fúrás esete, ahol a fúrási napló leírása szerint a meder alatt mindössze 1.5 m holocén üledéket találtak, az első magminta azonban csak 6.9 méterrel a meder alatt kezdődik. A szeizmikus szelvény alapján egyértelműen látható, hogy a holocén rétegsor a fúrásban valójában több mint 4 m vastag.

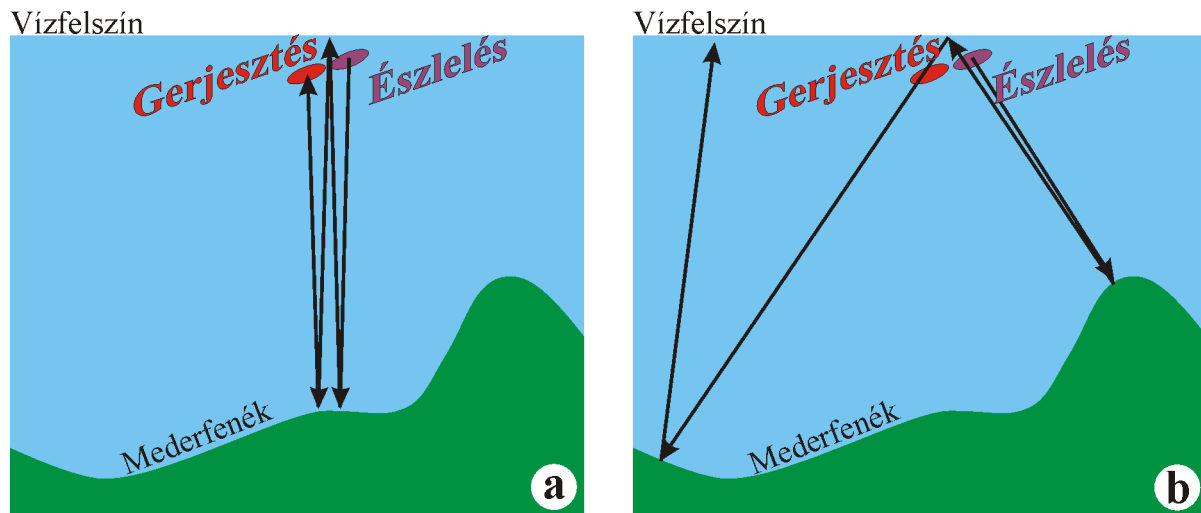


**5.11. ábra:** A mederfenéken kibukkanó Triász dolomit rög képe az egycsatornás szeizmikus szelvényen. A mérés nyomvonalát a térképrészleten jelölt vonal mutatja. A szelvényen feltüntetett horizontális skála hozzávetőleges, ugyanis a felvételezést időre és nem távolságra történő lövéssel végeztük, így a vontatási sebesség változása a szelvény horizontális skáláját torzítja. A szelvény vertikális túlmagasítása közel tízszeres. A szelvényen feltüntetett M-801-es fúrás rétegsorában fehérrel jelölt szakasz a magminta-hiányt jelzi.

A Duna mederfeneke a dolomit kibukkanások környékén szokatlanul hirtelen változásokat mutat. Ezek a változások helyenként olyan mértékűek, hogy néhány méteres

távolságon belül a mederfenék akár métert meghaladó szintkülönbséggel jellemezhető. Ez a morfológia az egycsatornás felvételeken egy jellegzetes, a 2D szelvény síkjából kieső réteghatárról (pl. egy kibukkanó dolomittömből) visszavert, ún. oldalbeérkezést eredményez. Ez a szeizmikában jól ismert jelenség a szokatlanul nagy felbontás miatt torzított szelvényeken megtevesztő lehet, ezért mindenképpen érdemes vele külön foglalkozni.

Az 5.12.a-b. ábra egyszerű rajza mutatja az oldalbeérkezés létrejöttét. A szeizmikus szelvény felvételi iránya a lap síkjából kifelé mutat. A nyomáshullámok nem csak a szelvény síkjából, a mederfenéknek a műszer alatti részéről (a), hanem az ábrán tőle jobbra, oldalra eső, kiemelt helyzetű szakaszáról is visszaverődnek (b).



**5.12.a-b. ábra:** Egy 2D szeizmikus szelvényen észlelt oldalbeérkezés vázlatos magyarázata a vízfelszínről visszavert többszörös hullámút feltüntetésével. Az a) ábra a szelvény síkjából visszavert, míg a b) ábra az oldalról érkező hullámok útját szemlélteti.

Felmerül a kérdés, hogy el lehet-e egyértelműen dönteni egy reflexióról, hogy az a szelvény síkjából, avagy oldalról érkezett. A válasz szerencsére igen, több kritérium is van, melyeket vizsgálva nagy biztonsággal kizárható a téves értelmezés. Szükséges azonban, hogy a szeizmikus felvételek olyan minőségűek legyenek, hogy ezeket a kritériumokat vizsgálni tudjuk. Ilyen vizsgálandó a jelek amplitúdó és fázisviszonya, a többszörös megléte és erőssége, valamint ha rendelkezésünkre áll egy sűrű mérési hálózat, akkor a közeli szelvényeken látható hasonló jelenségek.

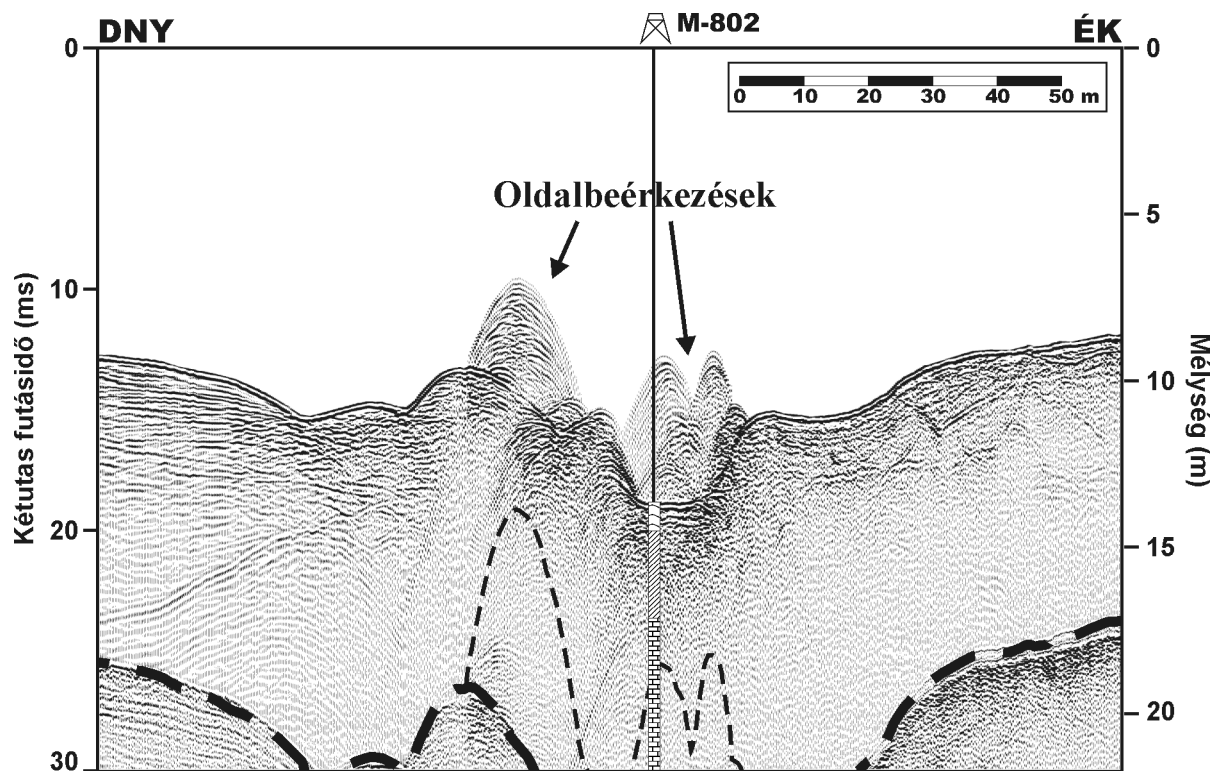
Jó minőségű szeizmikus felvételen a jel amplitúdó és fázisviszonya sokat elárul a visszaverődés irányáról. Különösen igaz ez olyan rendszerek esetén, melyek jelentős irányérzékenységgel rendelkeznek. Az általunk használt IKB-Seistec<sup>TM</sup> boomer forrása, de különösen a hidrofocsoport körül elhelyezkedő fókuszáló kúp erős irányérzékenységet

biztosít a rendszernek. Ennek következtében a szelvény síkjából kieső geológiai vagy antropogén hatókról visszavert jel amplitúdója észlelhetően kisebb, és a jel fázisa is torzul.

Még markánsabb a vízfelszín által generált többszörösökben tapasztalható különbség. Mint azt az 5.12.a-b. ábra mutatja, a szelvény síkjából érkező reflexió a vízfelszínen visszaverődve ismét megteszi ugyanazt az utat, ezáltal erős többszöröst generál. Ezzel szemben az oldalról visszavert jel a vízfelszínt nem merőlegesen, hanem laposabb beesési szögben éri, így arról olyan szögben reflektálódik, hogy többszöröst nem fog létrehozni.

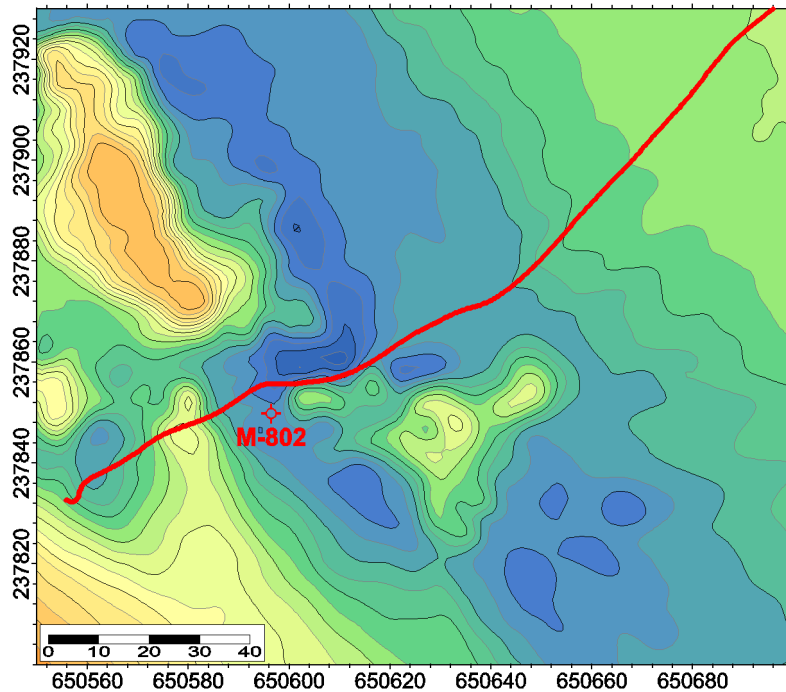
Amennyiben a területről pontos és kellően részletes felmérést végeztünk, akkor az oldalbeérkezés forrása közvetlenül is azonosítható. Ez a 3D leképezés előnye, hiszen ekkor minden kétséget kizáróan eldönthető, hogy melyik reflexió honnét érkezett vissza.

Mindezekre mutat példát az M-802-es fúrás és annak közvetlen közelében található dolomit rög mellett elhaladó egycsatornás szeizmikus szelvény az 5.13. ábrán. Az ábra közepén megjelenő, a mederfenéknél kisebb amplitúdójú diffrakciós hiperbolákkal jellemezhető reflexiók egyértelműen a szelvény síkjából kieső hatókról verődtek vissza. Ezt megerősíti az a tény is, hogy szemben a mederfenék erős többszörös reflexiójával (vastag szaggatott vonal az ábra alján), nem hoznak létre többszörös reflexiót (jelek hiánya a vékony szaggatott vonal mentén).



**5.13. ábra:** Oldalbeérkezések az egycsatornás szeizmikus szelvényen. A vastag szaggatott vonal a mederfenék által generált többszöröst jelzi, míg a vékony szaggatott vonal az oldalbeérkezés kétszeres futásidőjét mutatja, ahol a többszörösnek jelentkeznie kellene.

A szelvény közelében megvizsgálva a mederfenék morfológiáját az egyes oldalbeérkezéseket létrehozó, a mederfenékből kiemelkedő morfológiájú képződmények is azonosíthatók. Az 5.14. ábra térképrészlete a szelvény közvetlen környezetében mutatja a mederfenék mélységét. Az ábrán piros vonal jelzi az 5.13. ábra szelvényének nyomvonalát.



**5.14. ábra:** Az 5.13. ábrán bemutatott egycsatornás szeizmikus szelvényrészlet mérési nyomvonala. A szelvény közvetlenül az M-802 jelű fúrás mellett halad el, néhány méterre északra attól a kiemelt helyzetű kettős püptől, mely a mederfenékből mintegy két méterrel emelkedik ki. Az M-802-es fúrástól nyugatra egy másik kiemelt helyzetű rög mellett halad tovább a szelvény. Kétséget kizáróan ezek a szelvény közelében található, a mederfenékből több méterrel kiemelkedő alakzatok hozták létre az 5.13. ábrán jelölt oldalbeérkezéseket. A szintvonalak köze 0.5 m-es.

Mint azt a fenti példa is mutatja, részletes vizsgálattal eldönthető, hogy a szeizmikus szelvényen leképezett reflexiók mögött milyen geológiai ható húzódik meg. Ennek a vizsgálatnak az elvégzése egy bonyolult morfológiájú területen, mint amilyen a vizsgált Duna szakasz, kiemelt fontosságú és elkerülhetetlen. Ezen a kutatási területen fordult elő, hogy egy akusztikus felmérés eredménye alapján PRÓNAY et al. (2001) tévesen a mederfenéken kilépő szökevényforrások szeizmikus képeként értelmezték a fent tárgyalt oldalbeérkezéseket.

#### **5.4.2 A többszatornás szeizmikus mérés eredménye**

A többszatornás szelvények és a területre eső fúrási adatok együttes értelmezése során térképezhető volt az oligocén bázisa, illetve a triász dolomitból és az eocén bázis-konglomerátumból álló együttes összlet fedője. Az eocén bázis-konglomerátumot és a triász dolomitot az értelmezés során együttesen kezeltük, ennek magyarázatát az 5.2.2. fejezetben, a terület földtani-geofizikai modelljének ismertetésekor adtuk meg. Az oligocén üledékek fekéje a megkutatott területen 25 méterrel a Balti tengerszint alatti mélység és a Duna

mederfenéke közötti tartományban található, legmélyebb helyzetű a terület déli részén, a budai rakpart előterében. Ezen a jól rétegzett, szinte vízszintes településű részen mélyültek a T-2, T-4 és peremi helyzetben a T-5 fúrások. A DM-4, DM-3 fúrások már kiemeltebb helyzetet mutatnak, de még éppen nem érték el a Budai Márga tetejét. Egy felszín alatt eltemetett, kiemelt rögöt harántoltak szinte azonos mélységben a T-6, M-803 és M-801 jelű fúrások. A szeizmikus szelvények jól mutatják a vetődésekkel több helyen harántolt kiemelt helyzetű egységet. A mederfenéig emelkedik az aljzat a Szabadság hídtól délre a budai part előterében. Itt természetesen a Budai Márga hiányzik.

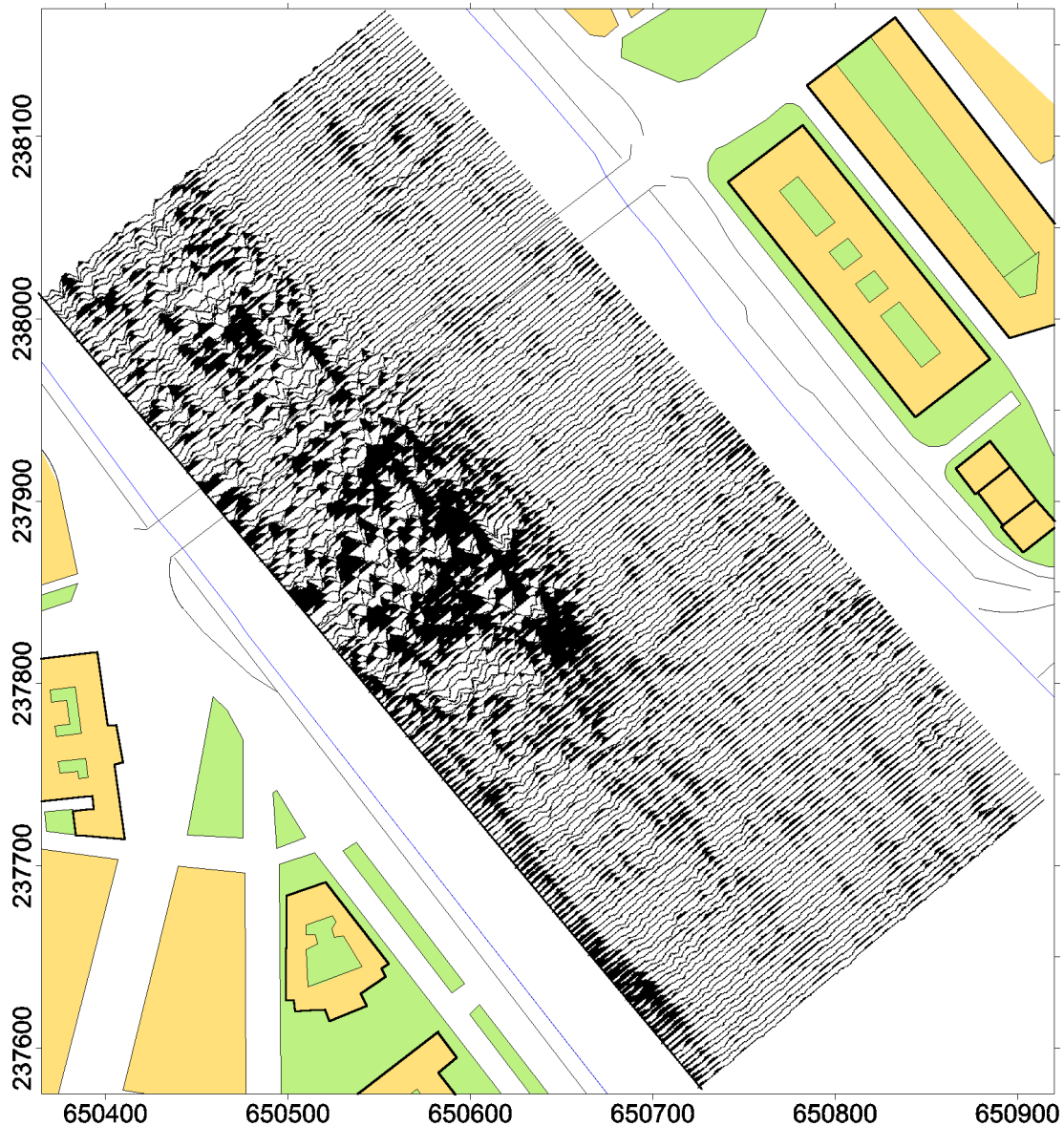
A triász földolomit vagy az eocén báziskonglomerátum fedőjét a Duna alatt mindössze két fúrás, az M-802 és az M-803 jelű érte el, a többszörös szeizmikus mérések segítségével azonban a teljes Duna alatti felmért területen térképezhetővé vált e felszín morfológiája (5.17. ábra). A Budai Márga felszínéhez hasonlóan a terület déli részén található a triász összlet a legmélyebb helyzetben, 100 méterrel a Balti tenger szintje alatt. Az észak felé hirtelen kiemelkedő aljzat a felmért területen több helyen a mederfenék szintjéig emelkedik.

A többszörös szeizmikus mérés eredményei alapján a felmért terület három fő részre osztható:

1. A terület déli, részén nagy mélységig (100-200 m) követhetők a nyugodt településű rétegek. Ennek a területnek az északi határát a triász aljzat gyors emelkedése adja.
2. A Duna középső szakaszán a Szabadság hídtól délre mintegy 200 méteres távolságig jól azonosítható a kiemelt helyzetű triász rögök felszíne. Egyértelműen elkülöníthetők azok a területek, melyeken a dolomit a mederfenék közvetlen közelében van, vagy kibukkan a mederfenéken, illetve azok a területek, ahol a triász rögök még eltemetve, de viszonylag kis mélységben (40-50 mBf) találhatóak. Ennek térbeli kiterjedése legcélszerűbben a 3D adatrendszer vízszintes metszetein vizsgálható. Az 5.15. ábra a mederfenék alatt mintegy 10 méterrel, a 75 mBf mélységben készített metszetet mutatja. A nagy amplitúdójú reflexiókkal jellemezhető, környezetétől markánsan eltérő térrész az a tartomány, ahol a triász összlet eléri ezt a kis mélységet. Ennek fúrásos bizonyítékát szolgáltatotta az M-803-as fúrás. A szeizmikus szelvények tanúsága szerint azonban az M-801 és T-6 fúrások is ugyanezt a kiemelt rögöt harántolták. Nagy valószínűséggel közvetlenül az M-801 fúrás talpa alatt szintén triász rétegek találhatóak, sőt az is elképzelhető, hogy a fúrás talpán elért hidrotermális telérkitöltés már az eocén báziskonglomerátum vagy a triász dolomit tetejét jelzi. Ezt az értelmezést mutatja az 5.16. ábrán látható INLINE-56-os szelvény metszet.
3. A pesti rakpart közelében az aljzat jelentős mértékű süllyedését mutatják a fúrási adatok. Ennek a süllyedésnek csak a peremét sikerült leképezni a szeizmikus mérés során, a

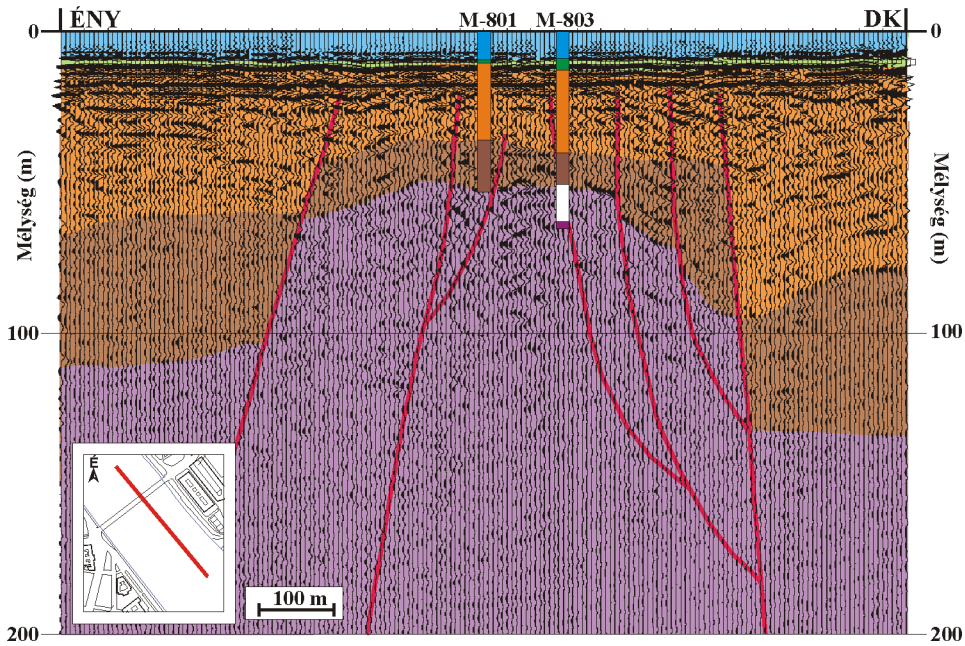


mérési eredmények a pesti part közelében kevésbé megbízhatóak. Ennek oka egyrészt a kis vízmélység, másrészt pedig számos, a mérést nehezítő, vagy lehetetlenné tevő hajózási akadály (pontonok, kikötött hajók) volt.

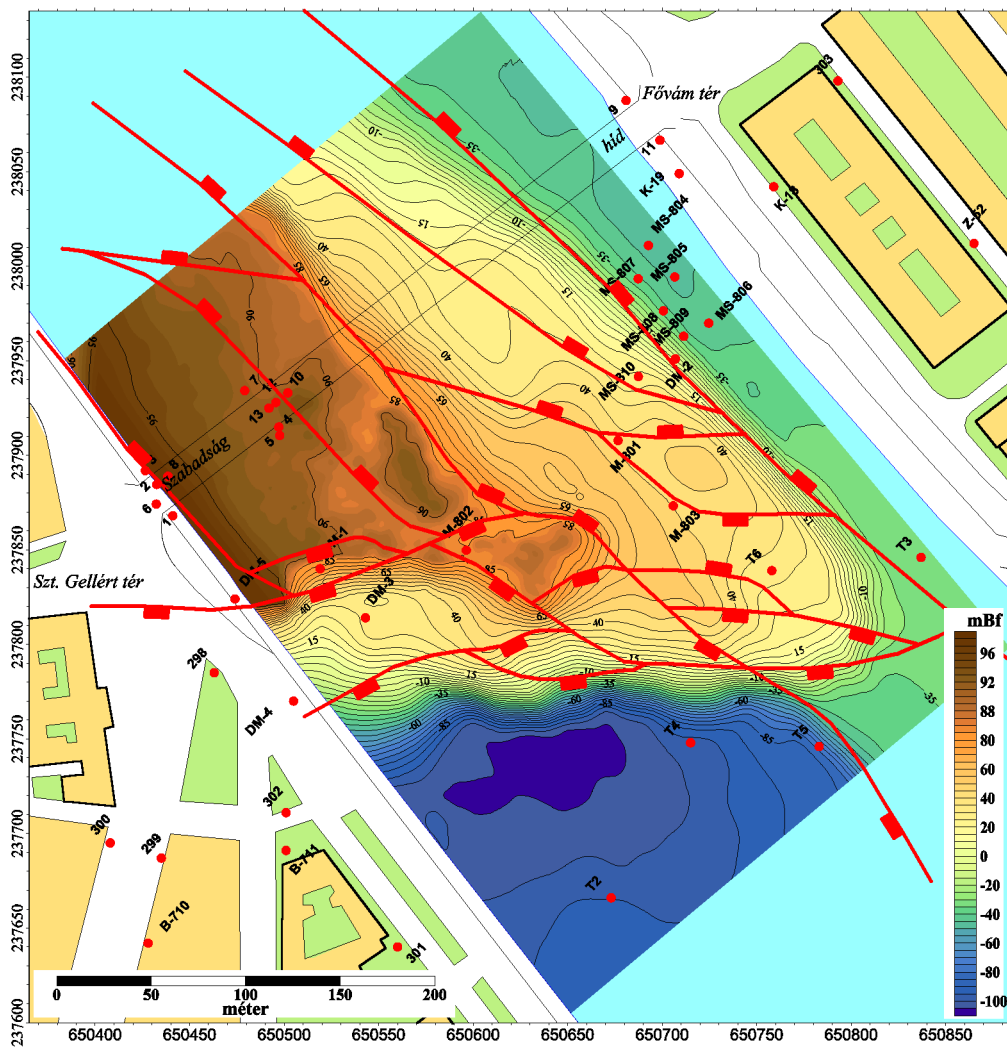


**5.15. ábra:** A 3D szeizmikus adatrendszer 75 mBf mélységben készített metszete. A nagy amplitúdójú, környezetétől markánsan eltérő szeizmikus fáciesű terület azt a térrészt jelöli ki, ahol a triász rétegek elérik a 75 mBf feletti szintet. (EOV koordinátarendszer)

A terület tektonikai elemzése során a legtöbb információt a többcsatornás szeizmikus mérés eredményei jelentették. A teljes területet lefedő 3D tömbszelvény részletes analízise, az egycsatornás szeizmikus mérési eredményekkel és a rendelkezésre álló fúrési adatokkal együtt minőségi különbséget jelentett a Duna-meder alatt korábban rendelkezésre álló, meglehetősen hiányos információhoz képest. Az 5.17. ábra együtt ábrázolja a triász dolomit / eocén báziskonglomerátum felszínét (színes térkép) és a szerkezeti elemeket.



**5.16. ábra:** A 3D mélységmigrált adatrendszer I-56-os metszete. A metszet helyét a térképábrán piros vonal jelöli. A szelvény közepén jól látható az M-803-as fúrás által is elért, kiemelt helyzetű triász rétegsor, valamint annak délkeleti és északnyugati levetése.



**5.17. ábra:** A triász rétegek fedőjének mélysége, valamint a területen térképezett tektonikai elemek.

A triász felszín morfológiájából kitűnik, hogy a vetők között jelentős különbség van az elvetés mértékét illetően. A pesti rakpart előterében a már említett közel Duna csapású vető zárja le a kiemelt triász rögöket, míg déli irányban egy kelet-nyugati csapású vető mentén kerül az aljzat 200 méterrel a felszín alá. A térképezett szerkezeti elemek jól illeszkednek a regionális tektonikai képbe. A Budai hegységben kitüntetett tektonikai irány az Ördögárok lefutásának ÉNY-DK irány. Ennek megfelelően a Dunával illetve a Gellért-hegy peremtörésével megegyező irányú vetőzóna, mint egyik domináns irány egyértelmű a területen. A másik fő csapásirány a kelet-nyugati, mely mind a mederfenék morfológiájában, mind pedig a triász blokkok déli peremén markánsan észlelhető. E kulisszásan ellépő vetőrendszer mentén található a Gellért fürdő forrásbarlangja, a mederfenéken kiemelt helyzetben észlelt déli triász rög és a Vitális szökevényforrás a pesti rakpart előterében.

## 6. fejezet

### Összefoglalás és következtetések

Dolgozatomban a folyóvízi többsatornás nagy felbontású és egycsatornás ultra-nagy felbontású reflexiós szeizmikus szelvényezés módszertanát és a két módszer együttes alkalmazásának lehetőségeit mutattam be konkrét mérési példákon keresztül. Az együttes alkalmazás természetesen nem jelenti azt, hogy ezek a módszerek külön-külön ne lennének megvalósíthatóak. Kutatásaim újszerűségét azonban éppen az adta, hogy a két módszert együttesen, folyóvízi környezetben használtuk. A folyók a víz áramlása és a változó, de általában mindössze néhány méteres vízmélység miatt jelentenek méréstervezési és mérés technikai kihívást egy szeizmikus kutatás során. A vizsgált kutatási területeken elért eredmények jól mutatják, hogy mindezek ellenére lehet olyan méréseket végezni, melyek érdemi előrelépést jelentenek a korábbi földtani ismeretekhez képest.

A bemutatott kutatási területeket szándékosan úgy választottam ki a Magyarországon végzett sok száz kilométer többsatornás és több ezer kilométer egycsatornás szelvény közül, hogy azok példát mutassanak a felszín alatti tartomány 2D, 2.5D és 3D leképezésére.

A Paks környezetében a Dunán végzett 2D többsatornás és egycsatornás szeizmikus szelvények jól összhangban voltak a szárazföldi szeizmikus mérések eredményeivel. Különösen igaz ez az ELGI által végzett szárazföldi sekélyszeizmikus szelvényekre, melyek újra feldolgozott változatait szintén bemutattam. Dunai méréseink a megelőző mérésekhez képest két szempontból is előrelépést jelentettek. Egyrészt sikeresen leképezték a korábbi szelvényezés számára technikai akadályt jelentő Duna alatti térrészt, másrészt pedig közvetlenül a mederfenéktől kezdődően, a teljes rétegsorról szolgáltatnak ismereteket. A vízi szeizmikus szelvények ezen előnyös tulajdonsága kulcsfontosságú volt a területen térképezett vetők aktivitásának vizsgálatokor, és fontos előrelépést jelentett a korábbi eredményekhez képest. Kimutattuk, hogy a vetőzóna egyes ágai egészen a jelentős időrétegtani hiátust jelentő kvarter/pannon határig követhetők. Ez a réteghatár néhol olyan kiemelt helyzetű, hogy az egycsatornás szeizmikus szelvények néhány méteres behatolási mélységével is vizsgálható.

A Budapesttől északra vizsgált Duna-szakaszon egyetlen többsatornás szeizmikus szelvény és a körülötte mérődött egycsatornás szeizmikus szelvényhálózat segítségével tudtuk a szerkezeti elemeket nagy részletességgel térképezni a Duna alatt. Az egycsatornás mérés

eredményeit közvetlenül összevettem a Dunakeszi és Göd között a Duna partján alacsony vízállásnál előbukkanó oligo-miocén rétegekkel. Ez a vizsgálat nem csak korábbi kutatók (BÖCKH, 1899; PÁVAI VAJNA, 1941) tektonikai következtetéseinek finomítását tette lehetővé, hanem egyedülálló lehetőséget adott arra, hogy a szeizmikus szelvényen látható reflexiók valós geológiai eredetét vizsgáljam.

Végül, de nem utolsó sorban, a Budapest belvárosában, a Dunán kivitelezett 3D vízi szeizmikus mérés kitűnő lehetőséget jelentett a Gellért-hegy délkeleti peremének vizsgálatára. A nehéz hajózási és navigációs körülmények mellett sikeresen végeztük el a terület háromdimenziós leképezését, a triász dolomit térbeli lehatárolását. A világszerte egyedülálló mérés nem csak tudományos, hanem a tervezett metró Duna alatti átvezetése kapcsán mérnöki szempontból is fontos eredményeket szolgáltatott.

### **Tézisek**

1. Az IKB-Seistec<sup>TM</sup> mérőműszer eredő jelalakja számítható a boomer jelalakjának ismeretében, illetve nagy pontossággal becsülhető a mért szeizmikus szelvényből. Az előbbi lehetőség a jelalak megértését, ezáltal a műszer- és méréstervezést segíti. A mérési adatokból történő jelalak-beclés a szeizmikus szelvények feldolgozása során hozott jelentős javulást.
2. A folyóvízi szeizmikus mérések egyik sarkalatos pontja a mérés kellő pontosságú pozicionálása. Példát mutattam mind az egycsatornás, mind pedig a többcsatornás mérés pozicionálásának egy kellően pontos kivitelezésére. Folyóvízi ultra-nagy felbontású mérések megfelelő pozicionálásához a legfeljebb méter hibájú helymeghatározó eszköznek a műszer geometriai középpontba történő helyezése szükséges. Többcsatornás mérések során a kellően pontos horizontális helymeghatározás mellett a hidrofonkábelek felszín alatti mélységének időbeli változását is rögzíteni kell.
3. A többcsatornás vízi szeizmikus mérések eredményei közvetlenül összevethetők a szárazföldi sekélyszeizmikus mérések eredményeivel. A mintegy két nagyságrenddel nagyobb felbontást eredményező egycsatornás ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvények a felszínközeli jelenségek nagy részletességű vizsgálatára adnak lehetőséget. A két mérés eredményei megfelelő méréstervezés esetén együttesen értelmezhetők.
4. Egycsatornás szeizmikus szelvények alkalmasan tervezett hálózatával, kedvező geológiai feltételek esetén a felszín alatti szerkezeti elemek olyan részletességgel térképezhetők, mely a felszíni megfigyelésekkel közvetlenül összevethető.

5. Kimutattam, hogy Paks közvetlen környezetében a Duna alatt áthaladó vetőzóna egyes ágai egészen a kvarter/pannon réteghatárig felhatolnak. KÓKAI & POGÁCSÁS (1991), valamint DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997) kutatásának eredményeit felhasználva korreláltam a vetőzónát a Tisza alatt Szolnok környezetében áthaladó vetőzónával. Ez utóbbi kvarter aktivitását a *Tisza-40/96* jelű szeizmikus szelvény kétséget kizáróan igazolta.
6. Budapesttől északra a felszíni morfológiában és a gravitációs Bourguer-anomália képen is jelentkező ÉNy-DK csapású jellegzetes irány egyértelmű korrelációt mutat a Duna alatt térképezett szerkezeti elemek (vetők és rétegdőlések) irányával és hatással van a Duna jelenlegi medrének alakulására és hajózhatóságára is.
7. A Gellért-hegy előtti Duna-szakasz vizsgálatával kimutattuk, hogy a Gellért-hegyet alkotó triász dolomit a jól ismert Ínségköhöz hasonlóan a Szabadság hídtól délre több helyen a mederfenéken is jelen van. A triász rétegek felszínének térképezése, és az azt határoló vetőrendszer meghatározása jelentősen előremozdíthatja a tervezett metró nyomvonalának olyan módosítását, hogy az a lehető legkisebb környezeti kockázatot jelentse.

### Javaslatok további kutatásokra

A módszer alkalmazhatóságát hazai vizeinken igyekeztem meggyőzően bizonyítani, a lehetséges alkalmazásokból viszont csak néhány példát állt módomban bemutatni. Az elmúlt évek során begyűjtött szeizmikus adatok hasonló szemléletű feldolgozása és értelmezése, illetve új mérések kivitelezése más területeken is új eredményekkel kecsegtet. Ilyen lehet a Szentendrei-sziget kerülete, a Csepel-sziget menti Duna-szakasz egyes részei (pl. Ercsi és Érd között, valamint Kulcs előterében), valamint Dunaújváros környéke.

Az 1994-ben és 1996-ban Paks környékén végzett vízi szeizmikus mérések adatrendszerére nem tette lehetővé a szelvények *4. fejezetben* ismertetett 2.5D szemléletű kiértékelését. Láttuk azonban, hogy éppen a Duna azon szakaszán vizsgálható a kvarter/pannon határ az egycsatornás mérési módszerrel, ahol a Móri-árok irányú, máig kérdéses vetőzóna feltételezhető. A kérdés vizsgálatához ennek a Duna-szakasznak a hálózatos felmérése mindenképpen javasolható, különösen annak fényében, hogy a Paksi Atomerőmű élettartamának várható meghosszabbítása tektonikai reambulációt és továbbkutatást tehet szükségessé.

A konkrét mérési feladatok mellett a módszer más geofizikai mérésekkel történő kombinálása, illetve a 3D mérések hatékonyságának fejlesztése is fontos kutatás-fejlesztési feladat.

## **Köszönetnyilvánítás**

Dolgozatom legnehezebb és egyben legkellemesebb fejezetéhez érkezett a tisztelt olvasó. Nehéz, hiszen mindenkinek egyszerre szeretném megköszönni a segítséget, amelyet a hosszú évek együttműködése során nyújtott, de ezt érthető okokból nem tudom megtenni. Ugyanakkor kellemes, hiszen végiggondolva, hogy ki mindenki segített akár csak egy gondolattal, vagy az évek során végig mellettem állva, újra feleleveníti az emlékeket. Ezek az emlékek pedig, még ha sokszor fáradtságos munkához kötődnek is, megérték a bele fektetett energiát.

Mindaz a munka, amit dolgozatom összefoglal, nem lett volna egyedül elvégezhető. Nem lehet rangsorolni, hogy kinek a segítsége volt a fontosabb, az azonban biztos, hogy témavezetőm, Horváth Ferenc széles körű szakmai tudása, lelkesedése és emberi tartása nélkül sokkal nehezebb lett volna a dolgom. Köszönet illeti mindazért a segítségért, amit az elmúlt években folyamatosan nyújtott beleértve az utolsó hetek hajráját is.

A terepi mérések és azok kiértékelése során nyújtott segítségért több kollégámat is köszönet illeti. Dövényi Péter kitartó munkájával és utolérhetetlen ötleteivel segített számos alkalommal, oroszlánrészt vállalva a többcsatornás mérések tekergő kígyójának követésében. Szafián Péter nemcsak a szakmai munkában, de több éven keresztül „falumbeliként” is társam volt. Közös biciklizéseinkre és napsütötte tokaji méréseinkre nosztalgiával gondolok vissza. A terepi mérések alkalmával Vida Róbert volt segítségemre a legtöbb alkalommal. A vele együtt végzett rengeteg mérés felejthetetlen élmény marad. Robi vitathatatlan munkát végzett a mérésekhez kapcsolódó szoftverek fejlesztésében is. Remélem, hogy ezt a tudását a jövőben is sikeresen fogja kamatoztatni. Magyarai Orsolya az első évek mérései során volt a csapat tagja, Windhoffer Gábor, Fekete Noémi és Kis Árpád pedig tanulmányaik befejeztével váltak kiváló munkatárssá. Bada Gábor geológusként színesítette a csapatot. Mindannyian tudásukhoz mérten kivették részüket a feladatok megoldásából, meghatározó élmény volt több éven keresztül velük dolgozni.

Pusztai Sándor legelső egyetemi éveim óta kíséri figyelemmel munkámat. Ötleteivel, tanácsaival és odafigyelésével számos nehézségen átsegített. Szeretnék ezért most köszönetet mondani.

Segítségükért és szakmai iránymutatásukért köszönettel tartozom az ELTE Geofizikai Tanszéke mindenkori vezetőjének és munkatársainak. Külön köszönet illeti Meskó Attila

akadémikus urat, aki kutatásaim első éveiben a tanszéket irányította, valamint Márton Péter professzort, aki a hosszúra nyúlt doktori munka több nehézségén segített át rendíthetetlen bizalmával. Hálával gondolok vissza Cserepes Lászlóra, aki a doktori iskola egyik vezető egyéniségeként gyarapította tudásunkat, irányította tevékenységünket. Pacsirszky Lászlóné és Habár Rita a gyakran felmerülő ügyes-bajos dolgokon való túljutásban segített, Erki Imrét és Emszt Gyulát (BME) a labormérések során nyújtott segítségükért illeti köszönet.

Nagymarosy Andrásnak a Duna menti terepbejárás alkalmával és a gyűjtött minták vizsgálatakor nyújtott segítségével tartozom köszönettel. Csontos László és Magyarai Árpád több alkalommal, de különösen a Gellért-hegy előtti Duna-szakaszon végzett kutatás során volt segítségemre alapos geológiai ismeretével.

Az 1999. évi nyári terepgyakorlat IV. éves hallgatóinak (Fekete Noémi, Hámori Zoltán, Légrády Dávid, Ubránkovics Csaba, Vas Tibor, Windhoffer Gábor) lelkesedése könnyítette a gödi Duna-szakaszon végzett munkát, amire örömmel gondolok vissza.

Külön köszönet illeti Kovács Bélát az ELTE Térképtudományi Tanszékének dolgozóját. Utolérhetetlen szakmai felkészültségére és önzetlen segítségére mindig számíthattam.

Peter Simpkin, az IKB-Seistec<sup>TM</sup> tervezője és gyártója, a közel tíz éve tartó kapcsolat során az elvárható támogatásnál messze többet segített. Számos probléma gyors megoldása nem lett volna lehetséges naprakész válaszaik nélkül. Segítségét és hozzáállását nagyra értékelem. Bruce Allent és az angliai Exploration Electronics Ltd. munkatársait a mérések sokszor embert próbáló kihívásai során nyújtott teljesítményükért illeti köszönet és elismerés. Tom McGee szakmai tapasztalata az első mérések során bizonyult nélkülözhetetlennek. Segítségére elismeréssel és köszönettel gondolok vissza.

Köszönet illeti Balogi Jenőt a Paksi Atomerőmű Rt. egykori vezérigazgatóját, Bokor Csabát a MOL Rt. Hazai Kutatás és Termelés Divíziójának igazgatóját, Gulyás Lászlót a BKV Rt. DBR Metró Project-igazgatóját valamint Elekes Mártont az EUROMETRO Kft. Project-igazgatóját, hogy hozzájárultak az általuk finanszírozott kutatások eredményeinek dolgozatomban történő felhasználásához. Katona Tamás a paksi, Németh Tibor pedig a DBR Metró project kapcsán volt segítségünkre. Bozsó Tamás a DBR Metró project során és azóta is többször segített szakmai hozzáértésével és javaslataival.

Kontur Ádámot, a Fővárosi Vízművek Rt. csoportvezetőjét, valamint Rózsa Attilát, akkoriban még a Közép-Duna-Völgyi Vízügyi Igazgatóság munkatársát, az első dunai egysátonás mérések szakmai támogatásáért, Tahy Ágnes (KÖDUVIZIG) és Kisgyörgy Sándort (KSZI Kft.) pedig a Szentendrei-sziget körüli mérések felkarolásáért illeti köszönet.



Az ELGI munkatársait dicsérik a Paks környékén felvett sekélybehatolású szeizmikus szelvények. Mind szakdolgozatom készítése, mind pedig doktori kutatásom során öröm volt ezekkel a szelvényekkel dolgozni. Bodoky Tamásnak, az ELGI igazgatójának szeretnék köszönetet mondani ezért a lehetőségért.

A terepi mérések kivitelezése és kiértékelése zömében a Geomega Kft. égisze alatt zajlott. A kutatáshoz biztosított háttér elengedhetetlenül szükséges volt a színvonalas munkához.

Számos mérésünk során vettük igénybe a Rudas és Társa Bt. segítségét. A hajózásban nyújtott első osztályú szolgáltatásért köszönet illeti Rudas Ferencet és munkatársait. Külön öröm volt együtt dolgozni Kővári Ferencel, aki sokszor könnyítette méréseinket ötleteivel, odafigyelésével.

Szabados István hosszú évek tapasztalatával és szakértelmével biztos műszaki háttérrel jelentett méréseinkhez. Köszönöm, hogy segítségére bármikor számíthattunk.

A Dunán, a Szabadság híd pillérjeit kerülgetve, Tóth László és diákjai segítségével sokszor azt se tudtuk volna, hogy merre jártunk. Ezúton is köszönjük a székesfehérvári Jáky József Szakközépiskola segítségét.

Benkő Ágnes és Zeleiné Batisz Gabriella segítségével nap mint nap megkönnyítette munkámat. Mindkettőjüknek köszönettel tartozom kedvességükért és segítségükért.

Végül, de nem utolsó sorban szüleimet, feleségemet és gyermekeimet, Adriánt és Blankát illeti köszönet azért, hogy nemcsak elfogadták a kutatással járó munkát és feladatokat, de feltétlen türelmükkel, támogatásukkal és folyamatos bátorításukkal segítettek is. Sokszor volt az az érzésem, hogy nélkülük az egész felesleges lett volna...

## Hivatkozások

- ÁDÁM L., MAROSI S. & SZILÁRD J. (1959): A Mezőföld természeti földrajza. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BADA G., DÖVÉNYI P., SZAFIÁN P. & TÓTH T. (2000): A Püspökszilágyi Radioaktív Hulladék Feldolgozó és Tároló (RHFT) telephelyének előzetes neotektonikai reambulációja. Kutatási jelentés az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet megbízásából, Budapest.
- BALLA Z., DUDKO A. & MAROS GY. (1997): Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája. – *In*: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds.): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága című kötetben. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 33-60.
- BALLA Z. (1999): Van-e bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén? – *Földtani Közlöny*, v. 129/1, p. 97-109.
- BÖCKH H. (1899): Nagy-Maros környékének földtani viszonyai – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve* v. XIII, p. 1-57.
- BRIAN, J. E. (1997): A handbook for seismic data acquisition in exploration – SEG, Tulsa
- BRUKNER-WEIN A., BALOGH K., HALMAI J., IHAROS-LACZÓ I., JÁMBOR Á., KÓSA L., RAVASZ-BARANYAI L., VETŐ I. & VICZIÁN I. (1982): A Paks-2. sz. fúrás földtani eredményei (I). – MÁFI Adattár, Budapest, Adattári szám: 733/5.
- BRÜHL, M., VERMEER, G. J. O. & KIEHN, M. (1996): Fresnel zones for broadband data – *Geophysics*, v. 61, p. 600-604.
- CHIKÁN G. (1992): Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. V. kötet: Paks környékének földtani leírása. MGSz Adattár, Budapest, p. 1-93.
- CHOWDHURY, A. N. & SHERIFF, R. E. (1996): Prospect development in a sequence stratigraphic framework using high resolution seismic data. – *The Leading Edge*, v. 15, No. 3, p. 211-213.
- CSERNY T. & CORRADA R. (1989): A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei – MÁFI évi jelentés az 1987. évről, p. 341-347.
- CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FEKETE N., MAGYARI Á., NAGYMAROSY A., SZAFIÁN P., TÓTH T., VIDA R., & WINDHOFFER G. (2001): A budapesti 4. metróvonal I. szakaszának Duna alatti átvezetése földtani viszonyairól a területen végzett szeizmikus felmérés eredményi alapján. – Kutatási jelentés az EUROMETRO Kft. megbízásából.

- DBR METRÓ & GEOVIL KFT. (1999): Dél-Buda-Rákospalota irányú 4. metróvonal Duna-meder alatti vonalszakasz földtani, hidrogeológiai és geotechnikai szakvéleménye. Digitális kézirat.
- DEL BEN, A., FINETTI, I., REBEZ, A. & SLEJKO, D. (1991): Seismicity and seismotectonics at the Alps-Dinarides contact. – *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v. 33, p. 155-176.
- DETKYNÉ LÖRINCZ K. (1997): Részletes tektonikai vizsgálatok a Szolnoki Fliss Öv nyugati peremén szeizmikus és mélyfúrési adatok alapján. – Kandidátusi értekezés, MTA Könyvtár, Budapest.
- EDELMANN, H. (1968): An underwater sound source with higher seismic efficiency – *Geophysical Prospecting*, v. 16, p. 474-490.
- EDGERTON, H. F. & HAYWARD, E. C., (1964): The Boomer sonar source for seismic profiling – *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 3033-3042.
- ELSTON, D. P., LANTOS M. & HÁMOR T. (1990): Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek magnetosztatográfiája. – MÁFI Évi jelentés az 1988. évről (I), p. 109-134.
- ENRS CONSULTING AND ENGINEERING (1991): Results of well site surveys ARCO North Forelands #1 Lease Block ADL 17589 upper Cook Inlet, Alaska: Document Number 0480-165-N.F.
- EVANS, B. J. (1997): *A Handbook for Seismic Data Acquisition in Exploration*, SEG, Tulsa OK, 305 p.
- GAMES, K. P. (1988): Flexichoc FHC50 seismic source – *First Break*, v. 6, p. 254-260.
- GILES, B. F. (1968): Pneumatic acoustic energy source – *Geophysical Prospecting*, v. 16, p. 21-53.
- HAEUSSLER, P. J., BRUHN, R. L. & PRATT, T. L. (2000): Potential seismic hazards and tectonics of the upper Cook Inlet basin, Alaska, based on analysis of Pliocene and younger deformation. – *GSA Bulletin*, v. 112, p. 1414-1429.
- HOULLEVIGUE, H., DELESALLE, H. & DE BAZELAIRE, E. (1999): Enhanced composite 3D cube derived from multi-azimuth 3D marine acquisitions – 61<sup>st</sup> Meeting: EAGE.
- HORVÁTH F., CSONTOS L., ERDÉLYI M., FERENCZ CS., GÁBRIS GY., HEVESI A. & SIKHEGYI F. (1990): Paks környezetének neotektonikája. Kutatási jelentés a MÁELGI megbízásából. Budapest.
- HORVÁTH F., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., WÉBER Z., DRAHOS D., NAGYMAROSY A., SZÉKELY B., TÍMÁR G., GYÓRI E., SZABÓ A., VÁRKONYI L., CSERNY T., CZELLER I., GOMBOS CS., REMETE L., SAMU L. & BUNTEBARTH, G. (1993): Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján. Kutatási jelentés a PA Rt. megbízásából, Budapest.

- HORVÁTH F. & CLOETINGH, S. (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics*, v. 266, p. 287-300.
- HORVÁTH F., TÓTH T., MAGYARI O., SZAFIÁN P., BADA G. & DÖVÉNYI P., 1997: Folyóvízen kivitelezett, nagyfelbontású szeizmikus kísérleti mérések végzése a Duna országhatár és Esztergom közötti szakaszán. Kutatási jelentés a MOL Rt. számára, Budapest.
- HORVÁTH T., FÁY M., SÁNDOR CS. (2000): A Metróvonal mérnökgeológiai adottságai. – *Földtani Kutatás*, v. 37., p. 35-44.
- HENRIET, J. P., VERSCHUREN, M. AND VERSTEEG, W. (1992): Very high resolution 3D seismic reflection imaging of small-scale structural deformation – *First Break*, v. 10, No. 3, p. 81-88.
- HERTELENDI E., PETR R., SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. (1989): Radiokarbon koradatok a Paks-Szekszárd süllyedék kialakulásához. – *Földrajzi Értesítő*, v. 38, p. 319-324.
- HUTCHINSON, D. R. & DETRICK, R. S., JR. (1982): Watergun versus airgun: a comparison – *Marine Geophysical Research*, v. 6, p. 295-310.
- HILL, P. R., HEQUETTE, A., RUZ, M. H. & JENNER, K. A. (1990): Geological Investigations of the Canadian Beaufort Sea Coast, for Geological Survey of Canada – GSC Open File Report No. 2387.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1991): Earthquakes and Associated Topics in Relation to Nuclear Power Plant Siting. – IAEA Safety Series No. 50-SG-S1, IAEA Vienna.
- JÁMBOR Á., MOLDVAY L., RÓNAI A., SZENTES F. & WEIN GY., (szerk.), (1966): Magyarország földtani térképe, M: 1:200.000. L-34-II Budapest. MÁFI, Budapest.
- JÁMBOR Á. és további 26 szerző (1988): A magyarországi pannóniai (s.l.) képződmények rövid földtani jellemzése. – *MÁFI Évi jelentés az 1986. évről*, p. 311-326.
- JUHÁSZ J. (2000): A 4. sz. Metró kutatásának hidrogeológiai eredményei. – *Földtani Kutatás*, v. 37., p. 25-35.
- KISDINÉ BULLA J., RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZS. & SZABÓNÉ DRUBINA M. (1984): Budapest területének földtani, vízföldtani, építésalkalmassági térképei. MÁFI.
- KNAPP, R. W. (1991): Fresnel zones in the light of broadband data – *Geophysics*, v. 56, p. 354-359.
- KÓKAI, J. & POGÁCSÁS, GY. (1991): Hydrocarbon plays in Mesozoic nappes, Tertiary wrench basins and interior sags in the Pannonian Basin. – *First Break*, v. 9, p. 315-334.
- KORPÁSNÉ-HÓDI M. (1998): Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.), Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest.

- LÓCZY L. Jr. (1939): A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petróleumkutatásra – Földrajzi Közlemények, v. 67, p. 384-398.
- LUGG, R. D. & BRUMMITT, J. G. (1986): The P400 watergun source in the quest for improved resolution at all depths – Geophysical Prospecting, v. 34, p. 665-685.
- MAGYARI Á. (1996): Eocén szinszediment jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. Doktori dolgozat, ELTE, 289 p.
- MAROSI S. & MESKÓ A. (szerk.) (1997): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága – Akadémiai Kiadó, Budapest
- MARSSET, B., MISSIAEN, T., DE ROECK, Y. -H., NOBLE, M., VERSTEEG, W. AND HENRIET, J. P. (1998): Very high resolution 3D marine seismic data processing for geotechnical applications – Geophysical Prospecting, v. 46, p. 105-120.
- MCGEE, T. M. (2000): High-Resolution seismic profiling on water. Majorana Center of Scientific Culture School of Applied Geophysics, 10<sup>th</sup> Course: Development of Geophysical Methods with Application to Shallow Targets – Annali di Geofisica, v. 43, pp. 1045-1073.
- MESKÓ A. (1983): Geofizikai adatfeldolgozás I. (Lineáris átalakítások) – Tankönyvkiadó, Budapest.
- MESKÓ A. (1988): Szeizmika I-II – Tankönyvkiadó, Budapest.
- MESKÓ A. (1989): Bevezetés a geofizikába – Tankönyvkiadó, Budapest.
- MISSIAEN, T., VERSTEEG, W. H., DIVIACCO, P., MARSSET, B. & HENRIET, J.-P. (2001): Flexible VHR Marine 3D Seismic Method for Small-Scale Site Surveys in Shallow Water – 63<sup>rd</sup> Meeting: EAEG.
- MJOEN, O., BRINK, M. & KOLBJORNSEN, K. (1994): A comparison of different seismic acquisition techniques for site survey application. – 56<sup>th</sup> Meeting.: EAEG.
- MOSHER, D. C., MACDONALD, R., HEWITT, A. T. & HILL, W. T. (1998): Small airgun arrays for high resolution geophysical surveying – Current Research, 1998D, Geological Survey of Canada, p. 43-50.
- MOSHER, D. C. & SIMPKIN, P. G. (1999): Environmental Marine Geoscience 1. Status and Trends of Marine High-Resolution Seismic Reflection Profiling: Data Acquisition. – Geoscience Canada, v. 26, p. 174-188.
- NOSZKY J. (1940): A Cserhát-hegység földtani viszonyai. – Magyar Tájak Földtani Leírása v. 3, Budapest.
- OUELLET, M. (1997): Lake sediments and Holocene seismic hazard assessment within the St. Lawrence Valley, Québec. – GSA Bulletin, v. 109, p. 631-642.

- PÁVAI VAJNA F. (1934): Új kőzetelőfordulás a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a Budai hegyekben. *Földtani Közlöny*, v. 64/1, p. 1-11.
- PÁVAI VAJNA F. (1941): Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. – *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936-38. évről*, p. 399-439.
- PÉCSI M. (1958): Budapest természeti képei. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- PÉCSI M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – *Földrajzi Monográfiák 3*, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- POGÁCSÁS GY., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G. & FARKAS CS. (1989a): Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. – *Általános Földtani Szemle* v. 24, p. 149-169.
- POGÁCSÁS GY., JÁMBOR Á., MATTICK R. E., ELSTON D. P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. (1989b): A nagyalföldi neogén képződmények kronostratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. – *Magyar Geofizika*, v. 30/2-3., p. 41-62.
- PRÓRAY ZS., TÖRÖS E., HERMANN L. (2000): Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. Metróvonal Duna alatti átvezetéséhez. – *Földtani Kutatás*, v. 37., p. 19-24.
- PRÓRAY ZS., TÖRÖS E., HERMANN L. (2001): Detection of drowned springs in the river Danube. – *EEGS 7<sup>th</sup> Annual Meeting*, Birmingham.
- RAINCSÁK GYÖRGYNÉ (2000): A Budapest 4. sz. Metróvonal és környezetének földtani viszonyai. – *Földtani Kutatás*, v. 37., p. 4-19.
- RÁNER G. & SZABÓ Z. (1997): Geofizikai kutatások Paks térségében. – *In: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds.): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága című kötetben*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 61-94.
- RÓNAI A. (1973): A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon – *MTA X. Osztályának Közleményei*, v. 6, p. 241-243.
- RÓNAI A. (1981): Magnetostratigraphy of Pliocene-Quaternary Sediments in the Great Hungarian Plain. – *Earth Evolution Sciences*, v. 1, p. 265-267.
- RÓNAI A. (1986): A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. – *Földrajzi Közlöny* v. 116/1., p. 31-43.
- ROZLOZSNIK P. (1936): Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai. – *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1933-35. évről*, p. 851-870.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., CSERNY, T. & MCGEE, T. M. (1998): Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian Basin, Hungary – *Acta Geologica Hungarica*, v. 47/1, p. 63-88.

- SCHAFARZIK F. & VENDL A. (1929): Geológiai kirándulások Budapest környékén – MÁFI, Budapest.
- SCHOCK, S. G., LEBLANC, L. R. & MAYER, L. A. (1989): Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis – *Geophysics*, v. 54, p. 445-450.
- SCHOCK, S. G. & LEBLANC, L. R. (1990): Chirp Sonar: new technology for subbottom profiling – *Sea Technology*, v. 31, p. 35-43.
- SIMON B. (1939): A Magyar medence földrengési térképe – *Földtani Közlöny*, v. 69, p. 199-201.
- SIMPKIN, P. G. & DAVIS, A. (1993): For seismic profilin in very shallow water, a novel receiver. – *Sea Technology*, v. 34, p. 21-28.
- SLAWSON, S., MONK, D. & MORAN, J. (1997): Survey geometries that achieve more uniform offset and azimuth sampling – 67<sup>th</sup> Annual International Meeting: SEG, p. 39-42.
- SZABÓ J. (1887): Göd környéke forrásainak geológiai és hidrográfiai viszonyai, Budapest.
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. (1985): Magyarország Bouguer-anomália térképe 1:100000. – MAELGI, Budapest.
- SZILÁRD J. (1955): Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. – *Földrajzi Értesítő*, v. 4, p. 263-278.
- SZTANÓ O., TÓTH T., MAGYARI O., MAGYARI Á. & HORVÁTH F. (2002): Alluvial architecture from ultra high-resolution single-channel seismic survey of the meandering Tisza river, Pannonian Basin, Hungary. – 16<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Pretoria, South Africa, p. 357-369.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. (1995): Reprocessing of Shallow Seismic Lines: Pa-14/94, Pa-3b/94, Danube-203/94 and Danube-205/94. Jelentés a PA Rt. és az Ove Arup részére. Paksi Atomerőmű Rt. Földrengésvédelmi Projekt Adattára, Paks.
- TÓTH T., HORVÁTH F., DÖVÉNYI P., GERNER P. & MAGYARI O. (1995): Akusztikus szelvényezés a Dunán. Jelentés a PA Rt. részére. Paksi Atomerőmű Rt. Földrengésvédelmi Projekt Adattára, Paks.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. (1997): Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. – *In*: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds.): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága című kötetben. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 123-152.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. (1999): „Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén” – *Földtani Közlöny*, v. 129/1, p. 109-124.
- TREE, E. L., LUGG, R. D. & BRUMMITT, J. G. (1986): Why waterguns? – *Geophysical Prospecting*, v. 34, p. 302-329.

- TROREY, A. W. (1970): A simple theory for seismic diffractions – *Geophysics*, v. 35, p. 762-784.
- VAN RENSBERGEN, P., DE BATIST, M., BECK, C. & MANALT, F. (1998): High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps). evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. – *Sedimentary Geology*, v. 117, p. 71-96.
- VERBEEK, N. H. & MCGEE, T. M. (1995): Characteristics of high-resolution marine reflection profiling sources – *Journal of Applied Geophysics*, v. 33, p. 251-269.
- WEIN GY. (1977): A Budai-hegység tektonikája. Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Budapest, 76 p.
- WEKERLE I. (1932): Csomád környékének oligocén és miocénkori üledékei – Doktori értekezés, Budapest.
- WIDESS, M. B. (1973): How thin is a thin bed – *Geophysics*, v. 38, p. 1176-1254.
- ZIOLKOWSKI, A., PARKES, G., HATTON, L. & HAUGLAND, T. (1982): The signature of an air gun array – *Geophysics*, v. 47, p. 1413-1421.
- YILMAZ, O. (1987): Seismic data processing – Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.