

2-D földtani szerkezetek vizsgálata új geoelektromos inverziós módszerrel

Gyulai Ákos
egyetemi tanár
Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék
ggyulai@uni-miskolc.hu

Ormos Tamás
egyetemi docens
Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék
gformos@uni-miskolc.hu

Dobróka Mihály
egyetemi tanár
Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék,
MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport
dobroka@uni-miskolc.hu

Jelen tanulmány 2-D földtani szerkezetek meghatározására alkalmas új inverziós módszer alapjait mutatja be. A módszer lényege, hogy a földtani szerkezet rétegvastagság- és ellenállás-változásait sorfejtéses formában diszkrétizálja. Az ismeretlen sorfejtési együtthatókat a felszíni geoelektromos mérések adataiból határozzuk meg linearizált iteratív legkisebb négyzetes (LSQ) inverzióval. A 2-D modell sorfejtéssel történő diszkrétizációja révén csökkenthetjük a modellparaméterek számát. Így túlhatározott inverz feladatot kapunk, ami további regularizáció nélkül megoldható (mint pl. simítási kikötések, melyek a gyakorlatban elterjedt 2-D/3-D inverziókhoz szükségesek). A sorfejtési együtthatók ismeretében a lokális rétegpárparamétereket a szelvény mentén pontról pontra számíthatjuk ki. A modell összetettségének megfelelően a kezdeti iterációkban 1-D előremodellezést alkalmazunk, ezt követően a direkt feladat valódi 2-D feladatként kezelhető egy FD eljárás révén – azaz az előremodellezés kombinált, míg az ismeretlenek (a sorfejtési együtthatók) ugyanazok.

1. Bevezetés

A 2-D és 3-D földtani szerkezetek kutatásakor a mérési-kiértékelési módszereknek két különböző típusát használják általában a geoelektromos mérések (szondázás) gyakorlatában.

Laterálisan „lassan” változó modellek esetén az ún. hagyományos vertikális elektromos szondázási (VESZ) mérések alkalmazhatók. A modellt leíró lokális rétegpárparamétereket gyakran olyan látszólagos fajlagos ellenállás adatokból becsü-

lik (szondázási görbék), melyeket viszonylag nagy állomásközzel (50-200 m) és egyedi 1-D inverziós módszerekkel határoznak meg (Koefoed 1979). A modell felvételekor 1-D közelítést alkalmazunk. Azért, hogy a lehető legjobb közelítést érjük el, a mérőelektróda elrendezésnek a földtani szerkezet dőlésirányába kell esni. Ezután a lokális rétegparaméterek interpolációjával határozzuk meg a geológiai szerkezetet. Az egyedi inverzió során három- vagy többretegű modell esetén fellépő ekvivalencia gyakran olyan nagy hibát okoz a paraméterbecslésben, mely a gyakorlatban elfogadhatatlan. Ezt a problémát jelentősen lecsökkenthetjük együttes inverziós módszerek alkalmazásával (Hering et al. 1995; Misiek et al. 1997; Kis 1998). Annak érdekében, hogy jobb közelítést kapjunk laterálisan lassan változó földtani szerkezetek esetére, új inverziós algoritmust, az ún. 1,5-D inverziót vezetett be Gyulai és Ormos (1999a). Ez a módszer a dőlésirányú szelvény mentén minden egyes VESZ állomáson mért összes adatot egyetlen inverziós eljárásban egyesíti. A modellparaméterek laterális változását (a rétegek fajlagos ellenállásának és vastagságának a laterális koordinátáktól való függése) sorfejtéssel közelítik. Költséghatékony számítás megvalósítása érdekében a szerzők 1-D előremodellezést használnak. A 1,5-D módszer hatékonyságát szintetikus és terepi adatokon mutatták be (Gyulai & Ormos 1997, 1998, 1999a).

A geoelektromos adatrendszer inverziójához többféle módszer alkalmazható. 2-D vagy 3-D inverziós feladatok előremodellezésének véges differenciás módszerrel történő megoldásakor egy négyzethálós rácspontjaiban definiált szakaszoként állandó ellenállás értékeket feltételeznek. Ez a megközelítés nagyszámú ismeretlen eredményez (általában a rácsháló elemeinek száma), mely alapvetően alulhatározott inverz feladathoz vezet. Azért, hogy az alulhatározott inverz feladatnak egyértelmű megoldása legyen, további megkötéseket kell tennünk. Ezek a megkötések biztosíthatják a megoldás simaságát (Marquardt-Levenberg módszer) vagy akár egy réteghatár meglétére fókuszálhatnak (Blaschek et al. 2008). Az alulhatározott inverziós algoritmusokat különböző kényszerfeltételekkel hatékonyan stabilizálhatjuk, de ennek következményeként az inverziós eredményt komolyan befolyásolhatják a nem fizikai alapokon nyugvó kikötések.

A feladatok többértelműségének csökkentése és gyorsabb program megvalósítása érdekében több szerző kombinálta már a 2D és 1D számításokat (pl. Oldenburg & Ellis 1991; Smith & Booker 1991; Christiansen & Auken, 2003). Auken et al. (2005) szakaszosan 1-D laterálisan kényszerített inverziós módszert mutatott be nagyon nagy adatrendszer feldolgozására és értelmezésére. A lokális 1-D modelleket laterálisan kapcsolták össze úgy, hogy a szomszédos paraméterek (tipikusan ellenállás és mélység) között hozzávetőleges azonosságot írtak elő meghatározott intervallumon belül.

Jelen cikkben alternatívát ajánlunk a többértelműség csökkentésére, mely velejárója a hagyományos 2-D inverziós sémáknak. A kombinált 2-D inverziós módszerünkben továbbfejlesztjük a 1,5-D inverzió ötletét, melyet Gyulai és Ormos (1999a) vezettek be. A további számításokhoz a Spitzer (1995) által kidolgozott FD algoritmust használjuk. Az eljárás lényeges részeként a 2-D geoelektromos földtani

modell parametrizálását hajtjuk végre a rétegvastagság és az ellenállás értékek sorba fejtésével és a sorfejtési együtthatókat az inverziós eljárás ismeretlenjeiként definiáljuk. Sorfejtéssel – a hagyományos FD vagy FEM alapú inverziós módszerekhez képest – az ismeretlenek száma elegendő mértékben csökkenthető. Ez teszi lehetővé, hogy az inverziós feladatunkat túlhatározott feladatként kezeljük bármilyen további regularizációs (vagy simasági) kikötés nélkül. Rövidebb számítási idő elérése érdekében néhány iterációt végzünk a 1,5-D módszerrel (Gyulai & Ormos, 1999a) majd annak eredményeit kezdeti modellként használjuk az ezt követő 2-D inverzióban. Emiatt nevezzük a javasolt módszert kombinált geoelektromos inverzióknak (*CGI = Combined Geoelectric Inversion*).

A következőkben rövid áttekintést nyújtunk a 1,5-D módszerről, mivel a kombinált inverziós (*CGI*) módszerünk első fázisában a 1,5-D inverzió néhány iterációját használjuk annak érdekében, hogy megfelelő startmodellt találjunk a második fázisban következő 2-D inverzióhoz. A *CGI* algoritmus leírását a következő fejezet tartalmazza. Ez a linearizált algoritmus az LSQ módszert használja az ismeretlenek optimális becsléséhez. Bemutatjuk a 2-D együttes inverziós algoritmus használatát szintetikus és in-situ földtani modelleken, ahol a laterális változás jelentős. Egy 2-D modell rekonstrukciójához használt 1-D direkt feladat operátor használatának határait és a 2-D modellezésre való áttérésben elért előrelépést is bemutatja egy alkalmasan választott példa.

2. A 1,5-D inverziós módszer

Ahogy azt a bevezetésben már említettük, a 1,5-D inverziós módszert a hagyományos VESZ mérések értelmezésére fejlesztették ki (Gyulai & Ormos 1997, 1998, 1999a). A módszer lényege, hogy a 2-D földtani modell laterális változásait sorfejtéssel írjuk le alkalmasan választott bázisfüggvények segítségével. Ebben az iteratív inverziós algoritmusban 1-D előremodellezést alkalmazunk. A sorfejtési együtthatók az inverziós eljárásban ismeretlenekként szerepelnek. (A 2-D szeizmikus vezetett hullám inverziós probléma megoldása érdekében hasonló inverziós algoritmust fejlesztett ki Dobróka (1994) és Dobróka et al. (1995), melyben a hullámvezető szerkezet laterális változásait sorfejtéssel diszkrétizálják, az inverziós eljárást pedig sorfejtési együtthatókra fogalmazták meg.)

Amint azt Gyulai és Ormos (1999a) is leírta, a sorfejtési együtthatókat együttesen határozzák meg a szelvény menti összes VESZ mérés adataiból. Ebben a megközelítésben a sorfejtési együtthatók (melyek a teljes szelvény mentén megegyeznek) a (közelítő) előremodellezés során használt különböző 1-D modelleket kapcsolják össze. A szintetikus és terepi adatokon végzett tanulmányaink megmutatják, hogy a 1,5-D inverziós eljárás nagyon jó paraméterbecslést ad, és – az 1-D (közelítő) előremodellezés ellenére – az eredmények igen gyakran elfogadhatóak a terepi gyakorlatban (Gyulai & Ormos 1999a; Gyulai, Ormos & Dresen 2000; Gyulai 2001).

Korábbi geoelektromos kutatások (Gyulai & Ormos 1997, 1998, 1999a; Kis et al. 1998) megmutatták, hogy a 1,5-D inverziós módszer előnyei miatt (sebesség, pontosság, stabilitás, stb.) érdemes az általánosításával foglalkozni, főként az ekvivalencia probléma felbontására gyakorolt hatását tanulmányozni (Kis 1998).

A 1,5-D közelítő inverzióban a modellparaméterek laterális változásainak leírására sorfejtést alkalmazunk. A bázisfüggvények és a sorfejtési együtthatók számának kiválasztása attól függ, hogy mennyire összetett a felvett modell (a priori információ). Feltételezzük, hogy a laterálisan változó modellparaméterek Fourier sorfejtéssel megfelelő pontossággal közelíthetők (Gyulai & Ormos 1999a):

$$\rho_n(s) = \frac{1}{2} d_{n_0} + \sum_{k=1}^{K_n} d_{n_k} \cos k \frac{2\pi s}{S} + \sum_{k=1}^{K_n} d_{n_k}^* \sin k \frac{2\pi s}{S} \quad \text{ahol } n = 1, \dots, N \quad (1)$$

$$h_n(s) = \frac{1}{2} c_{n_0} + \sum_{l=1}^{L_n} c_{n_l} \cos l \frac{2\pi s}{S} + \sum_{l=1}^{L_n} c_{n_l}^* \sin l \frac{2\pi s}{S} \quad \text{ahol } n = 1, \dots, N-1 \quad (2)$$

ahol $\rho_n(s)$ az n -ik réteg ellenállásfüggvénye, $h_n(s)$ az n -ik réteg vastagságfüggvénye és $d_{n_k}, d_{n_k}^*, c_{n_l}, c_{n_l}^*$ jelölik a sorfejtési együtthatókat. N a rétegek száma és s az S teljes hosszúságú szelvény menti laterális koordináta. K_n és L_n maximális értékeit a VESZ pontok alapján lehet meghatározni, ahogy azt Gyulai és Ormos (1999a) is leírta. Az inverziós módszer nem csupán a gradiens elrendezésben, hanem más típusú elektróda elrendezésben (Wenner, dipól-dipól, pole-pole) mért adatok értelmezésére is alkalmas.

A 1,5-D inverziót kényszerített inverzióként is kezelhetjük (Auken et al. 2005, 2006; Pellerin & Wannamaker 2005). Ebben az értelemben a megkötés a különböző adatrendszerek közti csatolás lesz, köszönhetően annak, hogy a sorfejtési együtthatók minden számított adatra azonosak lesznek.

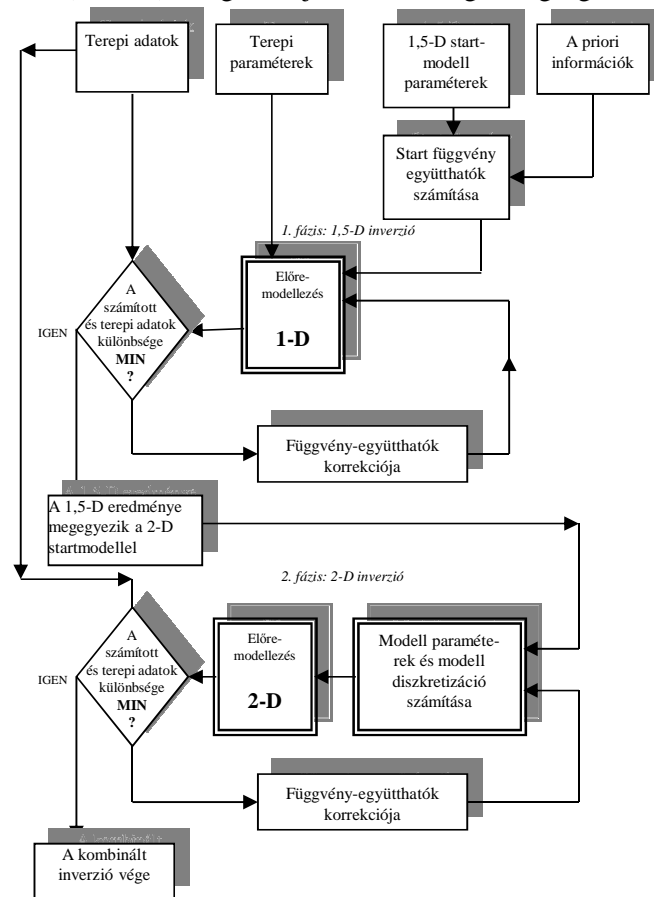
3. A kombinált geoelektromos inverziós módszer

A földtani szerkezetek gyorsan változó 2-D képe esetén elérhető pontosabb becslés érdekében pontos előremodellezés alkalmazására lehet szükség a 2-D inverzió során. A 1,5-D inverziókat így továbbfejlesztettük, mivel az 1-D előremodellezés gyorsan változó modelleknél durva becslést ad. Ebben az új linearizált inverziós (CGI) algoritmusban a 1,5-D inverziós módszerrel számítunk egy start modellt (első fázis). Ez azt jelenti, hogy az első iterációkban 1-D előremodellezést alkalmazunk. Az ezután következő iterációkban (második fázis) a lassabb, de pontosabb 2-D előremodellező FD algoritmust (Spitzer 1995) használunk az elméleti adatok és a Jacobi mátrix elemeinek számítására. (A Spitzer által kifejlesztett FD előremodellezéses eljárást 3-D számításokra tervezték. 2-D vizsgálatban való alkalmazása során a számítási idő bizonyos mértékű növekedését tapasztalhatjuk. Ennek ellenére Spitzer eljárását alkalmaztuk azért, hogy elkerüljük a sok munkával járó programozási feladatokat, ha később a kutatásunkat 3-D

földmodellekre is kiterjesztjük.)

Az eljárásunkban (CGI) a sorfejtési együtthatók ismeretlen modellparaméterekként vesznek részt (1. ábra). Míg sorfejtéskor a rétegvastagság és ellenállás értékeket a laterális koordináták folytonos függvényeként fejezzük ki, addig a közönséges 2-D modellezés szakaszosan állandó ellenállás értékeket feltételez, melyeket négyzethálón definiálunk. Ezért a sorfejtés rácsra történő leképezésére mindegyik direkt feladat számításánál szükség lesz. A kombinált inverziós (CGI) eljárás alap gondolatát így részletezhetjük:

- az iteráció első fázisában 1,5-D közelítéssel gyorsan kaphatunk egy modellt, melyet a későbbi 2-D inverziós eljárások kezdeti modellének tekinthetünk
- a második fázisban 2-D előremodellezéssel számítjuk ki az elméleti



1. ábra

Az együttes inverziós módszer algoritmusának és folyamat-ábrája

adatokat és a Jacobi mátrix elemeit. A kezdeti modell (lásd az első fázisban) általában kellően jó közelítést jelent, így csupán néhány további 2-D iterációs lépés szükséges egy elfogadható paraméterbecsléshez. Az alkalmas diskretizáció (sorfejtés) miatt az ismeretlenek száma a mért adatokhoz képest sokkal alacsonyabb, s ez biztosítja az inverz feladat nagymértékű túlhatározottságát. Így elkerülhetjük a további, nem fizikai kikötések használatát (melyeket gyakran alkalmazunk a hagyományos 2-D/3-D inverziós algoritmusokban).

Az inverziós eredmény pontosságának leírására különböző mennyiségeket használhatunk. Az adattérben az L_2 normát alkalmazva a normált d adattávolságot az alábbiak szerint definiáljuk:

$$d = \sqrt{\frac{1}{I} \sum_{i=1}^I \left(\frac{\rho_{a,i}^{(observed)} - \rho_{a,i}^{(calculated)}}{\rho_{a,i}^{(calculated)}} \right)^2} * 100\% \quad (3.a)$$

ahol I jelöli a $\rho_{a,i}$ mért vagy számított látszólagos fajlagos ellenállás értékek számát. Ismert modellen számított szintetikus adatok inverziója esetén ($\bar{m}^{(exact)}$ paraméterekkel) a relatív modelltávolságot is használjuk:

$$D = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{m_i^{(estimated)} - m_i^{(exact)}}{m_i^{(exact)}} \right)^2} * 100\% \quad (3.b)$$

ahol M a modellparaméterek számát jelöli.

A paraméterbecslés pontosságát általában a varianciával írják le, mely a paraméter kovariancia mátrix főátlóbeli elemeit jelenti (Menke 1984). Ahhoz, hogy a paraméterbecslésről átfogó képet kapjunk, be kell vezetnünk az F átlagos (százalékos) becslési hibát:

$$F = \sqrt{\frac{1}{KM} \sum_{k=1}^K \sum_{m=1}^{M_k} \sigma_{km}^2} * 100\% \quad (4.a)$$

melyben

$$\sigma_{km} = \sigma_k(x_m) = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{J(k)} \sum_{j=1}^{J(k)} \{ \Psi_{ki}(x_m) * \Psi_{kj}(x_m) * COV_{ij} \}}}{p_k(x_m)} \quad (4.b)$$

ahol $\sigma_k(x)$ jelöli a k -ik modellparaméter (pl. ellenállás vagy vastagság) becslési hibáját és σ_{km} ugyanezt jelöli az m -ik VESZ állomáson (ha $x=x_m$). K a modellparaméterek számát, valamint M_k a szelvény menti VESZ állomások számát mutatja. $J(k)$ a k -ik modellparamétert leíró sorfejtés bázisfüggvényében az elemek száma, $\Psi_{ki}(x)$ és $\Psi_{kj}(x)$ az i -ik és j -ik bázisfüggvények és COV_{ij} a becslési koefficiensek kovariancia mátrixának elemei (definiálva: Menke 1984). A becslési modellparaméterek korrelált természetének leírására széles körben használt korrelációs mátrixot alkalmaztuk.

$$CORR_{ij} = \frac{COV_{ij}}{\sqrt{COV_{ii} COV_{jj}}}$$

A mátrix elemeinek nagy száma miatt hasznos lehet bevezetnünk egy skalárt

$$S = \sqrt{\frac{1}{P(P-1)} \sum_{j=1}^P \sum_{i=1}^P (CORR_{ij} - \delta_{ij})^2}, \quad (5)$$

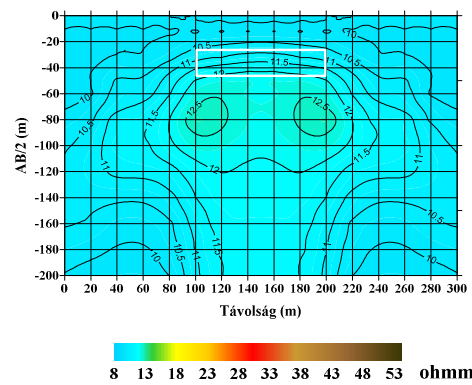
amit átlagos spread-nek hívunk (Menke 1984), a modell korreláció leírására használt átlagos tulajdonság (P a modellparaméterek száma, míg δ_{ij} a Kronecker szimbólum).

4. Elemzés

A javasolt módszerek legfontosabb jellegzetességeinek leírásához szintetikus adatrendszereket generáltunk egy modellen, melyet a szakirodalomban már korábban publikáltak (Loke & Barker 1996). Ebben a modellen $\rho=50$ ohm ellenállású 2-D téglalap alakú (20×100 m) testet ágyazunk 25 m mélységben a 10 ohm ellenállású közegbe. A vizsgálathoz a szintetikus látszólagos fajlagos ellenállás adatokat Schlumberger elektróda elrendezéssel számítottuk Spitzer (1995) FD programja segítségével.

A 2. ábra a modellt és a számított Schlumberger látszólagos fajlagos ellenállás értékeket pseudo-szelvényként ábrázolja. Ezt az adatrendszert használtuk később a kombinált geoelektromos inverziós (CGI) módszerhez bemeneti adatként. Annak ellenére, hogy a bemeneti adatokat nem terheltük Gauss-zajjal, az FD modellezés és az 1-D előremodellezés (amit a 1,5-D inverzióban használunk) közti különbség hozzávetőleg 2% hibát mutat a szintetikus adatrendszerben a 1,5-D inverzió során (a CGI módszer első fázisa). A kutatott 2-D modell három rétegből áll, laterális irányban folyamatosan változó paraméterekkel. Mind a rétegvastagságokat, mind az ellenállás értékeket Fourier sorfejtéssel diszkretizáltuk.

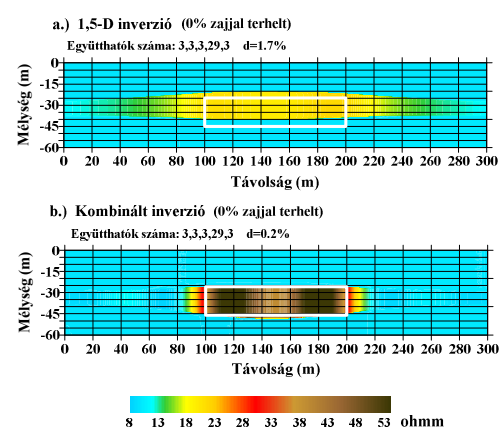
A 3.a ábra a szintetikus adatrendszer (első fázis) 1,5-D inverzióját mutatja. A vizsgálat során háromréteges modellt feltételeztünk laterálisan változó rétegbeli ellenállás és rétegvastagság értékekkel. (Az ábrán az 1. és 2. egyenletek leírását követően, a sorfejtési együtthatók maximális száma $2L_1+1$, $2L_2+1$, $2K_1+1$, $2K_2+1$, $2K_3+1$ látható. Például, ha „az együtthatók száma: 3, 3, 3, 29, 3” a két vastagság értéket 3 sorfejtési együtthatóval írják le, míg a rétegek $\rho_1(s)$, $\rho_2(s)$, $\rho_3(s)$ fajlagos ellenállás függvényeit rendre 3, 29 és 3 elemű Fourier sorfejtési együtthatóval közelítik.)



2. ábra

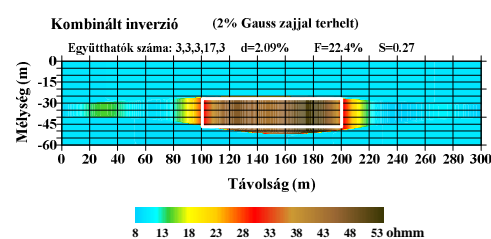
A modell (2-D téglalap alapú hasáb homogén féltérbe ágyazva) és látszólagos fajlagos ellenállás válasza Schlumberger elrendezésben

Sokkal jobb eredményt érhetünk el, ha a 1,5-D inverziót az 1-D modellezés helyett a 2-D előmodellezéssel folytatjuk (az együttes inverziós eljárás második fázisa). A 1,5-D és CGI módszerek eredményének összehasonlítása végett azonos számú sorfejtési együtthatót használtunk. A 3.b ábra az együttes geoelektromos inverzió eredményét mutatja. A normalizált (d) adattávolságokat összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy ennek a paraméternek a javulása jelentős: a 1,5-D inverzió $d=1.7\%$ adattávolsága a CGI esetében $d=0.2\%$ -ra csökkent. Az ellenállás-anomália alakja majdnem pontosan közelíti a téglalap alakú inhomogenitás alakját, valamint az ellenállás értékek is közel állnak a tényleges értékekhez ($\rho_1=10$ ohmm, $\rho_2=50$ ohmm, $\rho_3=10$ ohmm). Az inverzióban 41 ismeretlent (sorfejtési együtthatót) kellett megbecsülni. Az első fázisban (1-D előmodellezés használatakor) 35 iterációs lépést végeztünk, a második fázisban (2-D előmodellezés használatával) az iterációs lépések száma 4 volt (3. ábra).



3. ábra

A 1,5-D (3.a ábra) és a kombinált inverziós módszer (3.b ábra) által adott eredmények összehasonlítása. A bemeneti adatok zajmentesek.



4. ábra

Kombinált inverzióval kapott eredmények zajos adatok esetén (A 3. ábrán látott zajmentes adatrendszer 2%-os Gauss eloszlású véletlen zajjal terheltük.)

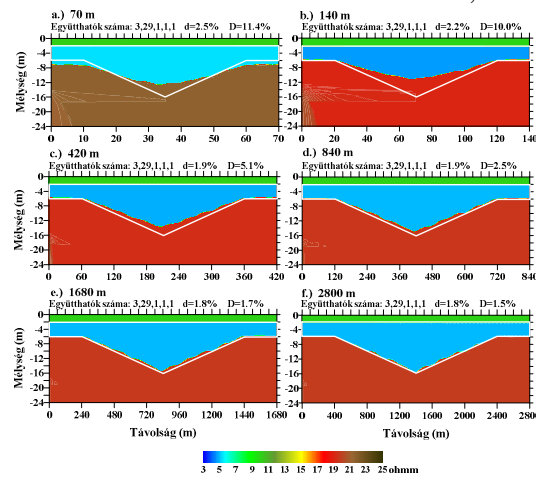
Fontos, hogy lássuk, hogyan is működik a CGI módszer zajos adatok esetén, ezért az előző adatrendszer 2%-os Gauss eloszlású zajjal terheltük. Ahogy azt a 4. ábra is mutatja, az együttes inverziós módszer hasonlóan jó eredményt ad zajos adatok esetén is. Ebben a példában a második rétegbeli ellenállás függvényeket leíró együtthatók számát 17-re csökkentettük, így az együtthatók száma: 3, 3, 3, 17, 3 lett. A relatív adattávolság 2,09% (közel azonos a bemeneti adatok hibaszázalékával). Az átlagos becslési hiba (4.a egyenletben definiálva) $F=22.4\%$, mely viszonylag magas, de elfogadható érték. Az átlagos terjedelem, mely a sorfejtési együtthatók korrelált természetét írja le, $S=0,27$, mely gyengén korrelált eredményeket mutat.

A fenti kutatások azt mutatják, hogy a 1,5-D inverzióval összehasonlítva a valódi 2-D szerkezetekben a kombinált inverziós módszer sokkal jobb megoldást ad. Emiatt nagyon hasznos a 1,5-D közelítés (a CGI első fázisa) pontosságát különböző mértékben változó földtani szerkezetek sorozatán megfigyelni. Ahhoz, hogy ezt megtehesük, hat azonos alakú modellt definiáltunk (5. ábra). Minden modell háromréteges, a második és harmadik réteg között húzódo réteghatár egyenes vonalrészekből áll és a szelvényhossz, ami mentén azonos laterális változás látható, 70 m (valódi 2-D modell) és 2800 m (a modell, ami mentén a helyi 1-D előremodellezés létrejön – a 1,5-D inverzió belül – jó közelítésnek minősül) között változik. A szintetikus adatokat FD módszerrel számítottuk Schlumberger elektróda elrendezéssel a szelvény mentén 29 állomáson. A szintetikus adatokat 2%-os Gauss zajjal terheljük.

A 1,5-D és a kombinált inverzió (CGI) ezen tesztelesekor a diszkretizáláshoz Fourier sorfejtést használtunk. Az első vastagság értéket 3, a másodikat pedig 29 együtthatóval írtuk le. Az ellenállás laterálisan változatlan; azaz mindegyiket egy-egy együtthatóval írtuk le. Így a sorfejtési együtthatók a tesztek során rendre: 3, 29, 1, 1, 1 voltak.

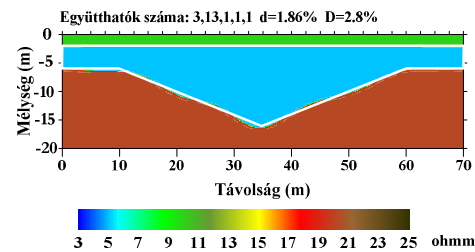
Ahogy az 5.a-f ábrákon is látható, a pontos és becsült modellek közti relatív távolság a modelltávolság (D a 3.b egyenletben definiálva) a modell laterális méretének növekedésével jelentősen csökken; annak ellenére, hogy a relatív adattávolság (d a 3.a egyenletben definiálva) csupán kis mértékben csökken. A várakozásoknak megfelelően a 1,5-D inverzió (1-D előremodellezést tartalmazva) jobb eredményt ad az f modell esetén (mely jó közelítéssel lokálisan 1-D modellnek felel meg).

A 6. ábra a 70 m laterális hosszúságú (valódi 2-D) modellen végrehajtott kombinált inverzió eredményét mutatja. Ebben a számításban kezdeti modellként a 1,5-D inverzió (5.a ábra) végleges eredményét (36 iteráció után) használtuk. Jól látható, hogy a számításokat további 20, kombinált inverziós iterációval folytatva jelentős javulást értünk el. A gyorsan változó modellen elvégzett együttes inverzióval elérhető pontosság a 2-D előremodellezésnek és a különleges modell-diszkretizációnak köszönhető, mely az ismeretlen paraméterek számának nagymértékű csökkenését eredményezi.



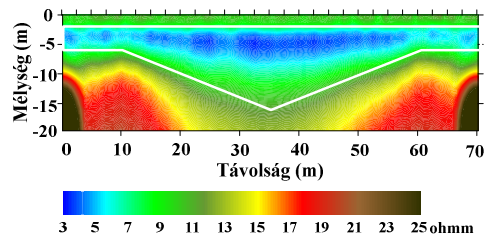
5. ábra

A 1,5-D inverziós módszer használhatósága különböző 2-D földtani modellek esetén



6. ábra

A kombinált inverzió eredményei egy szignifikáns 2-D modell esetén (a modell)



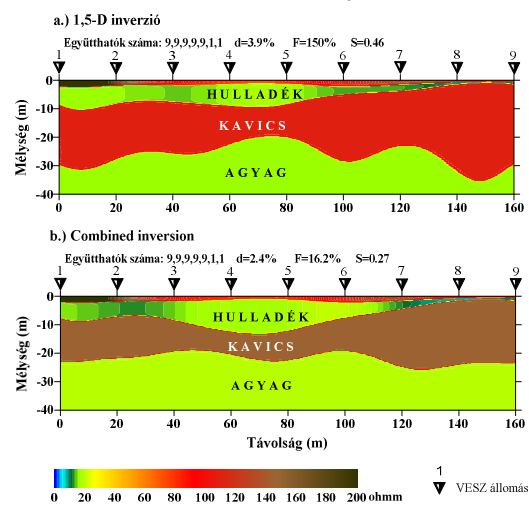
7. ábra

A geofizikai gyakorlatban elterjedten használt res2Dinv szoftverrel kapott eredmények

Összehasonlításképpen a 7. ábra a kereskedelemben kapható „smoothness constrained” inverziós szoftver, a res2Dinv használatával előállított 2-D modellt mutatja, mely szoftvert a geoelektromos gyakorlatban elterjedten alkalmazzák. (Itt a legjobb eredmény elérése érdekében az alábbi értékeket használtuk: vertikális-horizontális szűrő arány=1,0, modell blokkok maximális száma és az adatpontok aránya=50 valamint szomszédos elektródák közti csomópontok száma=2. A res2Dinv szoftverrel számított rms érték 1,702.) A res2Dinv „smoothness constrained” inverzió, míg a CGI módszer általánosított nem kényszerített inverzió.

A 6. és 7. ábrák összehasonlítása megmutatja, hogy mivel túlhározott inverz feladatot oldunk meg (bármiféle nem fizikai feltétel vagy simítás nélkül), ezért a CGI módszer sokkal élesebb határokat ad elfogadható pontossággal, míg a res2Dinv használatával simított földtani modellt kapunk.

A 1,5-D és a kombinált inverzió alkalmazhatóságát in-situ környezet-geofizikai méréssel is összehasonlítottuk. A sorfejtési együtthatók mindkét esetben azonosak voltak: 9, 9, 9, 9, 9, 1, 1. Ahogy az a 8.a ábrán látható, a 1,5-D módszer olyan modellt ad eredményül, melynek közepes becslési hibája rendkívül nagy ($F=150\%$) és a sorfejtési együtthatók közti korreláció magas ($S=0,46$). Másrészt az új CGI együttes inverziós eljárás kisebb adattávolságot és közepes paraméterbecslési hibát ($F=16,2\%$) eredményez. A relatív nagy hibát mindkét esetben az igen vékony első réteg becslési hibája okozza. An-



8. ábra

A 1,5-D és a kombinált inverzió összehasonlítása Miskolc környéki hulladéklerakó fölött mért terepi adatok segítségével

nak ellenére, hogy az ismeretlenek száma a két inverziós feladatban megegyezik, az átlagkorreláció (meanspread) (definiálva az 5. egyenletben) számottevően kisebbnek adódik az új inverziós eljárásban ($S=0,27$), s ezzel a *CGI* módszer kevésbé korrelált paraméterbecslést mutat.

5. Következtetések

Összefoglalásképpen megállapíthatjuk, hogy az új kombinált inverziós (*CGI*) eljárás ígéretesnek tűnik kétdimenziós földtani szerkezetek paramétereinek meghatározására. Sorfejtéssel történő diszkretizáció következtében az ismeretlenek száma viszonylag alacsonynak adódott összevetve a nemzetközi gyakorlatban használt módszerekkel, melyekben a rácsháló (FD modellezésben) minden eleme ismeretlen paramétert jelöl. Túlhatározott inverz feladat (bármilyen nem fizikai feltétel vagy simítás alkalmazása nélkül) megoldása miatt a *CGI* módszer sikerrel és elfogadható pontossággal állítja vissza a valódi 2-D földtani modelleket. A rövidebb számítási idő érdekében a *CGI* módszer két fázisból áll: az elsőben 1,5-D inverzióval (1-D előremodellezést alkalmazva) jó startmodellt számítunk a második fázishoz, ahol a linearizált inverziós eljárásban 2-D előremodellezést hajtunk végre.

A 2-D kombinált inverziós módszert könnyen általánosíthatjuk 3-D földtani szerkezetek esetére. Ilyen módon ajánlatos bonyolultabb modelleken különböző mérési elrendezésben, más bázisfüggvényekkel is ellenőrizni a módszer terepi adatokon történő működését, ami további kutatásokat igényel.

6. Köszönetnyilvánítás

A felszín közeli geoelektromos szerkezetek vizsgálatára vonatkozó kutatásunkat az Országos Tudományos Kutatási Alap kutatási témáinak keretein belül folytattuk le (OTKA T042686 és T062416). Az MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport tagjaként az egyik szerző a Magyar Tudományos Akadémiának is megköszöni a támogatást.

7. Irodalomjegyzék

- Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, B. H., Foged, N., Sorensen, K. I. 2005. Piecewise 1D laterally constrained inversion of resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 53: 497-507.
- Auken, E., Pellerin, L., Christiansen, N.B., Sorensen, K.I. 2006. A survey of current trend sin near surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics*, 71. (5) G249-G260.
- Blaschek R., Hördt A., Kemna A. 2008. A new sensitivity-controlled regularization scheme for the inversion of induced polarization data based on minimum gradient support. *Geophysics*, 73: F45-F54
- Dobróka, M., Fancsik, T., Amran, A. 1995. On the in-seam seismic inverse problem. 57th EAEG Meeting, Glasgow, 29 May- 2 June.
- Dobróka M. 1994. Változó rétegvastagságú inhomogén szeizmikus hullámvezetőben terjedő Love-típusú hullámok diszperziós relációja; az abszorpciós-diszperziós jellemzők inverziója. MTA doktori értekezés. Miskolc – Budapest.

- Gyulai, Á. 2001. 2D földtani szerkezetek interpretációja együttes geoelektromos inverziós módszerekkel. MTA doktori értekezés. Miskolc – Budapest.
- Gyulai, Á., Ormos, T., Dobróka, M., Kavanda, R. 2007. The strategy of joint inversion using function series. EAGE Near Surface Conference and Exhibition, Istanbul 3-5. September 2007. P24.
- Gyulai, Á., Ormos, T. 1999a. A new procedure for the interpretation of VES data: 1.5-D simultaneous inversion method. *Journal of Applied Geophysics*, 41: 1-17.
- Gyulai, Á., Ormos, T. 1999b. Hohlräumortung mit geoelektrischen und Oberflächenseismischen Methoden. 59. DGG Tagung, Braunschweig March 8-12. 1999. PGT05, p. 116.
- Gyulai, Á., Ormos T. 1998. Újabb eredmények a VESZ adatok 1.5-D inverziós kiértékelésében. *Magyar Geofizika*, 38: 257-264.
- Gyulai Á., Ormos T. 1997. Vertikális elektromos szondázások kiértékelése 1.5-D inverziós módszerrel. *Magyar Geofizika*, 38: 25-36.
- Gyulai, Á., Ormos, T., Dresen, L. 2000. A joint inversion method to solve problems of layer boundaries, differently defined by seismics and geoelectrics. 6th Meeting of Environmental and Engineering Geophysical Society – European Section, September 3-7. 2000. Bochum, Germany (P-CH04)
- Hering, A., Misiek, R., Gyulai, Á., Ormos, T., Dobróka, M., Dresen, L. 1995. A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data: Part I. Basic ideas. *Geophysical Prospecting*, 43: 135-156.
- Kis M. 1998. Felszínközeli földtani szerkezetek vizsgálata szeizmikus és egyenáramú geoelektromos adatok együttes inverziójával. PhD értekezés. Miskolci Egyetem, Miskolc.
- Kis M., Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., Dresen L. 1998. A new approach for the investigation of 2-D structures – method development and case-history. 60th EAGE Conference and Technical Exhibition, 8-12 June 1998.
- Koefoed, O. 1979. *Geosounding Principles, Resistivity Sounding Measurements*. Amsterdam.
- Loke, M.H., Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.
- Menke, W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press Inc.
- Misiek, R., Liebig, A., Gyulai, Á., Ormos, T., Dobróka, M., Dresen, L. 1997. A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface seismic data: Part II. Application. *Geophysical Prospecting*, 45: 65-85.
- Ormos, T., Gyulai, Á., Nyári, Zs. 1999. Cavity detection with resistivity and shallow seismic methods. 5th EEGS-ES Meeting, September 6-9, 1999. Budapest, Proceedings, VoP2.
- Pellerin L., Wannamaker P.E. 2005. Multi dimensional electromagnetic modelling and inversion with application to near-surface earth investigation. *Computers and electronics in agriculture*. 46: 71-102.
- Salát P., Tarcsai Gy., Cserepes L., Vermes M., Drahos D. 1982. A geofizikai interpretáció információs-statisztikus módszerei. (szerk. Salát P.). Tankönyvkiadó. Budapest.
- Spitzer, K. 1995. A 3-D finite difference algorithm for DC resistivity modelling using conjugate gradient methods. *Geophysical Journal International*, 123: 902-914.
- Zhang, Z., Routh, P. S., Oldenburg, W. D., Alumbaugh, D. L., Newman, G. A. 2000. Reconstruction of 1-D conductivity from dual-loops EM data. *Geophysics*, 65: 492-501.