

# A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata<sup>a)</sup> (nem szeizmikus szemmel)

KISS JÁNOS, MADARASI ANDRÁS

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.  
E-mail: kiss.janos@mfgi.hu, madarasi.andras@mfgi.hu

A tanulmány előzménye egyrészt a *Magyar Geofizikában* korábban, a regionális litoszférakutató refrakciós tomografikus szelvények (CEL07 és CEL08) adatfeldolgozásáról és értelmezéséről megjelent hasonló cikkeink, másrészt az ELGI évek óta folyó geofizikai térképezési programja volt, amelyben geofizikai alaptérképeket és alapszelvényeket készítettünk.

Ebben a cikkünkben a „Pannon Geotraverz” program regionális PGT-1 szelvényének nyomvonalára mentén elvégzett erő-tér-geofizikai (gravitációs, mágneses és magnetotellurikus) adatokat, adatfeldolgozásokat, valamint azok értelmezését mutatjuk be, összevetve a szeizmikus feldolgozások eredményeivel. A szeizmikus adatokat az összevetés miatt kimagasítva jelenítettük meg, ami érdekes reflexiókra hívta fel a figyelmünket és egy új értelmezési megközelítésre adott lehetőséget.

## Kiss, J., Madarasi, A.: Complex geophysical examination along PGT-1 profile

Geophysical data processing and interpretation along regional deep seismic refraction profiles (like CEL07 and CEL08) were published in previous issues of *Hungarian Geophysics*. The construction of geophysical base-maps and base-profiles at Geophysical Mapping Division of Eötvös Loránd Geophysical Institute is going on for a long while.

This study presents the gravity, magnetic and magnetotelluric data, their processing and our non-seismic interpretation results comparing with the seismic reflection section of PGT-1 profile. It shows that vertical exaggeration of a seismic section may lead to new seismic interpretation.

*Beérkezett:* 2012. március 28.; *elfogadva:* 2012. május 31.

## Bevezetés

Az ELGI térképezési programjának az volt a célja, hogy alaptérképeket és alapszelvényeket készítsen a meglévő geofizikai adatokból és feldolgozási eredményekből. Ezzel azt akartuk elérni, hogy az országos digitális geofizikai adatbázisok nyers adatait a földtani, vízföldtani, nyersanyag-kutatási, környezetvédelmi és egyéb, a felszín alatti térrészről információt igénylő programok számára felhasználhatóbb formában jelenítsük meg. A munka során felhasználtuk a különböző geofizikai adatbázisok adatait, a módszertani és térinformatikai fejlesztések eredményeit is.

Ilyen munka volt például, az 500 000-es geofizikai térképek (gravitációs, mágneses és tellurikus), illetve a 100 000-es geofizikai alaptérkép-sorozat lapjainak elkészítése (gravitációs, mágneses, radiometriai és geoelektromos mérési adatokból), amelyet az intézeti honlapon keresztül már az interneten is el lehet érni (KINGA, digitális térképtár).

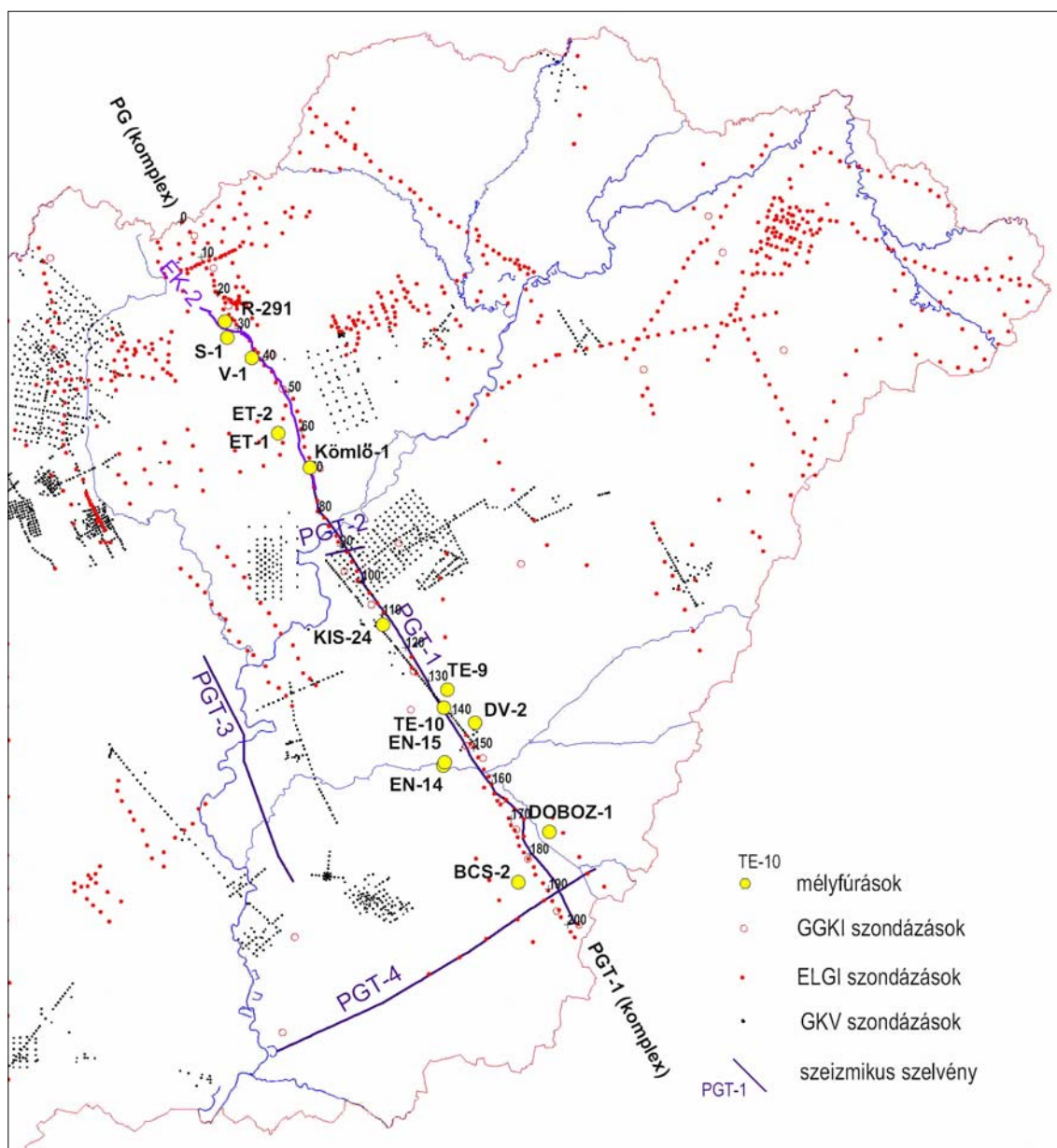
Az alaptérképek mellett alapszelvényeket is készítettünk, amelynek keretében kialakítottuk magnetotellurikus szelvények albumát (MT album) és tervezzük az erő-tér-geofizikai adatok és feldolgozási eredmények egységes megjelenítését

is, kiegészítve a szeizmikus feldolgozási eredményekkel. Alapszelvényként a jelentősebb szeizmikus, magnetotellurikus mérések nyomvonalát és azok eredményeit használjuk, kiegészítve más, pl. potenciáltér adatokkal és feldolgozásokkal. Ilyen szelvény a PGT-1 alapszelvény is.

A „Pannon Geotraverz” program az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földkéreg- és asztenoszféra-kutató szeizmikus mérési programja volt (1987–1993). A PGT-1 jelű szeizmikus szelvény (*1. ábra*) mintegy 134 kilométer hosszúságban, körülbelül a Tisza vonalától indulva ÉÉNy–DDK irányban, az Alföldön át, egészen a DK-i országhatárig húzódott. Ez a szeizmikus szelvény jelentette tanulmányunk kiindulási adatrendszerét, amelyet kiegészítettünk a szelvény nyomvonalába eső más geofizikai adatokkal.

## Kiindulási szeizmikus adatok

A PGT-1 litoszférakutató szeizmikus reflexiók mérés mérés-technikai és módszertani kihívást is jelentet. Az első feldolgozások (Posgay et al. 1995a, 1995b) eredményei litoszférakutatás szempontjából nagyon érdekesek voltak. Megállá-



1. ábra | PGT szeizmikus szelvények, MT szondázásokkal és mélyfúrásokkal (a PGT-1 mentén)

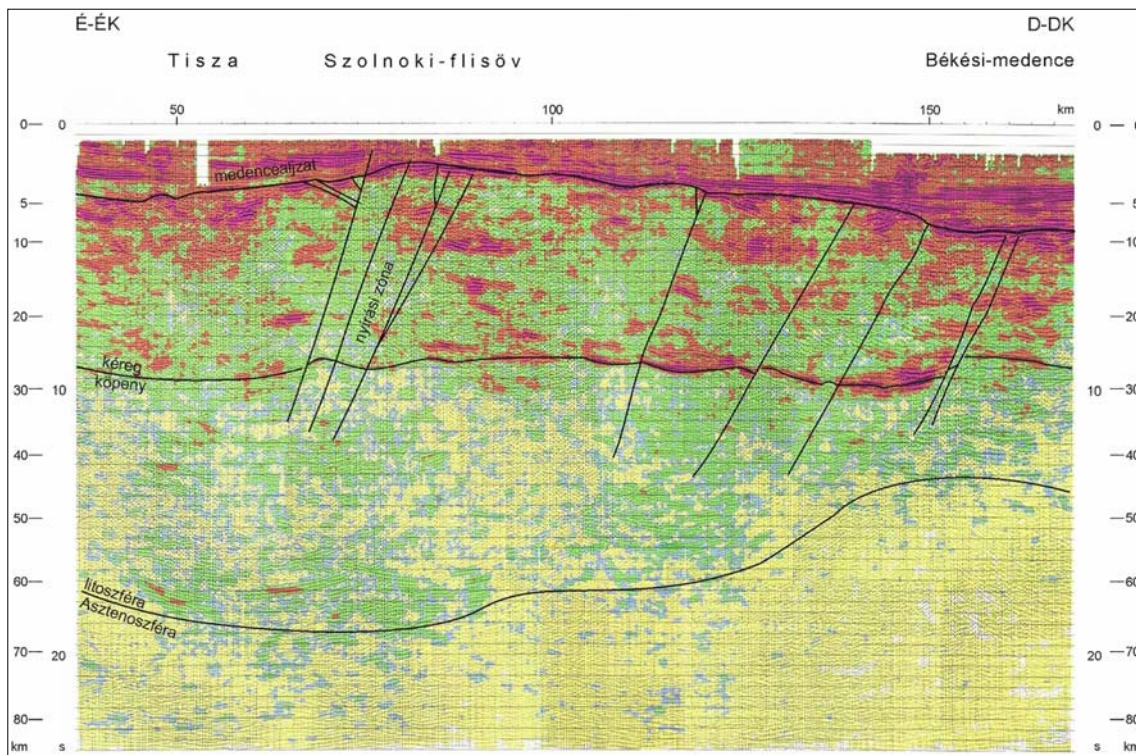
Figure 1 | Locations of PGT seismic profiles, MT stations and boreholes (along PGT-1)

pítozták, hogy a környezetéhez képest a nagy mélységű Békési-medence alatt a kéreg kivékonyodik, az alsó kéreg és az asztenoszféra felemelkedik (2. ábra). A pillanatnyi amplitúdók nagysága alapján az üledékek, a kéreg és a köpeny jól elkülöníthetőek voltak, és a litoszféra, asztenoszféra közötti határ is követhető volt. A reflexiókép alapján több nyírési zónát is azonosítottak a szerzők.

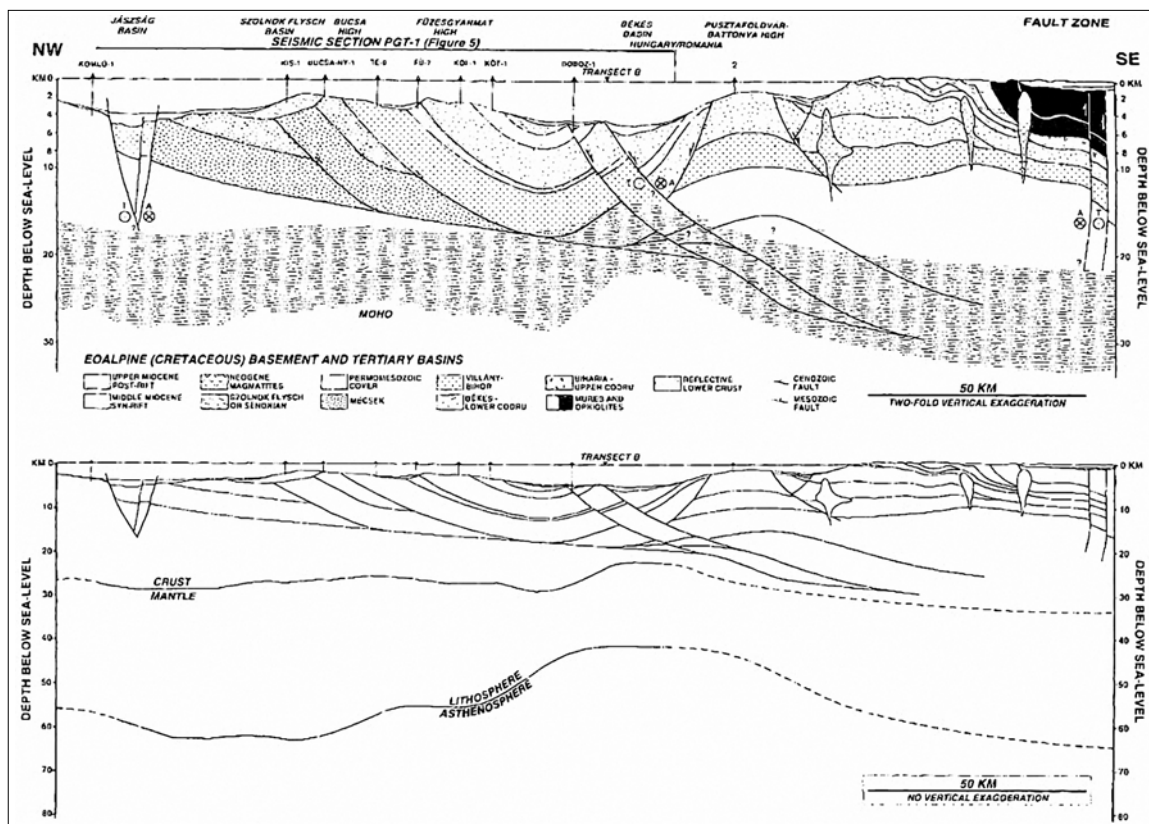
A feldolgozásoknak itt azonban nem volt vége, a geodinamikai folyamatok vizsgálata és az Alföld mélyföldtani felépítésének megértése miatt több feldolgozás és értelmezés is született. Tari és munkatársai (1999) például a Tisza egység takarórendszerét a PGT-1 szelvénynek egy újabb értelmezésével olyan csúszási síkokkal magyarázták, amelyek a kéreg közepe táján lévő elválasztó felületbe simulnak

(3. ábra). Szerintük a takarórendszer csak a felső kéregre terjed ki.

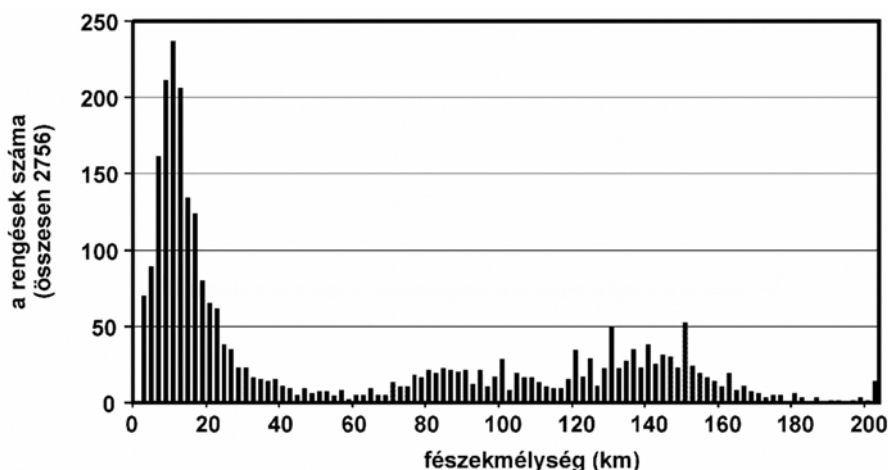
Ez a modell a Nyikolajevszkij-féle (2001) általános kőzetdeformációs elképzeléssel áll összhangban, amely azt mondja: *A középső kéregben a repedések mentén a kőzetek súrlódási ereje már meghaladja a masszív kőzetek törékenységi határértékét, és a törésvonalak mentén egymáshoz feszülő kőzetek folyamatos felaprózódása miatt a törésezónák kataklasztikusan feldarabolódott anyaggal töltődnek fel. A domináns horizontális nyomás hatására a kéreg középső részében a törések vízszintesen elfeksző ugrászerű határvonalat képezve.* Mindezeket kőzetfizikai kísérletek és a szeizmikus mélyszondázások eredményeinek együttes vizsgálata alapján állapítja meg a szerző.



2. ábra | PGT-1 szeizmikus reflexiók szelvény értelmezése (Posgay et al. 2000) (pillanatnyi amplitúdók növekedése alapján – sárga, zöld, barna színnel – színezve)  
 Figure 2 | Interpretation of PGT-1 seismic reflection profile (Posgay et al. 2000) (colours – yellow, green brown – indicate the increased size of amplitudes after amplitude restoration)



3. ábra | A PGT-1 szelvény egy másik értelmezése (Románia felé kiegészítve, Tari et al. 1999)  
 Figure 3 | Another interpretation of PGT-1 profile (complemented towards Romania by Tari et al. 1999)



4. ábra A földrengések mélységének eloszlása a Pannon régióban (Tóth és Zsíros 2000)

Figure 4 Distribution of depth of the earthquakes in Pannon region (Tóth and Zsíros 2000)

Más szerzők (Gacsenko et al. 2010) a szibériai hosszú regionális geotraverzek komplex (szeizmikus, magneto-tellurikus, gravitációs és mágneses) geofizikai méréseinek értelmezése alapján megállapították: *A Conrad-határfelületről – amelyet a savanyú gránitos és a bázisos bazaltos kéreg határfelületeként ismertünk – alkotott elképzelések a mérési anyagok feldolgozása során többször változott. A felső kéreg ridegségét a középső kéreg plasztikussága<sup>b)</sup> váltja fel a fluidum telítettségnek köszönhetően, a határfelületen nyírófeszültségek alakulnak ki, ennek következményeként az állandó mozgások milonitosodást idéznek elő. A méréseink alapján ez a határfelület egy olyan, kb. 10 km vastag rétegnek tekintendő, amely magában foglalja a Conrad-határfelületet, s ahol az anyag fizikai tulajdonságainak gyors megváltozása figyelhető meg.*

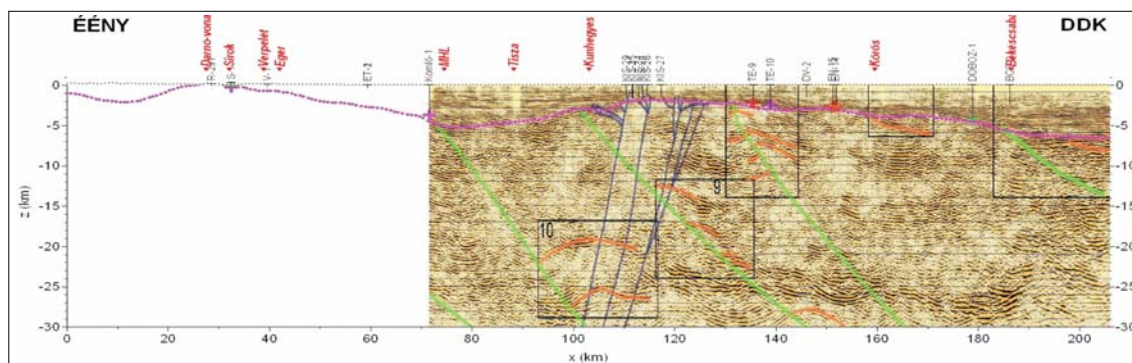
Mivel alapvetően nyírófeszültségről van szó, a magyarországi földrengések adatai jelezhetik ezt a mélységet a Kárpát-medence esetében is. A magyarországi földrengések fészekmélység adatai alapján (Tóth, Zsíros 2000) a hazai földrengések túlnyomó többsége a kéregben, körülbelül 6–15 km-es mélységben keletkezik (4. ábra). A hisztogram

alapján ennek a mélységnek a gyakorisága majd egy nagyságrenddel nagyobb, mint a sorban következő leggyakoribb mélységé (ami vizsgálataink szempontjából már túl mély,  $h > 80$  km, ráadásul azok az ország mai területén kívülre, a Háromszék-Vranciaföld területre esnek).

Ez a mélység megfelelhet a Tari-féle elképzelésnek, amely szintén 10–15 km mélységtartományban adta meg a csúszási sík felületét a PGT-1 szelvény mentén (3. ábra).

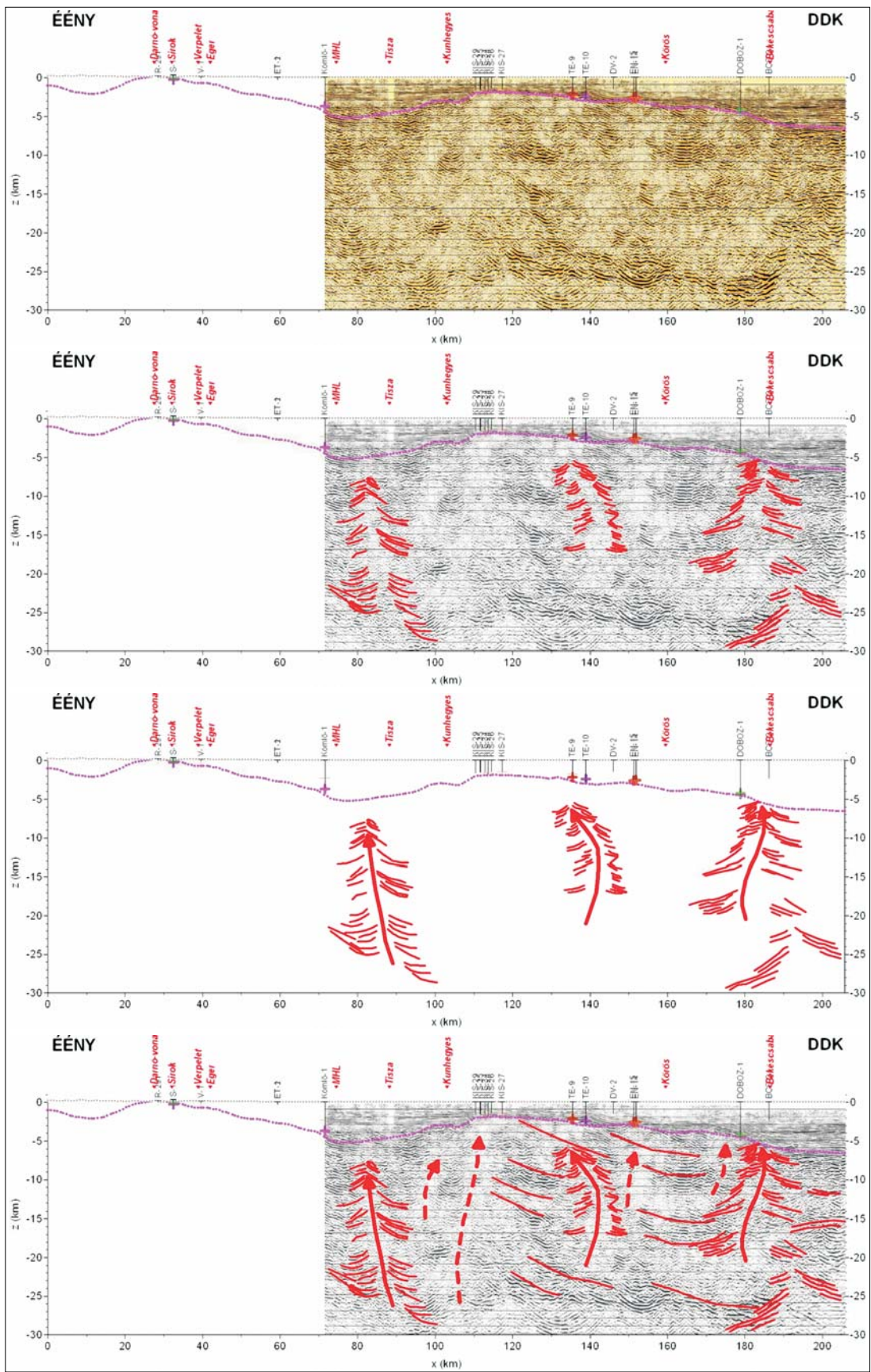
Meg kell említeni azonban, hogy a Tari-féle feldolgozás nem a szeizmikus forrásadatok alapján készült, hanem egy publikált szeizmikus szelvénynek az új földtani értelmezése volt. Az orosz szerzők megállapításai pedig – noha általános közetfizikai megfontolások alapján születtek – az orosz kontinentális tábla geofizikai méréseiből kiindulva nem biztos, hogy a Pannon-medencében is egy az egyben alkalmazhatók. Az orosz litoszférakutatási eredmények és elképzelések létjogosultságát a Pannon-medencében tovább kell vizsgálni a hazai mérési adatok alapján.

A PGT-1 következő szeizmikus feldolgozása 2009-re született meg (5. ábra). Ekkor Posgay és munkatársai (2009) a jellegzetes reflexiók formája és megszakadása alapján a



5. ábra A Tisza nagyszerkezeti egység takarói a PGT-1 szelvény mentén (Posgay et al. 2009) és a Kilényi-Šefara-féle medencemélység (lila színnel) – kétszeres kimagasztás mellett

Figure 5 The nappes of Tisza megaunit along PGT-1 section (Posgay et al. 2009) with basement depth after Kilényi-Šefara (lila symbols) – twofold vertical exaggeration



**6. ábra** | Benyomuló (feláramló) anyagra utaló reflexiók a rétegszerű reflexiók megszakadási helyein  
**Figure 6** | Reflections show the penetration of material between the discontinuities of subhorizontal reflections

Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféra méretű vázlatát adták meg. Ennek az újabb feldolgozásnak egy részletesebb földtani értelmezése jelent meg a *Magyar Geofizikában* „A Tisza és a Száva-Bükki szerkezeti egység alsó krétabeli alakulása” címmel (Posgay et al. 2011). Ebbe a tanulmányba a szeizmikus adatok mellé már a PGT-1 és ÉK-2 magnetotellurikus szelvények 2010. évben elkészült együttes 2D inverziója is belekerült. A takarós modellt pedig egy vastag lemezes elképzelés váltotta fel.

Ebben az értelmezésben már sok olyan elem jelent meg (talán a feldolgozási eljárások finomodásának köszönhetően), amely a korábbi feldolgozásokból hiányzott, sőt talán még olyan elemek is, amelyek a kísérő reflexiós szeizmikus kép alapján nem azonosíthatók (az olvasó számára), hanem valószínűleg az attribútumok részletes vizsgálatának köszönhetően születtek.

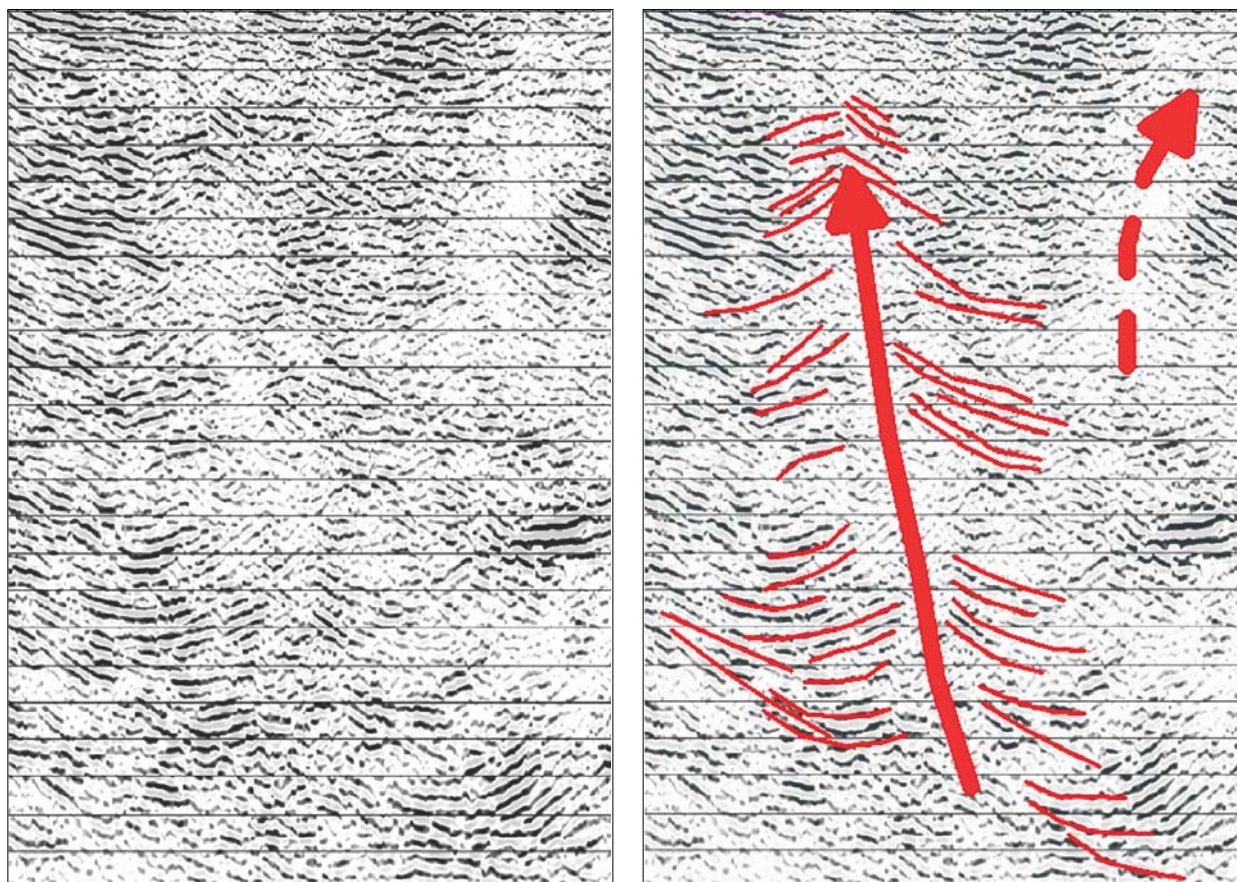
A PGT-1 szeizmikus reflexiós szelvényt érdemes volt részleteiben tovább vizsgálni, kicsit megváltoztatva a megjelenítést. Ehhez a reflexiós képet a felső kéreg részleteinek jobb felbontása érdekében kimagasítottuk, így a reflexiók értelemszerűen szögtorzulást szenvedtek, ez viszont hasznosnak bizonyult egyes reflexiók (megjelenítése) értelmezése szempontjából.

Már 2010. évi cikkünkben (Kiss et al. 2010) Túrkeve környékén kimutattunk egy felboltozódást a szeizmikus refle-

xiók alapján. Az összes szeizmikusan „néma” zóna környezetét aprólékosan megvizsgáltuk, és azt tapasztaltuk, hogy több helyen is egészen nagy mélységtől követni lehet boltozatosan elrendeződő szeizmikus reflexiókat. Olyan reflexiókat látunk, amelyek a szeizmikus „néma” zóna két oldalán, fenyőágszerű rajzoltban felsorakozva jelennek meg (6. ábra, 85 km, 140 km és 185 km), és nem kapcsolhatók direkt módon a „diffrakciós mosoly”-ként jelentkező, feldolgozásból származó álreflexiókhoz.

Több ilyen zóna is valószínűsíthető, de mivel az eredeti szeizmikus adatrendszer nincs a kezünkben, a három legjobban azonosíthatót emeltük ki a reflexiós szelvényen (az egyik reflexiós képet kinagyítva is bemutatjuk a 7. ábrán).

Ezek a szeizmikus „fenyők” magmás benyomulások nyomait vagy szerkezeti vonalakat, fellazult zónák mentén megjelenő fluidumok másodlagos változásait jelezhetik. Ezek mellett a benyomulások mellett (között) a rétegszerű reflexiók is megjelennek (6. ábra, alul), amelyek a kéreg sávosságát (reológiai határok, feltolódási síkok?), illetve áttételesen a gyűrűségét, tektonizáltságát is mutatják. Látszik, hogy a rétegszerű reflexiók szakadási helyei a felboltozódásokhoz (piros nyilak), illetve a reflexiók megszűnésével jellemezhető sávokhoz (piros szaggatott nyilak) kötődnek (6. ábra). A vertikális néma zónákat a szeizmikában a kedvezőtlen felszíni adó és vevő csatolás jeleiként fogják fel,



**7. ábra** | Szeizmikus reflexiós kép (balra) és a szeizmikus „fenyő” rajzolata (jobbra) 72–105 km között, mélységtartomány: 5,5–29 km

**Figure 7** | Image of seismic reflections (left h. side) and the seismic „pine” (right h. side) at 72–105 km between 5.5–29 km depth interval

amit egy vastag, felszíni laza réteg is okozhat. Ez valószínűleg így is van, de okozhatja más is. A szeizmikus alapmodellnek a rétegzett félteret tekintjük, de egy közel függőleges magmás benyomuláshoz, vagy feltolódások mentén, forró fluidumok hatására kialakult másodlagos közettani változáshoz, tektonikához kapcsolódó „rétegzetlenség” (kaotikus reflexiók, függőleges határfelületek vagy néma zónák) biztosan nem nevezhető ideálisnak a hagyományos szeizmikus feldolgozás és értelmezés számára sem. Az ilyen jellegű torzulásokat azonban felhasználhatjuk az értelmezés során, ha vannak más geofizikai adataink is a jelenség vizsgálatára. A felboltozódásokat érdemes tehát megvizsgálni egyrészt más geofizikai mérési adatok alapján, másrészt túlmagasítás nélkül is a jobb földtani értelmezés céljából.

A litoszférakutató szeizmikus PGT-1 szelvény nyomvonalában más geofizikai mérések is voltak, amelyek közül a nagy behatolási mélység miatt talán a magnetotellurikus mérések a legfontosabbak (1. ábra). Mivel magnetotellurikus mérések az É-i országhatártól egészen a DK-i határig rendelkezésre állnak, így az újrafeldolgozások során a komplex szelvény nyomvonalát É-on egészen a határig meghosszabbítottuk, és az erőtér-geofizikai feldolgozásokat a teljes szelvényre (határtól határig) kiterjesztettük.

### Magnetotellurikus (MT) elektromágneses mérések

A nyolcvanas években az ÉK-2 vibrátoros gerjesztésű mélyreflexiók és a PGT-1 litoszférakutató reflexiók vonalak mentén az ELGI (ma MFGI), az MTA–GGKI (ma MTA CSFK GGI) és az OKGT-GKV (ma MOL-GES) magnetotellurikus szondázásokat mért (lásd 1. ábra), amelyek első együttes feldolgozását mutatjuk be.

A 205 km hosszú magnetotellurikus vonal 172 állomásból áll. Ebből az ELGI 69 szondázást mért saját fejlesztésű DEF-7 műszerével a 20–0,002 Hz frekvenciatartomány-

ban. Az MTA–GGKI 24 állomást mért a 10–2000 s (0,1–0,0005 Hz) periódustartományban. A szelvény középső részén, a szolnoki flis zónában 79 szondázást mért az OKGT-GKV. A mérésekhez PHOENIX műszert használtak, a frekvenciatartomány 320–0,0005 Hz volt.

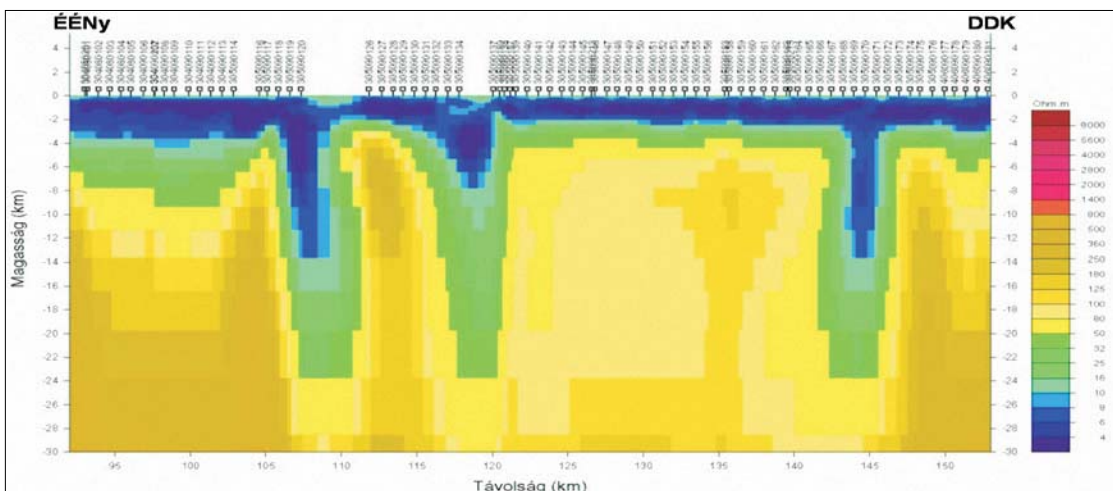
A szelvény magnetotellurikus feldolgozásáról több publikáció készült, az első magnetotellurikus méréseket és azok feldolgozási eredményeit Ádám Antal publikációi mutatják be. Ezek a feldolgozások kezdetben 1D közelítésen alapultak (Ádám et al. 1989, 1990, 1993), majd később 2D inverziós eljárásokat használtak (Ádám et al. 1996, 2001). Ezek a feldolgozások nem tartalmazták az OKGT-GKV méréseit, mivel ezek digitális állományai csak nemrég váltak elérhetővé.

A teljes szelvény feldolgozását a WinGLink értelmező rendszer nemlineáris konjugált gradiens algoritmuson (Rody, Mackie 2001) alapuló kétdimenziós bimodális (TE+TM) inverziós eljárásával végeztük el.

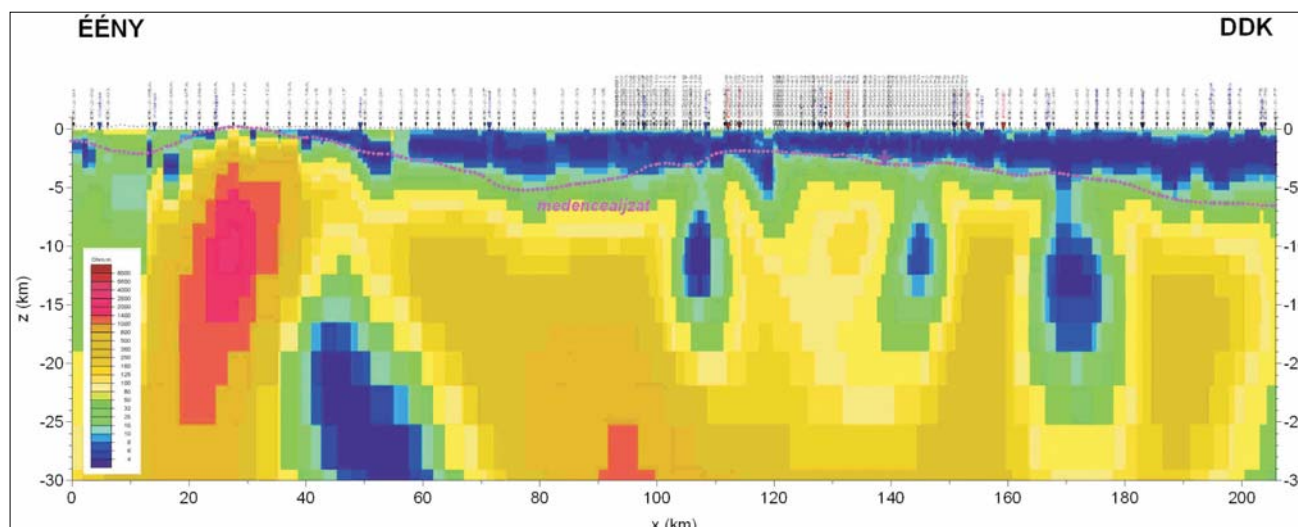
Mivel a PHOENIX műszerrel mért archivált adatrendszer nem tartalmazza a teljes impedanciatenzort, hanem csak a főirányokba (maximum és minimum) forgatott ellenállás- és fázisadatokat, a forgatás azimutját, valamint a „skew” és „béta” (ellipticitás-) értékeket, a komplex impedanciatenzor elemeinek kiszámításához azzal az egyszerűsítő feltételezéssel élünk, hogy a főirányokban a mellékimpedanciák értéke zérus.

A szelvények feldolgozásánál az ELGI „Alapszelvények” programjában kidolgozott eljárást követtük (Madarasi 2009), amelynek lényege, hogy a szelvény irányába forgatott fő impedanciákból számolt fajlagos ellenállásgörbékben a statikus korrekcióról egyedi elbírálás alapján az első inverziós eredmények figyelembevételével döntünk.

Mivel a szelvény közepére eső, PHOENIX műszerrel mért pontok közötti távolság sokkal kisebb, mint a szelvény többi részén levő pontoké, attól tartottunk, hogy a nagyobb adatsűrűség miatt megnövekedett súly az inverziót erre a szakaszra fókuszálja. Ezért első lépésben csak a PHOENIX-es mérési pontokra végeztük el a bimodális (TM+TE) 2D inverziót (8. ábra). Nyolcvan iteráció után rms = 0,81 illeszkedési hibát kaptunk, amely nagyon kedvező érték.



8. ábra | A PGT-1 vonal középső szakaszának 2D MT inverziója 30 km-es mélységig (PHOENIX mérések, ELGI ismételt feldolgozás)  
 Figure 8 | Result of MT 2-D inversion of the middle part of PGT-1 profile (measurements with PHOENIX instrument, repeated data processing by ELGI)



**9. ábra** | PGT-1 invertált magnetotellurikus ellenállásszelvény, a felső 30 km (Kilényi–Šefara-medencealjzat lila pontokkal)  
**Figure 9** | Inverted magnetotelluric resistivity section PGT-1, the upper 30 km (Kilényi–Šefara basement with lilac points)

A második lépésben a modell középső részét fixáltuk, azaz az inverzió számára megváltoztathatatlanná tettük, és az inverzióba az összes mérést bevontuk, beleértve az MTA–GGKI hosszú periódusú méréseit is. Ez a lépés  $rms = 1,23$  illeszkedési hibával zárult. Az utolsó lépésben megszüntettük a fixálást, és az inverzió  $rms = 1,07$  illeszkedési hibával állt meg, az eredményt 30 km mélységig a 9. ábra, 80 km mélységig a 25. ábra mutatja. A szelvény természetesen módosult kissé az első lépésben kapott PHOENIX-es szelvényhez (8. ábra) képest, de a főbb jellegzetességeket megtartotta.

Az inverzió eredménye alapján néhány jól vezető (kis ellenállású) zóna rajzolódik ki a szelvényen, amelynek geotermikus jelentősége is lehet. A zónák mélysége változó, bár mindegyik medencealjzatbeli, és a dőlésük is változó. A Darnó-zóna menti jól vezető dőlése É-i, a középhegység hegylábi jól vezető zónája D-i dőlésű. Az alföldi vezetőképesség maximumok közel függőlegesek (1. táblázat).

A kéregbeli vezetőképesség megnövekedésének három fő oka lehet:

- Magas hőmérsékletű, nagy oldott ásványtartalmú vizes fluidumok (ionos vezetők);
- Grafit, ritkábban szulfidos ércek (szabadelektron-vezetők)
- Részlegesen megolvadt kőzetek.

Hermance (1995) szerint az összes kőzetfizikai paraméter közül az elektromos ellenállás a legérzékenyebb a hőmérsékletre és a különböző folyadékok jelenlétére, illetve azok jellegére, így a geotermikus kapcsolat feltételezése a magnetotellurikus jól vezető zónák esetében indokolt, annál is inkább, mert a magas hőmérsékletű vizes fluidumok általában nagy oldott sótartalommal is rendelkeznek (nagy lehet az ionos vezetőképességük). A vizes oldatok – és a grafit – vezetőképessége a hőmérséklet növekedésével nő (10. ábra), ami az elektromágneses kimutathatóság szempontjából egy bizonyos mélységig kompenzálja a porozitás csökkenését. A medencealjzat felszínén ez a porozitás 0 és 20 km, valamint 40 és 180 km között jelentős lehet, mert az aljzat ellenállása nem éri el az  $50 \Omega\text{-m}$ -t (25. ábra). Ez a modell magyarázatot ad az 1. táblázat 3–6 sorában szereplő anomáliák mélységi elvégződésére is.

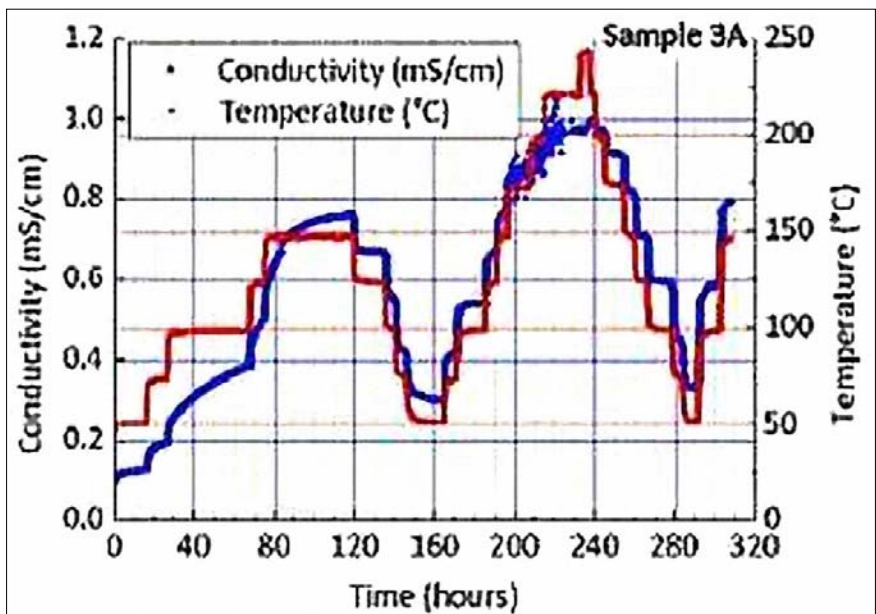
Az említett négy jól vezető zóna azonban függőleges, ezért nem hozható kapcsolatba a 2. ábra által bemutatott közép-magyarországi nyírási zónával és az azzal párhuzamos, ÉNy felé dőlő szerkezetekkel.

A 45 km-nél jelentkező, DNy-i dőlésű, a Mohó felület alá nyúló vezetőképesség-anomália egyik lehetséges magyarázata egy feltételezett alsó kréta szubdukció alábukó lemezéből felszabaduló vizes fluidumtömeg (Pozsgay

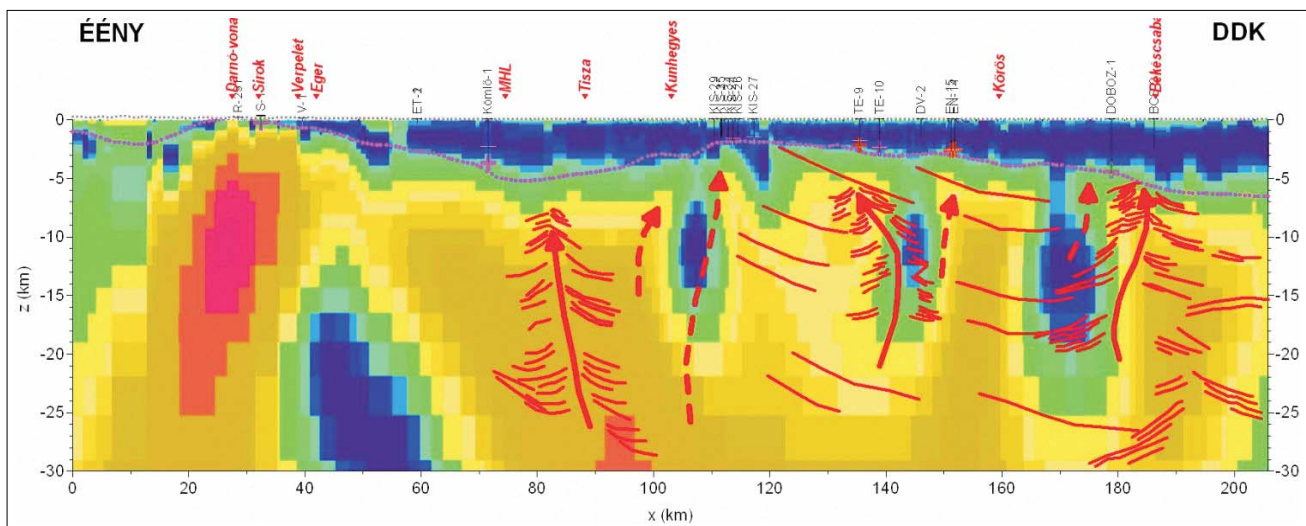
**1. táblázat** | Jó vezető zónák a PGT-1 szelvényen

No.	Vonal-km	Függőleges kiterjedés (km)	Elhelyezkedés	Dőlés
1	17	2–6	Darnó-zóna	É-i
2	45	16–45	Mátra-, Bükk-alja	D-i
3	107	6–16	Kunhegyes D	közel függőleges
4	119	2–6	Kisújszállás	közel függőleges
5	145	8–16	Túrkeve D	közel függőleges
6	171	8–20	Mezőberény É	közel függőleges





10. ábra | A mért hőmérséklet és vezetőképesség összefüggése egy izlandi példán (Kristinsdóttir et al. 2010)  
 Figure 10 | Dependence of temperature and conductivity measured on an Iceland test area (Kristinsdóttir et al. 2010)



11. ábra | Szeizmikus fenyők, néma zónák és rétegszerű reflexiók (piros nyilak és vonalak) a magnetotellurikus szelvényen  
 Figure 11 | Seismic pines, shadow zones and layer-type reflections (with red arrows and lines) on the magnetotelluric inverted resistivity section

et al. 2011). Ez azonban nem az egyetlen lehetséges magyarázat.

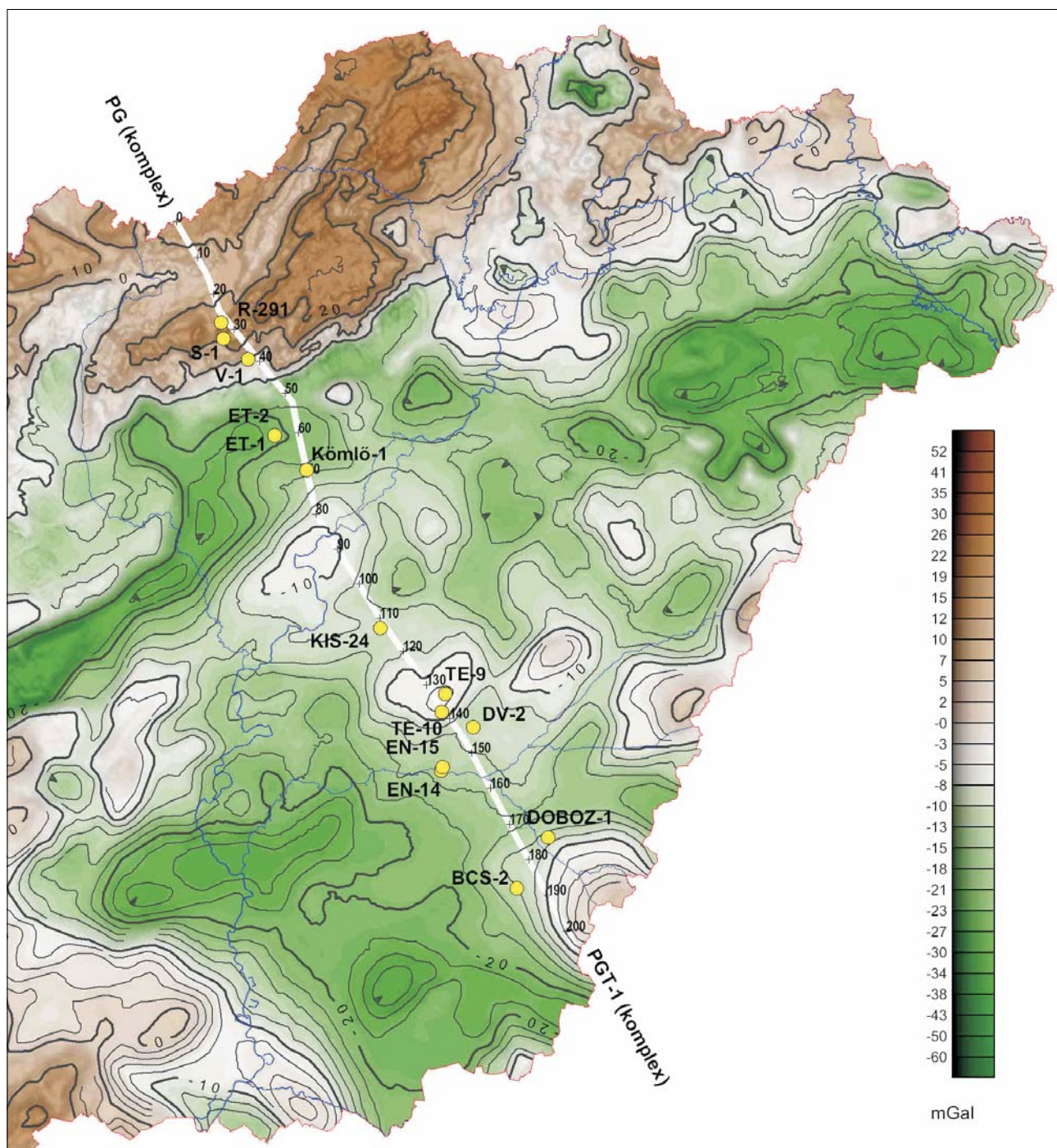
A nevadai Dixie-völgyben geotermikus céllal végzett MT mérések egy nagyjából 50 km hosszú, 10 km vastag, 25 km mélyen levő vezetőképesség-anomáliát mutattak ki (Wannamaker et al. 2006), amelyet magmás tevékenységhez kapcsolódó, részlegesen olvadt kőzetnek (*magmatic underplating*) tulajdonítottak. A vízszintes vezetőképesség-anomália egyik végéről meredek dőlésű, kis ellenállású zóna húzódik a felszín felé, ahol egy geotermikus erőmű működik. Ez a zóna, amely kb. 5 km mélységig követhető, a hidrotermális rendszer része, vezetőképességét vizes fluidumok, ásványátalakulások és grafit okozza. Ha egy gon-

dolatkísérletben a részlegesen olvadt kőzetek kihülése után megismételjük a MT méréseket, már csak a hidrotermális elváltozás csatornáit lesznek anomálisak, láthatóak. A grafit megjelenése a hidrotermális rendszerben kényelmes magyarázatot adna a nagy mélységben, elenyésző porozitálású környezetben kialakuló vezetőképesség-anomáliára. Érdekesként megemlíthetjük, hogy a mélységi metán-szén-dioxid reakcióra van kőzetzárvány-bizonyíték (Luque et al. 2012), a reakció másik terméke a víz. Tehát nem kizárt, hogy a kéregbeli jól vezető régi magmás tevékenységhez kapcsolódó hidrotermális tevékenység nyomait őrzik.

A szeizmikus „fenyők” és a magnetotellurikus jól vezető zónák helyzete között nincs egyértelmű a kapcsolat (11. áb-

ra). A szeizmikus fenyők és a szeizmikusan néma zónák az elektromosan jól vezető széles zónák peremi részeinél jelentkeznek, ami alól csak a 80–90 km-nél található benyomulási zóna jelent kivételt, mert ennél a széles jól vezető zóna nem alakult ki, itt a fajlagos ellenállás kép alapján csak egy tektonikai szerkezet feltételezhető.

Mivel nincs egyértelmű kapcsolat, így a szeizmikus „fenyők” megjelenésének másik lehetséges földtani okára kell koncentrálni: a magmás benyomulásokra, amelyek ha bázikusak, akkor feltételezhetően mágneses anomáliát is okoznak, amivel eltérnek a környezetüktől.



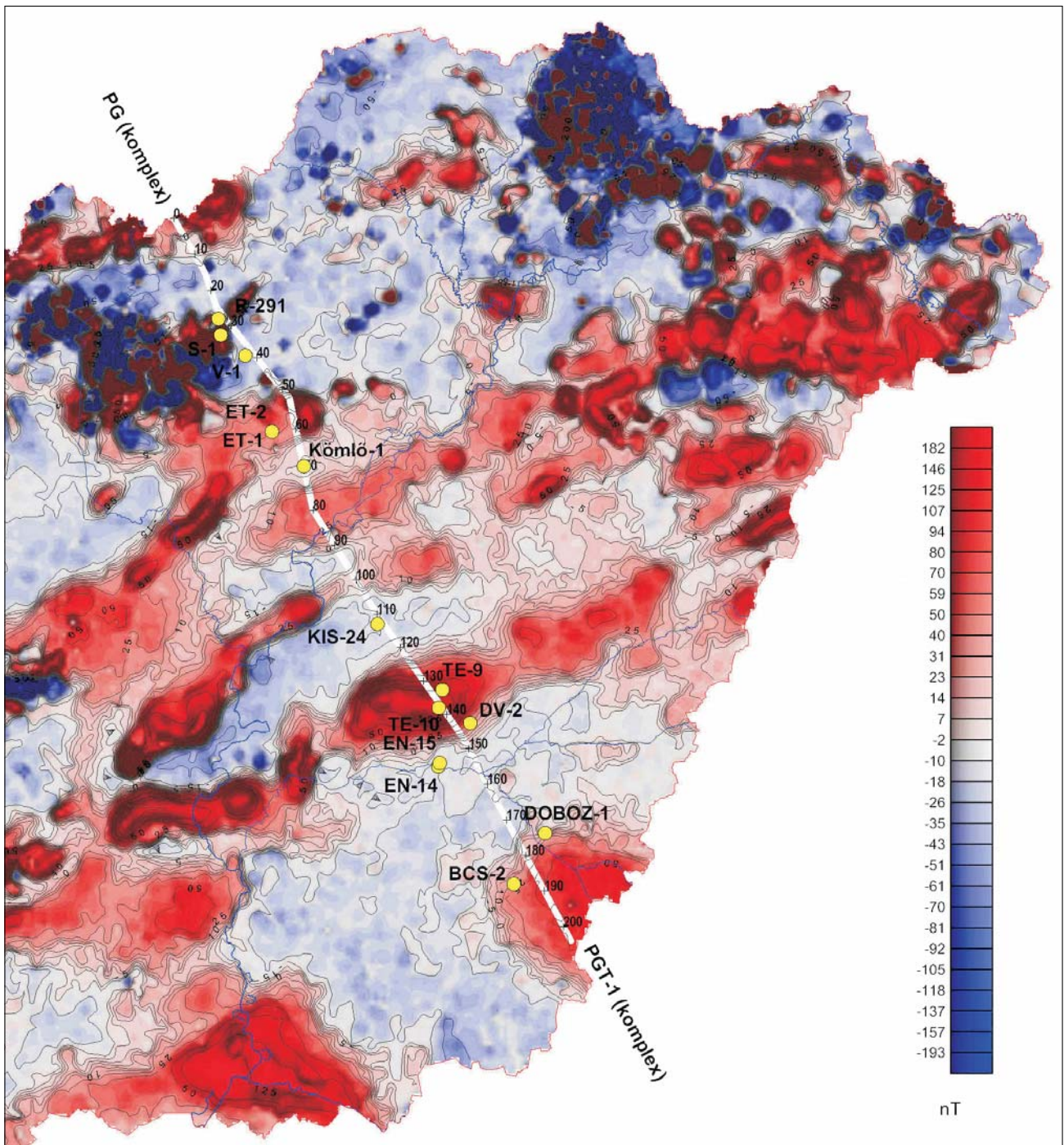
**12. ábra** PGT-1 komplex szelvény mélyfúrásokkal az izosztatikusan korrigált Bouguer-anomáliatérképen

**Figure 12** PGT-1 profile with boreholes on the isostatic corrected Bouguer anomaly map

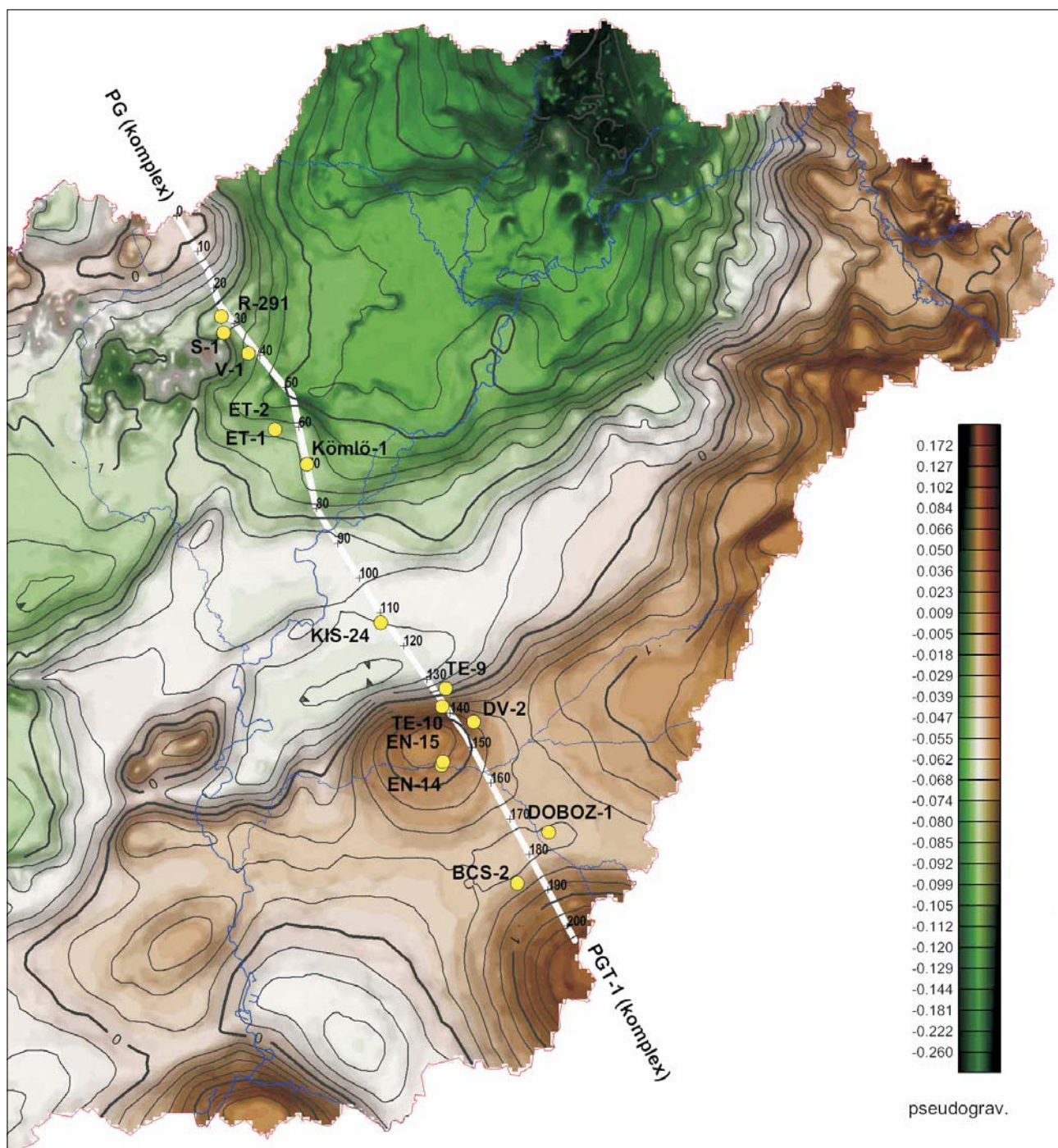
**Térképi adatrendszerek**

Az országos fedettséget biztosító geofizikai adatokat (gravitációs, mágneses és tellurikus) is vizsgáltuk, és bevontuk a feldolgozásokba, értelmezésekbe (12–16. ábra). Az eredeti adatokon különböző korrekciókat (pl. izosztatikus kor-

rekció a gravitációnál) és transzformációkat (pl. pólusra redukálás, pszeudogravitációs transzformáció a mágnesesnél) alkalmaztunk a térképi és szelvény menti adatokon az értelmezés megkönnyítése céljából. Ezekre a későbbiekben részletesen kitérünk.



**13. ábra** | PGT-1 szelvény mélyfúrásokkal a pólusra redukált mágneses anomáliatérképen  
**Figure 13** | PGT-1 profile with boreholes on the magnetic map reduced to the North Pole

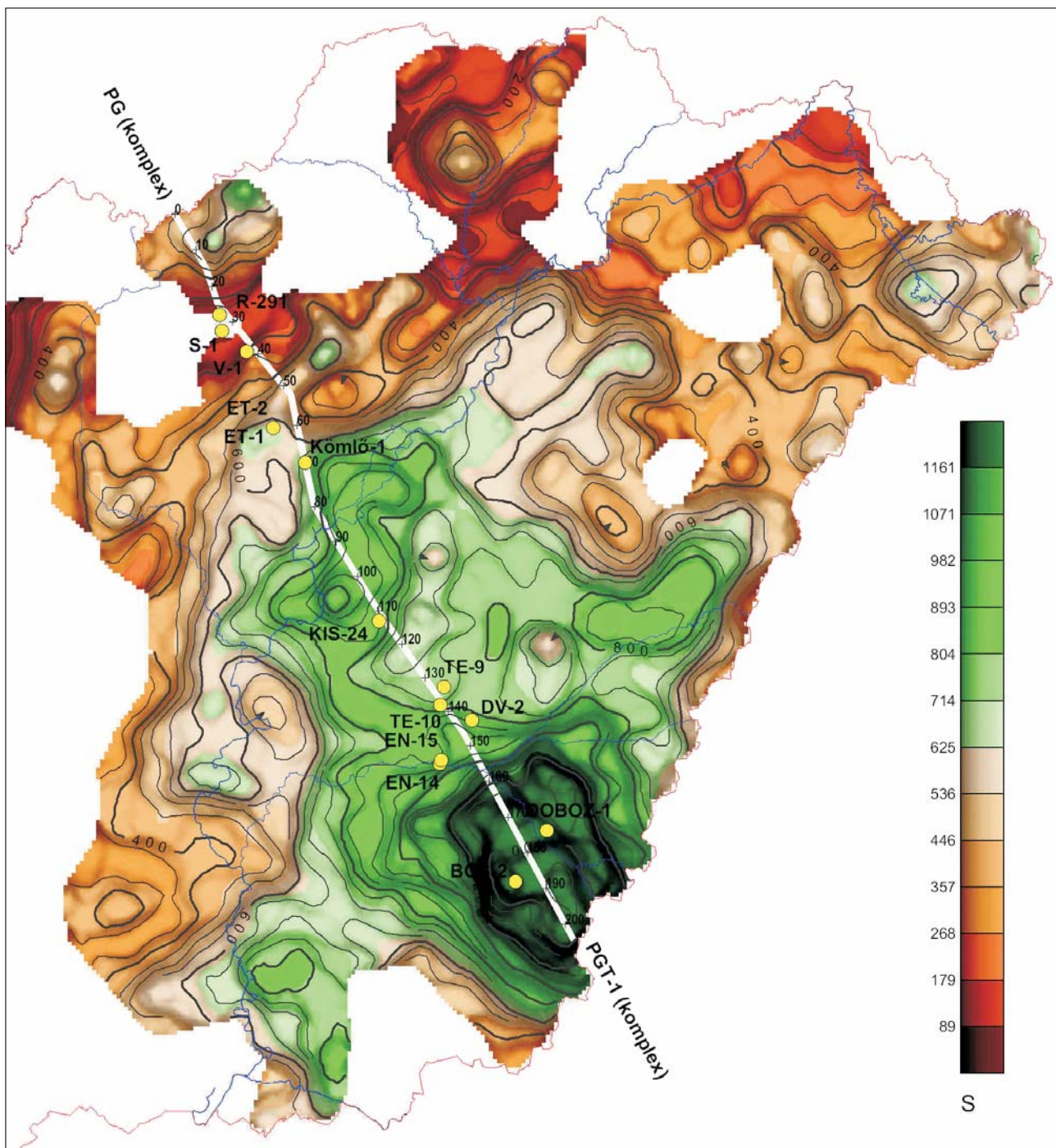


14. ábra | PGT-1 szelvény mélyfúrásokkal a pseudogravitációs térképen

Figure 14 | PGT-1 profile with boreholes on the pseudogravity map

A Moho-hatástól mentes Bouguer-anomáliatérképen (12. ábra) a PGT-1 szelvény mentén a középhegységi maximumokat (felszíni medencealjzat-kibúvások) elhagyva, az Alföldön sávokhoz kötődő lokális maximumokat lehet azonosítani. Először a Tisza-tó DNy-i részén, Túrkeve

magasságában, majd a Békési-medencében. A mágneses (13. ábra) és pseudogravitációs (14. ábra) térképen nagyrészt ugyanezek az anomáliák megjelennek, itt azonban már határozott anomáliavonulatként (a mágneses tér-

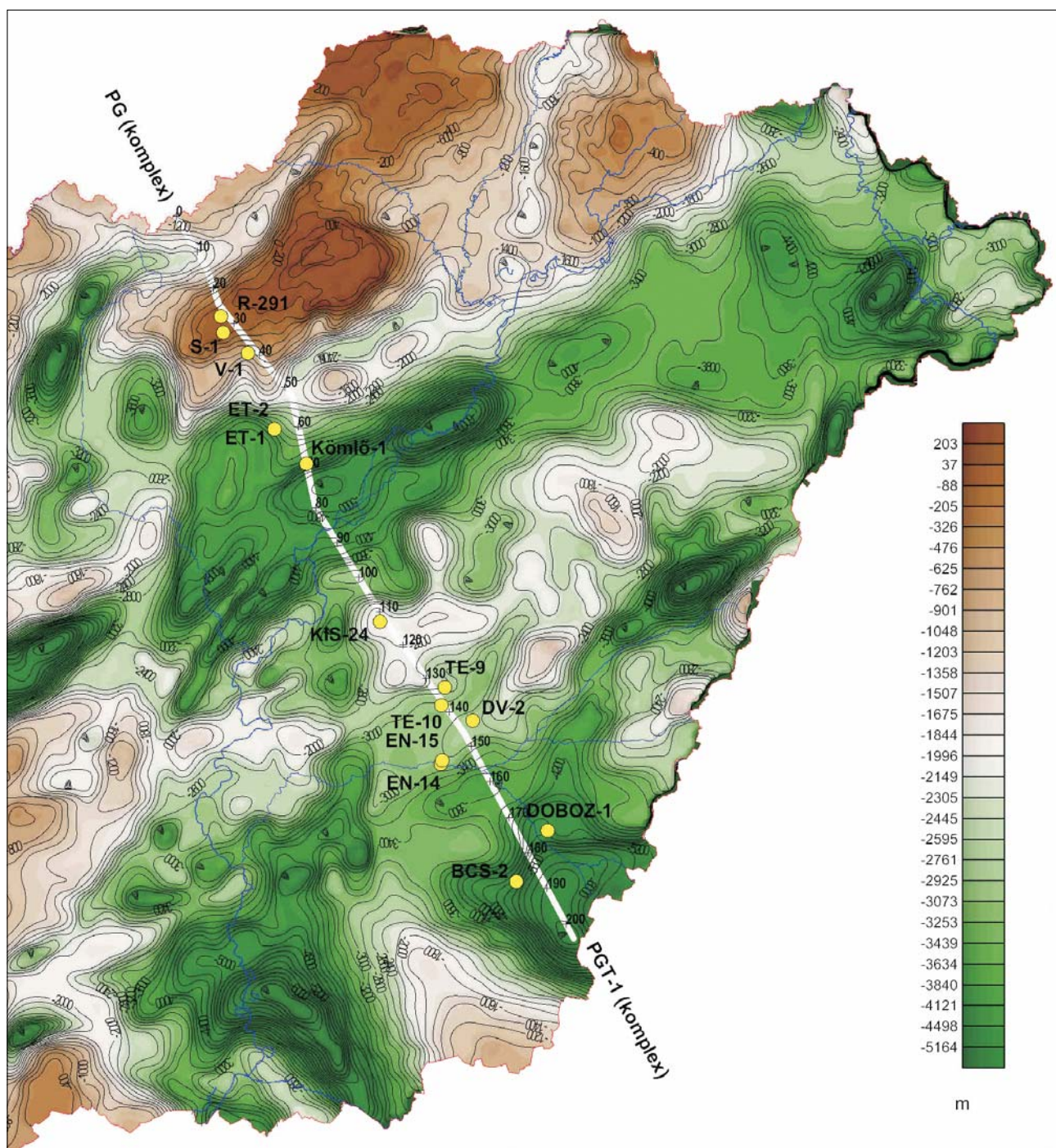


**15. ábra** | PGT-1 szelvény mélyfúrásokkal a tellurikus vezetőképesség-térképen  
**Figure 15** | PGT-1 profile with boreholes on the telluric conductivity map

kép esetén), illetve blokkhatárként (a pszeudogravitációs térkép esetén).

A tellurikus vezetőképesség-térkép főleg az üledékes medence jellegzetességeit – mélység és elektromos vezetőképesség – hordozza magán egyedülálló módon a térképi

adatrendszerek közül. Ez állapítható meg a Kilényi és Šefara (1991) által készített pretercier medencealjzat-mélységtérképpel való összehasonlításakor, bár a flis elterjedési területén ez nem annyira egyértelmű.



16. ábra PGT-1 szelvény mélyfúrásokkal a Kálendy-féle mélységtérképen (Kilényi, Šefara 1991)

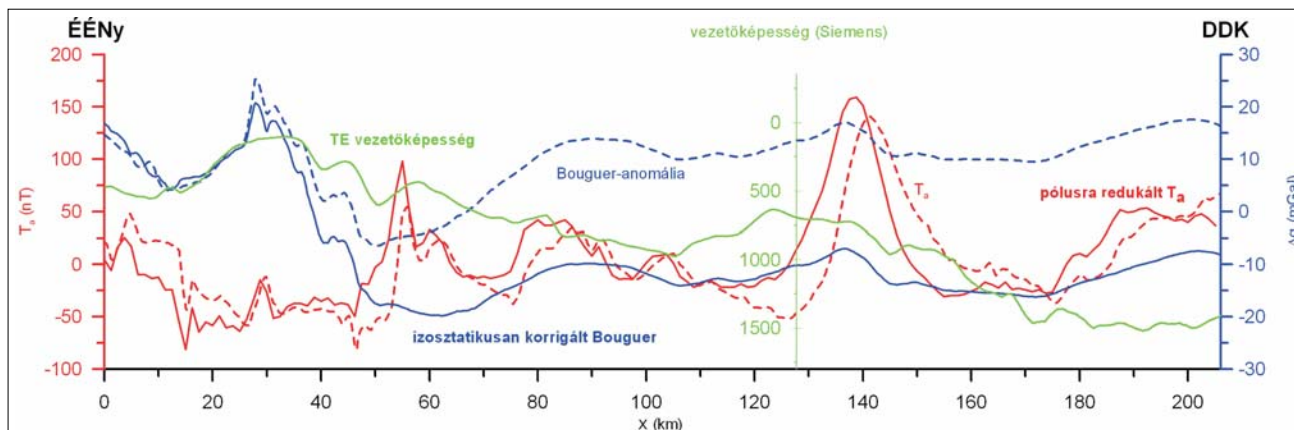
Figure 16 PGT-1 profile with boreholes on the basement surface map (Kilényi, Šefara 1991)

### Gravitációs adatok

Az országos gravitációs adatbázis Bouguer-anomália-adatai nehezen értelmezhető anomáliarajzolatot mutatnak. A gravitációs Bouguer-anomália (szaggatott kék vonal, 17. ábra) az Északi-középhegységben és az Alföld nagyobb részén hasonló szintet mutat. Az anomáliagörbe menete ellentmondásban van a medencealjzat domborzata

alapján várt lefutással. Északon a mezozoos és paleozoos korú képződmények helyenként a felszínen vannak, míg ugyanez délen 6–7 km mélyen található.

Az izosztikus korrekció (Kiss 2009a, 2010) elvégzése után a földtani felépítésnek sokkal inkább megfelelő gravitációs anomáliagörbe-lefutást kaptunk (folyamatos kék vonal, 17. ábra és a 12. ábra térképe).



17. ábra Anomáliagörbék (kék: gravitációs, piros: mágneses és zöld: tellurikus) a PGT-1 szelvény mentén  
 Figure 17 Gravity (blue), magnetic (red) and telluric (green) anomaly curves along PGT-1 Profile

A korrekció után 20 mGal eltérés jelentkezik a közép-hegységi és az alföldi területek között. A korrekcióval a környező hegyek (izosztatikusan gyökérzónájának és a mély medencék köpeny-kiemelkedésének hatását, a Moho-szintjének hullámzását kompenzáltuk ki azért, hogy a szelvény Moho feletti részének értelmezéséhez jobb kiindulási adatokat kapjunk. A korrigált Bouguer-anomáliagörbe a szelvény első, közép-hegységi szakaszán a medencealjzat lefutását tükrözi vissza. Az alföldi részekben 2, maximum 3 km mélységig a medencealjzat lefutása határozza meg a korrigált gravitációs görbe menetét. Ennél mélyebb medence esetén már más, összetettebb hatással kell számolni, amelyről azonban szinte semmit nem tudunk. Ebben a mélységben a medenceüledékek sűrűsége a tömörödésnek köszönhetően már eléri a medencealjzat sűrűségét, így az üledék-medencealjzat átmenetnek már nincs kontrasztos gravitációs hatása. A gravitációs hatás a medencealjzat alatt elhelyezkedő képződmények sűrűséginhomogenitását tükrözi.

**Mágneses adatok**

Az országos ΔZ-felmérés adataiból, normál mágnesezettséget feltételezve, meghatároztuk a ΔT-értékeket, illetve a pólusra redukált anomália görbét is (szaggatott illetve folyamos piros vonal – 17. ábra, térkép – 13. ábra). A pólusra redukálás leglátványosabb eredménye a 140 km-nél, Túrkeve környékén megjelenő, 150 nT-t meghaladó mágneses anomália esetén jelentkezett, ami teljesen szimmetrikussá vált a pólusra redukálásnak köszönhetően – a ható nagy valószínűséggel indukált mágnesezettségű.

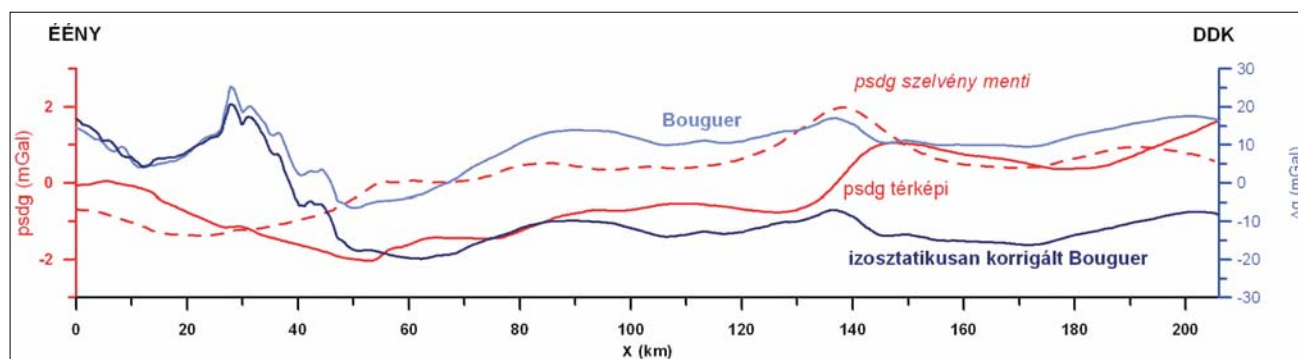
Érdekes megemlíteni, hogy a közép-hegységi zóna gyakorlatilag egy 40 km széles negatív mágneses anomáliazónaként jelenik meg (a miocén vulkanitok erős reverz remanens mágnesezettsége miatt), amelyet az alföldi, inkább pozitív anomáliaértékű (normál mágnesezettségű) szelvényszakasz követ több mágneses maximum vonulattal (17. ábra és 13. ábra).

Az első maximum a hegylábi miocén vulkanitok okozta hatás, majd a szerkezeti vonalak mentén megjelenő anomáliák jönnek (körülbelül 85, 140 és 190 km-nél), amelyek közül a túrkevei a legjelentősebb. Ezek kréta vulkanitokkal és metamorf kőzetekkel hozhatók kapcsolatba. Érdekes anomália jelentkezik a Békési-medencében, amelynek eredete a korábbi vizsgálatok (Kovácsvölgyi 1995, 1997) alapján az alsó kéreg gabbró bazaltja, azaz a Conrad-határfelület kiemelkedése.

A mágneses anomáliákból számított pszeudogravitációs anomáliák (14. ábra) a mágneses hatók területének változását mutatják egy gravitációs térképhez hasonlóan. A pszeudogravitációs térkép menete az Alföld területén ÉÉNy-ről DDK felé haladva úgy értelmezhető, mintha egy nagy mélységű mágneses képződmény egyre kiemeltebb helyzetbe kerülne a nagyszerkezeti vonalak mentén. A változás látványosan lépcsős szerkezet formájában jelentkezik, és Túrkeve, illetve a Békési-medence környékén éri el a legkiemeltebb 6–7 km-es helyzetet. Amennyiben a Békési-medencénél elfogadjuk, hogy a bazalt gabbró összetételű alsó kéreg kiemelt helyzete okozza a mágneses anomáliát, akkor nem zárható ki, hogy a pszeudogravitációs anomáliatérképen megjelenő hatás a Conrad-felülettől (gabbró bazalt összetételű alsó kéregfelület vagy egy azzal párhuzamosan jelentkező, rétegszerűen megjelenő mágneses hatótól) származik.

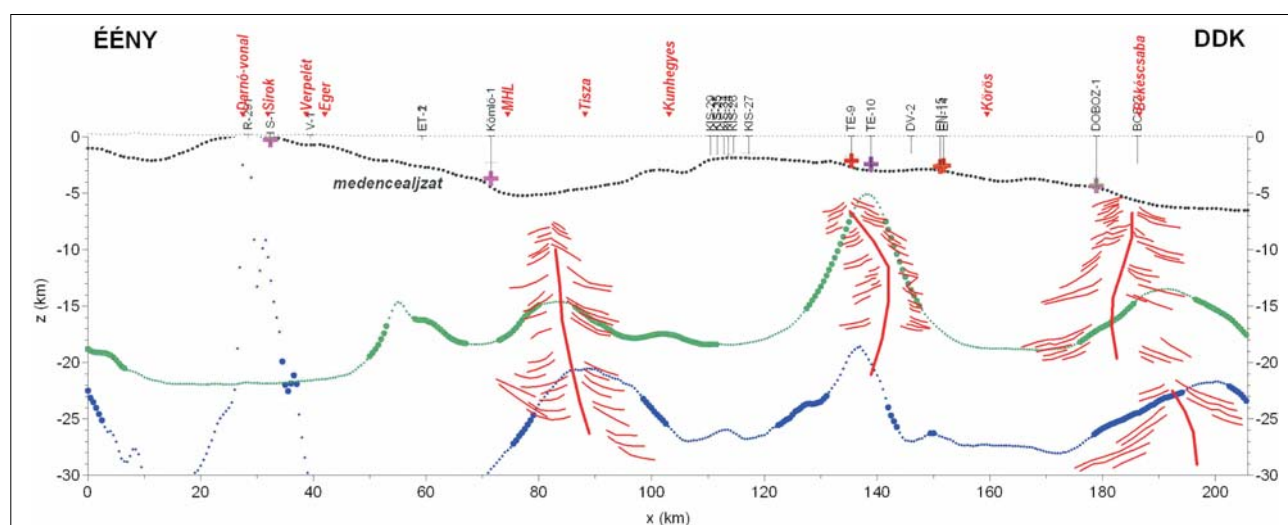
A lépcsős szerkezetek határvonalai a mágneses anomáliák tengelyvonalaiban vannak (egy közel vízszintes vagy enyhe D-i dőlésű, rétegszerű mágneses ható esetleg féltér esetén mágneses anomáliák csak a peremek felett, annak leszakadásai mentén fognak látványosan jelentkezni), ami szerkezetkutatási szempontból lehet érdekes. A pszeudogravitációs transzformáció segítségével kapott térkép alapján az Alföld területén rangsorolni lehet a mágneses lineamenseket, illetve blokkosítani a területet a mágneses hatók pszeudogravitációs tere alapján.

A pszeudogravitációs adatokat a mágneses anomáliákból transzformáció útján kapjuk. Ezeket szelvény menti és térképi adatrendszerekből is tudjuk számolni, a különbség a



18. ábra | Pseudogravitációs és Bouguer-anomáliagörbék a PGT-1 mentén

Figure 18 | Pseudogravity and Bouguer anomaly curves along PGT-1 profile



19. ábra | Inverziós mélységmeghatározások pszeudogravitációs (zöld) és a Bouguer-anomália (kék) alapján

Figure 19 | Depth determination by inversion using pseudogravity and Bouguer anomaly data

dimenziószámában lesz. Kétdimenziós (szelvény menti, vagy  $xz$  dimenziós) transzformáció során a szelvényre merőlegesen végtelen kiterjedésű, 2D-s lemeznek a terét határozzuk meg. A háromdimenziós (térképi vagy  $xyz$  dimenziós) esetben már egy 3D-s testnek a terét határozzuk meg (a kiterjedése nem szimmetrikus, nem végtelen és nem merőleges a szelvényre), így a két számított érték eltér. Ezt látjuk a 18. ábra megjelenítésében.

A gravitációs és szelvény menti mágneses adatokból kapott pszeudogravitációs görbék összevetésekor (18. ábra) a két görbe korrelációja figyelhető meg 60–206 km között. A korreláció arra hívja fel a figyelmet, hogy a gravitációs és mágneses hatás összefügg, azonos lehet az anomáliát okozó mélybeli ható. Ebben az esetben a pszeudogravitációs anomáliagörbe maximumai a pólusra redukált mágneses anomáliák maximumainál 85, 140 és 190 km-nél jelentkeznek, ott, ahol a szeizmikus fenyőrajzolatokat is azonosítottuk. A gravitációs és pszeudogravitációs görbével való korreláció azt jelzi, hogy itt a földtani képződmények sűrűsége (feltehetően szeizmikus sebessége) és mágneses szuszceptibilitása is nagyobb a környezeténél.

A szelvény elején (0–15 km között) is hasonló a görbemenet (korreláció) a Diósjenői-vonal mágneses hatójának köszönhető. A szelvény további részén (15–55 km között) a negatív pszeudogravitációs anomáliát és a gravitációval ellentétes görbemenetet a miocén vulkanitok változatos (indukált és remanens) mágnesszettsége okozza.

A térképi pszeudogravitációs görbén azok a lépcsők köszönnek vissza, amelyeket a 14. ábra alapján már beazonosítottunk. Az eltérés a kétféle pszeudogravitációs anomáliagörbe között háromdimenziós hatásokkal magyarázható. A szelvényre merőlegesen pozitív és negatív irányban eltérő mágneses köztömegek vannak, amit a szelvény menti transzformáció nem vesz figyelembe.

Nagy mélységű mágneses és sűrűséginhomogenitást feltételezve, a szelvény menti pszeudogravitációs és a gravitációs Bouguer-adatok Cordell–Henderson-féle kétréteges mélységinverziója (Cordell, Henderson 1968) szintén a szeizmikus fenyőknél mutat jelentős hullámzást, ami a környezetéhez képest nagyobb szuszceptibilitású/sűrűségű anyag megjelenését jelzi az adott mélységben. A



pseudogravitáció alapján (19. ábra, zöld pontokkal) kapott mágneses mélységgörbe megugrása ebben az esetben – 15 km mélységben – gyakorlatilag a szeizmikus fenyőket jelzi, a gravitációs mélységgörbe (19. ábra, kék pontokkal) változása egy nagyobb, 25 km-es mélység hatását tükrözi vissza, ami a Moho-szintjével is kapcsolatban lehet. (A Cordell–Henderson-megoldások eltérő megjelenítése az inverzióból kapott megoldások jóságával van összefüggésben, erősebb szimbólum 1 mGal alatti, gyengébb 1 mGal-nál rosszabb illesztést jelent az inverzió során. A sűrűség – vagy mélység – változását azonban jól mutatja.)

### Tellurikus adatok (TE)

A tellurikus adatok az ország jelentős részét lefedik, így a szelvény nyomvonala mentén az összegzett vezetőképesség értéket is meg tudtuk jeleníteni (zöld vonal – 17. ábra, térkép – 15. ábra). A szelvényen az elektromos vezetőképesség tengelyskáláját megfordítottuk, hogy a gravitációs adatokkal jobban összevethető legyen.

A látszólagos fajlagos vezetőképesség-értékek minimálisak a középhegységi zónában és maximálisak a Békési-medence területén. Ez a medencealjzat lefutásával van összhangban (Nemesi et al. 1981, Madarasi et al. 2006). Több helyen látunk eltérő görbemenetet a gravitáció és a TE vezetőképesség esetében. Az első ilyen a Vatta-Maklári-árok DNy-i folytatásában van, ahol a szelvény mentén jelentkező legnagyobb gravitációs minimumot a tellurikus vezetőképesség-görbe nem jelzi. Ennek oka az eltérő behatolási mélységben van, a gravitáció az aljzaton belüli, feltehetően felső kéregbeli hatást jelez, amely mélységet a tellurikus mérések nem érik el. A másik, érdekesebb jelenség, a Békési-medence területén jelentkezik, ahol a TE vezetőképesség és az izosztatikusan korrigált Bouguer-anomália ismét eltérő

menetet produkál. A megoldás itt is az eltérő behatolási mélységekben keresendő. A kiemelkedő köpeny az alsó kéreg gabbró bazaltos összetételű részét a felszín közelbe emelhetette, amely gravitációs maximumként megjelenik (Kovácsvölgyi 1995, 1997), de ezt a tellurika még nem érzékeli.

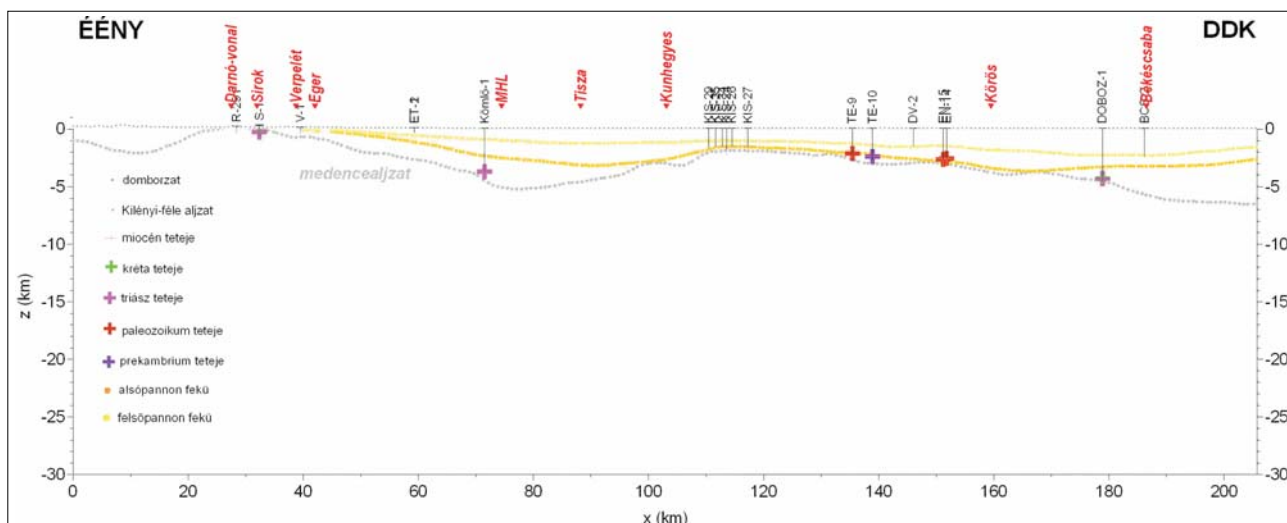
### További feldolgozási eredmények, komplex értelmezés

A szelvényen ábrázoltunk néhány lényeges többé-kevésbé ismert földtani határt (medencealjzat, az alsó és a felső pannon fekü mélységét, Jordán 2004), és a fontosabb medencealjzatot ért mélyfúrásokat, amelyből nem sok van (20. ábra).

2010-ben megjelent Magyarország új pretercier térképe (Haas et al. 2010), amely lehetőséget ad a földtani megfigyelések és a geofizikai ismeretek összevetésére, amit Posgay és munkatársai fel is használtak legutolsó cikkükben (Posgay et al. 2011).

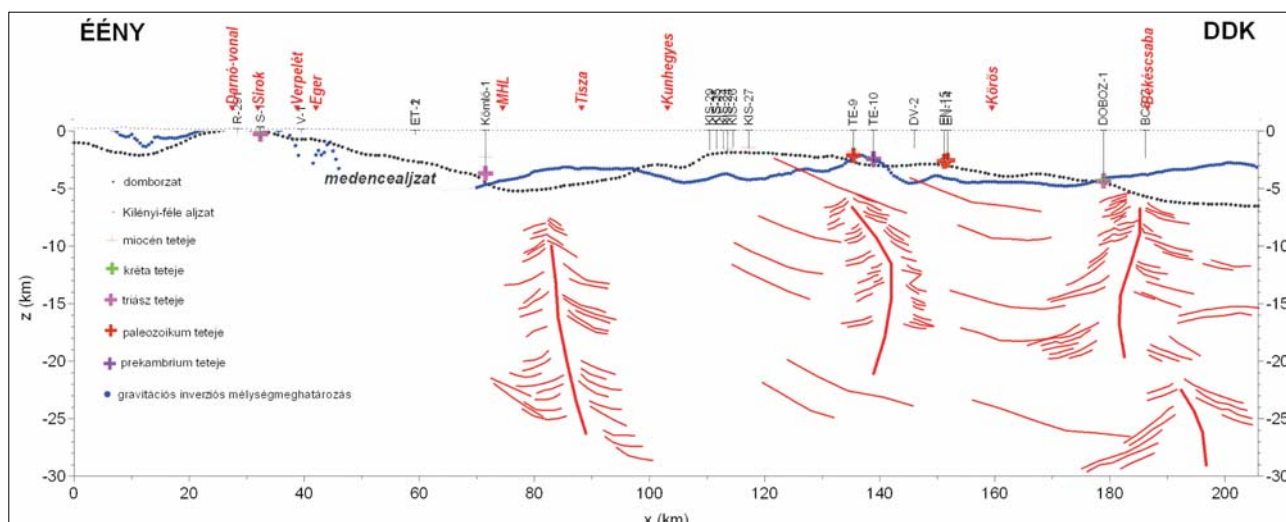
A szelvények mentén kigyűjtött geofizikai adatok felhasználásával többféle feldolgozást végeztünk el. Az egyik ilyen a már alkalmazott gravitációs kétréteges mélységinverzió (Cordell, Henderson 1968), amelyet a medencealjzat mélységének meghatározása céljából alkalmaztunk. Az inverzió során az izosztatikusan anomáliával (izosztatikusan korrigált Bouguer-anomália) számoltunk, a medencealjzat és a fedő között 0,15 t/m<sup>3</sup> sűrűségkontraszt mellett és 5 km-es a referencia medencemélység alkalmazásával értük el a legjobb egyezést. Ilyen paraméterezés mellett a középhegység kibúvások területei és az alföldi nagy mélységű medencéjének néhány fúrási adata is viszonylag jó mélységegyezést mutatott (21. ábra).

A szelvény mentén a Kilényi-féle és a gravitációs inverziós medencemélység között jelentős eltérés jelentkezett



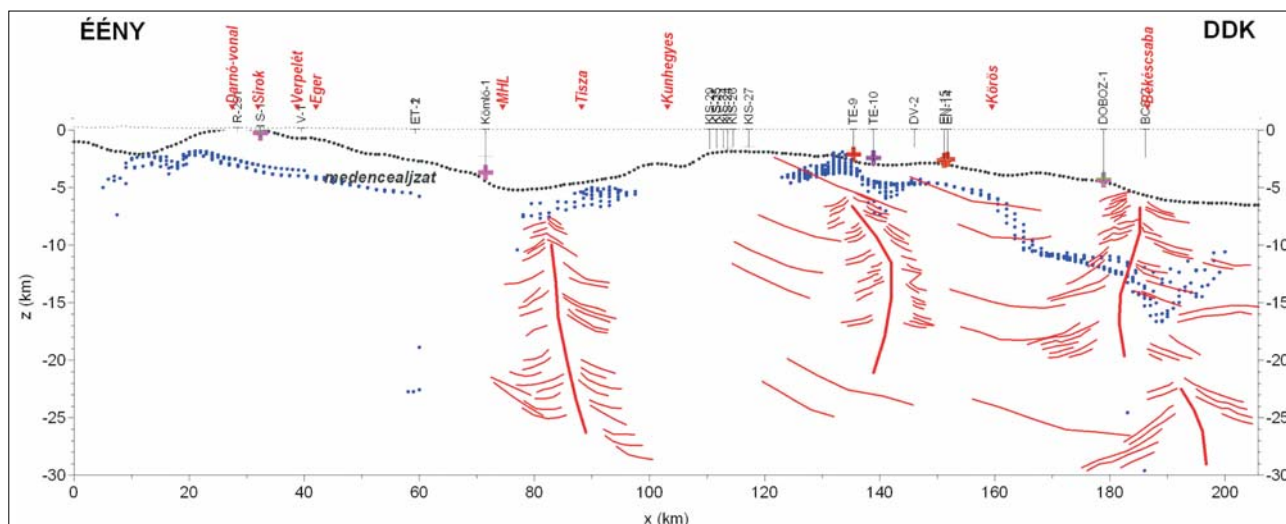
20. ábra | Kiindulási földtani adatok a PGT-1 szelvény mentén

Figure 20 | Start geological data along PGT-1 profile



21. ábra | Gravitációs mélységinverzió (fekete pontvonallal) a PGT-1 szelvény mentén

Figure 21 | Detection of the basement surface by gravity depth inversion along PGT-1 profile



22. ábra | Phillips-féle mélységmeghatározás (kék) a PGT-1 mentén

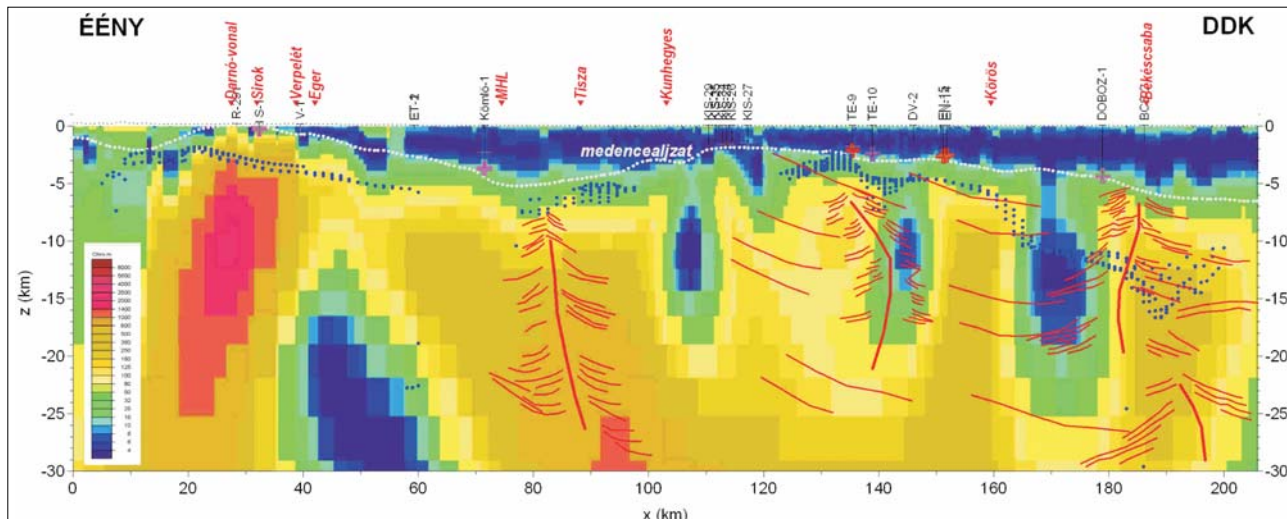
Figure 22 | Depth determination (blue) by the Phillips method along PGT-1 profile

(a szelvény 40. és 60. km-e között) egy átmeneti zónában, ahol az Alföld mély medence és a középhegységi zóna kibúvási találkoznak. Itt a gravitációs mélységinverzióban jelentkező szakadás nagyon gyors elmélyülést, vagy medencealjzaton belüli kéreg inhomogenitást jelez. Ezen a szakaszon – 1 mGal hibahatár mellett – az inverzió nem tudta követni a medencealjzat-mélységet, olyan nagy a gravitációs mérés alapján meghatározható változás a kőzetek sűrűségében és/vagy a medence mélységében.

Az Alföldön a Bouguer-anomáliaértékek beállnak a medencealjzattól függetlenül egy kb. –10 mGal-os értékre (17. ábra). Az üledékek 2–3 km-es mélységben a medencealjzathoz megfelelő sűrűséget vesznek fel, és eltűnik a sűrűségkontraszt az üledékek és a medencealjzat-képződmé-

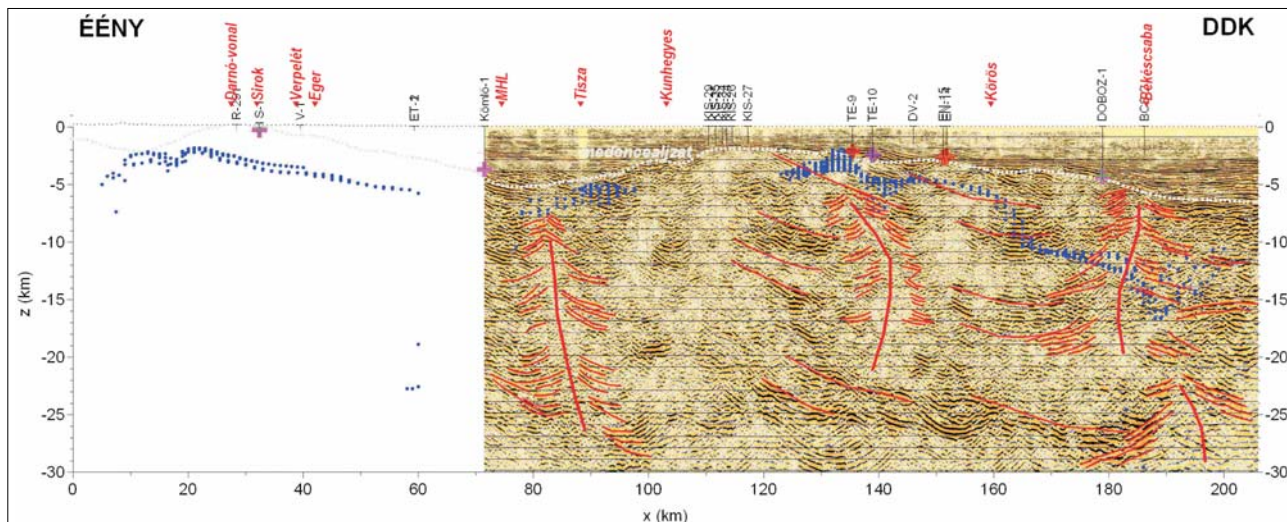
nyek között. Ebben a mélységtartományban már a gravitációs anomália alapján nem nagyon tudjuk a medencealjzat felszínét követni. Az inverziós mélységgörbe és a Kilenyi-féle medencealjzat-mélység között jelentkező eltérések az Alföldön valószínűleg ebből adódnak. A 4–5 km-ben megjelenő inverziós mélységgörbe már nem a medencealjzat felszínével korrelál, hanem sokkal inkább a medencealjzat inhomogenitását jelzi.

Az aljzatmorfológia és a gravitációs értékek menete közötti eltérés a Békési-medence (170–206 km-nél) felett a legszembevetőbb – a medence mélyülésére egy gravitációs maximum a válasz. Az eltérés egy mélyebb hatásnak, a köpeny diapír okozta alsó kéreg felemelkedésnek köszönhető (Kovácsvölgyi 1995, 1997). A Moho feltételezett szintjének



**23. ábra** | Phillips-féle mélység szintek (kék pontok) és a magnetotellurikus 2D inverzió eredménye a PGT-1 szelvény mentén (medencealjzat a Kilyéni–Séfara-adatok alapján)

**Figure 23** | Depth determination (blue dots) by the Phillips method on the inverted magnetotelluric PGT-1 resistivity section (basement level after Kilyéni–Séfara)



**24. ábra** | Phillips-féle mélység szintek (kék pontok) a PGT-1 szeizmikus reflexiók szelvényén

**Figure 24** | Depth determination (blue dots) by the Phillips method on the PGT-1 seismic reflection profile

a hatását az izosztikus korrekcióval kiszűrtük, de az alsó kéreg felszínének változása, amely általában követi a Moho hullámzását, benne maradt az izosztikusan korrigált Bouguer-anomália értékében.

A magnetotellurika eredményei jobban korrelálnak a Kilyéni-féle medencealjzat-mélységgel, mint a gravitációból kapott eredmények. A magnetotellurikus inverziós eredmények és az aljzattérségek durván azonos tendenciát mutatnak a szelvény teljes hosszán (23. ábra), az eltérések háromdimenziós hatásokkal magyarázhatók, illetve ismeretlen mélybeli szerkezetekkel, amit csak a sűrű geofizikai mérések (pl. MT) tudtak kimutatni (lásd 50 km-nél, 118 km-nél vagy 170 km-nél).

A magnetotellurika alapján a medencealjzat ellenállása az alföldi szakaszon végig alacsony, ami jelentős porozitásra és a pórusterben forró, sós fluidumra utal.

A Phillips-féle autokorrelációs eljárás segítségével egy másik határfelület is kijelölhető (22. ábra), ez azonban olyan mélységekben ad megoldást, ahonnan már nincsenek földtani adataink, így érdemben sem megerősíteni, sem elvetni nem tudjuk a kapott eredményeket.

A gravitációs Phillips-féle szint a medencealjzat nagyobb fajlagos ellenállású szintjét követi (25–100 Ωm között), többnyire a sárga-zöld színátmenetnél (23. ábra). A közp-hegységi zóna és a Békési-medence kivételével a Phillips-megoldások ezt a magnetotellurikus szintet követik.

A szeizmikus adatok képezik le legjobban a Kilényi-féle medencealjzatot (24. ábra), ami törvényszerű, hiszen a szeizmikus mérések adják a legsűrűbb és legjobb felbontóképességű adatrendszerrel, és az Alföld területén a Kilényi-féle mélységtérképet a szeizmikus adatok alapján készítették. A szeizmikus szelvényen megjelenített Cordell–Henderson- és Phillips-féle szintek viszont nem sok egyezést mutatnak a reflexiós szintekkel.

Posgay et al. (1995) által szeizmikus adatokból meghatározott (2. ábra) kéreg–köpeny határ, és asztenoszféra határfelület a magnetotellurikus adatok alapján is viszonylag jól azonosítható. Ez utóbbi fajlagos ellenállás csökkenéssel jelentkezik az Alföld területén (25. ábra). A Tisza vonalától É-ra azonban a helyzet megváltozik, az MT mérések alapján egy mély jól vezető zóna jelentkezik az Alföld és az Északi-középhegység találkozásánál, keresztülvágva a Moho szintjét, és az egészen az asztenoszféra felszínéig követhető (25. ábra). A jól vezető zóna helyzete a hegységelőtéri gravitációs minimumzóna helyzetével azonos.

Az anomália megjelenésében hasonlít a Kisalföld–Bakony határvonala (Rába-vonal) mentén megjelenő vezetőképesség-anomáliákhoz (Kiss et al. 2009), mind a vezetőképesség-értékében, mind pedig az anomália mélységi kiterjedésében, dőlése viszont ellentétes irányú. Az anomália a TISZA és az ALCAPA nagyszerkezeti egységek határvonalában a közép-magyarországi vonallal párhuzamosan jelentkezik és szinte az asztenoszféraig lenyúlik. Az európai Bouguer-anomáliatérképen ez a minimumzóna a leglátványosabb anomália a Kárpát-medence felett kialakult gravitációs maximumban (Bielik, Wybraniec 2006), és valószínűleg egy kéregbeli mély nyírási zóna. A nagy gravitációs minimum ennek a mély, fellazult nyírási zónának a hatásként jelentkezik, és a medencealjzat ismert képződményeivel és mélységével nem magyarázható, illetve modellezhető (Kiss et al. 2011).

Más jól vezető anomáliákat is találunk a szelvény mentén (107, 145, 171 km-nél), de ezek az alsó-középső kéreg határán megrekednek és a Moho-t nem érik el. Sajnos az MT mérések által kimutatott, legjelentősebb jól vezető zóna környéke szeizmikus litoszféraukatató mérésekkel nem lett lemérve (ez csak 71 km-től, a Tisza vonalától D-re áll rendelkezésre), pedig érdekes lenne, hogy a szeizmika miként látja ezt a kéregszerkezetet. Az ismert reflexiós szeizmikus alapszelvény az ÉK-2 (lásd 1. ábra), ennek a mélységnek a kutatására a vibrátoros jelforrás csekély energiája miatt nem alkalmas.

A PGT-1 szeizmikus szelvény pillanatnyi amplitúdók nagysága szerint színezett időszelvényén (2. ábra) a litoszféraelemek – üledékes medence, kéreg, köpeny – és az asztenoszféra teteje jól azonosíthatóan jelentkeztek (Posgay et al. 1995).

A 2. ábra és a 26. ábra is mutatja, hogy a Moho alatt már nem találunk hosszan követhető határozott reflexiókat (nem szeizmikus szemmel vizsgálva), a gravitáció, szeizmika és magnetotellurika alapján jelzett határfelületek is többnyire csak a Moho-ig érnek le. Ennek magyarázata Nyikolajevszkij (2001) szerint: *A törések hatása a*

*Moho szintjén már a kristályrács deformációiban nyilvánulnak meg. Valójában a repedezettség megszűnik, a fluidum-vezetőképesség másra pazarolódik el, mivel ebben a mélységben nyomás- és hőmérsékletviszonyok miatt a kémiai és fázisátalakulások jelennek meg, s ennek köszönhetően a vízzel telített kéregközetek száraz köpenyközetekké alakulnak át. Ez azt jelenti, hogy a Moho szintjén létezik egy impermeábilis határ, amely a földkérget és köpenyt választja el egymástól.*

Automatikus és félautomatikus hatókijelöléseket végeztünk a szelvény mentén az eredeti Bouguer-anomália és az izosztatikusan anomália értékek alapján is. A Moho szintjén jelentkező változások gravitációs hatása a spektrális jellegűknél fogva nem módosítják a hatóperem kijelölések eredményét – általában jóval kisebb az alkalmazott mintavételi ablak, mint amely a Moho-szintjének vizsgálatához szükséges lenne. Az eredményeket a 27. ábra mutatja.

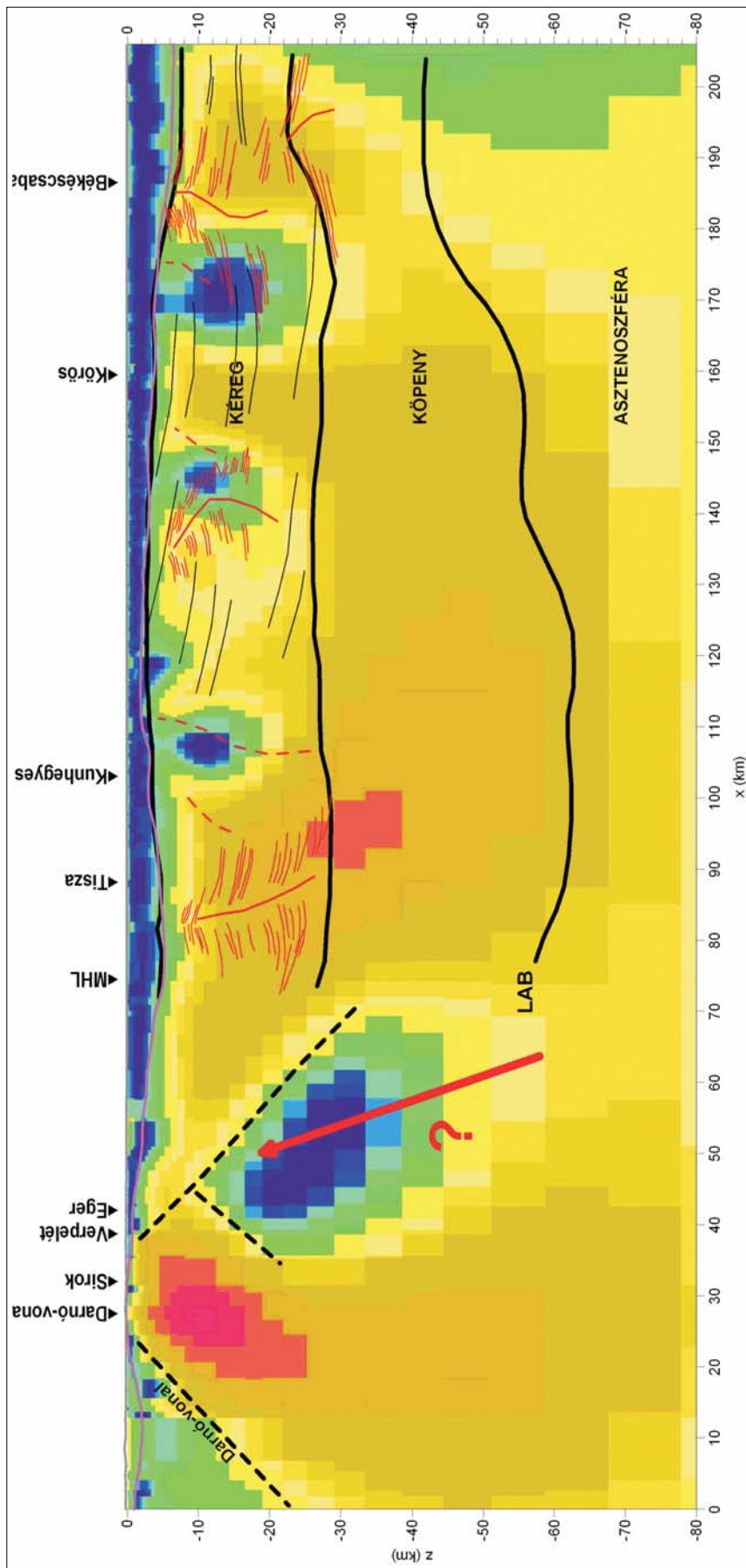
A középhegységi zóna, a Darnó-vonaltól kezdve egy törési zónának felel meg, amelynek gyökere 5–10 km mélységig leér. Először a Darnó-vonal, majd a Mátra–Bükk átmeneti zóna, később a Bükk-hegység előterében, az Eger környéki lokális szerkezetek bonyolítják a képet. A középhegységi területek és a Tisza között is mély szerkezetek látszanak, kevésbé kontrasztosan, 60 és 80 km-nél. Ez a zóna felel meg a közép-magyarországi vonalnak (mély nyírási zóna). A Tisza után Kunhegyes mellett azonosítható egy határozott szerkezeti elem, amely 10 km mélységig nyúlik le, ez lehet a berekfürdői termálvizeknek lehetséges feláramlási csatornája.

Az alföldi szerkezetek a gravitáció alapján a preneogén aljzattól követhetők és főleg a kéregben jelentkeznek. Ez összhangban van azzal, hogy a sűrűséginhomogenitások főleg a medencealjzatra jellemzőek.

A túrkevei mágneses anomáliának – 140 km környékén – a gravitációs hatása is jelentős, gravitációslemez-modellként szép háromszög rajzolatot ad. A felső oldalél a lemez szélességét adja, két kontaktus modellként, amely a mélység növekedésével a középvonalra szűkül le a mintavételi ablakhoz képest (minél nagyobb a mélység, annál inkább lemezszerűvé válik a ható geometriája).

A szelvény végén, a Békési-medence É-i peremén megjelenik egy szerkezet, a dobozi fúrástól É-ra (175–180 km környékén), amely talán még nem a köpeny diapírhoz kapcsolódik, bár a gravitációs görbe ettől a ponttól kezdve jelzi a köpenyfelboltozódást (a szeizmikus „fenyő”, magmás benyomulás É-i peremét jelzi). A köpeny diapírhoz kapcsolódó pontfelhő a szelvény D-i végén, 190 km-nél azonosítható, ahonnan gyenge indikációval azonosítható kb. 20 km mélységig követhető, elérve a Moho-felületét.

A mágneses megoldásokat a 28. ábra mutatja. Az anomáliák É-on, egészen a Tisza vonaláig szinte a felszíntől indulnak. A középhegységi zóna alatt (10–40 km között) megjelenő megoldások, amelyek a magnetotellurikus mérések alapján jelzett (23. ábra) nagy fajlagos ellenállású blokk peremét rajzolják körül, lehetnek egészen a Moho szintjéig. Mivel ezek a megoldások biztosan a Curie-mélység alól származnak (ahol már nincs ferromágnesesség), fel kell

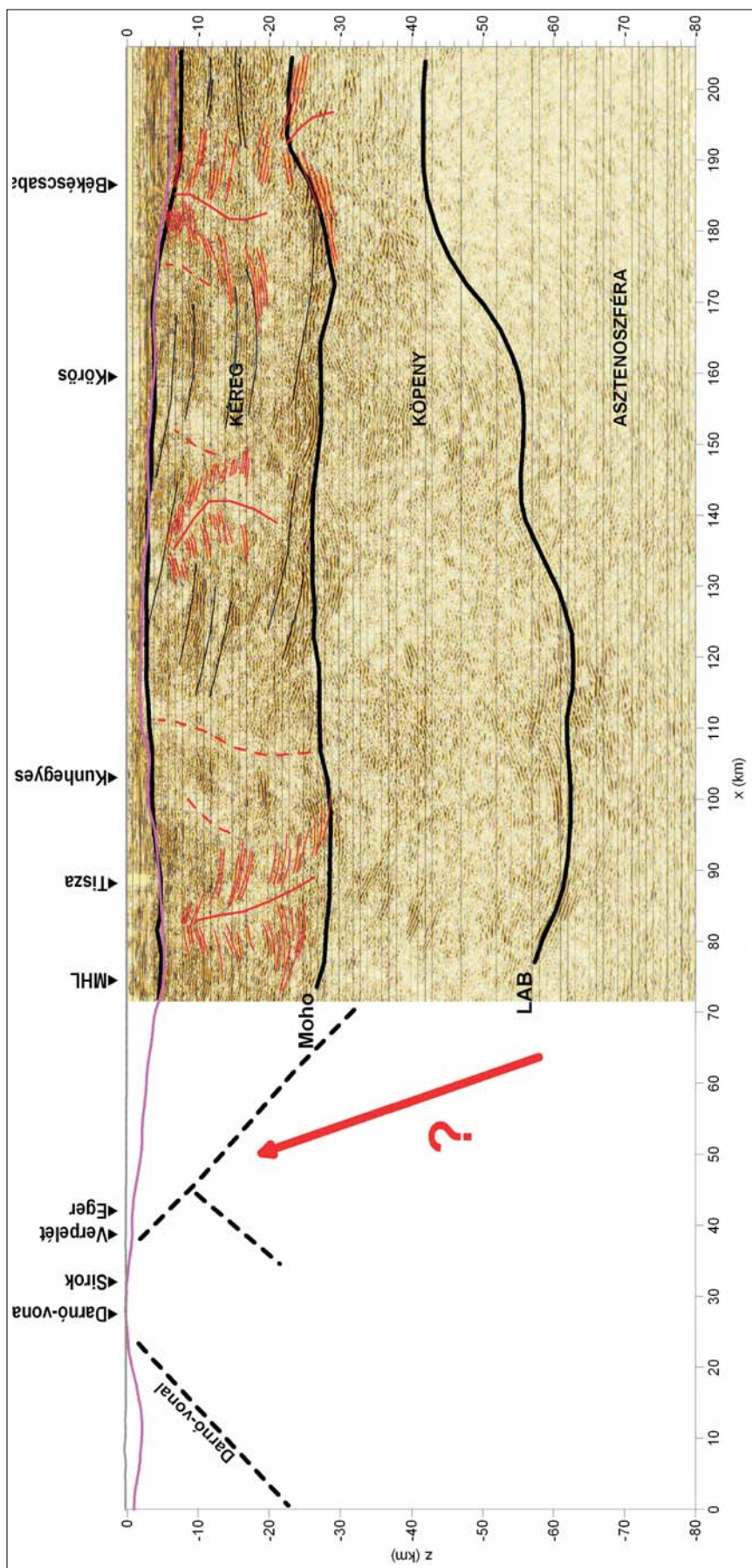


**25. ábra**

Magnetotellurikus 2D inverzió fajlagosellenállás-szelvénye a PGT-1 mentén. Jelölések: Kílényi-Šéfara-féle medencealjzat-mélység (vékony lila vonal), a szeizmikus értelmezésből kapott kéregmodell (vastag fekete vonal), benyomulásra utaló reflexiók (vékony fekete vonal), rétegszerű reflexiók (vékony piros vonal) és a középhegységi részen MT határfelületek (fekete szaggatott vonal), litoszférabeli jól vezető zóna tengelye (vastag piros vonal)

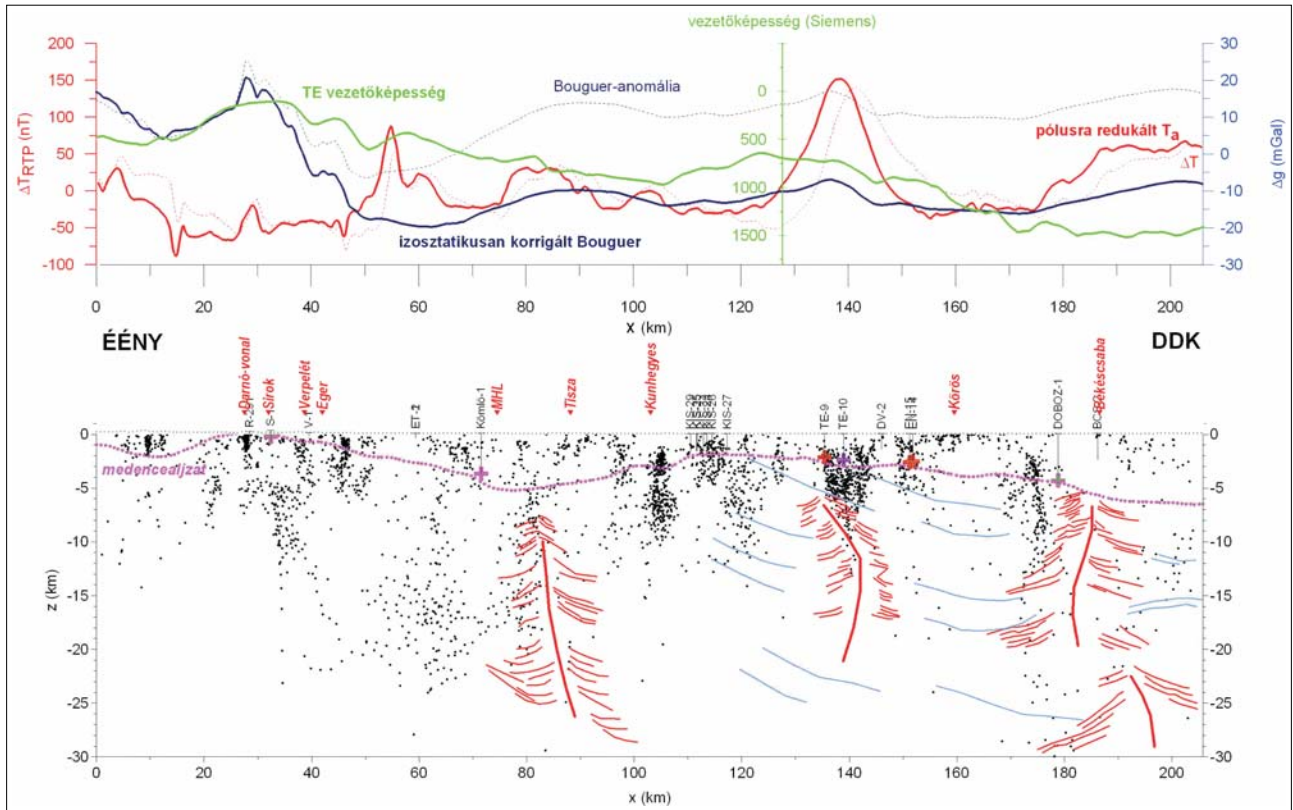
**Figure 25**

Magnetotelluric 2-D inverted resistivity section along PGT-1. Nominations: basement level after Kílényi-Šéfara (by lilac line), model of the crust from seismic interpretation (by thick black line), layer type reflections (thin black line), intrusion-type reflections (dotted black line), axis line of high conductivity zone in the lithosphere (thick red line)

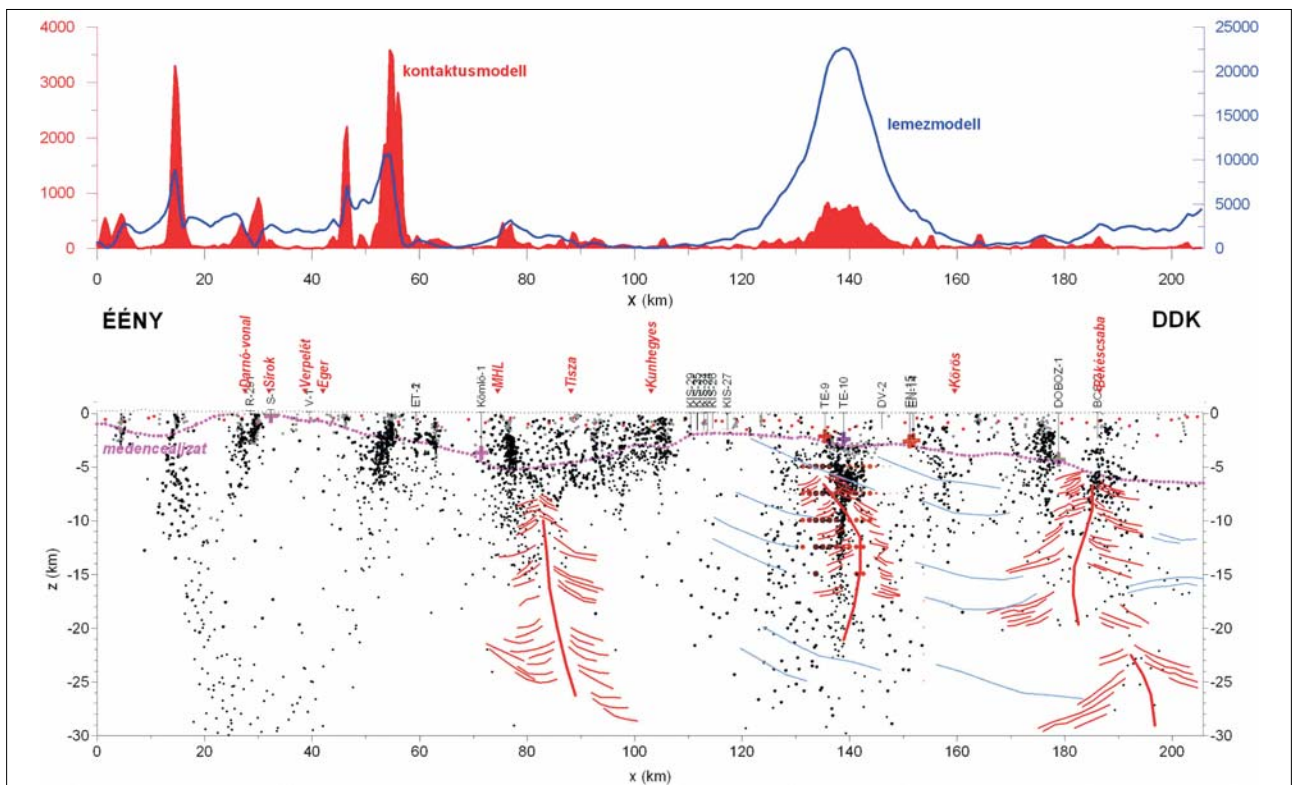


**26. ábra** PGT-1 szeizmikus szelvény. Jelölések: Kílényi-Séfara-féle medencealjzat-mélység (vékony lila vonal), a szeizmikus értelmezésből kapott kéregmodell (vastag fekete vonal), rétegszerű reflexiók (vékony fekete vonal), benyomulásra utaló reflexiók (piros vékony vonal) és a középhegységi részben MT határfületek (feketete szaggatott vonal), litoszférabeli jól vezető zóna tengelye (vastag piros vonal)

**Figure 26** PGT-1 seismic reflection depth section. Nominations: basement level after Kílényi-Séfara (by lilac line), model of the crust from seismic interpretation (by thick black line), layer type reflections (thin black line), intrusion-type reflections (thin red line), magnetotelluric border line (dotted black line), axis line of high conductivity zone in the lithosphere (thick red line)



**27. ábra** Gravitációs automatikus hatóerem-kijelölések (fekete pontok) a PGT-1 szelvény mentén szeizmikus értelmezéssel  
**Figure 27** Automatic designation of gravity sources (contacts and sheets – with black dots) along PGT-1 with the seismic interpretation



**28. ábra** Mágneses automatikus hatóerem-kijelölések (fekete pontok) a PGT-1 szelvény mentén a szeizmikus értelmezéssel  
**Figure 28** Automatic designation of magnetic sources (contacts and sheets – with black dots) along PGT-1 with the seismic interpretation

tételezni, hogy egy szerkezeti jellegű ekvivalens megoldás rossz leképzéséről van itt szó, ami nagyon jól összecseng az MT eredményekkel.

50–55 km között a középhegység pereménél mágneses ható jelentkezik, ami a mágneses anomáliatérkép (13. ábra) alapján DNy-ről követhető a szelvény nyomvonaláig, majd a Kilény–Šefara-mélységtérkép (16. ábra) alapján sasbércszerű vonulatként követhető ÉK-i irányban egészen a Tokaji-hegységig.

A Kömlő-1 és Kis-29 fúrás (70 és 110 km) között egy 30–35 km széles, 7 km mély, a mágneses megoldások alapján zavart felszín közeli zóna látszik a szelvényen, É-ről szeizmikus fenyővel, majd közel függőleges szeizmikusan néma pásztákkal tarkítva, amelyet a Közép-magyarországi Zónaként értelmeztünk. A kiszélesedés az anomáliatérképek alapján a zóna szétnyílásának vagy irányváltásának köszönhető.

A Tisza vonalától D-re a hatókijelölések inkább a kéregben megjelenő mágneses hatókkal vannak összefüggésben, bár esetenként a medencekitöltő üledékben is jelentkeznek, pl. Kiskunhalas, vagy a Doboz-1 fúrás, esetleg Békéscsaba környéke. Ezek azonban elég jelentéktelen anomáliák (noha a szeizmikusan néma zónákkal való egybeesés miatt a feltételezés eléggé megalapozott), az igazi hatók a medencealjzatban vannak.

Az egyszerűbb mágneses anomáliarajzolatok eléréséhez felhasználtuk a mágneses szelvény menti adatfeldolgozási eljárások közül az analitikus jelképzést (Nabighian 1972, 1974). Kiszámoltuk a térgradiens nagyságát (az analitikus jelet) az eredeti anomáliaértékek alapján, a kapott görbe a „lemez”-modellre érzékeny és a horizontális gradiensek alapján is, ami a „kontaktus”-modellek felett fog anomális értékeket adni (28. ábra, felül). A „lemez”- és „kontaktusmodell” besorolás erősen függ a mintavételi ablak méretétől és a ható mélységtől. Egy nagy mélységű lemezmodellt felszín közelbe emelve, a peremei miatt már két kontaktusként fog jelentkezni, mert a test horizontális vastagsága és a mélység együttesen határozza meg a lemez és kontaktus típusjellegét (lásd Túrkeve környékén 140 km-nél, a kontaktusmodell alapján két egymáshoz közeli maximum csúcs van, de csak egy lemezmodell-maximum).

A számításából adódik, hogy a térgradiens csak pozitív érték lehet, azaz ott jelentkezik anomália (nullától különböző érték), ahol a kisebb-nagyobb mágneses változás, azaz ható van. A kontaktusmodell a mágneses ható peremét jelzi, pl. középhegységi zóna É-i (15 km) és D-i (55 km) pereme. Közben a kisebb amplitúdójú maximumok feltételezhetően lokális tektonikát jeleznek. Valójában a kontaktusmegoldások maximumhelyei és az eredeti anomáliagörbe alapján tudjuk csak eldönteni a mágneses hatók valódi helyzetét.

A szeizmikus „fenyők” és a mágneses anomáliák kapcsolata egyértelműen látszik a 28. ábra alapján. Ez azt jelzi számunkra, hogy nagy valószínűséggel bázisos magmás benyomulásnak tekinthetők ezek a zónák. Erre utalnak a területen szórványosan ismert mezozoos vulkanitok (kréta diabázok, bazaltok) és a szelvénytől ÉK-re uralkodóan jelen lévő miocén korú andezitek is.

## Összefoglalás

Ebben a cikkben összefoglaló képet adtunk a PGT-1 litoszférakutató szeizmikus szelvénynek a határtól határig kiterjesztett vonala mentén rendelkezésre álló geofizikai adatokról és az azokon elvégzett geofizikai adatfeldolgozásokról. A különböző módszerek és fizikai paraméterek alapján komplex adatfeldolgozásra törekedtünk, a földtani értelmezés elősegítése céljából.

Steiner Ferenc professzor szavait szabadon idézve, ha egy területről rengeteg zajos mérési eredményünk van, akkor ezekben a mérésekben statisztikai szempontból egyetlen közös dolog lesz (ami biztosan ott van mindegyik mérésben), a földtani hatás, minden más bizonytalan. Értelmezhetjük ezt úgy is, hogy minél több geofizikai mérés adatait vetjük össze, annál inkább a (minden mérésben jelen lévő) földtani valóság fog kirajzolódni a feldolgozások eredményeként.

A PGT-1 szelvényről már több publikáció is született, mindegyik értelmezés más-más oldalról közelítette meg a litoszférakutató szelvény értelmezését, de ez nem baj, hiszen ezen eltérő megközelítésekben is ott van az a közös rész, amelyet keresünk, a mélységi földtani felépítés.

A tanulmányban megvizsgáltuk, hogy mi lehet az eredete a jól vezető anomáliáknak, és az esetek többségében magas hőmérsékletű fluidumok jelenlétét valószínűsítettük a kéreg felső porózus részében, ami geotermikus energia kutatása szempontjából lehet érdekes.

A tanulmány egy másik érdekes eredménye a magmás benyomulásokra utaló reflexiók kimutatása a speciális, litoszférakutató szeizmikus szelvényen és azok igazolása mágneses és gravitációs anomáliák alapján. E benyomulások azonosítása a már ismert szeizmikus képen a szelvény hosszúsága miatt alkalmazott kényszerű kimagasításnak volt köszönhető. Azonos vízszintes és függőleges lépték mellett nagyon bizonytalanul követhetők ezek a reflexiók.

A szeizmikus „fenyők” formájában megjelenő benyomulások a dunántúli bazaltos gyökérszónák jellegzetes sebességanomáliáira emlékeztetnek, amelyet a szeizmikus refrakciós tomográfia eredményei alapján azonosítottunk a CEL08 sebességszelvényén (Kiss 2009b). Az Alföld területén is sikerült tehát magmacsatornák nyomaira bukkanni, amit a mágneses feldolgozások eredményei igazoltak. A zónák jelenléte bonyolulttá teszi a reflexiók képet, de a zónák közötti nyugodtabb térben jól követhető reflexiómenetek vannak a kéregben. Ha ezeket a rétegszerű reflexiókat figyelembe vesszük, akkor a benyomulások kora, a medencealjzat-képződmények kora (Haas et al. 2010) és a szeizmikus „fenyők” csúcsa (meddig nyomultak felfelé a rétegekben) alapján kréta vagy annál fiatalabb. A hatók kb. a Moho szintjétől azonosíthatók, és többnyire megrekednek a kristályos medencealjzatban. A PGT-1 szelvény adatai alapján csak ritkán érik el a medencealjzat felszínét, ezért a medencealjzatig lefúrt mélyfúrások közül is csak néhány tárhatta fel az Alföldön a sávós mágneses anomáliákat okozó valódi hatókat.



A mágneses adatokból kapott pszeudogravitációs térkép alapján a Conrad-felület (alsó kéreg) helyzetére, vagy lefutására következtethetünk. Ez a Békési-medencében kiemelt helyzetben van, északi irányban egyre mélyül a hegyek izosztatikus hatása miatt. A szeizmika alapján kijelölt benyomulások (a szeizmikus „fenyők”) ennek a bazalt gabbró összetételű alsó kéreg kőzetanyagának a szerkezeti törések mentén történő feláramlásával lehetnek összefüggésben. Ezekre a törésekre, vetőkre a medencealjzat-képződmények sorrendje (Haas et al. 2010) utal, és jelentős vetőket kell feltételezni a medencealjzatban – amire van is példa a korábbi értelmezések alapján (lásd pl. 2. ábra vagy a 2011-es Posgay-cikkben „A Tisza-takarók kialakulásának vázlata” című ábra) –, hogy a földtani képződmények szelvény menti sorrendjét rekonstruálni tudjuk.

Ez a feltételezés persze további bizonyításra szorul, önmagában még nem állja meg a helyét, és sajnos a szeizmikus reflexiók képen sem tudjuk ezt a szintet – a jelen feldolgozottság mellett – azonosítani. A szeizmikus attribútumok célorientált vizsgálata tudna talán kiegészítő információkat szolgáltatni ebben a kérdésben.

Sajnálatos, hogy a szeizmikus PGT1 vonal É-i irányban nem lett az országhatárig lemérve. Az asztenoszféraig lenyúló magnetotellurikus jól vezető zóna mibenléte, a hegyek izosztatikus gyökérzónájának kérdése és az Északi-középhegység előterének (kéregbeli nyírási zóna) és vulkáni képződményeinek (mágneses hatóinak) mélységi helyzete és magmacsatornáinak kimutatása mind olyan kérdések, amelyekre a nagy mélységű litoszférakutató szeizmikus reflexiók mérések választ adhattak volna. Reméljük, hogy lesz még rá lehetőség!

### Köszönetnyilvánítás

Először is a „Pannon Geotraverz” litoszférakutató csoportnak, mert tevékenységüknek köszönhetően áll rendelkezésünkre a PGT-1 szeizmikus szelvény. Ugyanez vonatkozik arra az utólag már megszámlálhatatlan számú kollégára, geofizikusokra, technikusokra, észlelőkre és terepi segéd munkásokra, akik a magnetotellurikus, tellurikus, gravitációs és mágneses méréseket elvégezték, és adatbázisba szervezve megőrizték az utókor számára. Munkájuk nem volt hiábavaló, hiszen az új feldolgozási és megjelenítési eszköztárral olyan információkhoz juthatunk, amelyekről a mérések idején rendelkezésre álló feldolgozások alapján álmodni sem lehetett volna.

### Jegyzetek

- <sup>a)</sup> Tanulmány az ELGI 2010. évi „Geofizikai térképezés” téma keretében, a PGT-1 szelvény mentén végzett feldolgozásokat ismerteti, amely dióhéjban a 2011. évi BGS konferencia poszterszekcióján is bemutatásra került.
- <sup>b)</sup> A mélység (nyomás) növekedésének hatására először a nyitott pórustérfogat szűnik meg, és anélkül, hogy a fluidumtartalom mennyisége változna a kőzet „fluidum-telítetté” válik. A fluidumtartalom későbbiekben vagy kiszorítódik, vagy a másodlagos kőzettani (kémiai) átalakulások során használódik fel, adott nyomás és hőmérséklet viszonyok elérésekor (dehidratáció). A telített víztartalom okozza a plasztikuság megjelenését a kéregben a nyitott pórustérfogat mellett még jelenlévő kőzet-

sűrűlőds okozta relatív ridegség után. A fluidum kenőanyagként jelenik meg a kőzetmátrixban, gondoljunk az eső utáni sárra, ami telített víztartalma miatt csúszik. A fluidumtelítettség mélységi megjelenése a nyomás és a hőmérséklet függvényében, kifejlődésterületenként változó lehet.

### Hivatkozások

- Ádám A., Kis M., 2001: Phase paradox in the Békés Basin and a possibility for its resolution by 2D/3D modelling. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 36(2), 133–152
- Ádám A., Landy K., Nagy Z., 1989: New evidence for the distribution of the electric conductivity in the Earth's crust and upper mantle in the Pannonian Basin as a “hotspot”. *Tectonophysics* 164, 361–368
- Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G., 1990: Crustal conductivity anomalies in the Pannonian basin. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 25, 279–291
- Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G., 1990: Electrical conductivity anomalies along the Pannonian Geotraverse and their geothermal relation. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 25/3–4, 291–307
- Ádám A., Szarka L., Steiner T., 1993: Magnetotelluric approximations for the asthenospheric depth beneath the BtkCs graben, Hungary. *J. Geomagn. Geoelectr.* 45, 761–773
- Ádám A., Szarka L., Prácser E., Varga G., 1996: Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin? (Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geophysical Transactions* 40, 45–78
- Bielik M., Wybraniec S., 2006: Map of total Bouguer anomalies of Austria, Czech Republic, Hungary, Poland and Slovak Republic (M = 1:2 500 000), CELEBRATION Workgroup
- Cordell L., Henderson R.G., 1968: Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics* 33, 596–601
- Gacsenko Sz. V., Ivanov Ny. K., Krivosenkov A. L., Szmirnov T. G., 2010: A Szaján-hegység és a Léna mentén húzódó regionális szelvény D-i szakaszának komplex geofizikai értelmezési eredményei a földkéregről és a felső köpenyről – A földkéreg és a felsőköpeny-vizsgálata, Kézirat, 426–431 o., GFYGP, Irkutszk-Geofizika, Irkutszk
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., 2010: Magyarország prekainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. MÁFI.
- Hermance J. F., 1995: Electrical Conductivity Models of the Crust and Mantle, *Global Earth Physics, A Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 1
- Jordán Gy., 2004: A fűrdőfejlesztésekkel kapcsolatban a hazai termálvízkészlet fenntartható hasznosításáról és a használt víz kezeléséről szóló hidrogeológiai kutatás, Országos földtani térmodell, GKM-KÉ-2964/2004.X.1., Kézirat, MÁFI adattár
- Kilényi É., Šefara J., 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* 36/1–2
- Kiss J., 2009a: Regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika* 50/44, 153–171
- Kiss J., 2009b: Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD) értekezés, NYME, Sopron
- Kiss J., 2010: A mély medencék izosztatikus hatása. *Magyar Geofizika* 51/3, 150–162
- Kiss J., Prácser E., Szarka L., Ádám A., 2010: Mágneses fázisátalakulás és a magnetotellurika. *Magyar Geofizika*, 51/2, 73–87
- Kiss J., Gulyás Á., Madarasi A., Füsü B., Lendvay P., Detzky G., Pataky P., Paszera P., 2009: Jelentés az állami geofizikai adat-

- szolgáltatás, informatika, térképezés 2009. évi elvégzett feladatairól (12. ábra), Kézirat, ELGI Adattár
- Kiss J., E. Prácer, L. Vértesy, Á. Gulyás, 2011: Last decade gravity data processing in the ELGI. Extended abstract, 6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapest, Oct. 3–6, 2011
- Kovácsvölgyi S., 1995: DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése. *Magyar Geofizika* 36/3, 198–202
- Kovácsvölgyi S., 1997: Gravitációs kutatások Magyarországon. A békési rejtély. *Élet és Tudomány*, <http://www.sulinet.hu/eletes-tudomany/archiv/1997/9718/bekesi/bekesi.html>
- Kristinsdóttir L. H., Flóvenza Ó. G., Árnasona K., Milschb H., Spangenberg E., Kulenkampff J., 2010: Electrical conductivity and P-wave velocity in rock samples from high-temperature Icelandic geothermal fields. *Geothermics* 39, 94–105
- Luque F. J., Crespo-Feo E., Barrenchea J. F., Ortega L., 2012: Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history. *Geoscience Frontiers* 3/2, 197–207
- Madarasi A., Nemesi L., Varga G., 2006: Telluric map of East Hungary. *Geophysical Transactions* 45/2, 65–98
- Madarasi A., 2009: Magnetotellurikus alapszelvények – a PGT-1 szelvény, Fejezet a Kiss J., Gulyás Á., Madarasi A., Füsi B., Lendvay P., Detzky G.: „Jelentés az állami geofizikai adatszolgáltatás, informatika, térképezés 2009. évi elvégzett feladatairól” című jelentésből, Kézirat, ELGI adattár
- Nabighian M. N., 1972: The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37/3, 507–517
- Nabighian M. N., 1974: Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39/1, 85–92
- Nemesi L., Hobot J., Varga G., Draskovits P., Csörgei J., 1981: A Tisza-vidék és a Tiszántúl mélyszerkezetének geoelektromos kutatása. *Geofizikai Közlemények* 27. évf.
- Nyikolajevszkij V. N., 2001: Kéregtörések és tektonikai hullámok, *Vesztnyik OGGGGN Orosz Tudományos Akadémia*, No. 1.
- Posgay K. (témavezető), Albu I., Ádám A., Bérczi I., Bodoky T., Hegedűs E., Jánváriné K. I., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Nagy Z., Pápa A., Redlerné T. M., Sípó J., Stegena L., Szafián P., Szalay Á., Timár Z., Takács E., Varga G., 1995a: A terciér medence aljzatának geofizikai kutatása. OTKA nyilvántartási szám: 1875. *Magyar Geofizika*, különszám 36, 27–36
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G., 1995b: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics* 252, 467–484
- Posgay K., Nagymarosy A., Pápa A., Hegedűs E., D. Lőrincz K., 2000: Deep structure of the Szolnok Flisch Belt. *Geoph. Trans.* 43/2, 71–91
- Posgay K., Falus Gy., Kovács I., Kovács A. Cs., Bodoky T., Hegedűs E., 2009: A Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféraméretű vázlata, In: Magmás és metamorf képződmények a Tisza Egységben, *GeoLitera*, Szeged
- Posgay K., Bodoky T., Falus Gy., Kovács I. J., Madarasi A., Gúthy T., Hegedűs E., Kovács A. Cs., 2011: A Tisza és a száva-bükki egység szerkezetének alsó krétabeli alakulása. *Magyar Geofizika* 52/3, 135–150
- Rody W., Mackie R. L., 2001: Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174–187
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth T., 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 215–250
- Tóth L., Zsíros T., 2000: A pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata, <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Wannamaker P. E., Doerner W. M., Hasterok D. P., 2006: Cryptic faulting and multi-scale geothermal fluid connections in the Dixie Valley Central Nevada seismic belt area; implications from MT resistivity surveying. *Proceedings of 21th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, SGP-TR-179, p. 8