

# Neotektonikus jelenségek szeizmikus vizsgálata a Szolnoki flis területén<sup>1</sup>

DETKY GERGELY<sup>2</sup>, D. LŐRINCZ KATALIN<sup>3</sup>, TEVAN KATALIN<sup>2</sup>

Az olajipari szeizmikus szelvények korábbi értelmezésekor jól behatárolhatókká váltak a Szolnoki flis övben azok a zónák, ahol a pannóniai üledékeket fiatal tektonizmus deformálta. Az ELGI két sekélyszeizmikus szelvényt mért a terület neotektonikai jellemzőinek tanulmányozására, valamint a mérési és adatfeldolgozási módszeregyüttes kipróbálására. A terepi mérés tavi jégfelszínen történt, a jégen keresztül a vízbe merített nagyfrekvenciás sparker forrással és hidrofon érzékelőkkel. A sekélyszeizmikus szelvényeken azonosítható nagyszámú vető jelzi, hogy a kutatott térrész tektonikailag erősen deformált. A szelvények helyenként feltolódásos vetőrendszerre és az enyhén boltozatos reflektáló felületek ún. pozitív virágszerkezetet alkotnak, mely arra utal, hogy a Pannon-medence fejlődésében az extenzív jelleg a földtörténeti közelmúltban kompresszívra váltott.

**G. DETKY, K. D. LŐRINCZ, K. TEVAN: Seismic study of neotectonic phenomena in the Szolnok Flysch Belt**

The zones where Pannonian rocks are deformed by neotectonism in the Szolnok flysch belt have been localised by the former interpretation of exploration seismic sections. Two shallow seismic lines were measured by ELGI for the study of the neotectonic characteristics of the territory, the effectiveness of the proposed specific measurement and processing methods as well. Seismic measurements have been carried out on the lake ice using high frequency sparker source and hydrophone receivers hanged into the water in holes. The numerous faults seen in these shallow seismic sections denote the significant tectonic impact on this part of the rocks. The system of faults with reverse character in some places and slightly anticline shape of reflectors seen all together in the shallow sections form a so called positive flower structure, indicating the change of the tectonic style from extensive to compressive in the near past of the Pannonian basin evolution.

## Bevezetés

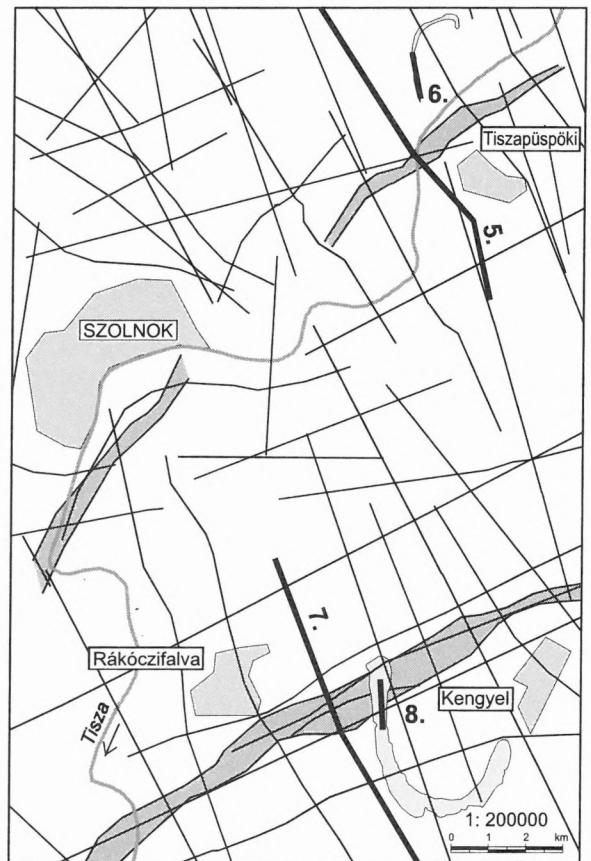
Az Alföld középső részének neotektonikai aktivitására vonatkozó megállapítások az utóbbi években több cikkben és szakmai előadásban megjelentek [POGÁCSÁS et al. 1989, KILÉNYI et al. 1991, HORVÁTH et al. 1993, D. LŐRINCZ 1996b]. Az ELGI két sekélyszeizmikus szelvényt mért perspektivikus helyeken a terület neotektonikai jellemzőinek tanulmányozására. Az itt ismertetett vizsgálatok alapvető célja volt olyan szerkezetföldtani ismeretek szerzése a jelenségekről, melyek az adatok gyakorlati (pl. környezetvédelmi, föld-rengés-biztonsági) felhasználói számára lehetnek fontosak. A teljes kutatott mélység nagyobb, mint a tipikus mérnökgeofizikai célmélység, de számos sekélykutatási probléma csak az eredet elemeit is jellemző, nagyobb mélységből származó adatok figyelembevételével oldható meg szakszerűen.

A kísérleti projekt további célja olyan mérési és adatfeldolgozási módszeregyüttes kipróbálása volt, mely bárki számára alapot adhat hasonló feladatok megoldására irányuló későbbi mérésekhez. Bár maguk a terepi munkák több éve történtek [DETKY et al. 1996], a részletesebb adatfeldolgozás és a tapasztalatok összegzése a közelmúlt eredménye.

## Előzetes ismeretek

### A korábbi mérések

A Szolnok környéki mérési terület (1. ábra), szénhidrogén-kutatási jelentősége miatt, egyike az Alföld szeizmikusan legsűrűbben felmért területeinek.



1. ábra. A kutatási terület szeizmikus felmértége (a bemutatott szelvények kiemelve) és a sekély mélységű szeizmikus szelvényeken vizsgált törészónák

Fig. 1. Seismic coverage of the investigated area (provided sections are signed by bold lines) and the tectonic zones studied by the shallow seismic sections

<sup>1</sup> Beérkezett: 2000. április 14-én

<sup>2</sup> Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

<sup>3</sup> MOL Rt. Külföldi Kutatási és Termelési Divízió, H-1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

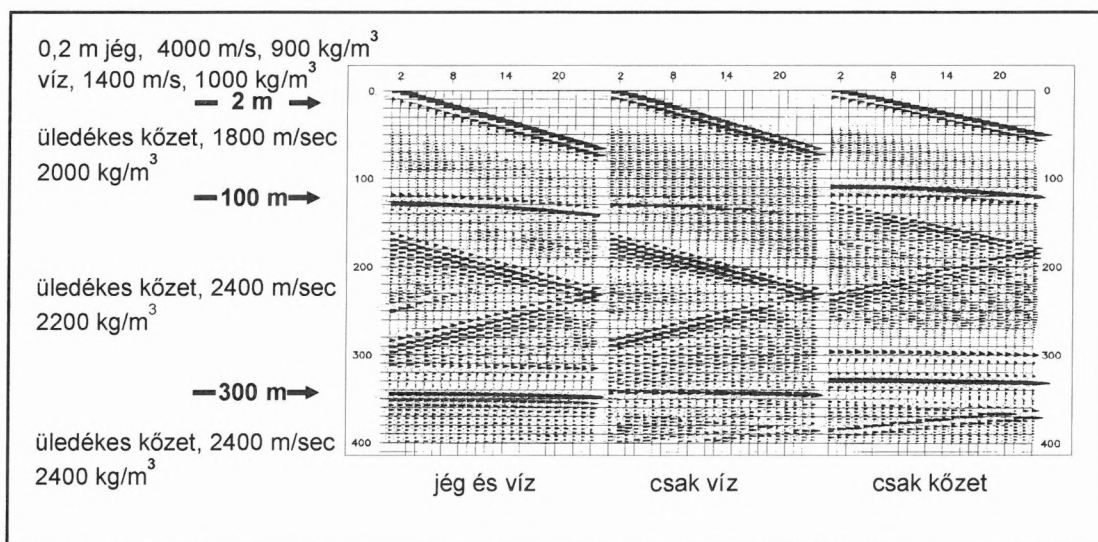
Az ipari szeizmikus szelvények és fúrások korábban elvégzett komplex értelmezése kapcsán [D. LŐRINCZ 1996a] nyilvánvalóvá vált, hogy jól behatárolhatók a területen azok a zónák, ahol a pannóniai üledékeket fiatal tektonizmus deformálta. Az ipari szeizmikus időszelvények felső 200–300 ms-os tartománya a feldolgozás sajátosságaiból adódóan a mélyebb adatok zajmentesítése miatt általában ki van nullázva (mute). Ezért a kifejezetten neotektonikai szempontból érdekes mélységből az ilyen szelvényekben nincs adat. A vizsgálat tárgyát képező fiatal deformációs zónák folytatólagos előfordulásait a területtől nyugatra több helyen is egyéb szénhidrogén-kutató szelvényekkel [POGÁCSÁS et al. 1989], valamint olyan, sekély mélységre irányuló nagyfelbontású szeizmikus szelvényekkel azonosították, amelyeket a Paksi Atomerőmű földrengés-veszélyeztetettségi jellemzőinek pontosítása végett mértek [GÚTHY, HEGEDŰS 1988, HORVÁTH et al. 1993, TÓTH, HORVÁTH 1997]. A tanulmányozott vetőzónarendszer recens tektonikai mobilitását is jelzi [BISZTRICSÁNY 1977], hogy e mentén, Kecskeméten volt Magyarország eddigi legerősebb (MSK 8-as) földrengése 1911-ben, vagy pl. 1995-ben Szabadszállás–Izsák térségében egy MSK 5-ös.

### Véges differenciás modellezés

A terepi méréseket megelőzően modellszámításokat végeztünk a várható hullámkép vizsgálatára. Ezáltal valamelyest jóslhatóvá vált az eddig ismeretlen közeg, a jég szeizmikus felvételekben megjelenő hatása. A számításokat a ProMAX szeizmikus feldolgozó rendszer véges differenciás modellező funkcióival végeztük. A ProMAX ezen funkciójában megvalósított eljárás nem képezi le a refraktált hullámokat, ennek megfelelően ezek nem is jelennek meg a szintetikus szeizmogramokon. A 2. ábra három szintetikus szeizmogramja három hasonló földtani felépítésű, vízszintesen rétegzett összleten alapul, melyeknek a geometriai és szeizmikus paraméterei a számításukor még ismeretlen, de a tényleges mérési területen valószínűsíthető értékekhez igazodnak. A réteghatárok 300, 100, 2 és

0,2 m mélyen vannak. A forrás és vevőpontok mélysége a modellben 1 m. A két felső határfelület feltételes, a két alsó mindhárom modellváltozatban megtalálható. A mélyebb rétegek közei az üledékekre jellemző átlagos paraméterekkel rendelkeznek. A modell aljzatát képező 300 m alatti kőzetek sűrűsége  $2400 \text{ kg/m}^3$ , a hullámterjedési sebesség  $2400 \text{ m/s}$ . A 100 és 300 m közötti rétegben a kőzetsűrűség  $2200 \text{ kg/m}^3$ , a hullámterjedési sebesség szintén  $2400 \text{ m/s}$ . A legfelső (100 m feletti) kőzetrétegben  $2000 \text{ kg/m}^3$  a sűrűség és  $1800 \text{ m/s}$  hullámterjedési sebességet adtunk meg. A felső 2 m egy édesvízréteg  $1000 \text{ kg/m}^3$  sűrűséggel és  $1400 \text{ m/s}$  terjedési sebességgel, a legfelső réteg pedig egy 0,2 m vastag jégtakaró  $900 \text{ kg/m}^3$  sűrűséggel és  $4000 \text{ m/s}$  terjedési sebességgel. Ennél a terjedési sebességnél a valóságban sokkal kevesebb ( $\sim 3000 \text{ m/s}$ ) mérhető, aminek elsősorban a jég levegőbuborék-tartalma az oka. A buborékok aránya miatt a jégben terjedő direkt hullám sebessége még a mérési vonalakon belül sem teljesen állandó érték.

Az első szintetikus szeizmogram olyan modellnek felel meg, ahol a közegnek mind a négy rétege jelen van. A második szeizmogramnál hiányzik a jég, és a harmadiknál a víz is, azaz a víz és a jég helyét is a felső kőzetanyag tölti ki. A szeizmogramokon az elsődleges szintetikus reflexiókon kívül az ilyen numerikus modellszámításoknál szinte elkerülhetetlen peremhatások következtében a direkt hullám és a reflexiók több „szellemképe” is látható. A peremhatásokat figyelmen kívül hagyva megállapítható, hogy nem nagymérvű, de szemmel látható különbség van a három eset reflexiók képe között. A csak vízzel borított felszínre számított modellben a 100 m-es határfelület környezetében a jel és a koherens zaj viszonya jelentősen kedvezőtlenebb, mint a jeges, vagy a tiszta szediment esetben. (A mélyebbi szint képe viszont a vizes modellben a legjobb.) A jéggel borított és a csak kőzetes modellek közül a jeges változatnál a nagyobb magasabb frekvenciák részaránya nagyobbak látszik. Következtetésnek az minimálisan kimondható, hogy ezek a modellszámítások nem szolgáltatottak olyan információt, amely értelmetlenné tenné szeizmikus mérések kivitelezését egy jéggel borított tavon.



2. ábra. A véges differenciás modellezéshez használt közegparaméterek és a kapott szintetikus szeizmogramok

Fig. 2. The parameters of media used for finite differential modelling and resulted synthetic seismograms

## Terepi mérések

A terepi mérésre olyan helyeket kerestünk, amelyek azon túl, hogy az ipari szelvényekből ismert tektonikai zónák közelébe esnek, lehetővé teszik a tavi jégfelszínen való kivitelezést. Az ilyen mérések talán egyetlen negatívuma a hely kötöttsége a tavakhoz, holtágakhoz — esetünkben szerencsére nem készített erősebb kompromisszumra. A területen kiválaszthatók voltak a feladat szempontjából megfelelő állóvizek. (Folyóvíz jegén való mérés, életveszélyessége miatt, szóba sem jöhet.) A 6. szelvényt a Tiszapüspöki és Besenyszög között a Tisza jobb partján található holtág déli, egyenes szakaszára telepítettük. (Megjegyzés: a szelvényszám a továbbiakban mindenhol megegyezik a szelvényt bemutató ábra számával.) Az 1. ábra térképén feltüntetett zónák a preneogén aljzat tektonikailag deformált sávjai a földfelszínre vetítve. Ezek a pannon üledékekben az ún. virágszerkezetekre jellemző módon kiszélesednek, tehát számítani lehetett rá, hogy a törésrendszer egyes ágait harántolni lehet a 6. szelvény számára választott helyen is. A 8. szelvény a Rákóczi-falva és Kengyel között — a Tiszától kb. 7 km-re K-re — található, mesterségesen felduzzasztott vízü holtág északi részére lett telepítve, amely pontosan az ott húzódó törészónára esik. (Ez utóbbi víz egyébként a Siltok Halgazdasági Kft. egyik halnevelő tava.)

A jégen kézfűróval készített lyukakon keresztül a vízbe függesztett jelforrással és érzékelőkkel végzett szeizmikus mérés egyebekben kívül minden olyan előnnyel rendelkezik, amelyet a víz mint mérési közeg egy normál vízi mérésnél is jelenthet a felbontóképesség növelésében. Mindezt úgy, hogy közben a „mérőszalagos” relatív pozicionálás sokkal pontosabb lehet, mint a vízben alternatívával nem nagyon bíró GPS technika, és nincs szükség a szárazföldön használttól nagyon eltérő szeizmikus mérőfelszerelésre sem. A mérés munkaigénye és termelékenysége a szárazföldinél sokkal kedvezőbb, de természetesen elmarad a vízi mérések automatizmusától.

Az alkalmazott mérési elrendezés és regisztrálás paramétere:

Paraméter	6. szelvény	8. szelvény	me.
mintavételi idő	125	250	μs
hidrofonköz	4	5	m
felvételhossz	256	512	ms
min. offset	12	5	m
csatornaszám	24	24	
elrendezés	véglövés	véglövés	

A felbontóképességnek a szárazföldi mérésekéhez viszonyított jelentős javulását a következő tényezők eredményezik:

Forrás oldalon:

A szeizmikus jelforrásként csak vízben vagy fűróiszapban használható elektromos szikragenerátor (ún. sparker), amely jelentősen nagyobb frekvenciájú (>500 Hz) hullámimpulzust bocsát ki, mint bármilyen szárazföldi felszíni szeizmikus jelforrás. A forrás jelalakja sok impulzus után is gyakorlatilag változatlan.

Érzékelő oldalon:

Az érzékelőként csak vízben használható piezoelektromos hidrofonok, a geofonokkal ellentétben, képesek a

sparker által keltett nagyfrekvenciájú jelek vételére a több száz Hz-es tartományban, nagy pontosságú lineáris karakterisztikával.

Közegben:

A tökéletesen vízszintes jégfelszín minimálisra csökkenti az ún. statikus hibákat, amelyek szárazföldi mérésnél — a felszín egyenetlen geometriájából és sebességviszonyaiból adódóan — mindig jelen vannak. Ez a probléma a tisztán vízi méréseknél — ugyan kevésbé — de szintén fennáll. Ott bonyolult technikájú rendszer szolgál a vízi mérőkábel (streamer) közel azonos mélységben tartására és a még ezután is megmaradó mélységingadozás utólagos számítási korrekciójához szükséges segédadatok regisztrálására.

A jelforrást és az érzékelőket körülvevő víz tökéletes és mindenhol azonos tulajdonságokkal rendelkező csatolást biztosít a vízzel teljesen telített tófenéki kőzetekhez.

A vízben és jégben más-más, de nagy pontossággal állandónak tekinthető sebességgel terjedő direkt hullámok olyan kiegészítő információt nyújtanak, melyek további hibakorrekciókat tesznek lehetővé.

A mérőfelszerelés a szaktereskedelemben kapható külföldi, az ELGI-ben sorozatban gyártott, valamint egyedi fejlesztésű elemekből áll. Az eszközkészlet adatai:

Jelforrás:

SpD-1 sparker (ELGI egyedi fejlesztés),

Munkakondenzátorban tárolt energia: 1,5 kJ,

Max. feszültség: 3 kV (kisebb fokozatok: 1 kV és 2 kV),

Kisütési idő: < 1 ms (kapcsolás higanygőz kapcsolóelemmel),

Tápforrás: 12 V gépkocsiakku (kapacitástól függően 500–2000 impulzus).

A jelforrás adófeje a generátor elektronikájához, a nagy áramterhelés elviselése érdekében, 6 m-es gumi szigetelésű, 10 mm átmérőjű sodrott rézkábelpárral csatlakozik. Az adófej egy 50 mm átmérőjű, 0,5 m hosszú gumiburkolatú henger, melyben két 8 mm átmérőjű egytengelyű rézrúd képezi kb. 1 mm-es réssel a szikra-elektrodákat. Ezeket kb. 5%-os NaCl-elektrolit veszi körül, konstans és alacsony értéken tartandó az elektromos ellenállást, ellentétben azzal az esettel, ha az elektrodák közvetlenül a változó ionkoncentrációjú tavi vízben lennének. Az elektrolit kisebb elektromos ellenállása csökkenti a kisütési időt és ezáltal növeli a keltett szeizmikus jel frekvenciáját. A szikra nyomáshulláma a sóoldaton és a gumiköpenyen keresztül adódik át a külső víznek.

A sparkernek épp a lövés pillanatában nem elhanyagolható értékű elektromágneses impulzusa zavarhatja a felvételizést pontosságát. A mérés kivitelezésénél ez a hatás csak úgy csökkent elfogadható mértékre, hogy a felvételezést véglövéses rendszerben folytattuk, a terítés első végén a műszerrel és a másik végén több csatornányi offsettel elhelyezkedő sparkerrel. Ügyelni kellett arra is, hogy a felvevőműszert és a sparkert összekötő indítójel-kábel és a vele párhuzamosan futó terítéskábel legalább 10 m távolságra legyen egymástól. (Azóta a rendszer optikai szinkronkábelrel is rendelkezik.)

Érzékelőrendszer:

Geo Space MP-24-H2 típusú piezoelektromos hidrofonok „szólóban” (2 m-es csipeszelt kivezetéskábelrel),

Érzékenység: 15 V/bar,

Sajátfrekvencia: 14 Hz,

Nonlinearitás: 1 dB (14–1000 Hz),

Adatgyűjtő kábel:

24 csatornás normál szárazföldi stackingkábel, 5 m-es kivezetésközzel.

Az olvadt hóba süppedt csipeszes csatlakozások soha nem okoztak kimutatható áthatást a csatornák között, vagy leföldelődésen keresztül előálló elektromos zavart. Ennek magyarázata, hogy a jég nagyon jó elektromos szigetelőnek tekinthető. Egy szárazföldi mérésen, ahol a napsütötte jégfelszínen szokásosan tocsogó víz mennyiségének csak töredéke van egy harmatos vagy esővizes réten, már komolyan megnövekedhet az elektromosan felvett zajok szintje.

Felvevőeszköz:

ESS-03-24 típusú, PC vezérlésű szeizmikus felvevőműszer (ELGI gyártmány),

Csatornaszám: 24 (48 csatornányi beépített stacking kapcsolóval),

Dinamikatartomány: 138 dB (32 bit), 48 dB IFP,

Min. mintavételi idő: 125  $\mu$ s.

### Adatfeldolgozás

Az alábbiakban a feldolgozásnak csak azokat a részleteit tárgyaljuk, melyek az adott mérési módszer esetén eltérnek a szokásos gyakorlattól.

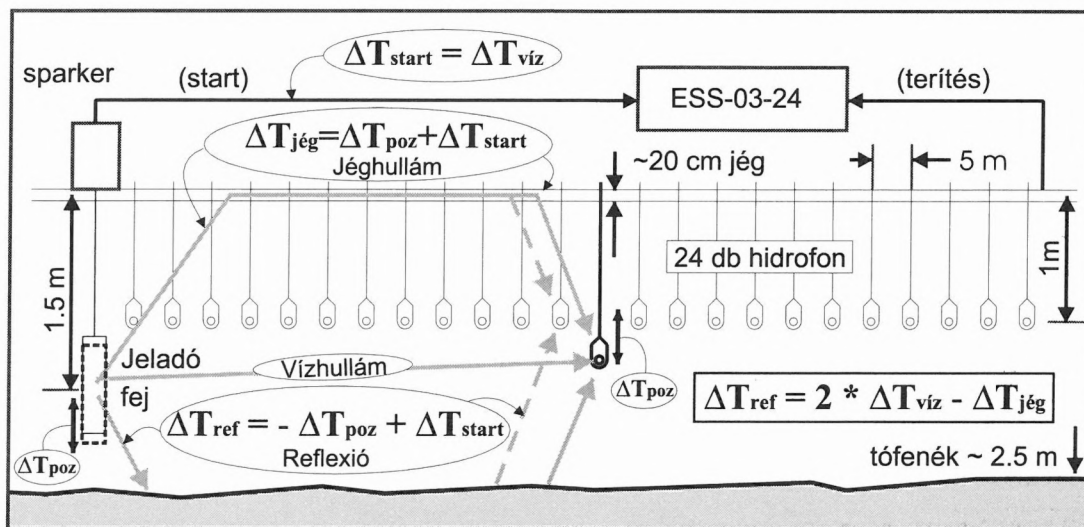
#### Statikus korrekció

A szeizmikában a statikus korrekció mindig arra irányul, hogy a mélybeni rétegekről kapott reflektált vagy refraktált hullámok beérkezési idejében a felszínközeli rétegek heterogenitása, valamint a teljes szeizmikus mérőapparátus (forrás, érzékelés, regisztrálás) által keltett időeltéréseket korrigálja és ezáltal javuljon a mélybeni rétegek leképezési pontossága. Esetünkben a vízben pontos értéken állandónak tekinthető és a jégben csak lassan változó terjedési sebességek miatt a direkt hullámok beérkezési jó támpontot adnak a felvételek — egyébként ritka és kis értékű

—, különböző eredetű statikus időhibáinak a kijavításához. Ez a lehetőség egy szárazföldi vagy tisztán vízi mérés esetén nem áll rendelkezésre. Bármennyire is korrekt felszerelést használtunk és ügyeltünk a pontosságra a kivitelezésben, mégis készültek olyan felvételek, amelyek minősége és értéke azonos ugyan a többivel, de időkorrekcióra szorulnak. Ezek megmenthetők, kihagyásuk a feldolgozásból pazarlás lenne. A hibák technikai oka a normálistól eltérő vízmélységbe lógatott forrásfej és/vagy hidrofón, illetve a felvételindító jel esetleges elektromos zavara miatt bekövetkezett késői, vagy korai indítás.

A jégben (inkább refraktáltnak tekinthető) és a vízben terjedő direkt hullámok (a továbbiakban *jéghullám* és *vízbeli hullám*) beérkezési időire alapozott statikus korrekciós számítás a mérési geometriát bemutató 3. ábrán feltüntetett hullámutakkal szemléltethető. A vonatkozó képletek azzal a — szeizmikus gyakorlatban egyébként általánosan elterjedt és a valóságtól sem nagyon eltérő — közelítéssel igazak, hogy a refraktált és reflektált hullámok a forrásból közel függőlegesen indulnak, és a vevőkhöz közel függőlegesen érkeznek. (Az ettől való eltérés csak nagyságrendnyivel kisebb hibát eredményez, mint pl. a jelforrás vagy a vevő mélységeltérése.) A vízbeli hullám a mi esetünkben még a legközelebbi hidrofónig (5 m) is csak  $(5^2+0,5^2)^{0,5}-5 \approx 0,02$  m-rel tesz meg nagyobb utat, ha a forrás vagy a vevő mélysége 0,5 m-el eltér a névlegestől. Ezért a vízbeli hullám beérkezésének az átlagtól való eltérése gyakorlatilag csak az indítási hibából származhat:  $\Delta T_{\text{víz}} = \Delta T_{\text{start}}$ . Ezt a megfontolást igazolta a gyakorlat is, mivel a vízbeli hullámokban olyan statikus eltérést nem találtunk, ahol egy vevőponthoz tartozó összes csatorna időértéke egyformán tért volna el az átlagtól.

Csak olyan eset fordult elő, ahol egy teljes felvétel összes csatornájának — azaz egy forrásponthoz tartozó regisztrált csatornacsoporthoz — a beérkezési ideje tért el az átlagtól. A jéghullám beérkezési időhibájában már két összetevő lehet, a pontatlan „belógatási” mélység akár a forrás-, akár a vevőoldalon, és az indítási hiba:  $\Delta T_{\text{jég}} = \Delta T_{\text{poz}} + \Delta T_{\text{start}}$ . A jéghullámnál a *nagyobb* belógatási mélység bármely oldalon 0,1 méterenként kb. 72  $\mu$ s-mal



3. ábra. A mérési elrendezés elvi vázlata és a statikus korrekció számításához felhasznált időadatok összefüggései

Fig. 3. Field arrangement and relations of arrival times used for static correction

növeli a beérkezési időt. (A statikus hiba e numerikus becslése a jég hullám esetén is vízbeli sebességgel számítandó, mivel ez a pozicionálási eredetű eltérés a hullám közel függőleges, tehát vízben terjedő szakaszán jut érvényre.) Látható, hogy az 1 m-nél jóval kisebb mélységhibába is okozhat a 6. szelvénynél alkalmazott mintavétellel (125  $\mu$ s) azonos nagyságrendű statikus hibát. Ebből az is látszik, hogy ha olyan vízfelületen mérünk, ahol 30 cm amplitúdójú felületi hullámok torzítanak egy mérőrendszer függőleges pozícióját, akkor az abból adódó, nehezen ellenőrizhető statikus hiba értelmetlenné tenne 0,5 ms-nál kisebb mintavételi időközöt, ami viszont sekély — 100 m-nél nem mélyebb — célobjektumok esetén nem biztosít elegendő felbontást. Végül a hullámutak alapján a mélyből érkező reflektált hullámokra is felírható a statikus hiba összetétele:  $\Delta T_{ref} = -\Delta T_{poz} + \Delta T_{start}$ . A reflektált hullámnál a beérkezési időt a forrás vagy érzékelő *nagyobb* belógatási mélysége a jég hullámra előbb megadott mértékben, de ellenkező előjellel változtatja meg, tehát *csökkenti*. A statikus hibák viszonylag nagy adatszám esetén jól közelíthetők a beérkezési időnek az azonos offsethez tartozó beérkezési idők átlagértékétől való eltéréseivel. A jég- és vízbeli hullám esetén ezek az adatok a felvételekből manuálisan kiolvashatók. A statikus korrekció végcélja, a reflektált hullámokra vonatkozó érték az előbbi két, közvetlenül hozzáférhető adatból a  $\Delta T_{ref} = 2 * \Delta T_{víz} - \Delta T_{jég}$  számítással adódik, mely a fizikai tartalom alapján felírt definíciókból egyszerű átrendezéssel következik.

*A tavi jégen mért szeizmikus felvételek specifikusan jellemző zavarjelei és szűrésük*

Többszörösök:

A jégfelszín alja jól reflektál, ezért könnyen kialakulnak és lassan csillapodnak a tófenék és a felszín közötti többszörösök. Eltávolításukra viszont nem lehet a tengeri szeizmikában szokásos prediktív dekonvolúciót alkalmazni, ugyanis míg egy akár 50 m-es sekély tengervíz esetén is kb. 70 ms a periódusidő, egy 2 m mély alföldi tóban ez az érték kb. 3 ms, ami a maga kb. 300 Hz-ével az alacsonyabb frekvenciájú hasznos szeizmikus jelek tartományába eshet. Itt csak a nagyobb fedésszámú stackinggel és a jól megválasztott offsethez társuló egyéb többszörös csatornás műveletekkel lehet a jel/zaj viszonyt javítani.

Természetes szeizmoakusztikus emisszió:

Napkeltekor, napnyugtakor vagy gyors időjárás-változáskor (pl. beborul az ég), amikor hirtelen változik a hőmérséklet, a tavak jégfelszíne intenzíven repedezik. Fel-támadó szél is okozhat repedezést. Az előbbi csak szeizmikusan zavaró, de nem veszélyes, a második jelenség esetén viszont ajánlatos a jégről levonulni. A töredező jég szeizmikus intenzitása általában nagyobb, mint az alkalmazható szeizmikus forrásoké. Az „elrepedt” felvétellel nem lehet mit kezdeni. El-dobandó, helyben ismétlődő.

Koherens zajhullámok:

a) Jégben terjedő hullám

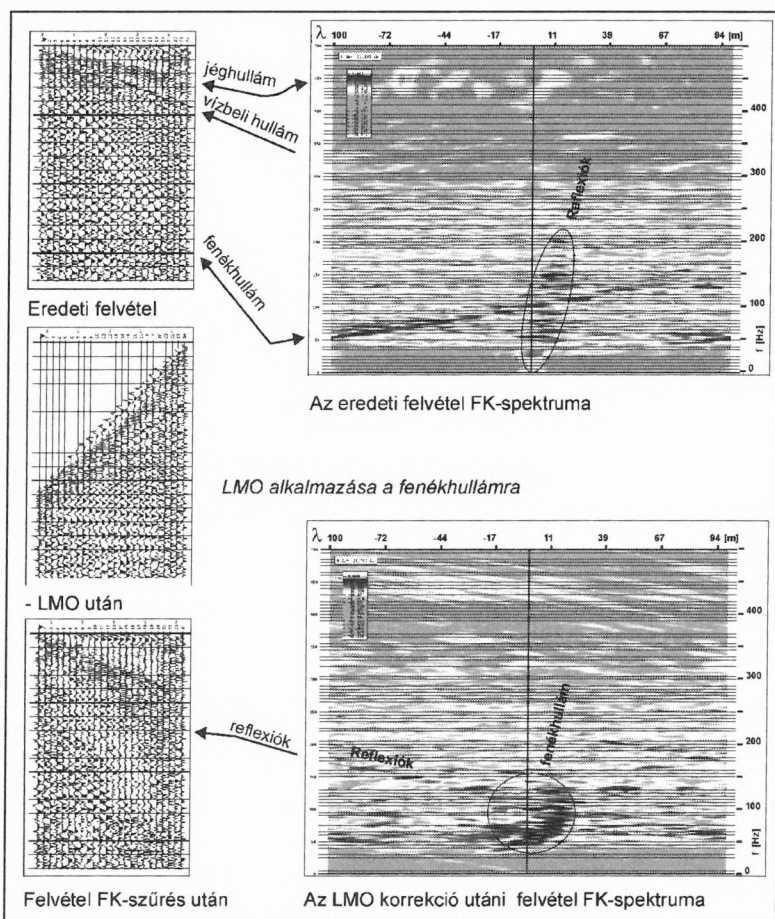
A jég hullám, miután felhasználtuk a statikus korrekciók meghatározásához, betöltötte funkcióját és alapvetően nemkívánatos zavarhullámnak minősül. Ennek oka az, hogy bár nagy a sebessége, a jég hullám-csomag diszperziója is rendkívül nagy és a felvételtől a távoli offsetek felé haladva egyre szélesebb, gyakran a hasznos reflexiók által érintett tartomány egy részét is letakarhatja. Felvételeinken a jég hullám kb. 2800–3700 m/s sebességgel terjed és nagyon szűk, 470 Hz körüli frekvenciasávja, sajnos, a sekély reflexiókéval azonos tartományba esik.

b) Vízben terjedő direkt hullám

A vízben terjedő direkthullám-csomag szintén mind időben, mind frekvenciában átfedésben lehet a hasznos jelek tartományával. Sebessége 1400 m/s és közepes frekvenciája esetünkben kb. 250 Hz. Megjegyzendő, hogy a vízben található természetes partfalak, szigetfalak vagy mesterséges gátfalak, vízgépészeti építmények függőleges felületei nagyon jó reflektivitással képesek visszaverni a vízben terjedő direkt hullámokat. A nyomvonallal közel párhuzamos felület (oldalreflexiósan) pseudoretegeket generálhat a szelvényben.

c) Fenékhullám

Képződésének mikéntjében és szeizmikus paramétereiben teljesen azonos a szárazföldi mérések felszíni zavarhullámaival.

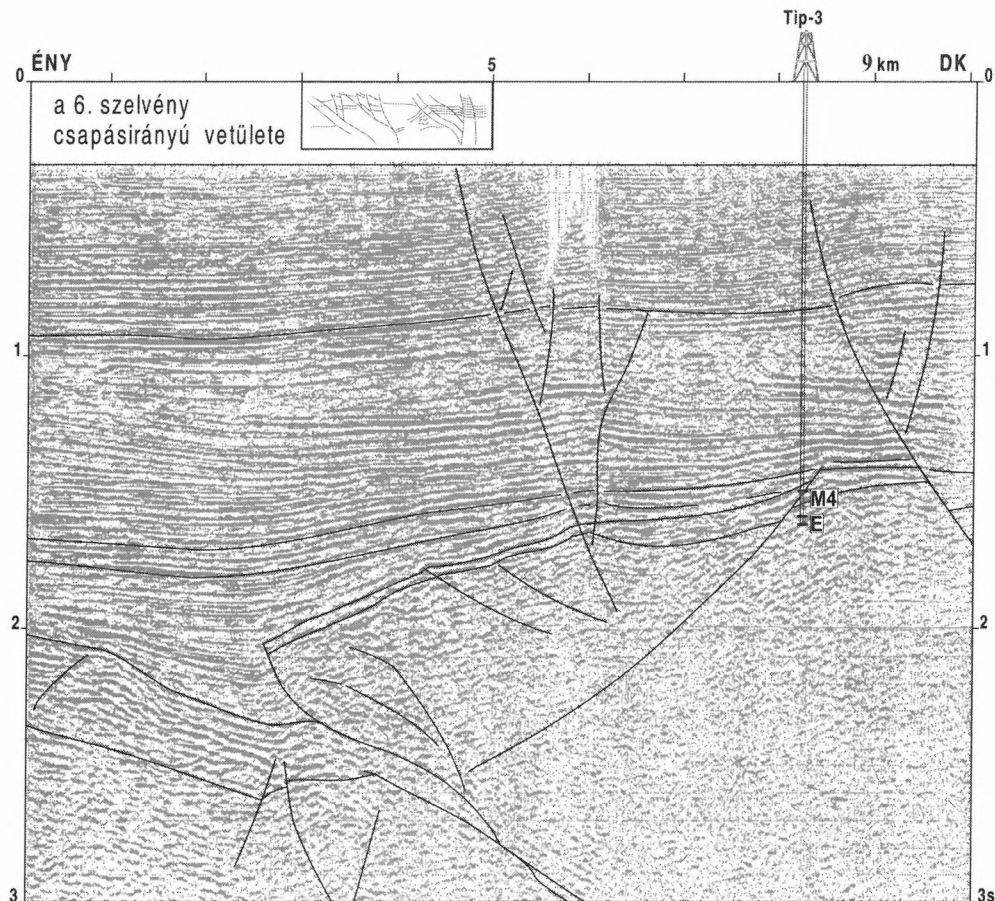


4. ábra. A jellegzetes koherens zajtípusok és az LMO (Linear MoveOut) korrekció, valamint az FK-szűrés együttes alkalmazásának eredménye

Fig. 4. Typical coherent noises and result of FK filtering combined with LMO (Linear MoveOut) correction

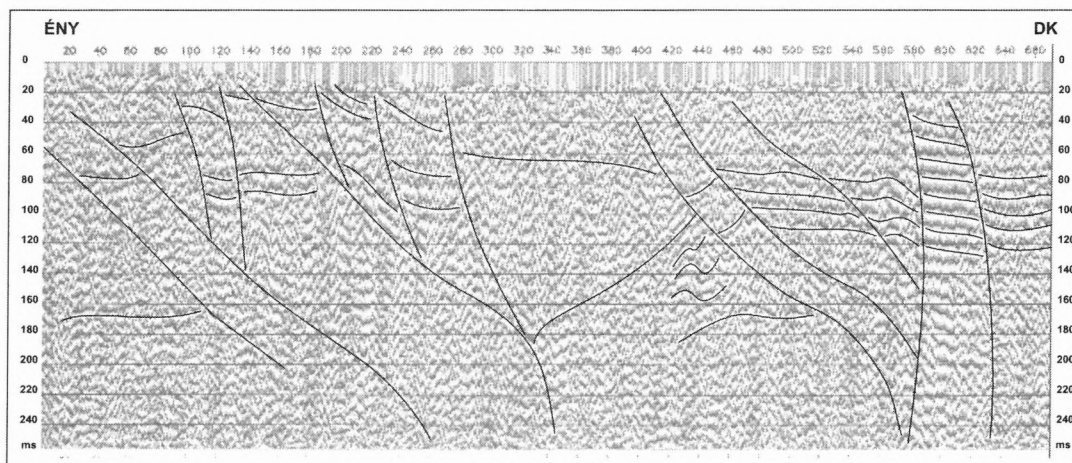
A tavi jégmérések e három jellemző koherens zavarhullámfajtájával szemben a többcsatornás elven működő (zajfajtánként egyedileg paraméterezett) szűrési eljárások hatásosak, melyek nem csak a frekvencia-, hanem egyúttal a hullámszámtartományban is működnek. A hasznos jelek és a fenti koherens zajok csak mindkét tartományt együttesen figyelembe véve különböztethetők meg. A feldolgozás során hagyományos FK-szűrést alkalmaztunk (4. ábra). Az alkalmazás feltétele azonban nemcsak a megfelelő időbeli, hanem a térbeli mintavételezés is.

Mérési elrendezésünk ennek a kritériumnak a szigorúan vett fogalmak szerint nem felelt meg. Esetünkben a térbeli mintavételezésre a legerősebb feltételt a vízbéli hullám határozza meg a 250 Hz-es frekvenciával és 1400 m/s-os sebességgel. A szabatos térbeli mintavételhez a 4 m-es vevőtávolság helyett a  $k \approx 0,18 \text{ m}^{-1}$  hullámszámból adódó max. 1,4 m-t lehetett volna alkalmazni. Az FK szűrőprogram számára úgy lehet mégis az ilyen módon mért adathalmazt „emészthetővé” tenni, hogy kihasználjuk a kiszűrhető hullámcsomagok erős koherenciáját és az explicite



5. ábra. Az 5. értelmezett szénhidrogén-kutató reflexiós szeizmikus időszelvény (méterarány: 1:80 000)

Fig. 5. Interpreted exploration seismic reflection time section No. 5 (scale: 1:80 000)

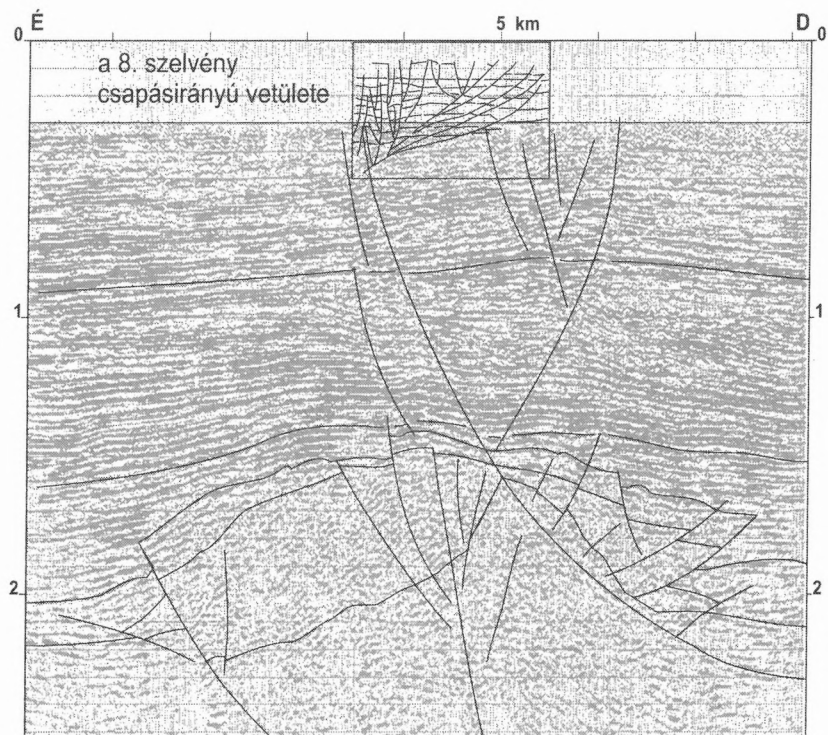


6. ábra. A 6. értelmezett sekélyszeizmikus reflexiós időszelvény pillanatnyi fázis változata (méterarány: 1:10 000)

Fig. 6. Interpreted shallow seismic reflection time section No. 6, instantaneous phase version (scale: 1:10 000)

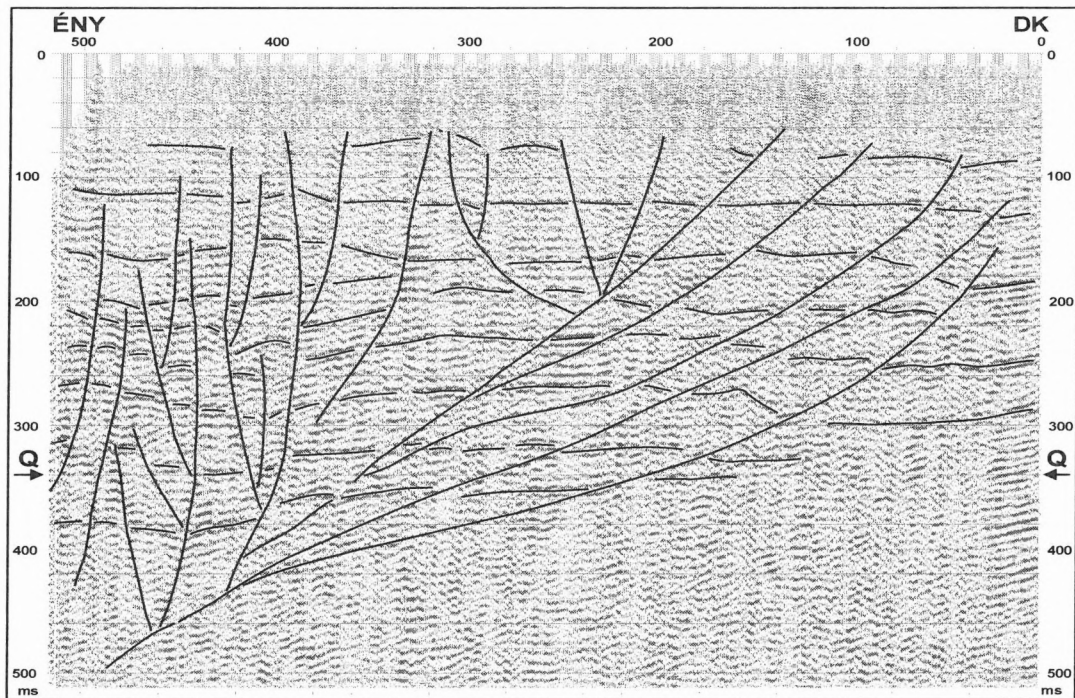
leolvasható sebességet. Az eredetileg térben alul-mintavételezett hullámcsomag, annak közepes sebességén alapuló „linear moveout” (LMO) korrekció után már leképezhetővé válik az FK spektrum hullámszám-dimenziójának Nyquist-intervallumban. Így elvégezhető rajta a szűrés, majd utána inverz LMO korrekcióval kaphatjuk vissza az eredeti felvétel szűrt változatát, most már kierősödött reflexiós jelekkel.

A 6. szelvényben a minél kisebb leképezési mélység elérésére, a 8. szelvényben a negyedidőszaki fekü környékére eső tektonikai deformációk minél láthatóbb kimutatására igyekeztünk optimalizálni a feldolgozási paramétereket. Ennek megfelelően a 6. szelvényből — melynek itt a pillanatnyi fázist ábrázoló változata látható — megállapítható, hogy az alkalmazott technikával és feldolgozással a töréseket is leképező legsekélyebb reflexiókat mintegy 25 m



7. ábra. A 7. értelmezett szénhidrogén-kutató reflexiós szeizmikus időszelvény (méterarány: 1:80 000)

Fig. 7. Interpreted exploration seismic reflection time section No. 7 (scale: 1:80 000)



8. ábra. A 8. értelmezett sekélyszeizmikus reflexiós időszelvény,  $Q$  = kvarter fekü becsült mélysége (méterarány: 1:10 000)

Fig. 8. Interpreted shallow seismic reflection time section No. 8,  $Q$  = estimated Quaternary basement depth (scale: 1:10 000)

mélyről kaptuk. Ugyanez a mérőrendszer más mérései és feldolgozási paraméterekkel a 8. szelvény esetén alkalmas a mély, 400 ms idejű reflexiók megbízható elérésére is.

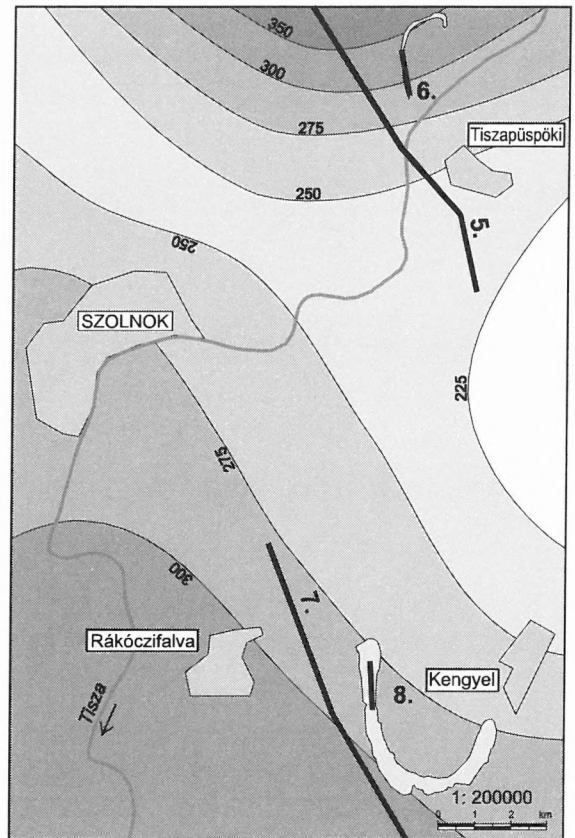
## Értelmezés

A 6. és 8. sekélyszeizmikus szelvények értelmezhető szerkezetföldtani elemei közül a vetők sokasága — függetlenül a határfelületek sztratigráfiai besorolhatóságától — önmagában is jelzi az adott helyekről, hogy azok tektonikailag erősen deformált területek. A követhető szeizmikus szintek pontos sztratigráfiai azonosításához a sekélymélységű fúrési adatok sűrűsége a területen nem elégséges. További nehézség, hogy a Pannon-medencében a felső pannóniai és negyedidőszaki üledékeken belül a földtörténeti tagolás — ami elsősorban paleontológiai eseményeken alapszik — nehezen feleltethető meg szeizmosztratigráfiai szinteknek. Ez a jellegzetesség magára a pannóniai-negyedidőszaki határra is igaz, amelyhez az Alföldön nem rendelhető hozzá markáns szeizmikus reflektáló felület.

A szelvényméréseink tágabb környezetéből gyűjtött mélyfúrési adatokból szerkesztett regionális negyedidőszaki rétegvastagság-térképnek (9. ábra) [FRANYÓ 1994] a szelvények helyeire eső minimális értéke 275 m. A szeizmikus szelvények feldolgozásakor az ehhez a vastagsághoz tartozó mélységhez 1600 m/s átlagsebességet lehetett meghatározni, amiből a negyedidőszaki fekre kb. 340 ms-os reflexiók idő becsülhető. Ez a „nagy” reflexiók idő az egyébként is kissé mélyebb kitöltésű területre eső 6. szelvény regisztrálási idejében már nincs benne, a 8. szelvénynek pedig az alsó részére esik. Megállapítható tehát, hogy a szelvényekben detektálható, a felszínhez közeledve jellegzetesen több ágra szakadó vetőrendszerek egyértelműen negyedidőszaki összletet érintenek. A 8. szelvény enyhén boltozatos formát mutató, viszonylag hosszabb szakaszokon korrelálható szintjei és az azokat helyenként feltolódásos jelleggel harántoló vetőrendszer pozitív virágszerkezetet alkot. Ez a transzpressziós tektonizmus hatásának tipikus megjelenése a szeizmikus szelvényeken. Az 5. és 7. szénhidrogén-kutató szeizmikus szelvényeken a pozitív virágszerkezet — nagyobb léptékben — egyértelműen megfigyelhető, amelyet D. LŐRINCZ [1996b] a régió részletes tektonikai vizsgálataiban kvarter korú transzpresszióként értelmezett. Ennek a feltehetően balos oldaleltolódásos rendszernek három zónája található meg a területen, amelyek közül az északit az 5. szelvény metszi, a délit pedig a 7. szelvény. Az 5. szelvényen szintén összenyomással társuló oldaleltolódásra utal a szeizmikus kép, amelynek a felfelé folytatásában mért 6. sekélyszeizmikus szelvényen látható enyhén boltozatos jellegű felületek is alátámasztják azt a feltételezést, hogy a kvarter oldaleltolódás során kompressziós hatás is érvényesült. Az 5. és 7. szelvényeken a sekély szelvények jelzett elemei elsősorban a léptékbeli arányokat hivatottak érzékeltetni. Bár a bevités helye a csapásiránynak megfelelő, a tektonikai elemek teljes megfeleltetése nem várható, mivel a szelvényeket nem azonos, hanem csak közeli, és csaknem párhuzamos nyomvonalon mértük.

A kvarter transzpresszió D. LŐRINCZ et al. [2000] feltételezése szerint a második és a legkisebb mértékű felújulása annak az alsó miocén korú, több tíz km széles és több száz

km elmozdulású jobbos konvergens oldaleltolódásnak, amely a Szolnoki flis szerkezetét is nagymértékben meghatározza. Ez a Szolnoki flishez kötődő transzkurrens törészóna [POSGAY, SZENTGYÖRGYI 1990, POSGAY et al. 2000] az alsó pannonban újult fel először szintén transzpressziós jelleggel, de akkor ellentétes (balos) irányú. Ennek a rendszernek a legfiatalabb, kvarter korú felújulását tanulmányozhatjuk a 6. és 8. sekélyszeizmikus szelvényeken is.



9. ábra. A negyedidőszaki képződmények fúrési adatokból szerkesztett vastagságtérképe [FRANYÓ 1994]

Fig. 9. Isopach map of the Quaternary sediments compiled on base of well data [FRANYÓ 1994]

A szelvényekre közel merőleges irányú oldaleltolódásos tektonika egyik tipikus jelensége, hogy a szelvényben a strike-slip jellegűnek feltételezhető vetők menti elmozdulás nyomán a vető két oldalán nem korrelálható, és a reflexiók kép tekintetében is jelentősen eltérő összletek láthatók. Erre példa a 6. szelvény déli végéhez közel a csaknem függőleges vetőkkel határolt, jól rétegzett blokk és környezete közötti eltérés. Az ezeken a szelvényeken is azonosítható kompressziós oldaleltolódásos tektonikai elemek azt a BADA [1998], FODOR et al. [1999], GERNER et al. [1999] valamint HORVÁTH, TARI [1999] által tett megállapítást támasztják alá, hogy a földtörténeti közelmúltban a Pannon-medence süllyedése során alapvetően jellemző extenziós tektonikai jelleg [TARI 1992], kompressziósra váltott. Mindezek egyben azt is jelentik, hogy a Pannon-medence negyedidőszaki kompressziós tektonizmusának mostanáig feltárt látványosabb peremi megjelenési formái mellett az a központi rész legvastagabb negyedidőszaki összleteiben is kimutatható.



## Összefoglalás

Az Alföld középső részén a neotektonikai jellemzők, a speciális nagy felbontást célzó mérési, valamint feldolgozási módszer tanulmányozására az ELGI két szeizmikus szelvényt mért tavi jégfelszínen. Az eredményekből megállapítható, hogy az alkalmazott mérési eljárással vetők detektálása kb. 25 m-ig közelíthető meg a felszín. A még sekélyebb objektumok vizsgálatához kisebb energiájú jelekre és sűrűbb térbeli mintavételezésre van szükség. A feldolgozási időin alapuló — elsődleges statikus korrekció kimutathatóan javította a jel/zaj viszonyt. A közegre jellemző koherens zavarok LMO-val kombinált FK-szűréssel eredményesen csökkenthetők. A sekélyszeizmikus szelvényeken azonosítható vetők a normál behatolású szeizmikus szelvényeken látható, korábban is már kvarter korúnak minősített, kompresszióval társuló, oldaleltolódást reprezentáló pozitív virágszerkezetek sekélyebb mélységeig követhető ágaiként értelmezhetők. A negyedidőszaki képződmények vastagságtérképe [FRANYÓ 1994] ismeretében megállapítható, hogy ezek a deformációk egyértelműen negyedidőszaki összleteket érintenek. A pozitív virágszerkezetet formáló, enyhén boltozatos horizontoknak és felfelé elágazó vetőknek a 6. és 8. sekély szelvényeken megfigyelhető képe megerősíti a transzpresszióra vonatkozó korábbi feltételezéseket. Ez azt a szintén ismert megállapítást támasztja alá, mely szerint a Pannon-medence süllyedése során alapvetően jellemző extenziós tektonikai hatások a földtörténeti közelmúltban kompressziósra változtak.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki az Országos Tudományos Kutatási Alapnak a jelen munkáknak keretét adó *Részletes tektonikai vizsgálatok a Közép-Alföldön* című T-4332. számú téma finanszírozásáért. Köszönet illeti SZEGVÁRI Lászlót (ELGI) és MARKOS Tündét (jelenleg GES Kft.) amiért közreműködtek a mérések terepi kivitelezésében és az adatok elsődleges feldolgozásában. Köszönjük a *Siltok Kft.*-nek, hogy halastaván engedélyezte a mérési munkák elvégzését.

## HIVATKOZÁSOK

- BADA G., HORVÁTH F. 1998: Present-day geodynamics of the Pannonian basin and its surroundings: a review. *Reports on Geodesy* 5, 35, 51–77
- BISZTRICSÁNY E. 1977: A Kárpát-medence földrengés veszélyeztetettségéről; *Földtani Közlöny* 107, 94–101
- DETKY G., D. LŐRINCZ K., MARKOS T. 1996: Sekélyvízi szeizmikus mérések legújabb tapasztalatai az ELGI-ben. Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Geofizikusok Egyesülete közös Vándorgyűlése, Kerekegyháza
- D. LŐRINCZ K. 1996a: Zárójelentés a „Részletes tektonikai vizsgálatok a Közép-Alföldön” című OTKA-témapályázatról. ELGI Adattár, Budapest, 44 ábrával, 41 o.
- D. LŐRINCZ K. 1996b: Feszültség-tér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. *Magyar Geofizika* 37, 4, 228–246
- D. LŐRINCZ K., HORVÁTH F., DETKY G. 2000: Neotectonics and its relation of the Mid-Hungarian Mobile Belt. *European Geophysical Society, Special Publication Series. Submitted*
- FRANYÓ F. 1994: A negyedidőszaki képződmények vastagsága és kifejlődése Szolnok távolabbi térségében és ezek összefüggése a szerkezeti mozgásokkal. Jelentés. ELGI Adattár, 13 o., 89 db melléklet
- FODOR L., CSONTOS L., BADA G., GYÖRFI I., BENKOVICS L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds.) The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Integrated Basin Studies 1. Geol. Soc. Spec. Publ., London*
- GERNER P., BADA G., DÖVÉNYI P., MÜLLER B., ONCESCU M. C., CLOETINGH S., HORVÁTH F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: data and models. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds.) The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Integrated Basin Studies 1. Geol. Soc. Spec. Publ., London*
- GÚTHY T., HEGEDŰS E. 1988: Age determination of microfaults by high-resolution reflection seismics for seismic hazard investigations. 50<sup>th</sup> Meeting of EAEG, The Hague, Abstracts of Papers and Posters p. 216
- HORVÁTH F. (témavezető), CZELLER I., CSERNY T., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., DRAHOS D., GOMBOS Cs., GYÖRI E., NAGYMAROSY A., REMETE L., SAMU L., SZABÓ A., SZÉKELY B., TÍMÁR G., VÁRKONYI L., WÉBER Z., 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 Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából. 92 o. és 38 db melléklet
- HORVÁTH F., TARI G. 1999: IBS Pannonian Basin Project: A review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds.) The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Integrated Basin Studies 1. Geol. Soc. Spec. Publ., London*
- KILÉNYI É., D. LŐRINCZ K., KÁNTOR I. 1991: Possible oil and gas related to a wrench fault zone in Hungary. *International Conference of American Association of Petroleum Geologists, London. Abstracts p. 57*
- POGÁCSÁS Gy., VAKARCS G., BARVITZ A., LAKATOS L. 1989: Post-rift strike-slip faults in the Pannonian Basin and their role in the hydrocarbon accumulation. *Proc 34<sup>th</sup> Int. Geoph. Symp., Assoc. Hung. Geophys., Budapest, Vol. II, 601–611*
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1990: A litoszférát harántoló eltolódásos törésrendszer a Pannon-medence keleti részén. *Magyar Geofizika XXXII, 1–2, 1–15*
- POSGAY K., NAGYMAROSY A., PÁPA A., HEGEDŰS E., D. LŐRINCZ K. 2000: Deep structure of the Szolnok Flisch Belt. *Geophysical Transactions* 43, 2, 71–91
- TARI G., HORVÁTH F., RUMPLER J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 208, 203–219
- TÓTH T., HORVÁTH F. 1997: Neotectonic investigation by high-resolution seismic profiling. *In: MAROSI S., MESKÓ A. (Eds.) Seismic safety of the Paks Nuclear Power Plant. Academic Press, Budapest, 1997, 123–152*