

Magnetotellurikus mérések inverziója a látszólagos fajlagos ellenállás eltolódásának figyelembe vételével¹

PRÁCSER ERNŐ, KISS JÁNOS²

A magnetotellurikus (MT) mérési adatokból számított látszólagos fajlagos ellenállásgörbék logaritmikus skálán való megjelenítésén, gyakran figyelhető meg a görbe ellenállás tengely menti eltolódása, amit látszólag semmilyen földtani hatás sem indokol. Ezt a frekvenciától független eltolódást nevezik angolul static shift-nek. A magyar nyelvű szakirodalom is gyakran ezt az angol szót használja. Ez a jelenség általában valamilyen kisebb méretű felszínközeli inhomogenitás hatásának tudható be. A kétdimenziós inverzió elvégzése előtt ezt az eltolódást korrigálni szokták más geofizikai mérésekből szerzett információk alapján. A leggyakoribb megoldás a magnetotellurikus látszólagos fajlagos ellenállásgörbék illesztése a tranziens elektromágneses mérésekből kapott látszólagos fajlagos ellenállás értékekhez. E tanulmányban az általános sorba fejtéses inverzió (ÁSF) egy olyan változatát mutatjuk be, amelyik nem igényli az adatok előzetes korrekcióját. Az ellenállás eltolódást ismeretlenként kezelve végezhető el az inverzió, amely erre is ad egy becslést.

E. PRÁCSER, J. KISS: Inversion of magnetotelluric measurements taking the static shift into consideration

The apparent resistivity curves calculated from magnetotelluric (MT) measurements often have a vertical offset on the logarithmic coordinate system. This frequency independent static shift usually can not be explained with a geological effect. The cause of this shift is some very small, near-surface inhomogeneity. Before performing the two dimensional inversion this static shift effect is usually corrected, using the results of other geoelectric or electromagnetic measurements. The method used most widely applies the transient electromagnetic measurement for the static shift correction by fitting the transient- and magnetotelluric apparent resistivity. In this paper a new version of the generalised series expansion (GSE) inversion will be presented, which does not require any correction of resistivity data. The static shift is regarded as one of the inversion parameters and the inversion gives an estimation for that.

Bevezetés

A magnetotellurikus látszólagos fajlagos ellenállásgörbék logaritmikus skálán megfigyelhető eltolódásával (static shift) már régóta foglalkoznak [STERNBERG et al. 1988, SPITZER 2001, SZARKA 2001, SIMPSON és BAHR 2005, SASAKI és MEJU 2006]. Ennek korrekciója során a látszólagos fajlagos ellenállásértékek általában — a frekvenciától függetlenül — egy állandóval vannak megszorozva. A számos megjelent publikáció közül SIMPSON és BAHR [2005] könyvét érdemes kiemelni, amely összefoglalja a könyv megjelenéséig elterjedt ismereteket. A szakirodalomban közöltek szerint a static shift okozója általában valamilyen felszín közeli inhomogenitás, vagy valamilyen egyéb zaj. A magnetotellurikus méréseknél ez a hatás az elektromos komponensekben jelenik meg, és ez okozza a látszólagos fajlagos ellenállásgörbék eltolódását. A kiküszöbölésére több módszer is kínálkozik. Az egyik módszer szerint a mérési adatokat egyéb ismeretek alapján korrigálják. A korrigálás történhet a magnetotellurikus adatrendszer nagyfrekvenciás része alapján, amikor a tranziens elektromágneses mérésekből kapott látszólagos fajlagos ellenállásértékekhez illesztik a magnetotellurikus szondázási görbékét [STERNBERG et al. 1988]. A tranziens elektromágneses mérések során többnyire a mágneses komponenseket mérik, ezért itt az elektromos tér torzító hatása nem jelenik meg a látszólagos fajlagos ellenállásban. A korrekció egy másik módja egy szelvény mentén végzett mérések együttes felhasználásával történik, és azt feltételezi,

hogy a modell ellenállása a nagyobb mélységekben a szelvény mentén nagyjából állandónak tekinthető és a magnetotellurikus görbék alacsony frekvenciákhoz tartozó részét hozzák azonos szintre. Ez a látszólagos fajlagos ellenállásgörbék statisztikai feldolgozásával tehető meg. Az adatok korrigálása helyett az inverziós algoritmus is megvalósítható úgy, hogy a static shift-el is számoljon, azaz az inverzió azt is tekintse ismeretlen paraméternek és adjon rá egy becslést [SIRIPUNVARAPORN és EGBERT 2000, OGAWA és UCHIDA 1996]. Egydimenziós esetre, szintetikus adatokon végzett inverzióval mutatunk be példát. Ez az inverzió csak bizonyos feltételezések figyelembe vételével oldható meg. Ebben a cikkben a magnetotellurikus mérések általános sorfejtéses inverziójának (ÁSF) [PRÁCSER 2002] egy olyan változatát mutatjuk be, amelyik a static shift-et ismeretlen paraméterként kezeli. Szintetikus és terepi adatokon is bemutatjuk a sorfejtéses inverzió e változatának az alkalmazhatóságát.

Terepi példa

A litoszféra-kutató CELEBRATION — Central European Lithospheric Experiment Based on Refraction [GUTERCH et al. 2000; BODOKY et al. 2001] — szeizmikus szelvények közül a CEL-7 szelvényt magnetotellurikus szondázásokkal, átlagosan 2 km-es állomástávolsággal, végigmérte az MTA GGKI és az ELGI egy OTKA pályázatnak (T-037694) köszönhetően [SZARKA et al. 2004]. A szelvény, földtani szempontból nagyon érdekes, mert a nyomvonala keresztül megy néhány nagyszerkezeti vonalon, mint pl. a Közép-magyarországi-vonal, a Balatonvonal és a Rába-vonal és három nagyszerkezeti egységet is

¹ Beérkezett: 2009. 02. 26-án

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

lefed, a Dunántúli-középhegységi-Egységet, Száva-Egységet és a Tisza-Egységet. A sűrű adatrendszer lehetőséget ad a különféle magnetotellurikus adatfeldolgozási eljárások kipróbálására és tesztelésére.

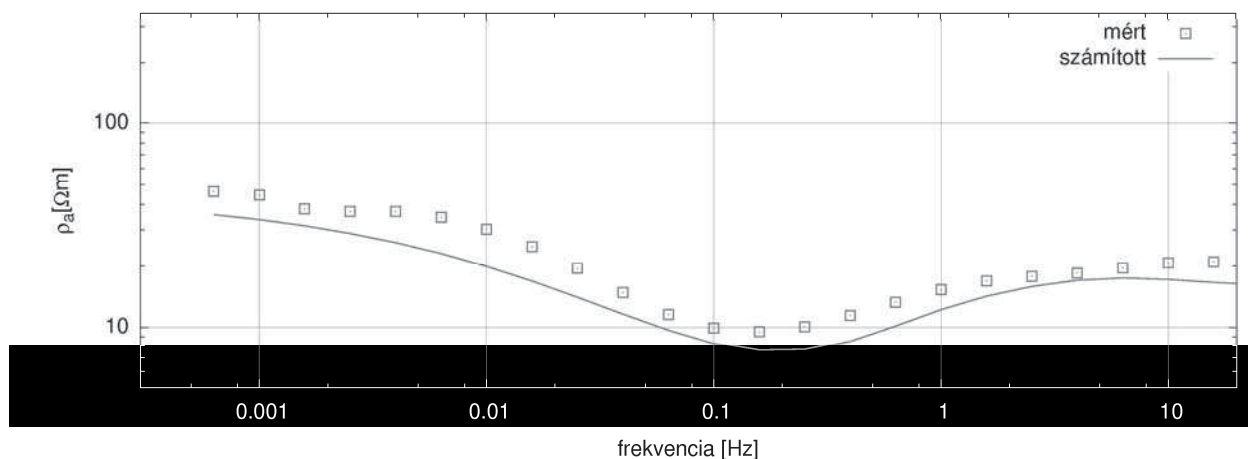
A magnetotellurikus szondázások egydimenziós feldolgozásának földtani tapasztalata az volt, hogy a H-polarizáció jobban visszaadja a nagyellenállású medencealjzat felszínét, az E-polarizáció pedig a szelvény irányára merőleges aljzatbeli inhomogenitásokat képes jelezni. Ezt a gyakorlati tapasztalatot felhasználhatjuk a magnetotellurikus inverziók során, mivel a pretercier, nagyellenállású medencealjzatnak erózió által kialakított diszkordancia felülete egy lassan hullámzó medencealjzat-felszín eredményez, ami egyszerű függvényekkel leírható. A kétdimenziós ÁSF (vagy közérthetőbben függvényközelítéses inverzió) esetében egy (vagy több) rétegszerű határfelület kimutatására egydimenziós inverziók olyan sorozatát végesszük el, ahol a szintek lefutásának törvényszerűségét egy függvény segítségével írjuk le. Minden egyes inverzió figyelembe veszi a környezetében lévő kiértékelési eredményeket, s azokat figyelve módosítja az inverzióból ka-

pott megoldást [PRÁCSER 2007]. Ez az eljárás kiválóan alkalmas H-polarizációs esetben a pretercier medencealjzat felszínének nyomon követésére. Természetesen a szerkezeti vonalak mentén kialakult hirtelen változásokat nem tudja leképezni, de ez — pl. a szondázási görbék jellegének megváltozásából — könnyen felismerhető.

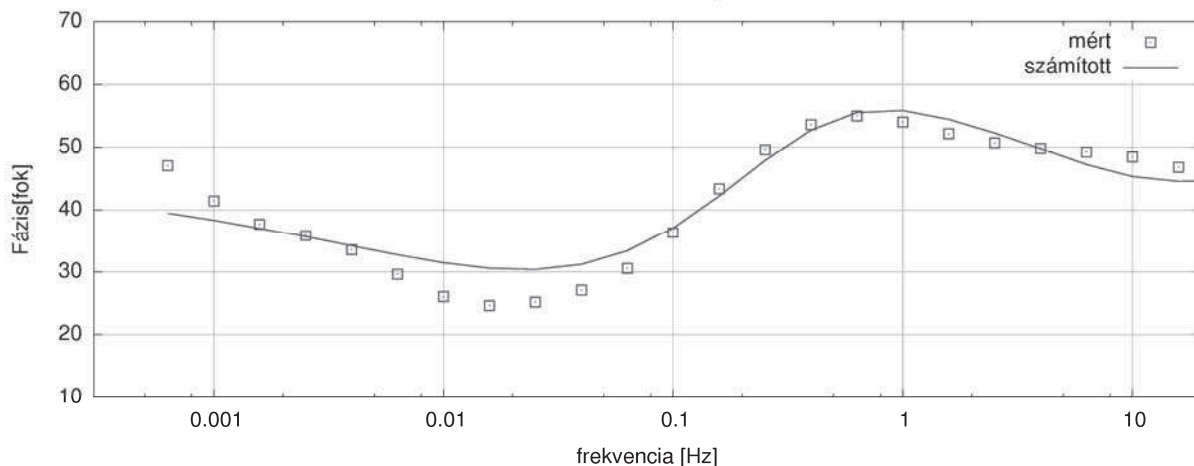
A szomszédos terepi magnetotellurikus mérési pontok egyedi inverziója során szintén megfigyelhető volt a látszólagos fajlagos ellenállás görbék kisebb-nagyobb eltolódása, a static shift. A CEL-7 szelvény 9. mérési pontján, (szondázási pont 18 km-nél) a H-polarizációs adatok általános sorfejtéses (ÁSF) inverziójából kapott, és a terepen mért ellenállás görbe összevetésével mutatjuk be a static shift jelenséget (1. ábra). Az adatok feldolgozásakor, a mért és invertált ellenállások ábrázolása során valamennyi, szimbólumokkal jelölt mért adat felette van a folytonos vonallal ábrázolt számított értékeknek. A fázis esetében az illeszkedés jobb, bár terepi adatokról lévén szó az illeszkedés nem tökéletes.

A CEL-7 szelvény nyugati, első 40 km-ére, az ÁSF inverzióval számított modell a 2. ábrán látható.

MT Látszólagos fajlagos ellenállás 09. pont

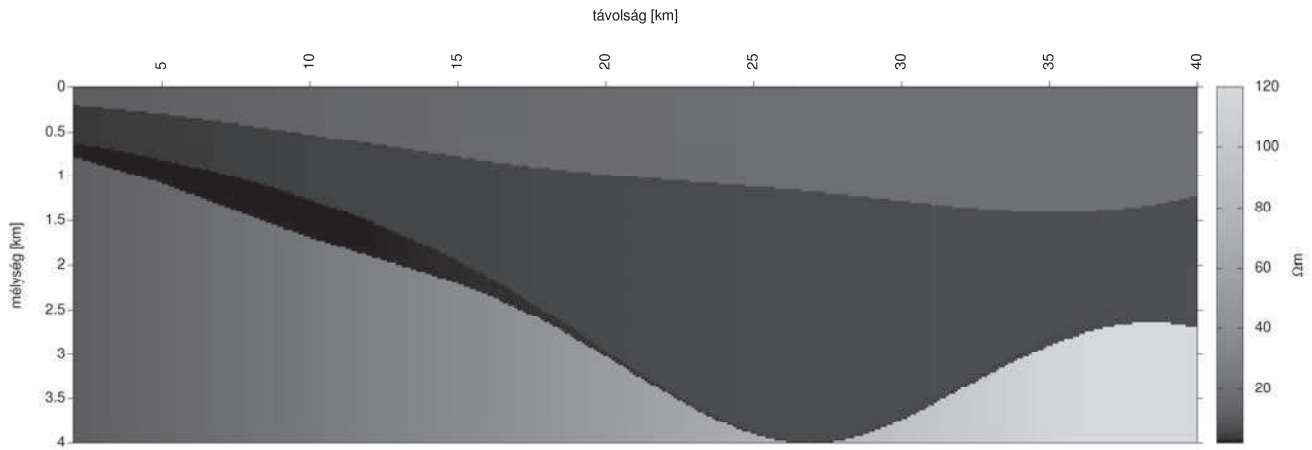


MT Fázis 09. pont



1. ábra. Mért és számított görbék illeszkedése a 18 km-nél levő szondázási pontnál

Fig. 1. The fit of the measured and calculated curves at the 18 km point



2. ábra. Az ÁSF inverzióval számított modell a CEL-7 szelvény nyugati részén

Fig. 2. The inversion model calculated with the GSE inversion at the western part of the profile CEL-7

Egydimenziós eset

Mielőtt rátérnénk a szelvénymenti adatok inverziójának az ismertetésére, érdemes szintetikus adatokon megvizsgálni a fajlagos ellenállás eltolódásának a hatását egydimenziós esetre is. Az alkalmazott inverzió a linearizált inverzió, amelynek egy iterációs lépése a

$$\|\mathbf{J}\Delta\mathbf{p} - \Delta\mathbf{m}\| = \min. \quad (1)$$

L_2 norma minimalizálásán alapul, ahol \mathbf{J} a Jacobi mátrix, amelynek elemei a mérési adatok modellparaméterek szerinti parciális deriváltjai. A \mathbf{p} a rétegek fajlagos ellenállásait és vastagságait tartalmazó vektor, az \mathbf{m} vektor a látszólagos fajlagos ellenállásértékeket és a fázis értékeket tartalmazza. A $\Delta\mathbf{m}$ az aktuális modellhez tartozó számított adatok és a mérési adatok eltérése. Az iteráció egy lépése során a feladat (1) megoldása $\Delta\mathbf{p}$ -re. Ez azt adja meg, hogyan kell módosítani a modellparamétereket annak érdekében, hogy az új modellhez tartozó elméleti adatok közelebb legyenek a mért adatokhoz. Az inverzió minőségének egyik fontos jellemzője a mért és a számított adatok illeszkedését jellemző RMS hiba:

$$RMS = \sqrt{\sum_{j=1}^n \left(\frac{m_j^{(m)} - m_j^{(c)}}{m_j^{(m)}} \right)^2},$$

ahol $m_j^{(m)}$ a j -edik mérési adat, $m_j^{(c)}$ a j -edik számított adat, és n a mért adatok száma. Az RMS dimenzió nélküli mennyiség, mivel normált alakban írtuk fel.

Egy háromréteges modellre számítottunk szintetikus adatokat (1.a táblázat), és a látszólagos fajlagos ellenállásértékeket 2-vel megszoroztuk, ami a logaritmikus skálán egy ρ

tengely irányú eltolódásnak (static shift) felel meg. Ezután az adatokra alkalmaztuk a hagyományos egydimenziós inverziót. A szintetikus adatokkal elvégzett inverzió eredményeként a mérési és a számított adatok illeszkedése gyakorlatilag tökéletes lett, de az első és a harmadik réteg fajlagos ellenállásában jelentkezett a 2-es szorzó hatása (1.b táblázat). A második réteg esetében egy lényegesen kisebb szorzótényező adódott (37/30), ennek az oka az, hogy a viszonylag vékony jól vezető réteg esetében érvényes az ekvivalencia, azaz csak a rétegvastagság és a fajlagos ellenállás aránya, d_2/ρ_2 határozható meg. Elkészítettük az egydimenziós inverzióknak azt a változatát is, amelyik a static shift-et ismeretlenként kezeli, azaz a \mathbf{p} paramétervektor (1) a rétegpármeterek mellett tartalmazza a static shift-et is. Az inverziós algoritmus ezt ugyanúgy kezeli, mint a rétegpármetereket, azaz az iteráció során fokozatosan változtatja az értékét a jobb görbeilleszkedés érdekében. Ekkor az inverzió szintén jó illeszkedést eredményezett, de az ekvivalencia miatt nem adta vissza pontosan a static shift értékét (2 helyett 1,676) és ebből következően a rétegpármeterek sem lehettek helyesek (1.c táblázat). Abban az esetben viszont, amikor a harmadik réteg fajlagos ellenállását az elvárt értéknek megfelelően (2000 Ωm) rögzítettük, az inverzió már helyesen adta meg a static shift (2,0001) és a többi rétegpármetér értékét (1.d táblázat). A gyakorlatban ez akkor alkalmazható, ha a mélybeli közegek fajlagos ellenállását valamilyen módon meg tudjuk becsülni. A kapott paraméterértékeknek az elvárttól való eltérése csak a második réteg esetében nagyobb, mint 0,1%, ami a viszonylag vékony jól vezető rétegek esetében érvényes ekvivalencia hatás.

| Réteg | Fajl. ellenállás [Ωm] | Vastagság [m] |
|-------|---------------------------------------|---------------|
| 1. | 200 | 2000 |
| 2. | 30 | 500 |
| 3. | 2000 | |

a)

| Réteg | Fajl. ellenállás [Ωm] | Vastagság [m] |
|-------|---------------------------------------|---------------|
| 1. | 238,7 | 2197,1 |
| 2. | 34,0 | 516,6 |
| 3. | 2387,3 | |

c)

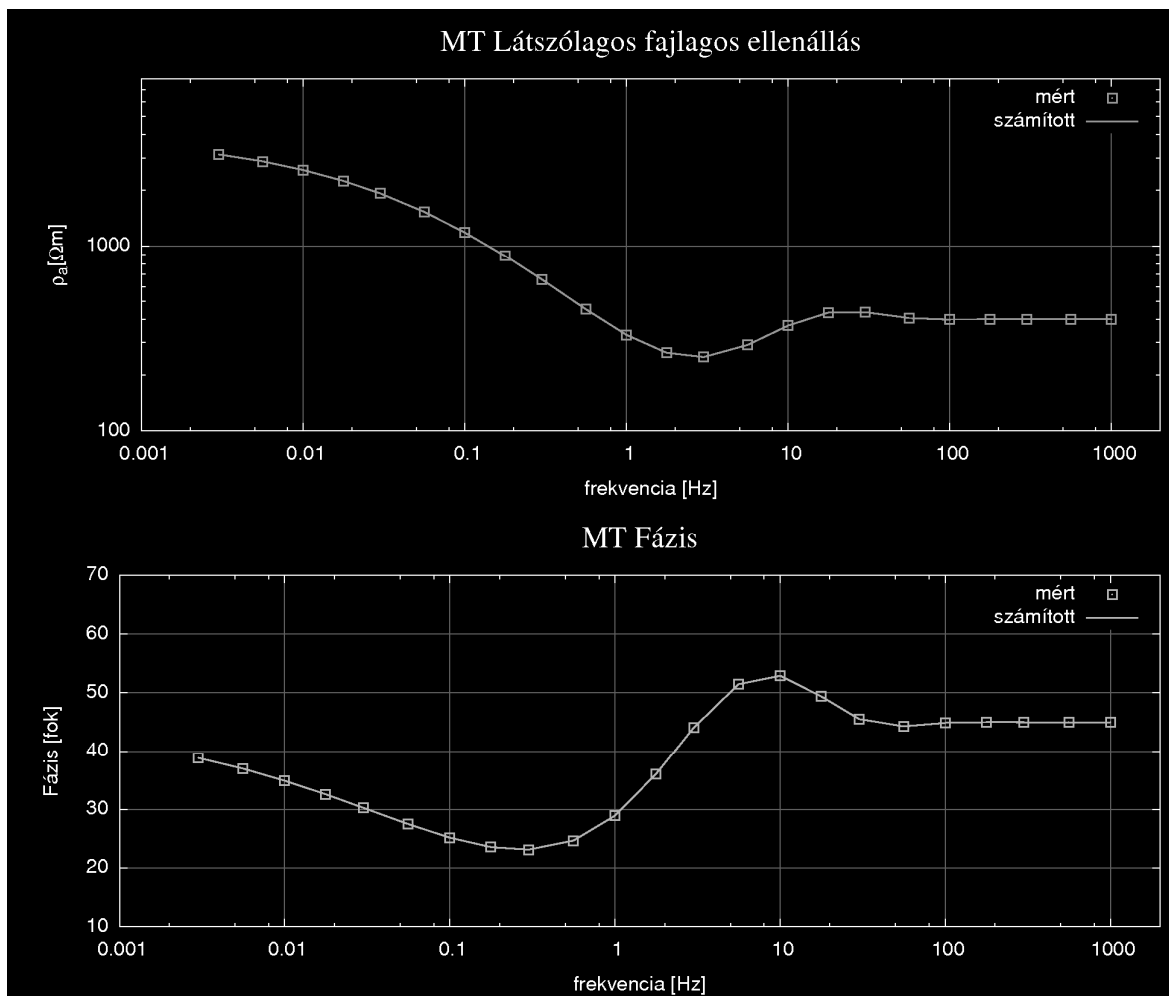
| Réteg | Fajl. ellenállás [Ωm] | Vastagság [m] |
|-------|---------------------------------------|---------------|
| 1. | 399,7 | 2940,0 |
| 2. | 37,0 | 423,0 |
| 3. | 3995,0 | |

b)

| Réteg | Fajl. ellenállás [Ωm] | Vastagság [m] |
|-------|---------------------------------------|---------------|
| 1. | 200,0 | 2000,7 |
| 2. | 29,9 | 498,5 |
| 3. | 2000,0 | |

d)

1. táblázat



3. ábra. MT adatok egydimenziós inverziója a static shift figyelembe vételével (1.d táblázat)

Fig. 3. One dimensional inversion of MT data including the static shift as inversion parameter (Table 1.d)

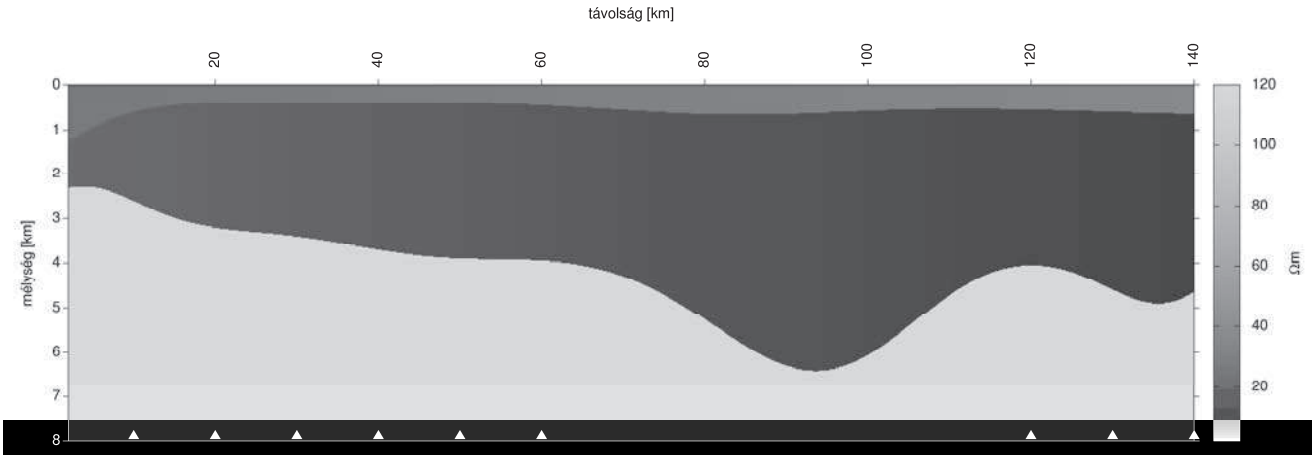
Az inverzió akkor is ugyanilyen modellt ad eredményül, ha a harmadik helyett az első réteg fajlagos ellenállását rögzítjük. A három inverziós eredményhez (1.b, 1.c, 1.d táblázatok) tartozó görbeilleszkedés annyira hasonló, hogy ezek közül csak az 1.d táblázathoz tartozót mutatjuk be (3. ábra).

Általánosított sorfejtéses inverzió

Az egyenáramú és szeizmikus mérésekre a változó rétegvastagságú és fajlagos ellenállású rétegezett modelleken alapuló szelvény-menti mérések gyors inverziójával először GYULAI [1995], DOBRÓKA [1996], GYULAI, ORMOS [1997] foglalkoztak. Az inverzió lényege az, hogy az ilyen típusú modellek rétegpármetereinek a szelvény mentén való megváltozása valamilyen analitikus függvénnyel, Fourier vagy Csebisev sorral meghatározható. Az előremodellezés a szondázási pontokon az ott érvényes rétegpármeterek alapján egydimenziós számítással történik. Az inverzióra az angol nyelvű publikációkban a GSE elnevezés (Generalized Series Expansion) elnevezést használják [KIS 2002], mi most a magyar nyelvű megfelelőjét az ÁSF (Általánosított Sorba Fejtés) részésítjük előnyben. PRÁCSER [2002] a hagyományos sorba fejtéses paraméter leírás helyett alkalmazta a Lagrange interpolációt is, amely könny-

nyebben lehetővé teszi az ismert modellparaméterek rögzítését, például abban az esetben, ha a szelvény egy adott pontján fúrási adatokból rendelkezésre állnak bizonyos rétegpármeterek. Ennél az inverziónál, a modell paraméterezése, a szondázási pontok által meghatározott szelvényen felvett, rögzített alappontokkal (y_i) történik. Ezeket az alappontokat a modellezés során érdemes az y tengely mentén egyenletesen felvenni. Az alappontok egybeeshetnek terepi szondázási pontokkal, de azoktól függetlenül is felvehetők. A \mathbf{p} paramétervektor (1) tartalmazza az egyes alappontokhoz (y_i) tartozó lokális rétegpármetereket. Az \mathbf{m} vektor tartalmazza valamennyi szondázási ponthoz tartozó látszólagos fajlagos ellenállás és fázis adatot. A \mathbf{p} paramétervektor alapján, a Lagrange interpolációval számíthatók a szelvény tetszőleges koordinátájú (y) szondázási pontjához tartozó rétegpármeterek.

A Lagrange interpoláción alapuló modellparaméter meghatározásnak, a sorfejtéses eljárások mellett megvan az a hátrányos tulajdonsága, hogy ha a polinomok fokszáma egy bizonyos mértéket meghalad, akkor a paraméterek szelvénymenti változása nem kívánt ingadozásokat mutat. Az ilyen nagyobb mértékű kilengés (4. ábra) inkább csak akkor lép fel, ha az alappontok nem egyenletes eloszlásúak. Az alappontokat a 4. ábra alján, háromszög alakú szimbólumokkal jelöltük.



4. ábra. ÁSF inverziós modell Lagrange interpolációs polinomokkal

Fig. 4. GSE inversion model with Lagrange interpolation polynomials

Az ilyen hullámzást elkerülhetjük a spline approximációs módszer alkalmazásával, amelynél a \mathbf{p} modellparaméter vektor ugyanaz, mint a Lagrange interpoláció esetén [PRÁCSER 2002], azaz tartalmazza a szelvény mentén rögzített alappontokhoz tartozó rétegparamétereket. A különbség abban van, hogy a közbülső pontokban érvényes rétegparamétereket a Lagrange interpolációs polinom helyett spline approximációval számítjuk [PRÁCSER 2007]. Egy tetszőleges u -val jelölt modellparaméterre (u itt lehet egy réteg fajlagos ellenállása, vagy vastagsága) ismertetjük a spline approximációs paraméter meghatározás lényegét. Ha a szelvény mentén az $y_0, y_1, y_2, \dots, y_n$ alappontoknál ismertek az $u_0, u_1, u_2, \dots, u_n$ paraméterértékek, akkor az $[y_i, y_{i+1}]$ intervallumban a paraméter értéke az

$$u = u_i + a_i(y - y_i) + b_i(y - y_i)^2 + c_i(y - y_i)^3 \quad (2)$$

harmadfokú polinommal számítható, valamilyen a_i, b_i, c_i együtthatókkal. Ezek az együtthatók úgy határozandók meg, hogy az általuk leírt függvény, az y_i pontokban az első és második deriváltakkal együtt folytonos legyen. Tekintettel arra, hogy az inverzióhoz szükséges \mathbf{J} Jacobi mátrix (1) elemeinek a számítása nem olyan egyszerű, mint a sorfejtéses vagy a Lagrange interpolációs paraméter megadáskor, érdemes áttekinteni az a_i, b_i és c_i együtthatók kiszámításának a módját. A keresett paraméter-meghatározó függvény folytonos az y_{i+1} pontban, ezért érvényes a

$$c_i(y_{i+1} - y_i)^3 + b_i(y_{i+1} - y_i)^2 + a_i(y_{i+1} - y_i) = u_{i+1} - u_i \quad (3)$$

egyenlet, a deriváltak folytonosságából adódó

$$3c_i(y_{i+1} - y_i)^2 + 2b_i(y_{i+1} - y_i) + a_i = a_{i+1} \quad (4)$$

egyenlet, és végül a második deriváltak folytonosságából a

$$6c_i(y_{i+1} - y_i) + 2b_i = 2b_{i+1} \quad (5)$$

egyenletet kapjuk. Ezekből az egyenletekből egy lineáris egyenletrendszer írható fel, amely meghatározza az a_i, b_i és c_i értékeket. A (3) és (4) egyenletekből b_i és c_i meghatározhatóak, mint az a_i és az a_{i+1} függvénye. Ezért figyelembe véve az (5) egyenletet csak az a_i -ket meghatározó lineáris egyenletrendszert kapunk

$$a_i \frac{1}{y_{i+1} - y_i} + a_{i+1} \left(\frac{2}{y_{i+1} - y_i} + \frac{2}{y_{i+2} - y_{i+1}} \right) + a_{i+2} \frac{1}{y_{i+2} - y_{i+1}} = 3 \frac{u_{i+2} - u_{i+1}}{y_{i+2} - y_{i+1}} + 3 \frac{u_{i+1} - u_i}{y_{i+1} - y_i}$$

Az alappontok közötti y koordinátájú szondázási ponthoz tartozó magnetotellurikus adatok az u_i modellparaméterek alapján a spline approximációval arra a pontra meghatározott rétegparaméterekkel az egydimenziós előremodellezéssel számíthatók. Egy adott y értékhez tartozó, a (2) képlettel számított u függ valamennyi u_i -től. Másképp fogalmazva az előremodellezéssel számítandó adatok az u paramétereken keresztül függenek az u_i modellparaméterektől. A mérési adatok modellparaméterek szerinti parciális deriváltjait (Jacobi mátrix), amelyek a linearizált inverzióhoz szükségesek, a deriválásra vonatkozó láncszabállyal lehet számítani

$$\frac{\partial}{\partial u_i} m = \frac{\partial m}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial u_i},$$

ahol m valamilyen mérésből származtatott adat (látszólagos fajlagos ellenállás, fázis). Ezt figyelembe véve szükség lesz

az u függvény u_i szerinti parciális deriváltjaira is. A $\frac{\partial m}{\partial u}$ -t az egydimenziós inverzióknál megszokott módon a differenciahányadossal közelítjük. Az $[y_i, y_{i+1}]$ intervallumban az u deriváltja (2) alapján az a_i, b_i és c_i deriváltjaitól függ.

$$\frac{\partial u}{\partial u_i} = 1 + \frac{\partial}{\partial u_i} a_i(y - y_i) + \frac{\partial}{\partial u_i} b_i(y - y_i)^2 + \frac{\partial}{\partial u_i} c_i(y - y_i)^3 \quad (6)$$

A j -edik intervallumban, ha $j \neq i$ akkor

$$\frac{\partial u}{\partial u_i} = \frac{\partial}{\partial u_i} a_j(y - y_j) + \frac{\partial}{\partial u_i} b_j(y - y_j)^2 + \frac{\partial}{\partial u_i} c_j(y - y_j)^3 \quad (7)$$

Feltételeztük, hogy ha $j \neq i$ akkor

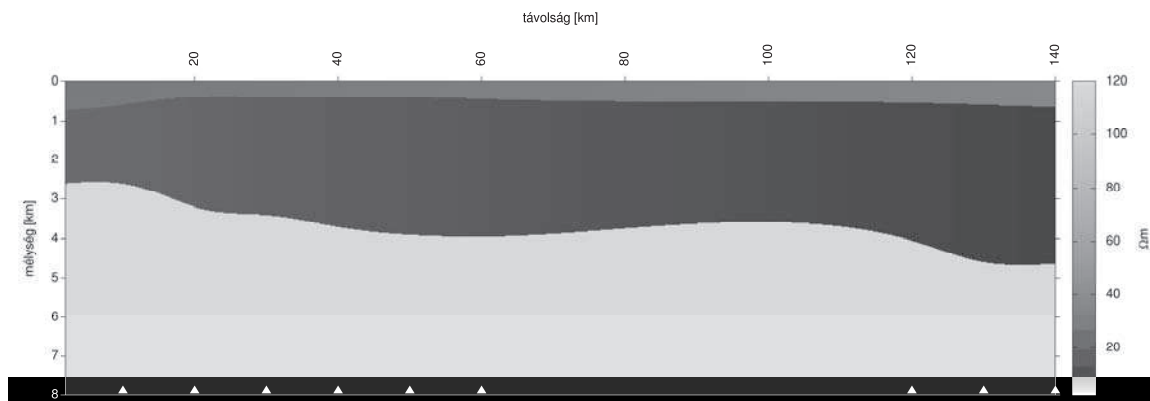
$$\frac{\partial}{\partial u_i} u_j = 0$$

Ezek szerint az a_i, b_i, c_i együtthatók u_i szerinti deriváltjait úgy kapjuk meg, hogy az együtthatókat meghatározó

lineáris egyenletrendszer az u_i -k szerint deriváljuk, ami azt eredményezi, hogy ugyanolyan típusú egyenletrendszerünk lesz az az a_i , b_i és c_i deriváltjainak a meghatározására (6) (7), mint amilyen a a_i -t, b_i -t és c_i -t meghatározza (2), csak u_i helyett 1 szerepel, és u_j helyett pedig $j \neq i$ esetén 0. Ezek alapján tehát a tetszőleges y koordinátájú ponthoz tartozó, spline approximációval meghatározott u mennyiség (rétegvastagság vagy fajlagos ellenállás) u_i szerinti parciá-

lis deriváltja kiszámítható. A Jacobi mátrix ismeretében már alkalmazható az (1) képlettel meghatározott linearizált inverzió. A következő részben bemutatásra kerülő inverziók a most ismertetett modellparaméterezéssel készültek.

Abban az esetben, ha a Lagrange interpoláció helyett a spline approximációt alkalmazzuk, ugyanazokkal az y_i alappontokkal és a hozzájuk tartozó rétegvastagságokkal, az 5. ábrán látható modellt kapjuk.



5. ábra. Modellmeghatározás spline approximációval az ÁSF inverzióhoz

Fig. 5. Model determination to the GSE inversion with spline approximation

A 4. és az 5. ábrákon látható két modell még nem inverziós eredmény, csak a Lagrange interpoláció és a spline approximáció eltérő tulajdonságait mutatja. A különbséget elsősorban az magyarázza, hogy a Lagrange interpoláció fokszáma $n-1$, ahol n az y_i alappontok száma, ezért azon a tartományon, ahol a szomszédos alappontok távol vannak, előfordulhat a modellparaméterek zavaró ingadozása. A spline approximáció ezen a tartományon is csak harmadfokú polinommal határozza meg a modellparamétereket, ezért nincs ilyen ingadozás.

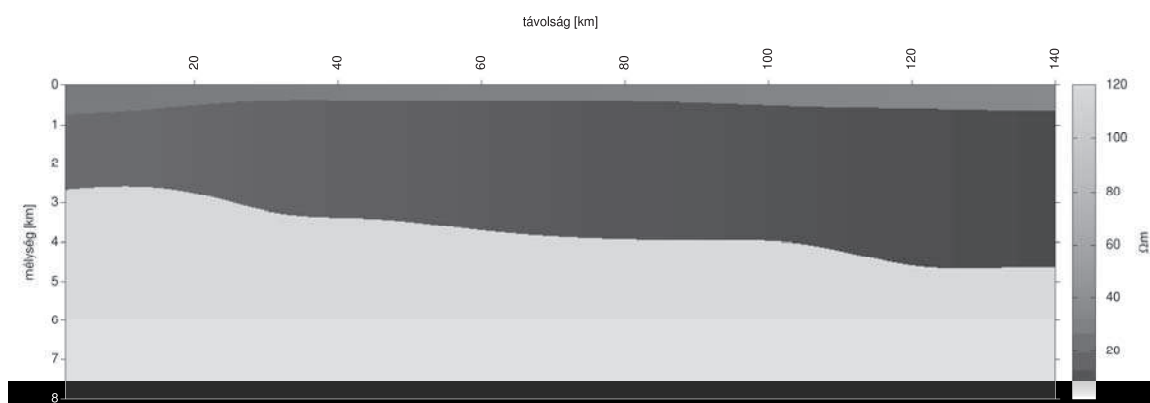
Általános sorfejtéses inverzió a static shift figyelembe vételével

A szintetikus adatok generálására használt modell egy egyszerű változó rétegvastagságú háromréteges modell 6. ábra. A modell rétegvastagságát spline approximáció írja le, a fajlagos ellenállásokat egy kis meredekségű lineáris

függvény adja meg. Az első réteg fajlagos ellenállása 25,4 Ω m-től 35,4 Ω m-ig, a másodiké 15,9 Ω m-től 6,3 Ω m-ig változik, a harmadik réteg fajlagos ellenállása 500 Ω m. A spline approximációhoz tartozó alappontokat a szelvény mentén egyenletesen 15 km-enként vettük fel. A számított adatokat 5%-os Gauss eloszlású zajjal terheltük. A szintetikus adatokkal való inverzió esetében az inverzió minőségének egy fontos jellemzője lehet az adatgeneráláskor használt modell és a kapott inverziós modell eltérését számmal kifejező normált integrál:

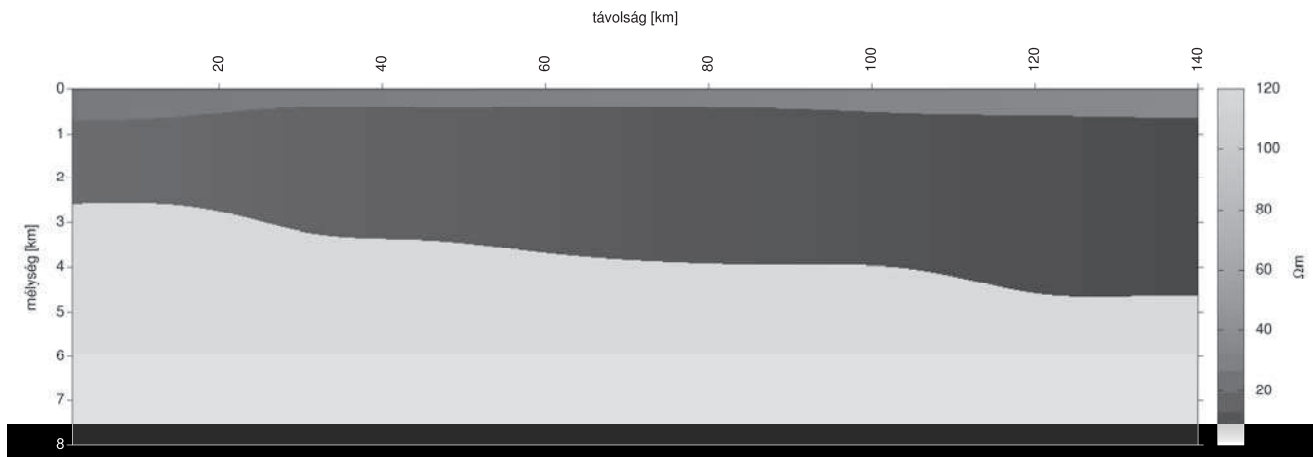
$$N_m = \frac{1}{T} \iint_A \left(\frac{\rho_0(y, z) - \rho_i(y, z)}{\rho_0(y, z)} \right)^2 dy dz,$$

ahol A az (y_{\min}, y_{\max}) és a (z_{\min}, z_{\max}) koordináta értékekkel meghatározott tartomány, T az A területe. A $\rho_0(y, z)$ a szintetikus adatok számítására használt modell fajlagos ellenállás-eloszlása, $\rho_i(y, z)$ az inverziós modellé.



6. ábra. Modell a szintetikus adatok generálásához, az ÁSF inverzióhoz

Fig. 6. A model to generate synthetic data to the GSE inversion



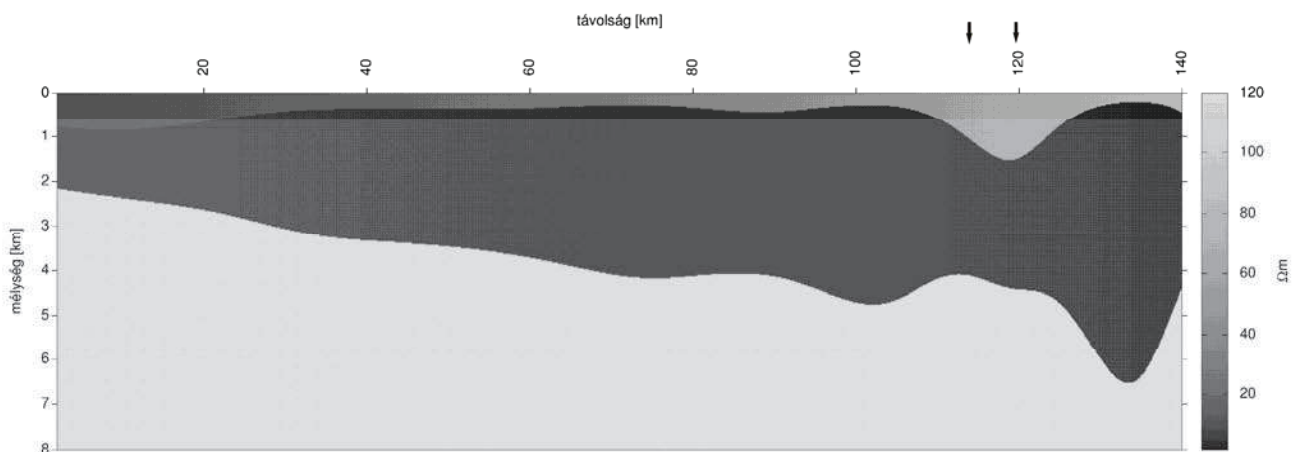
7. ábra. Az ÁSF inverzió eredménye abban az esetben, ha nincs static shift, $N_m=0,224$

Fig. 7. The result of GSE inversion without static shift effect, $N_m=0.224$

A teljesség kedvéért bemutatjuk a szintetikus adatok alapján elvégzett ÁSF inverzió eredményét, arra az esetre is, amikor az adatokat nem torzítja a static shift. Az így kapott inverziós modell (7. ábra) csak elenyésző mértékben tér el a generáló modelltől. Az inverziót jellemző, a mért és a számított adatok eltérését kifejező RMS hiba itt 0,5.

A 116 és a 120 km-nél levő fajlagos ellenállás értékeket megszoroztuk 3-mal, azaz egy static shift-es torzítást végeztünk, a többi görbe esetében nem szimuláltuk a static

shift-et. A hagyományos ÁSF inverzió, amelyik nem veszi figyelembe a static shift lehetőségét, a 8. ábrán látható modellt adta eredményül. Nyilvánvaló az eredeti szintetikus adatok generálására szolgáló modell és a kapott inverziós modell eltérése a 116–120 km környezetében. A görbeilleszkedés a 116-os pontra a 9. ábrán látható. Az inverzióknak ez a változata is csökkentette a mért és a számított görbék eltolódását, de ez az inverziós modell torzulása árán történt. Az RMS hiba ennél az inverzióknál 3,14.

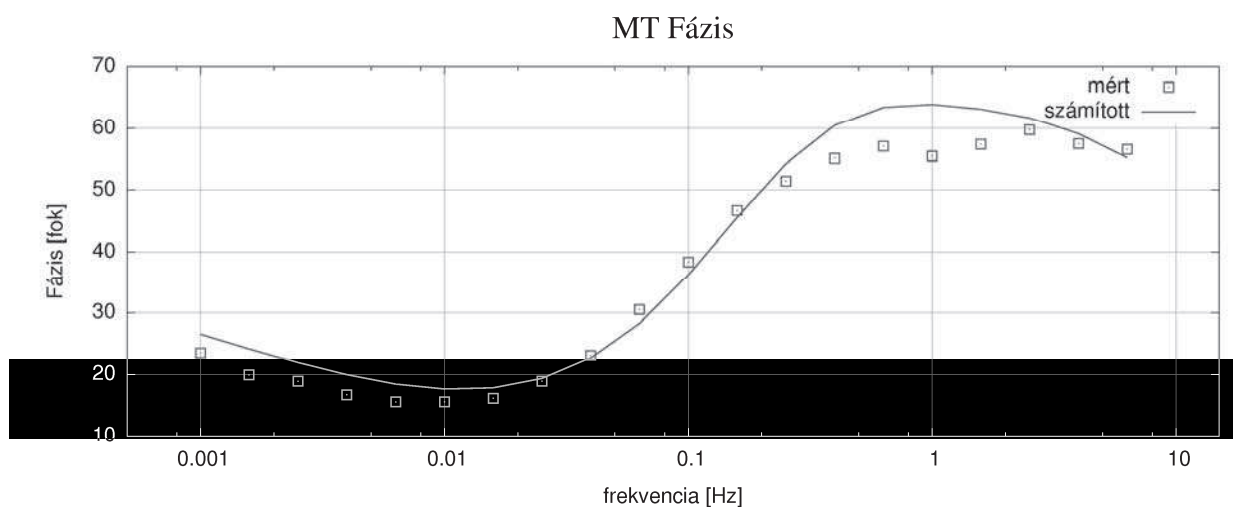
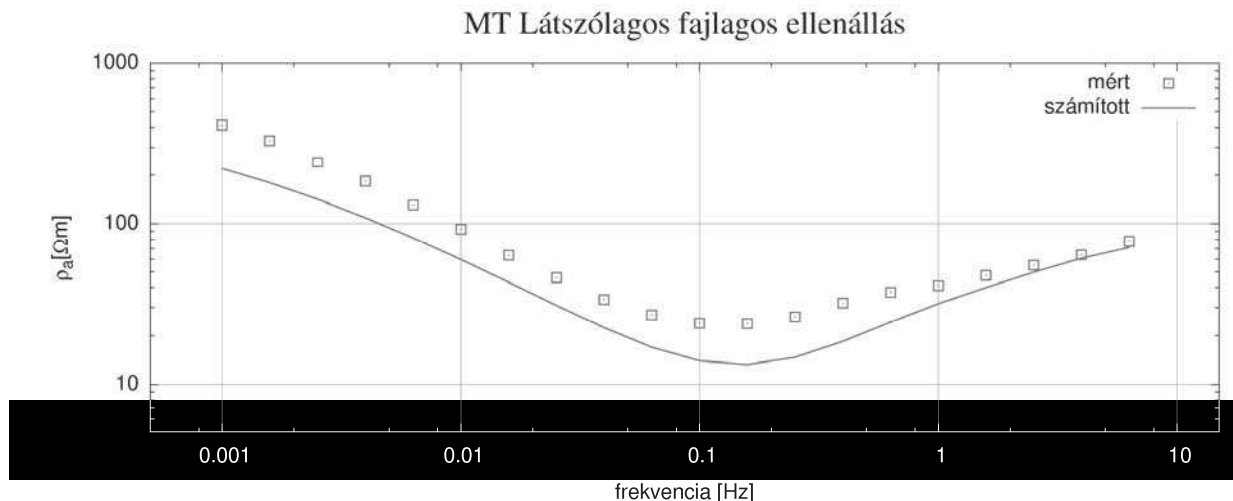


8. ábra. Static shift-el torzított adatok ÁSF inverziója abban az esetben, amikor az inverzió nem veszi figyelembe a static shift-et, $N_m=22,823$

Fig. 8. GSE inversion of data distorted with static shift, when the inversion algorithm does not take into account the presence of the static shift, $N_m=22.823$

Az ÁSF inverzió módosított változata figyelembe veszi a static shift hatását is. Ez azt jelenti, hogy az (1) képletben szereplő \mathbf{p} paramétervektor, amelyik tartalmazza az ÁSF inverzió modellmeghatározásához szükséges y_i alappontokhoz tartozó lokális rétegparamétereket, kibővül a lehetséges static shift értékekkel. A static shift értékeket szemben a modellparaméterekkel nem az alappontokhoz, hanem a szondázási pontokhoz rendeljük hozzá. Az inverziós algoritmus ezeket az értékeket ugyanúgy kezeli, mint a hagyományos modellparamétereket, azaz a kezdeti értéknek megadott 1 static shift értékeket az iterációs lépések során a jobb görbeilleszkedés érdekében változtatja. Ez az inverzió ke-

vésbé érzékeny az ekvivalenciára, mint az egydimenziós, kivéve azt a ritkán előforduló esetet, amikor valamennyi szondázási pontot ugyanaz a static shift torzítja. Általában feltételezhető, hogy a static shift a különböző szondázási pontokban különböző mértékű, akár különböző előjelű is. Az így módosított inverzió eredménye a 10. ábrán látható. Ennél az inverzióknál csak a két, static shift-tel torzított szondázásnál feltételeztük a static shift jelenlétét, a többi szondázásnál az inverzió nem számolt static shift-tel. Ez a modell nyilvánvalóan közelebb van a szintetikus adatok generálására szolgáló modellhez (6. ábra), mint a 8. ábrán levő. Az RMS hiba ebben az esetben 0,51, ami alig tér el attól az

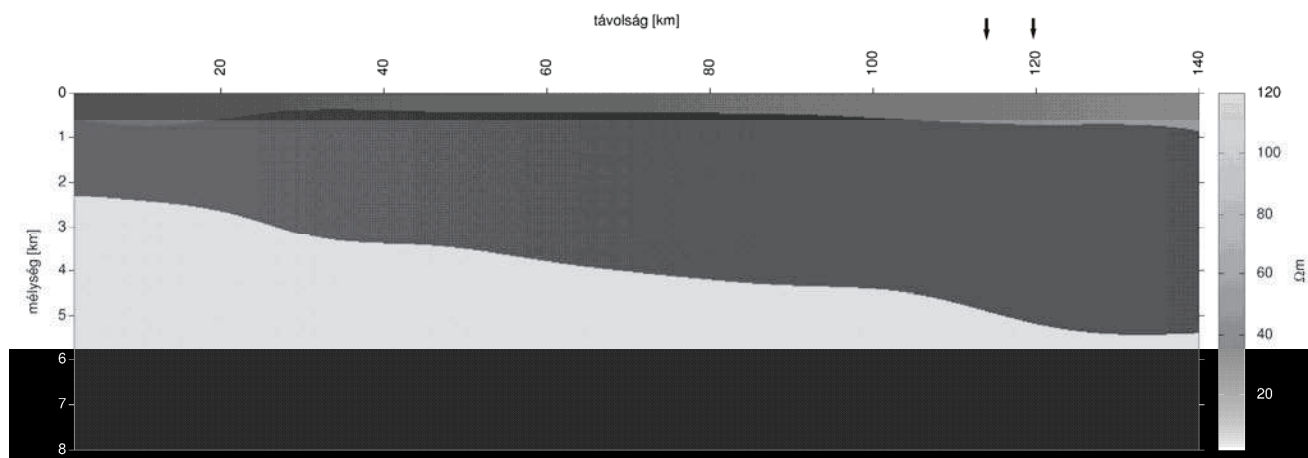


9. ábra. A magnetotellurikus görbék illeszkedése a 116 km-nél levő szondázási pontnál a 8. ábrán bemutatott inverzió esetében

Fig. 9. The fit of the magnetotelluric curves at site 116 km at the inversion presented in Fig. 8

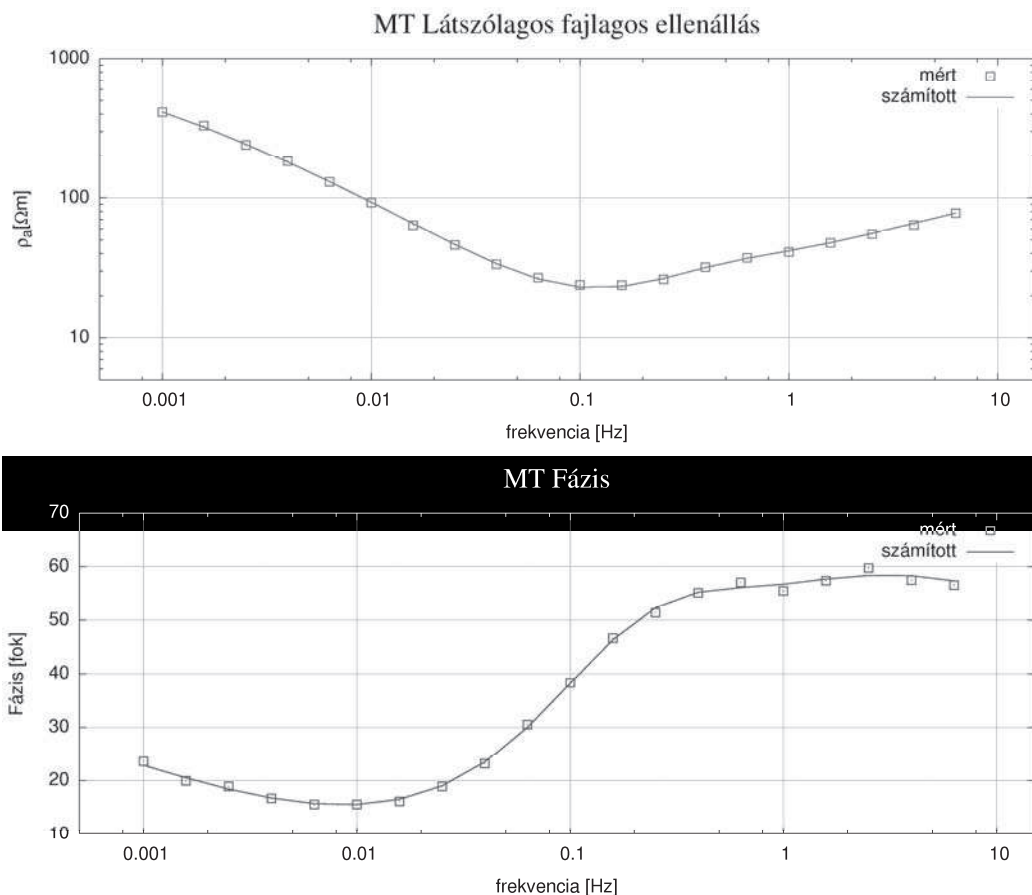
értéktől, ami a static shift nélküli inverzió esetében adódott. Az inverzió a 116 és a 120 km-nél a static shift-et 2,95-nek becsülte, ami közel van ahhoz a 3-as szorzóhoz, amivel a szintetikus adatokat megszoroztuk. Kísérletképpen olyan inverziót is elvégeztünk, ahol az inverzió két olyan szondázási pontnál is változtatható paraméternek tekintette a static

shift-et, ahol 1 volt a helyes érték. Ezenél a pontoknál az 1-es érték csak 1 százaléknál kisebb mértékben változott. A görbék illeszkedése a 116 km-es mérési pontnál a 11. ábrán látható. A látszólagos fajlagos ellenállásértékek illeszkedése az ábra alapján tökéletes.



10. ábra. Static shift-tel torzított adatok módosított ÁSF inverziója, $N_m=0,709$

Fig. 10. Modified GSE inversion of data distorted by static shift, $N_m=0.709$



11. ábra. A görbék illeszkedése a 116 km-es pontnál a korrekciós ÁSF inverzió esetében

Fig. 11. The fit of curves at site 116 km with modified GSE inversion

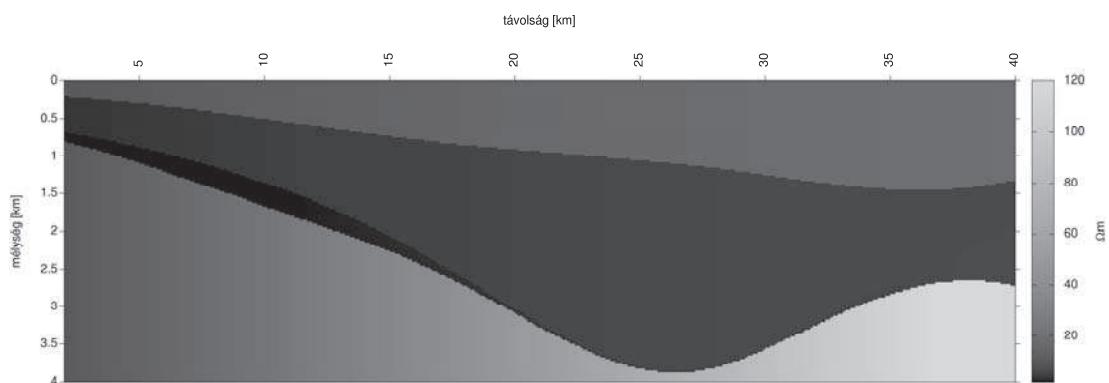
A static shift-et nem kezelő inverzió által számított modellben a kisebb static shift nem okoz ilyen durva eltérést, de a görbék rossz illeszkedése ekkor is zavaró lehet. Ezt a bemutatott terepi példán is lehet látni.

Az inverzió alkalmazása a terepi példán

A bemutatott terepi példán a static shift jelenléte egyértelmű volt, de nem érte el azt a mértéket, ami az inverziós modellt jelentősen befolyásolta volna. A 12. ábrán látható az a modell, amelyet a static shift-et figyelembe vevő inverzió eredményeként kaptunk. A görbék illeszkedésén viszont

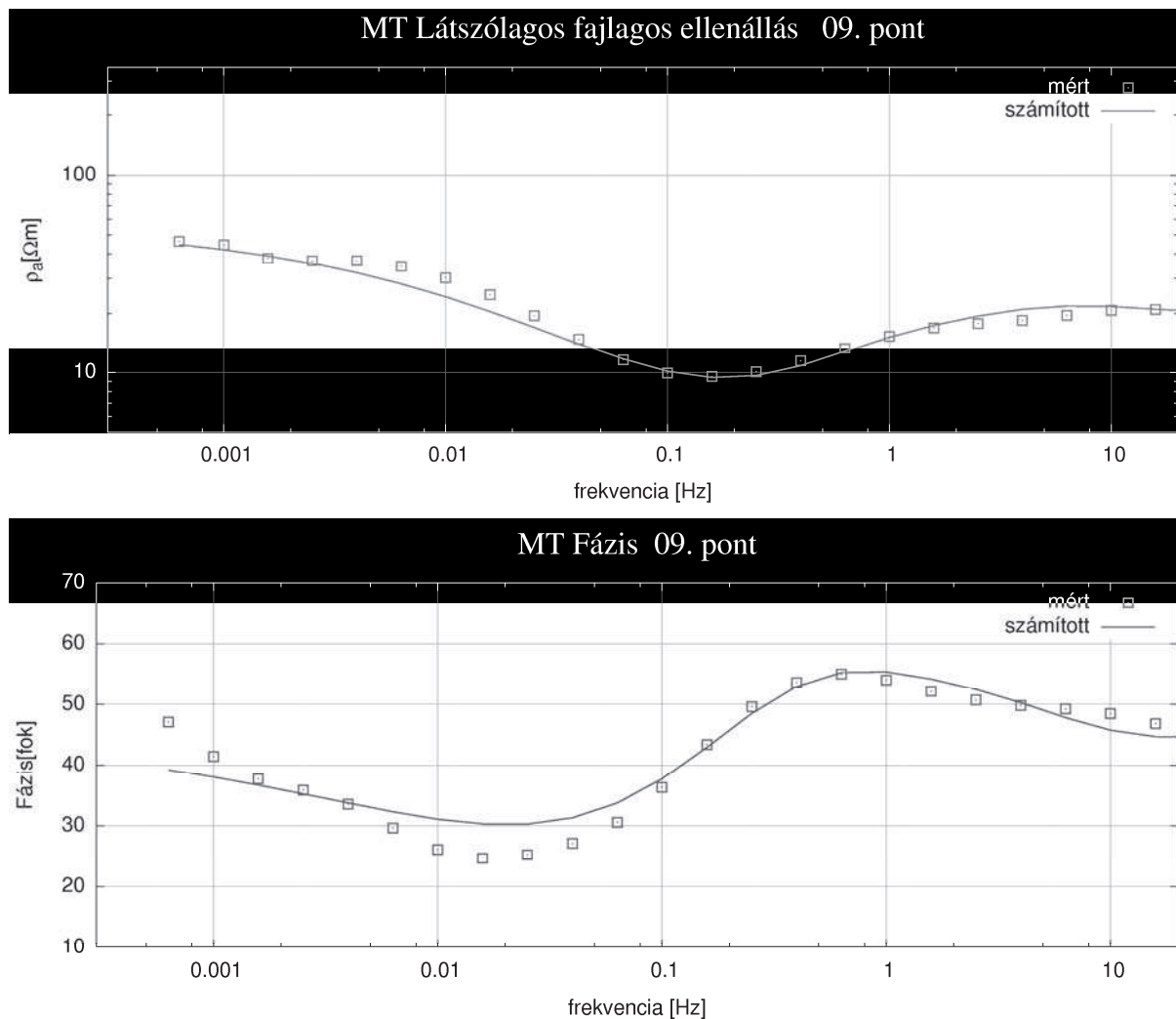
eltűnik a mért és a számított látszólagos fajlagos ellenállás-görbék 1. ábrán megfigyelhető eltolódása.

A static shift korrekció igazi jelentősége, az adatfeldolgozás szempontjából, abban nyilvánul meg, hogy az egymás melletti szondázási görbék felszíni inhomogenitásokból következő eltérő ellenállás szintjeit — amelyet eltérő blokként, vagy szerkezeti hatásként értelmezhetnénk — kiküszöböli. Ezáltal csökkenti a szelvény mentén megjelenő, a földtani képződményekre jellemző fajlagos ellenállások szórását, javítja a rétegazonosítás feltételeit, ami az inverzió szempontjából is nagyon fontos. Ez egyben a mélybeli változások megbízhatóbb kijelölését is elősegíti.



12. ábra. A CEL-7 szelvényre kapott ÁSF inverziós modell a static shift inverziós paraméterként való alkalmazásával

Fig. 12. The GSE inversion model for the CEL-7 profile using the static shift as inversion parameter



13. ábra. A magnetotellurikus görbék illeszkedése a CEL-7 18 km-es pontjánál
 Fig. 13. The fit of the magnetotelluric curves at the 18 km site of the CEL-7 profile

Összefoglalás

Megmutattuk, hogy a magnetotellurikában a szondázási görbék ellenállás–tengely irányú eltolódásának a zavaró hatása az inverziós algoritmus módosításával kiküszöbölhető. Ez feleslegessé teheti a mérési adatok inverzió előtti korrekcióját, ami bizonyos esetekben egyéb kiegészítőt, például tranzienst elektromágneses méréseket tenne szükségessé. Egydimenziós esetben az ekvivalencia hatása miatt a módosított inverzió önmagában nem elegendő, továbbra is szükség van a modell bizonyos jellemzőinek az előzetes ismeretére. A szelvénymenti mérések ÁSF inverziójának módosított változata viszont általában nem igényel a modellre vonatkozó előzetes ismereteket, csak azt a feltételezést, hogy a modellre alkalmazható az ÁSF inverzió, azaz a rétegpáraméterek nem változnak ugrásszerűen a szelvény mentén. Az inverzió alkalmazhatóságának az lehet a legnagyobb akadály, ha valamennyi szondázási görbénél ugyanaz a static shift értéke, de a gyakorlatban ennek nagyon kicsi a valószínűsége.

Köszönetnyilvánítás

A cikk megírásához szükséges programfejlesztések a T-68475 OTKA pályázathoz („Mágneses fázisátalakulá-

sok a földkéregben és geofizikai következményei”) kapcsolódóan készültek, az elemzések elvégzéséhez felhasznált adatok a T-037694 számú OTKA pályázatnak („Új irányzatok a magnetotellurikában”) köszönhetően álltak rendelkezésünkre.

HIVATKOZÁSOK

- BODOKY T., BRUECKL E., FANCSIK T., HEGEDŰS E., POSGAY K. 2001: Szervezőbizottság és munkacsoport: CELEBRATION 2000 — nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban, *Magyar Geofizika* **42**, 15–21
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER G. R., POSGAY K., VOZAR J., SPICAK A., BRUECKL E., HAJNAL Z., THYBO H., SELVI O. 2000: CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in Central Europe, *Geologica Carpathica* **51**, 6, 413–414
- DOBROKA M. 1996: Változó rétegvastagságú inhomogén szeizmikus hullámvezetőben terjedő Love típusú hullámok diszperziós relációja, az abszorpciós-diszperziós relációk inverziója, Akadémiai doktori értekezés. Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék
- GYULAI Á. 1995: Dölt réteges földtani szerkezetek geoelektromos kutatási lehetőségének a vizsgálata analitikus előremodellezéssel, *Magyar Geofizika* **36**, 40–67

- GYULAI Á., ORMOS T. 1997: Vertikális elektromos szondázások kiértékelése 1,5-D inverziós módszerrel, *Magyar Geofizika* **38**, 25–36
- KIS M. 2002: Generalised Series Expansion (GSE) method used in DC geoelectric-seismic joint inversion, *Journal of Applied Geophysics* **50**, 401–416
- OGAWA Y., and UCHIDA T. 1996: A two dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical Journal International* **126**, 69–76
- PRÁCSER E. 2002: Magnetotellurikus adatok inverziója nem vízszintes réteghatárú rétegezett féltér esetére, *Magyar Geofizika* **41**, 36–44
- PRÁCSER E. 2007: Modellparaméterek alkalmas megválasztása szelvénymenti geofizikai mérések inverziójához, Doktori (PhD) értekezés, Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék
- SASAKI Y. and MEJU M. A. 2006: Three-dimensional joint inversion for magnetotelluric resistivity and static shift distributions in complex media, *Journal of Geophysical Research* **111**, B05101, doi:10.1029/2005JB004009
- SIMPSON F., BAHR K. 2005: *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 254
- SIRIPUNVARAPORN W. and EGBERT G. 2000: REBOCC: An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics* **65**, 791–803
- SPITZER K. 2001: Magnetotelluric static shift and direct current sensitivity, *Geophysical Journal International* **144**, 289–299. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2001.00311.x
- STERNBERG B. K. WASHBURN J. C. and PELLERIN L. 1988: Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings, *Geophysics* **53**, 1459
- SZARKA L. 2001: A compact derivation of basic relationships to determine subsurface resistivity functions. *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica* **36**, 279–283
- SZARKA L., ÁDÁM A., KISS J., MADARASI A., NOVÁK A., PRÁCSER E., VARGA G. 2004: Magnetotelluric images from SW-Hungary, completed with gravity, magnetic and seismic measurements, 17th EM Induction Workshop, Hyderabad, India